

Geologia dell'Ambiente

Periodico della SIGEA
Società Italiana di Geologia Ambientale



Supplemento al n.2/2011
ISSN 1591-5352



Atti del Convegno Nazionale
Il Patrimonio Geologico:
una risorsa da proteggere e valorizzare

A cura di
Mario Bentivenga

29 e 30 aprile 2010
Sasso di Castalda - Potenza



Comitato Scientifico:

Mario Bentivenga - *Università degli Studi della Basilicata*

Luciano Bonci - *ISPRA*

Ettore Bove - *Università degli Studi della Basilicata*

Maurizio Burlando - *Direttore del Parco del Beigua*

Mauro Coltorti - *Università degli Studi di Siena*

Luigi Coppola - *Università degli Studi della Basilicata*

Luca Demicheli - *Segretario Generale EuroGeoSurveys*

Cristina Giovagnoli - *ISPRA*

Giuseppe Gisotti - *Presidente Nazionale SIGEA*

Alessandro Iannace - *Università degli Studi di Napoli "Federico II"*

Giacomo Prosser - *Università degli Studi della Basilicata*

Marcello Schiattarella - *Università degli Studi della Basilicata*

Giuseppe Spilotro - *Università degli Studi della Basilicata*

Enrico Tavarnelli - *Università degli Studi di Siena*

William A.P. Wimbledon - *Presidente ProGeo*

Francesco Zarlenga - *ENEA - Roma*

Organizzato da:

Dipartimento di Scienze Geologiche - *Università degli Studi della Basilicata*

Società Italiana di Geologia Ambientale - *SIGEA*

Ordine dei Geologi di Basilicata

In collaborazione con:

Associazione Geobas

Comune di Sasso di Castalda

Facoltà di Economia

Facoltà di Scienze MM. FF. e NN.

Legambiente Basilicata

Sponsorizzato da:

Regione Basilicata

Facoltà di Scienze MM. FF. e NN. - *Università degli Studi della Basilicata*

Comune di Sasso di Castalda - *Potenza*

Parco Nazionale dell'Appennino Lucano Val d'Agri-Lagonegrese

Provincia di Potenza

Banca Popolare di Bari

Associazione Nazionale Comuni Italiani - *Basilicata*

Comune di Laurenzana

BCC di Laurenzana e Nova Siri

Patrocinato da:

Regione Basilicata

Università degli Studi della Basilicata

Provincia di Potenza

Provincia di Matera

Parco Nazionale dell'Appennino Lucano - *Val d'Agri - Lagonegrese*

ProGeo - *The European Association for the Conservation of the Geological Heritage*

EuroGeoSurveys - *The Geological Surveys of Europe*

AIGeo - *Associazione Italiana di Geografia Fisica e Geomorfologia*

Anno Internazionale del Pianeta Terra

ISPRA - *Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale*

Media Partner - *Paysage*

Gli articoli del volume sono stati sottoposti al giudizio di almeno due referees.

Geologia dell' Ambiente

Periodico della SIGEA
Società Italiana di Geologia Ambientale



Atti del Convegno Nazionale

**Il Patrimonio Geologico:
una risorsa da proteggere e valorizzare**

**A cura di
Mario Bentivenga**

**29 e 30 aprile 2010
Sasso di Castalda - Potenza**

INDICE

Presentazioni

Vito De Filippo 7
Presidente Regione Basilicata

Domenico Totaro 9
Commissario del Parco Nazionale dell'Appennino lucano Val d'Agri - Lagonegrese

Introduzione

Mario Bentivenga 11
Dipartimento di Scienze Geologiche - Università degli Studi della Basilicata
Referente SIGEA Basilicata

Relazione ad invito 13

William A.P. Wimbledon

Presidente ProGEO

Geosites - a mechanism for protection, integrating national and international valuation of heritage sites

Sessione A - I Geositi nella pianificazione territoriale

Chairman - Francesco Zarlenga - ENEA - Roma

I. Adurno, E. Gueguen & G. Prosser 28
Vallone del Tuorno: possibile geosito nel territorio di Savoia di Lucania (Potenza).

M. Bentivenga, V. Cancro & G. Palladino 37
Proposta di Campomaggiore vecchio a geosito (Basilicata - Potenza).

M. Bentivenga, F. Cavalcante, R. Ciancia, G. Palladino & L. Rossi 45
I torrioni conglomeratici del castello e della chiesa Madre di Laurenzana (Basilicata - Potenza):
un geosito d'interesse geologico e storico-architettonico.

M. Bentivenga, F. Cavalcante, G. Palladino & N. Pansardi 53
Il lago Sirino e l'area del ponte delle Ferrovie Calabro-Lucane di Lagonegro (Potenza):
due geositi di interesse geologico e geomorfologico.

F. Bucci, A. Costantini & R. Cinelli 62
Valorizzazione dei beni culturali a carattere geologico (geositi) nella provincia di Grosseto.

M. Caldara, A. Iannone, R. Lopez & O. Simone 79
Il litorale di Trani (Mar Adriatico, Puglia): un esempio di geodiversità da tutelare.

F. Cavalcante, C. Belviso & F. Finizio 93
La successione delle "Argille Varicolori" di Calanche (Campomaggiore, Basilicata):
una finestra sul Cretaceo).

M. Coltorti & D. Firuzabadi	104
La deformazione gravitativa profonda (DSGM) del versante orientale del Monte Amiata: un geosito ed un itinerario geomorfologico in Toscana meridionale.	
G. D'Ecclesiis & P. Lorenzo	115
L'evoluzione urbana del borgo del Casale di Armento (PZ) in un contesto geologico di margine.	
M. Fabbri, M. Lanzini, D. Mancinella & C. Succhiarelli	126
I geositi urbani: definizione e caso-studio nel territorio di Roma capitale.	
F. Filocamo, C. Maglieri, C. M. Roskopf, S. Baranello, O. Giannantonio, R. Monaco & M. Relvini & M. Iarossi	135
Il censimento e la valorizzazione dei geositi: l'esperienza molisana.	
A. Fiore, S. Gallicchio, P. B. Giandonato, V. Iurilli, G. Mastronuzzi, P. Pieri, L. Sabato, P. Sansò, G. Selleri, O. Simone, D. Sollitto, M. Tropeano & S. Valletta	144
Il patrimonio geologico della Puglia: iniziativa editoriale della SIGEA Puglia.	
S. Laurita, F. Cavalcante & G. Prosser	150
Le successioni ofiolitiche di Timpa delle Murge e di Timpa di Pietrasasso.	
N. Pennetta & E. Lo Russo	160
Fattori di pericolosità' nelle coste alte ad elevato valore paesaggistico dell'isola di Capri.	
A. Riviello	176
Interazione tra paesaggio urbano ed ambiente in Lucania.	

Sessione B - Il Patrimonio Geologico nelle Aree Protette

Chairman - Mario Bentivenga - Università degli Studi della Basilicata

A. Aloia, A. De Vita, D. Guida, A. Toni, & A. Valente	188
La geosiversità del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano: verso il geoparco.	
V. M. Bruschi, P. Coratza, D. Piacentini, D. Saliba & M. Soldati	202
Valutazione dei geomorfositi del Majjistral nature and historic park (Malta): due metodologie a confronto.	
N. Ciaranfi, S. Gallicchio, A. Girone, P. Maiorano & M. Marino	214
Proposta di un percorso geologico-culturale tra i calanchi del geosito di Montalbano Jonico (Basilicata).	
E. Gueguen & I. Adurno	227
Da cava a geoparco: una opportunità di sviluppo. L'esempio della cava "Minervino Beton" a Minervino Murge (Puglia).	
P. Pieruccini & M. Coltorti	239
Il Monte Carpegna (Marche settentrionali): un atlante dei grandi movimenti franosi.	

Sessione C - La Geoarcheologia

*Chairman - **Gioacchino Lena** - Geoarcheologo*

- R. Agostino, G. Lena & G. Osso** 254
Due geoarcheositi in area urbana: Piazza del Popolo e Piazza Italia a Reggio Calabria.
- A. Calia, M. Giannotta, G. Quarta, M. Sileo & M. Delle Rose** 265
Le antiche cave nei depositi calcarenitici lungo la costa pugliese:
un esempio di geoarcheositi da tutelare e valorizzare.
- E. Giaccari, M. Delli Santi & A. Corrado** 274
Valorizzazione dei geoarcheositi posti lungo la dorsale collinare Plio-Pleistocenica
del territorio di Oria (BR).
- G. Lena & A. Romagnosi** 279
Geoarcheositi, proposta di itinerari geo-turistici nel territorio comunale di Viterbo.
- O. Patti** 292
Pompei-Longola: dal Neolitico alla proto-preistoria.... e non solo.
- A. Rustico & G. Lena** 304
Le antiche latomie costiere di Marzamemi (SR): un patrimonio geomorfologico da valorizzare.

Sessione D - Gli Itinerari Geologici

*Chairman - **Alessandro Iannace** - Università degli Studi di Napoli "Federico II"*

- A. Aloia, M. Burlando, A. De Vita, M. Firpo, D. Guida, C. Queirolo,
A. Toni, M. Vacchi & A. Valente** 318
La divulgazione del patrimonio geologico attraverso i sentieri tematici: le esperienze del
Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano e del Parco del Beigua - Beigua Geopark.
- M. Bentivenga, F. Bucci, S. Laurita, R. Novellino, G. Palladino, G. Prosser & E. Tavarnelli** 330
Un itinerario geologico attraverso l'Appennino meridionale.
- A. Iannace** 342
Riflessioni su geoturismo ed itinerari tra epistemologia e professione.
- G. Borgogno, A. Bove, A. Giuliani & L. Masciocco** 348
L'itinerario geologico della "Pietra di Langa" nella Valle Bormida di Millesimo (CN).
- A. Bove, E. Destefanis, L. Masciocco & C. Trovato** 358
Le sorgenti bicarbonato sodiche della valle Bormida - comuni di Cassinasco (AT) e Ponti (AL).
- F. Bucci** 368
Accesso al patrimonio geologico e rappresentazione cartografica della geodiversità:
l'esperienza della scuola elementare Lorenzo Vecchietta di Castiglione d'Orcia (Siena).
- E. Buracchi & A. Costantini** 379
Geologia urbana: a Siena le rocce raccontano.

E. Cartojan, A. Di Lisio, C. Ferretta, P. Magliulo, F. Russo, M. Sisto & A. Valente	388
Esempi di aree di interesse geoturistico nel territorio irpino sannita (Campania).	
Cartojan, P. Magliulo & A. Valente	401
Verso una metodologia integrata per la valorizzazione e la fruizione del paesaggio geologico: un esempio dal Sannio beneventano (Appennino centro-meridionale).	
A. Di Lisio, F. Russo & M. Sisto	411
La via del gesso. Proposta di un itinerario geoturistico alla scoperta delle evaporiti del messiniano in Irpinia (Campania).	
M. Garofano	420
Retaggi culturali e di metodo nelle scienze della terra. Il geoturismo come mezzo per la diffusione e la rivisitazione della geologia.	
C. Lucia, G. Palladino & A. Falconieri	428
Applicazione di un sistema informativo territoriale all'itinerario geologico-turistico di Sasso di Castalda (PZ).	
S. Margiotta & S. Grimaldi	434
Un itinerario alla scoperta dell'assetto idrogeologico e della fenomenologia carsica sulla dorsale carbonatica dei Monti della Maddalena (Appennino Lucano).	
A. Valente & G. Rivellini	441
Proposta di un itinerario attraverso il Sannio (Campania).	
Sessione E - Il Patrimonio Geologico come risorsa economica	
<i>Chairman - Ettore Bove - Università degli Studi della Basilicata</i>	
Chieco, P. B. Giandonato, V. Iurilli, F. Pace & O. Simone	454
"Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico" la nuova legge regionale pugliese e le strategie di utilizzo del territorio.	
E. Giaccari	460
La geologia ambientale e lo sviluppo sostenibile - la valorizzazione dei paesaggi geologici lucani.	
B. Pecorino & M. Federico	471
Il geoturismo come risorsa economica: una proposta metodologica per lo studio della valle dell'Alcantara.	
A. M. Pioletti	481
I geositi come forma di turismo alternativo: alcune riflessioni sulla Valle d'Aosta.	
Note conclusive	493

Presentazione

La pubblicazione degli atti del convegno nazionale di Sasso di Castalda, che per due giorni, dal 29 al 30 aprile 2010, si è interrogato sulle azioni da porre in essere per proteggere e valorizzare il grande patrimonio geologico italiano, rappresenta la naturale conclusione di un lungo, meticoloso ed apprezzabile lavoro scientifico che ci consentirà di affrontare la sfida più importante dei prossimi anni. La sfida cioè di mettere a valore, anche qui, in Basilicata, così come probabilmente si sta facendo anche nel resto d'Italia, quegli elementi di pregio scientifico ed ambientale rappresentati dai "geositi": un patrimonio - val la pena ricordarlo - in grado di alimentare, nelle singole realtà, nuove occasioni di crescita e di sviluppo, soprattutto dal punto di vista turistico.

Per quanto riguarda la nostra regione ne cito solo alcuni, tra quelli oggetto di studio nel presente volume: Campomaggiore vecchio, il lago Sirino, l'area del ponte delle Ferrovie Calabro Lucane di Lagonegro, la Dorsale Carbonatica dei Monti della Maddalena, il Castello Medievale e la Chiesa Madre di S. Maria Assunta di Laurenzana.

Dice bene il prof. Mario Bentivenga, nella sua presentazione: i cittadini e chiunque operi sul territorio devono essere informati e resi consapevoli di avere una risorsa naturale sul proprio territorio da tutelare, monitorare ed eventualmente gestire.

Io sono convinto che anche grazie all'opera di sensibilizzazione svolta dal Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università degli Studi della Basilicata e dalla SIGEA - Basilicata il patrimonio geologico lucano saprà conquistare un ruolo di primo piano nelle politiche di sviluppo del territorio. Naturalmente, bisognerà andare avanti lungo la strada tracciata a Sasso di Castalda, facendo tesoro delle conclusioni emerse al termine del convegno nazionale, con la definizione di linee guida a cui attenersi per affrontare correttamente lo studio e la gestione del territorio nel quale ricadono i "geositi".

La classe dirigente lucana, ne sono certo, saprà essere all'altezza della sfida lanciata nella due giorni di studio del 29 e 30 aprile 2010, anche grazie ai preziosi suggerimenti contenuti nei tanti articoli scientifici pubblicati all'interno di questo volume, che la Regione Basilicata ha ritenuto doverosamente di patrocinare e sponsorizzare.

Vito De Filippo

Presidente Regione Basilicata

Presentazione

L'invito ricevuto dagli organizzatori, a patrocinare e sponsorizzare, il convegno nazionale che ha affrontato lo studio del patrimonio geologico, mi è sembrato da subito una buona occasione per cercare di capire come questo debba essere gestito per renderlo una risorsa. Inoltre, l'evento mi ha permesso di far conoscere l'ultimo nato tra i parchi Italiani "Parco Nazionale dell'Appennino Lucano Val d'Agri-Lagonegrese" ad un pubblico numeroso e molto interessato alle tante bellezze paesaggistiche, naturalistiche e geologiche che ricadono nel suo territorio.

Il secondo parco nazionale della Basilicata è stato istituito nel 2007 ed ha un territorio di 69.000 ettari nei cui confini ricadono 29 comuni della provincia di Potenza.

L'area del Parco Nazionale dell'Appennino Lucano Val d'Agri-Lagonegrese comprende un territorio molto vario, di chiara bellezza paesaggistica, in cui sono presenti estesi boschi, torrenti localmente incassati in gole molto anguste e cime montuose dalle quali è possibile osservare il panorama per decine di chilometri. Si possono distinguere due aree, una montuosa che ricade nella porzione occidentale e settentrionale, ed una collinare che caratterizza le porzioni sud-orientali e meridionali dell'area del parco. Questa grande variabilità morfologica, legata alla storia geologica che ha portato alla formazione dell'Appennino meridionale, ha dato vita ad una vasta gamma di peculiarità geologiche che ad oggi sono ancora in gran parte sconosciute. Da decenni l'area del parco è meta di geologi italiani e stranieri che visitano e studiano il territorio. Numerosi studenti e ricercatori, provenienti dalle più disparate università italiane e straniere, si recano nel territorio del parco per svolgere escursioni didattiche e ricerche.

Il forte interesse scientifico per il territorio del parco è dovuto principalmente alla presenza di formazioni rocciose ben affioranti, tra le più antiche dell'Appennino meridionale. Quest'ultima caratteristica è fondamentale perchè consente allo studioso di poter osservare affioramenti e sezioni stratigrafiche ben esposte, utili per la ricerca e al curioso o all'appassionato di geologia, di osservare in modo chiaro e semplice i fenomeni che si verificano nella crosta terrestre.

L'aver partecipato al convegno, ben riuscito, mi è servito per capire quanto è necessario avviare una ricerca dei geositi che formano il patrimonio geologico del parco. Questo in seguito potrà servire all'individuazione di diversi itinerari geologici che gli interessati potranno percorrere per ammirare la geodiversità intesa come la varietà o la diversità del substrato roccioso, delle forme e dei processi in ambito geologico, geomorfologico, pedologico, ecc., ed in generale dei processi abiotici presenti nello stesso territorio.

Lo scopo è quello di creare le condizioni migliori per la valorizzazione del patrimonio geologico finalizzato allo sviluppo del geoturismo. Inoltre, l'individuazione di itinerari geologici potrà essere di supporto anche all'attività didattica per gli studenti di scuole di ogni ordine e grado.

La conoscenza in dettaglio del patrimonio geologico del parco ci permetterà di proporlo come Geopark, entrare quindi a far parte della rete EGN (UNESCO) (www.europeangeoparks.org) in cui l'idea di base è quella dell'utilizzo del patrimonio geologico come risorsa economica. Attualmente in Italia i Geopark istituiti sono sette di cui l'ultimo, in ordine temporale, è quello del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano.

Concludendo, posso affermare con convinzione che il patrimonio naturalistico, ed in particolare quello geologico, gioca un ruolo preminente e se adeguatamente comunicato, può rappresentare un sensazionale veicolo per la valorizzazione del parco.

Domenico Totaro

*Commissario del Parco Nazionale
dell'Appennino Lucano Val d'Agri-Lagonegrese*

Introduzione

Il crescente interesse verso il patrimonio geologico ha portato numerosi ricercatori allo studio dei geositi cercando di fare acquisire, agli amministratori del territorio, la consapevolezza che bisogna favorirne la tutela e la valorizzazione per renderli una risorsa.

Siamo sulla buona strada in quanto alcune regioni hanno già legiferato per la tutela del patrimonio geologico. Per ultima la Regione Puglia ha emanato la L. R. n° 33 del 4 dicembre 2009 dal titolo: "*Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico*", mentre a dicembre del 2010 la SIGEA, Legambiente Basilicata e l'Ordine dei Geologi di Basilicata, hanno presentato alla III Commissione Consiliare - Attività Produttive Territorio Ambiente della Regione Basilicata, la proposta di legge dal titolo: "Conservazione e valorizzazione del patrimonio geologico", che a breve verrà discussa.

L'idea di organizzare un convegno nazionale sulle problematiche riguardanti il patrimonio geologico è nata dalla consapevolezza di avere un territorio nazionale ricco di peculiarità geologiche, geomorfologiche, idrogeologiche, vulcaniche, ecc., che quasi mai vengono studiate e valorizzate per farle diventare un volano di crescita per l'economia locale.

Il convegno ha favorito il confronto tra studiosi dando luogo a dibattiti che hanno portato alla definizione di linee guida a cui attenersi per affrontare correttamente lo studio e la gestione delle aree su cui ricadono i geositi. Questo, ha suscitato molto interesse tra gli amministratori locali presenti all'evento perchè sono state fornite indicazioni atte a facilitare la pianificazione del territorio. Per raggiungere questi obiettivi, il primo passo da fare, è quello di censire il patrimonio geologico che insiste sul territorio e procedere nello studio dei diversi geositi che lo compongono, mettendone in risalto le diverse peculiarità.

Lo studio di un sito di interesse geologico deve seguire un metodo rigorosamente scientifico e produrre una relazione, ricca di documentazione iconografica ed una serie di carte tematiche.

La tutela del patrimonio geologico segue la fase di censimento e studio e si preoccupa di mettere in atto misure conservative, così da favorire una migliore gestione del territorio.

Contestualmente, chi vive o opera sul territorio, deve essere informato e reso consapevole di avere una risorsa naturale sul proprio territorio da dover tutelare, monitorare ed eventualmente gestire.

Al convegno hanno partecipato numerosi studiosi italiani e stranieri presentando 73 riassunti che il Comitato Scientifico ha diviso tra comunicazioni orali, sei per ognuna delle cinque sessioni, e poster. Di seguito sono arrivati 51 manoscritti completi che sono stati sottoposti al giudizio di almeno due *referees* e di questi solo 44 sono stati accettati per la stampa.

Il volume riporta, nella prima parte, la relazione ad invito tenuta dal professore William A. P. Wimbledon, Presidente della ProGeo (*The European Association for the Conservation of the Geological Heritage*), che da sempre si occupa dello studio, tutela e valorizzazione del patrimonio geologico.

L'evento è servito a far conoscere una piccola parte del patrimonio geologico, di cui l'Italia è ricca, ed in particolare a sensibilizzare i preposti alla gestione del territorio affinché siano consapevoli che quello che la natura ci ha donato va studiato, tutelato e valorizzato per lasciare alle generazioni future luoghi dove si potranno sempre osservare con chiarezza processi che hanno interessato la Terra.

Mario Bentivenga

*Dipartimento di Scienze Geologiche
Università degli Studi della Basilicata
Referente SIGEA Basilicata*

GEOSITES - A MECHANISM FOR PROTECTION, INTEGRATING NATIONAL AND INTERNATIONAL VALUATION OF HERITAGE SITES

Williams A.P. Wimbledon

Dept of Earth Sciences, University of Bristol, Wills Memorial Building, Queens Road, Bristol BS8 1RJ, United Kingdom

Preface

In these days, when there is more and more concentration on popularizing geology and promoting tourism at geological sites, it seems that the unavoidable need to recognize and protect the most important sites for geological science is sometimes forgotten. Many of the most important geosites for science, sometimes globally significant sites, are not so easy of access, not visual or exciting for a wider public, nor sometimes so easy to demonstrate or interpret in simple terms. Much of the evidence, much of the interest, is intangible or even microscopic. But it is those sites and the materials they yield that make it possible to understand the Earth and its origins, its complex evolution, to recognize the turnovers of life forms that have occurred through time, and to divide up time itself. The minutiae of petrology, geochemistry, stratigraphy, palaeobiology etc provide the evidence for this story, data gained over two hundred years of study and laid out in many thousands of published works.

Our science exists in and depends on field sites - rock or landform, small or large, safe or dangerous, remote or near. This is the shared international heritage which we need to conserve, if we hope to continue the development of geology as a science. It is a global heritage, and there is a need to look at it in this wider setting, as well as at the national level. Then it is possible to assess the comparative importance of sites, and to justifiably use the term "international significance". The need for this method is clear. At local and national levels there is competition for resources, and conservation of geosites must be justified by an objective valuation of contender sites. All sites cannot be conserved, there must be focused use

of resources to protect the most significant. Furthermore, the making of cross-border comparative judgments has the capacity to give extra value to national initiatives that attempt to inventory the geological heritage resource. It has to be said that even in Europe some nations have no idea of the number and value of geosites in their country, let alone the provision of adequate conservation of this irreplaceable resource, and some of these are not in the countries of the old Soviet Bloc, but at the heart of the European Union.



Plate 1 - Very visual features, which are a very good teaching resource because they are readily interpretable. These pot holes ("trolls cooking pots") are erosional features in an abandoned river bed. The processes that formed the pots are easily understood, and they occur widely in river courses globally. (Photo courtesy of the Geological Survey of Finland).



Plate 2 - By contrast, a small dyke in a farmers field in the centre of the Vredefort impact structure, South Africa. This remote and visually unimpressive pile of rocks conceals a globally significant geoscientific interest. The dyke sits at the centre of a 300km crater and it has a chemistry which includes identifiably extra-terrestrial elements and thus constitutes evidence of the 10km-wide body that struck the Earth 2,000 million years ago.

Introduction

This paper deals with the subject of national and international valuation of geological monuments and larger areas, and the merits of inventories based on a comparative assessment of sites, to give status and added value to areas deserving of protection. Inventory of any kind of heritage is not an end in itself. It is a way of prioritizing action on protection and conservation. An inventory without legal protection would be a waste of time. The two must be in place if national and international heritage is to be saved for future generations. In the context of Europe, geosite conservation is highly variable. From countries with complex statutory designations that protect sites, and deal with them within a functional town and country (spatial) planning system to those with limited planning control and no inventory. Countries of the old soviet block, like Poland and Serbia, for instance. have highly evolved systems for protection, as do countries like UK and Finland. In place of national selection and protection, other countries have put these functions into the hands of regional administrations (Spain, Germany). The geosites method for selection, described below, has fostered and provoked greater efforts on inventory of geoheritage in countries where this was previously limited: - Portugal, Ireland and Albania. Inexplicably, some long-standing member countries of the European Union have no specific legal instruments for the protection/conservation of geological monuments or areas, and no inventory at a national level - Belgium and France, for instance. In other countries, where under the soviet system national committees and conservation agencies were actively concerned with geological inventories and protected monuments and reserves, things have changed. Old soviet institutions have been swept away or are in decay. Those joining the European Union become preoccupied with the Habitats and Species Directive, and less with inanimate nature.



Plate 3 - The much publicised and much protected ammonite wall in the Digne Geological Reserve, France. A visual site, and though a very good teaching aid it has only local geoscientific significance. Common Sinemurian ammonites are easily shown to an interested public, but now the site is losing its visual appeal through decay after years of exposure.



Plate 4 - By contrast, scientifically one of the more important Pleistocene sequences in Europe. Kaydaky, Ukraine - loesses and palaeosoils show the interval from perhaps Oxygen Isotope 'Stage' 11 to the Holocene, and thus climate change over a 500,000 year period. Visually impressive and scientifically outstanding, the section is not on a national inventory and remains entirely unprotected. The ravines here are threatened in many places by rubbish tipping.

The task remains the same. To protect our irreplaceable national and international geological heritage, as the first priority, there is an ideal sequence in promoting site conservation in each country, a systematic order:

1. Recognition of the geosite
2. Acceptance of its status
 - by the state (acceptance of responsibility to protect and conserve geosites)
 - by the owner/occupier (through engagement, though explanation, through persuading them to value and protect, through partnership)
3. Management of a geosite's primary interests
4. Monitoring of the condition of the resource
5. Awareness raising - must over-arch stages 1-4

All stages are essential. But, even in Europe, it is clear that some countries do not follow these essential stages. GEOSITES was designed to help countries to strengthen activity to protect their Geoheritage, and to foster cross-border collaboration.

GEOSITES had two origins: the avowed aim of ProGEO (the European Association for the Conservation of Geological Heritage) to create and promote the conservation of sites in a European-wide list, helping the weaker countries, and the need to provide a database to allow the objective identification of geological World Heritage Sites, which were (and are still) few in number, and which were (and are still) selected on an *ad hoc* basis in response to individual national proposals (Cowie 1993). The geosites idea was sometimes usefully funded by the UNESCO World Heritage Centre, and was later adopted also by IUGS, in the form of a GEOSITES Working Group (Wimbledon, 1999b). Subsequently, IUGS interest waned and promotion of the short-lived popularization project "GEOSEE" initiative replaced it: however, ProGEO countries in Europe still persist with the concept and its application.

GEOSITES method

Early work on creating a framework for the selection of (or at least creating an indicative list of) geological World Heritage Sites led to some conclusions about methods previously used to select sites for conservation in various countries. The outcomes were discussed at the 2nd International Symposium on Geosconservation in Roma.

These alternatives for a geosite selection methodology were:

- Select in an *ad hoc* manner, that is, choose single sites in isolation
- Concentrate on certain types of site, judging them to be the most important kinds
- Select sites/areas that already have some preexisting conservation label or designation (often not a geological category)
- Choose some token sites, without a full survey, that is, a few superlative examples
- Define a context and select within that context

(Mem. Descr. Carta Geologica d'Italia LIV (1999), pp. 45-60)

It is obvious that only the last method makes it possible to make selections of sites that are objective and validated by comparison in some form of coherent generic framework. Not working with preconceived decisions, not trying to compare "chalk with cheese", but considering the primary (substantive) Earth-science interest of an area (geosite) and comparing it with other localities that have the same geological interest: Cambrian locality with Cambrian locality, Cenozoic fossil plants with Cenozoic fossil plants, and so on.

Consequential comments on other selection methods

The guidelines above stand in some contrast with those often used in biological conservation, both in definition and application, and geological. This is partly due to the very different nature of the interests to be conserved: partly to differences in the threats to which they are subject, and partly to the very different methodology of the biological and geological sciences. For example, the former has not developed any equivalent to the world-wide system of standard sections (at a variety of levels) or type localities, against which all other geological localities are compared. Geology has developed to a large extent based on a set of precedents.

Conservationists generally place great stress on so-called uniqueness. This is an overused concept, which can unduly influence the weighting given in selection, for instance by enhancing the apparent value of sites which are little more than regional curiosities. It has been used in conservation circles by those who do not have a complete understanding of a site's features and their wider distribution. Uniqueness was not employed in selecting GCR sites (described below) nor Geosites, because every locality is in some way different from all others. Looking at the most complex sedimentary intervals, for instance, a few metres walk along an outcrop can confront the viewer with different rocks, different palaeoenvironments and different palaeobiota. Moreover, sites or parts of sites may vary in their interests, be put to alternative uses, or be understood differently by different Earth scientists. Gross features and generalised labels can hinder the perception and understanding of details, which may vary laterally, vertically and in the subsurface.

It is not safe to assume that only 'active-process sites' (e.g. river forms, beaches) or static landforms (e.g. raised beaches, eskers, moraines, cave formations) are vulnerable and irreplaceable. Solid rock features (sedimentary or volcanic beds, intrusions, stratigraphic sequences) are far from all being homogenous, and therefore are not necessarily less fragile, nor in any way replaceable. For instance, the thin weathered crusts on rocks reveal much detail, and therefore information, not recognisable on 'fresh' surfaces.

Commonly, and especially where 'stratigraphic' sites are concerned, localities may show rapid lateral and vertical variation which may require detailed examination and special conservation attention. In quarries and situations where natural erosion is active, spatial variation can be very apparent. Thus, in geology, the unique may be argued to be so widespread as to be the norm. Of course, 'unique' sites have been included in the GCR national scheme and in Geosites, but in many instances only effectively by default, having been selected to demonstrate other characteristics of overwhelming importance.

Given all this, the *a priori* approach used in some countries, of trying to identify geosites in pre-existing protected areas (biological/ecological sites or others), to keep down numbers and avoid administrative overload, is simply nonsensical, a denial of geological complexity in space and time. It flies in the face of geological/geomorphological reality. Biological and other interests do not determine geological interests: it is very often the other way around. By using such an arbitrary method as the *a priori* one, geosites of the highest significance will inevitably be overlooked, and go unprotected.

Appendices 1 and 2, attached to this paper, show the comparative framework method as applied to a national geosite inventory project in Great Britain - the Geological Conservation Review (Wimbledon *et alii*, 1995). In Britain, 101 selection categories were used (reflecting the complete nature of the British rock and landform record).

Selection blocks/frameworks for the British geoconservation project the Geological Conservation Review (1978-1991)

Stratigraphical (includes metamorphic terrains) frameworks	40
Palaeontological frameworks	16
Quaternary & geomorphology frameworks	24
Tectonic/Orogenic frameworks	7
Igneous frameworks	6
Mineralogical frameworks	6

For the most part, these frameworks were time units, e.g. Cambrian, Wenlock, Rhaetian, Kimmeridgian etc, or Caledonian metamorphic terrains, e.g. Dalradian or Moine, though Quaternary had so many sites to consider in the country that its consideration was undertaken region by region. Some areas qualified for inclusion in more than one framework, thus reinforcing their wider significance. The selection guidelines, below, have elements common to many national projects on inventory, for instance representativeness, fullness of record, conservability etc.

Selection Guidelines

1. Every candidate site must be conservable. This relates to conservability as distinct from the condition of the site, for the latter has never been a primary consideration in selection.
2. Duplication of interest between candidate sites must be kept to a minimum. This is difficult to apply, because there is a problem in distinguishing what constitutes significant duplication of a primary interest from what is repetition of commonplace features. Attention focuses on the primary interests of candidate sites, and the commonplace can therefore be disregarded.
3. Preference is to be given to sites with assemblages of related features and/or interests. The need for features and/or interests to be related cannot be over stressed. Where there are numerous unrelated interests, candidate sites must be discarded.
4. Preference is to be given to candidate sites with extended records or records which are, relatively, complete. Geological sites should have a full range of fossils, rock-types or minerals or a 'long' succession. Landforms, or landscapes of such features, should survive intact, in their natural condition.
5. Preference is to be given to candidate sites regarded as representative, that is showing a significant event or process, or being in some way a standard or 'type-site' - the 'best' site in an area. It is worth noting that although a site may be formally accepted as a standard or type site, it may not be the 'best', or the 'best' from all points of view, for exemplifying the species in question (e.g. rock, fossil, mineral, time-unit), nor under other guidelines listed herein.
6. Preference will be given to sites which have been studied in detail, with a long history of interpretation and re-interpretation through research. Numerous localities have played an important role in the development of geology, through having been the subject of frequent re-interpretation. Such sites should be kept available for future investigation as geological ideas and techniques develop (But see 7).
7. Candidate sites with potential for future study and interpretation are to be preferred to localities which have been worked out and offer little prospect of yielding further results of significance. For example, localities which contain *in situ* deposits are to be accorded a greater value than those which, though they have yielded material in the past, are likely to prove impractical or impossible prospects for further work, recording or collecting.

8. Preference is to be given to sites which have yielded superlative results.
These may be sites allowing correlation, yielding 'absolute' dates, palaeomagnetic data etc., or 'benchmark' sites that provide a 'datum', helping to place related localities in a wider context for comparison, correlation and interpretation.
9. Preference is to be given to candidate sites with significant palaeogeographic locations, for instance areas with particular sequences, facies or rock types.
These include localities in a key region, or which link 'core areas' for research (possibly relevant to a hierarchy of sites), or lie in an area characterised by significant lateral or vertical changes compared with some standard or 'normal' example (e.g. significant deviation from normal facies or fauna in a type area, geochemistries in a volcanic province), or which demonstrate the geographic extent of present-day geomorphological and sedimentary processes (e.g. in relation to aspect, topography, tidal range, climate etc.). Such localities should be especially valued.
10. Each accepted site should make a vital contribution to our understanding of the suite of sites to which it belongs. Each related group of sites should represent and demonstrate to best effect the features, environmental processes or events under the heading of that particular time or thematic selection block. In dividing the geological column and formulating geological topics, an attempt was made to include representatives of all major time divisions. However, it must be stressed that this was the only attempt to achieve total representativeness.

Such national guidelines, with common elements in a number of countries, also apply in considering the merits of geosites supranationally. This UK national method has been adapted for use in the development of the ProGEO and IUGS GEOSITES project. The same comparative method, examining and selecting sites within subject frameworks, has been the basis of Geosite activity.

But the first necessary step to allow an international Geosite list, to allow objective prioritisation for things like the World Heritage List, is a completed Geosite list for each country. One set of criteria, one phase of selection being applied to all sites of the same "kind". Sites of the same interest/time unit/tectonic phase/fossil group, being assessed simultaneously. This is the optimum situation, though, being pragmatic, it is possible to construct a national inventory by combining inventories taken from a country's regions. Some of the earliest work on regional inventories was done in Italy (e.g. Casto and Zarlenga, 1992, 1996), and this sound work is indispensable if no tailor-made national inventory is to be made *ab initio*. And this is precisely how the matter has been addressed in Spain.

The process of selection

Thus, the best current practice for preparation of a reliable and comprehensive list of geosites falls into five discrete stages:

- defining a subject framework within which to assess and select sites;
- identifying those potential sites which might merit inclusion within each sub-division of that framework, through being of 'special' interest;
- developing and applying the criteria, thereby to select the 'best' sites;
- documenting each of the localities selected for conservation; and
- producing and publishing the results, disseminating these as widely as possible to facilitate conservation.

Openly consulting interested parties at all stages.

No constraining categories have been enforced for Geosites, but to promote ease of comparison (and valuation) a set of topics was put forward. These are in no sense required for each country, that is, each

country is not required to propose a site or sites in every category listed. The geological/geomorphological nature of a country determines which categories are to be used, which are appropriate. The categories listed are simply to aid comparison and to promote the clear definition of a country's primary geological interests, and so help with the exclusion of incidental or irrelevant interests. Thus, only the distinctive and representative topics (=frameworks) come to the fore, and the key sites in those topics are apparent.

The list of categories used has been:

Stratigraphic

Quaternary

Phanerozoic

Proterozoic

Archean

Palaeoenvironmental

Palaeontological

Igneous, metamorphic and sedimentary petrology, textures and structures, events and provinces

Mineralogical, economic

Structural/Tectonic

Geomorphological features, processes, landforms and landscapes

Astroblemes

Continental - and oceanic-scale geological features, tectonic plate relationships, and terrains

Submarine

History of science, the development of the geology

It is easy to see how each of the salient, dominant elements of a country can fit into one of these categories, where comparison and valuation of sites can be undertaken: the classical Calabrian Pleistocene stratigraphic sites into Quaternary, Cretaceous deep marine sites (such as Fiume Bosso) into Phanerozoic, the 'Monte Bolca' quarries into Palaeontology, and the Colli Albani stratovolcano into Igneous petrology, events and provinces etc, etc. In addition to such globally significant geosites, there are other essential, complementary localities in each topic/framework that certainly also have national and international importance. The headings are not of ultimate importance: the important thing is to distinguish the salient interests (and thus sites) of the country.

GEOSITES now

The methodology for GEOSITES has been described in full in Poli, G (Ed.) (1999), *Geositi: testimoni del tempo*.

This comparative method, examining and selecting sites within subject frameworks, can operate perfectly well in an international setting, because it is based on objective science - unaffected by national methods or conservation categories or statutes. And it has been the basis of the Geosites project. The first necessary step to allow an international Geosite list, to allow objective prioritisation for things like the World Heritage List, is a completed Geosite list for each country.

The latest and most welcome development of the Roma and Belogradchik guidelines have been in Iberia. Spanish ProGEO members in the Geological Survey have applied the GEOSITES methodology to the full, and are the first to publish a full national listing of GEOSITE frameworks and sites: 20 subject frameworks and 144 geosites (García-Cortés, A. (Ed.) (2008). *Contextos geológicos españoles: una aproximación al*

patrimonio geológico español de relevancia internacional.) Portugal is just behind (Brilha *et alii*, 2005), with colleagues there completing a massive consultation process, and their frameworks and constituent geosite lists. They have created in one effort (uniquely!) a national inventory, and the results are eagerly anticipated. The next stage, already planned, is a combined Iberian list. For both countries, for the first time, there will be a simple mechanism to examine and justify the international status of geosites, making prioritisation in conservation so much more simple.

Conclusions

- Resources in each country are limited. If manpower and funds for geosite protection and management are to be applied logically and at the points where the need is greatest, there should be a list of priorities for action.
- This depends on a sound national inventory, with a minimum number of sites justified in relation to scientifically based selection criteria and methods.
- Using a small geographic area of search when identifying geosites leads to the selection of less significant and insignificant sites, because the sample is too small and wider comparisons are impossible.
- *Ad hoc* selection of sites in isolation can allow no meaningful valuation of localities or prioritisation for conservation.
- Valuation of geosites requires, at least, a national perspective, comparing like with like.
- If there is a need to justify geosite conservation or protection, then selection using a comparative method, comparing sites with characters in common, is the only rational way to address the challenge. Similarly, judgements about international significance should be based on a comparative analysis.
- A sound method demands selection on a national footing, or at least rationalisation of existing regional inventories using a unified national approach, so that comparison and valuation become possible.
- When a framework for a Geosite category has been established, the sites within it which are of national or international significance can improve the status of associated regionally significant localities in the same framework.
- In the case of Italy, the combination and comparative assessment of the existing regional geosite lists is a high priority. To give added value to the assessments of sites, and to fit the inventories of Italy into a wider international setting.
- For Italy, where so much data already exists, this could be a very valuable tool for enhancing the status of its geosites (and their protection).

References

- BRILHA, J., ANDRADE, C., AZERÊDO, A., BARRIGA, F.J.A.S., CACHÃO, M., COUTO, H., CUNHA, P.P., CRISPIM, J.A., DANTAS, P., DUARTE, L.V., FREITAS, M.C., GRANJA, M.H., HENRIQUES, M.H., HENRIQUES, P., LOPES, L., MADEIRA, J., MATOS, J.M.X., NORONHA, F., PAIS, J., PIÇARRA, J., RAMALHO, M.M., RELVAS, J.M.R.S., RIBEIRO, A., SANTOS, A., SANTOS, V., TERRINHA, P. (2005). *Definition of the Portuguese frameworks with international relevance as an input for the European geological heritage characterisation*. Episodes 28, 177-186.
- CASTO, L. & ZARLENGA, F. (1992). *The culture monuments and geological sites in the Rome and Rieti regions - Area ambientale e regione Lazio: Assessorato alla Cultura, Janusa, Roma, 165 pp.*
- CASTO, L. & ZARLENGA, F. (1996). *The culture monuments and geological sites in the Lazio region - Area ambientale e regione Lazio: Assessorato alla Cultura, Da Tipografica La Piramide, Roma, 143 pp.*
- GARCÍA-CORTÉS, A. (Ed.) (2008). *Contextos geológicos españoles: una aproximación al patrimonio geológico español de relevancia internacional*. Instituto Geológico y Minero de España. 235 p.
- GARCÍA-CORTÉS, A., RÁBANO, I., LOCUTURA, J., BELLIDO, F., FERNÁNDEZ-GIANOTTI, J., MARTÍN-SERRNAO, A., QUESADA, C., BARNOLAS, A., AND DURÁN, J.J. (2000). *Contextos Geológicos españoles de relevancia internacional: establecimiento, descripción y justificación según la metodología del proyecto Global Geosites de la IUGS*. Boletín Geológico y Minero. Vol. 111-6, 5-38. Madrid.
- GISOTTI, G. & ZARLENGA, F. (Eds.) *Proceedings of the Second International Symposium on the Conservation of the Geological Heritage, Roma June 1996*. Memorie Descrittive Della Carta Geologica d'Italia LIV. Servizio Geologica Nazionale. 527pp.
- WIMBLEDON, W.A.P., ANDERSEN, S., CLEAL, C. J., COWIE, J. W., ERIKSTAD, L., GONGGRIJP, G.P., JOHANSSON, C. E., KARIS, L. O., AND SUOMINEN, V. (1998). *Svetovna geoloska dediscina*. Geosites. Geoloska Naravna Dediscina. 100-120. Uprava RS za varstvo narave, Ljubljana.
- WIMBLEDON, W.A.P. (1999A). *L'identificazione e la selezione dei siti geologici, prioritari per la geoconservazione*. 52-63, in Poli, G. (Ed.). *Geositi: testimoni del tempo*. Regio Emilia-Romagna, Bologna. 259pp.
- WIMBLEDON, W.A.P., ISHCHEENKO, A.A., GERASIMENKO, N.P., ALEXANDROWICZ, Z., VINOKUROV, V., LISCAK, P., VOZAR, J., VOZAROVA, A., BEZAK, V., KOHUT, M., POLAK, M., MELLO, J., POTFAJ, M., GROSS, P., ELECKO, M., NAGY, A., BARATH, I., LAPO, A., VDOVETS, M., KLINCHAROV, S., MARJANAC, L., MIJOVIC, D. DIMITRIJEVIC, M., GAVRILOVIC, D., THEODOSSIOU-DRANDAKI, I., SERJANI, A., TODOROV, T., NAKOV, R., ZAGORCHEV, I., PEREZ-GONZALEZ, A., BENVENUTI, M., BONI, M., BRANCUCCI, G., BORTOLAMI, G., BURLANDO, M., COSTANTINI, E., D'ANDREA, M., GISOTTI, G., GUADO, G., MARCHETTI, M., MASSOLI-NOVELLI, R., PANIZZA, M., PAVIA, G., POLI, G., ZARLENGA, F., SATKUNAS, J., MIKULENAS, V., SUOMINEN, V., KANANOJA, T., LEHTINEN, M., GONGGRIJP, G.P., LOOK, E.R., GRUBE, A., JOHANSSON, C. E., KARIS, L.O., PARKES, M., RAUDSEP, R., ANDERSEN, S., CLEAL, C.J. AND BEVINS, R. (1999B). *A first attempt at a GEOSITES framework for Europe - an IUGS initiative to support recognition of world heritage and European geodiversity*. Geologica Balcanica 28, 5-32.
- WIMBLEDON, W.A.P., ANDERSEN, S., CLEAL, C. J., COWIE, J. W., ERIKSTAD, L., GONGGRIJP, G.P., JOHANSSON, C. E., KARIS, L.O., AND SUOMINEN, V. (2000). *Geological World Heritage: GEOSITES - a global comparative site inventory to enable prioritisation for conservation*. In Proceedings

of the Second International Symposium on the Conservation of the Geological Heritage, Roma June 1996. Memorie Descrittive Della Carta Geologica d'Italia LIV. Servizio Geologica Nazionale. 527pp.

- WIMBLEDON, W.A.P., GERASIMENKO, N.P., ISHCENKO, A.A., LISICHENKO, G.B. AND LISICHENKO, K.G. (1999C). *The GEOSITES project: aims, methodology, and Ukrainian implications*. In: Problemy ohorony geologichnoi spadshchyny Ukrainy (Problems of protection of geological heritage in Ukraine). National Academy of Science of Ukraine, Committee of Geologists of Ukraine, 130pp.

Appendix 1

Vital steps in the British GCR site selection project

Identification of candidate GCR sites in a selection block proceeded through several stages, some of which would be repeated for a specific site. This order, which could be varied according to circumstances and was not rigidly staged, typically included:

1. Briefing: contributor(s) were briefed on the aims and required product of the review, methods of selection. selection criteria. guidelines, and the requirements to select a related group of localities demonstrating the salient/special/key features of the topic.
2. Site sorting: sites were identified and documented, the latter based on information from published (historical to recent) and unpublished sources.
3. Preliminary assessment: candidate sites were 'weighted' on the basis of the assessment of this information and expert opinions. Lists of prospective sites were circulated to advisers and their opinions solicited. (Not all specialists necessarily wished to participate. Thence, although consensus was the goal, this sometimes meant that only a few contributors were responsible for the sites selected.)
4. Field verification: following compilation of a short-list, site visits were undertaken (except for sites well known to the contributor) and the continued existence of the stated interest of the site confirmed. At the same time, the reality of the visible geology would be assessed in relation to published descriptions, and its setting and extent documented.
5. Final assessment: further desk-study involved sorting evidence gathered in the field and sifting advice from experts.
6. Preliminary selection: a preliminary list of selected sites was then drawn up.
7. Verification of the proposed coverage: vetted by the established liaison network, this was adjusted as appropriate.
8. Final selection: the list was finally approved in conformity with the criteria and guidelines, and in collaboration with the GCR officer responsible for coordinating the selection block.
9. Product: two products accrued from this process:
 - a) documents for the site's notification - a boundary on a map (scale 1:10,000) showing the area of interest for the topic and a short (circa 100-500 words) statement of the interest (for official "notification" process), covering only the topic being handled by the contributor, and
 - b) a full account of the site for inclusion in the relevant GCR volume, for publication. In addition, information on the coincidence or overlap with pre-existing Sites of Special Scientific Interest (biological and geological) was given to regional offices of the NCC.

Appendix 2

Categories used in British GCR national selection

International

1. a) Sites of international significance as source localities for important discoveries of general application. Sites such as Strontian (where strontium was first discovered in the mineral strontianite), Stonesfield (for the discovery of *Megalosaurus*, which played a key part in the development of the concept of the Dinosauria), the Loch Ba Ring-dyke (whose recognition led to the linking of the surface and sub-surface manifestations of caldera formation) and Eriboll (where the consequences of the collision of crustal plates were first described).
- b) Sites showing text-book examples of geological or geomorphological features, For instance, evidence of ancient volcanic centres (the Ardnamurchan, Complex) or rock-forming processes (Capel Curig Volcanic Formation, submarine welding of ash-flow tuffs), or widespread glacialogical events or ice limits (e.g. Gower Caves) or coastal erosive processes (e.g. Durdle Door - Lulworth Cove - Worbarrow Bay coast).
- c) Sites showing rare or unique preservational states or remarkable abundant accumulations of material. For instance, fossils (Lulworth fossil forest, Christian Malford soft bodied preservation), minerals (Parys Mountain for anglesite, also a type locality, or Bwlch Mine, Aberconwy, for antimony mineralisation) or cave carbonate formations.
- d) Sites of key importance in the study of organic evolution as observable in the geological record. For instance, the first vascular land plants (Brecknock Old Red Sandstone), Precambrian soft-bodied life forms (Charnwood or Carmarthen), mammal-bearing Triassic fissures (Mendip and South Wales), Bearsden fish, Stonesfield mammals, major Devonian plant radiation (Rhynie chert).
2. Internationally recognised classic landforms (e.g. Glen Roy glacial lake shores, Chesil Beach).
3. a) IUGS-approved interval or boundary stratotypes (e.g. Crychan Forest (Llandoverly Series), Hughley Brook (Wenlock Series)).
- b) Stratotype in recent usage as a standard or potentially a standard, that is regionally. within a realm or globally: sites are often the name-bearer of a chronostratigraphic unit (e.g. Gill Beck, Cwm Gwrelych, Llanfallteg, Portland, Kimmeridge and Weymouth, West Runton).
- c) Historic type sections, localities or areas where rock or time units were first described or characterised, or the concept of such was refined subsequently (e.g. Llanvirn-Abereiddy Bay, Tremadoc, Dynevor Park, Avon Gorge, St David's, Bathonian type area, Barton), and which may have considerable retained interest for the definition of a unit.
- d) Localities at which geological or geomorphological phenomena were first recognised and described (e.g. landslips at Axmouth-Lyme Regis), or where a principle or concept was first conceived, demonstrated or refuted (e.g. Moel Tryfan, Portrush, Glen Tilt, Salisbury Crags), or demonstrated regionally (e.g. Agassiz Rock).
- e) Type localities for biozones (e.g. Hounstout, Dorset), chronozones (e.g. Whitwell Coppice, Wenlock) etc.

(No comprehensive survey could be made of all fossil species (and type localities) and of their international relevance, either as palaeobiological entities or, for instance, because of their significance in palaeoenvironmental interpretation or stratigraphy. Many fossil type localities are nevertheless included, some of national or regional significance and some of international significance.)

National

4. The minimum number of sites essential to adequately demonstrate the geomorphology and geology of Britain, its stratigraphy, structure, igneous and metamorphic phases, its landforms and active processes.
 - a) Sites where unique/remarkable/outstanding/key deposits (e.g. Ludford Lane Ludlow bone bed, Lulworth Wealden oil-bearing beds, Barrington interglacial deposits), landforms (e.g. Dungeness), fauna or flora (e.g. Durlston Bay, Nant Llech, Craig-y-fro), mineralogy (exhalative sulphide deposit, Parys Mountain), or tectonic structures (South Stack, Moine Thrust, Stackpole Quay, Broadhaven, Crackington coast, Craig y ddinas) occur. In some cases a site can show a multiplicity of interests, which in their own right are special (e.g. the Thames terrace, palaeontological, and Man-made artefact interests of Swanscombe).
 - b) Groups of sites with a common interest. Suites of sites demonstrating the (predominantly sedimentary) rocks formed at particular time periods (Precambrian-Recent), and which make it possible to reconstruct the major sedimentary, biotic, metamorphic, tectonic or erosional events in the evolution of the British Isles, and the salient variations through time and space of climate, geography, environments, landform generation, fauna and flora.
 - c) Suites of sites showing the variation and range of important fossil floras and faunas through Phanerozoic time (specialist palaeontological GCR topics).
 - d) Sites showing particular phases of igneous activity (Phanerozoic, e.g. Caledonian at Glencoe, Carboniferous at Arthur's Seat, Ordovician at Strumble Head or Capel Curig), orogenic phase (Phanerozoic, e.g. Variscan of Portishead or the Vale of Neath), and mineral genesis through time.
 - e) The sites necessary to represent and provide adequate resources for the study of contemporary processes and their variation in Britain (e.g. rotational landslides at Axmouth or Black Ven, toppling failures at Portland, beaches at South Haven, cliff erosion at Ballard Down). Sites where present-day processes can be observed to have occurred in the comparatively recent geological past (e.g. Ballard Down (above) and Hallsands (shingle beach), Cors Tregaron (bog profile/pollen and vegetational record), Hope's Nose raised beach), thus giving continuity.



I Geositi nella pianificazione territoriale
Chairman - Francesco Zarlenga
ENEA - Roma

Sessione A

IL VALLONE DEL TUORNO: UN POSSIBILE GEOSITO NEL TERRITORIO DI SAVOIA DI LUCANIA (POTENZA)

Ivana Adurno¹, Erwan Gueguen¹ & Giacomo Prosser²

¹ Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale, CNR, Area della Ricerca, C.da S. Loja, 85050 Tito Sc. (PZ)

*² Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata, Campus di Macchia Romana, 85100 Potenza
adurno@imaa.cnr.it*

Riassunto

Nell'ambito dello sviluppo di nuove forme di turismo basate sulla conoscenza del territorio, i geositi stanno acquisendo un ruolo fondamentale anche in Basilicata.

Grazie alle sue caratteristiche paesaggistiche e alla sua valenza geologica sia scientifica che didattica, il Vallone del Tuorno, nei pressi di Savoia di Lucania (PZ) è potenzialmente un interessante geosito, in quanto collocato in un contesto naturalistico pregiato e suggestivo.

Introduzione

Negli ultimi anni, al turismo tradizionale di massa, in specifiche località o legato ai villaggi vacanze, si è associato un turismo orientato verso gli aspetti culturali e di comprensione del territorio. I geositi, in questo contesto, occupano quindi un ruolo fondamentale per la valorizzazione e la tutela del territorio, in stretta correlazione con la pianificazione territoriale. La Basilicata appare particolarmente adatta a sviluppare questo tipo di turismo in quanto rappresenta una regione di particolare interesse geologico, che propone tutti gli elementi strutturali e paleogeografici coinvolti nell'evoluzione geologica e geomorfologica dell'Appennino meridionale. La presenza di elementi geologici molto diversificati, spesso inseriti in un contesto ambientale attraente ed incontaminato, ha già spinto alcuni comuni lucani ad intraprendere azioni di valorizzazione.

La geologia dell'Appennino meridionale è stata oggetto, negli ultimi 20 anni, di numerosi studi scientifici, anche a causa della presenza degli ingenti giacimenti di idrocarburi e delle relative problematiche ambientali. La notevole mole di dati raccolta ha permesso di definire con maggior precisione le unità tettoniche coinvolte nella catena dell'Appennino meridionale e in particolare di mettere in luce l'importanza del contatto tra la Piattaforma Appenninica e il Bacino Lagonegrese. La sovrapposizione di corpi rocciosi provenienti da differenti aree paleogeografiche durante la formazione della catena appenninica ha determinato una fascia caratterizzata da una intensa deformazione, ben visibile soprattutto nell'area compresa tra Vietri di Potenza e Savoia di Lucania, in provincia di Potenza. In particolare, il Vallone del Tuorno, nei pressi dell'abitato di Savoia di Lucania, costituisce una vera e propria sezione geologica naturale dove i rapporti di sovrapposizione tra la Piattaforma Appenninica ed il Bacino Lagonegrese possono essere osservati in dettaglio. L'importanza dell'area, sia dal punto di vista geologico che naturalistico, potrebbe rendere il Vallone del Tuorno un possibile geosito, in quanto permette di documentare importanti aspetti legati alla storia geologica dell'Appennino meridionale e, in particolare, al rapporto tra le unità di piattaforma e quelle bacinali e alla deformazione interna delle Unità Lagonegresi.

Inquadramento geologico regionale

L'assetto geologico attuale della Basilicata è il risultato di una lunga evoluzione geodinamica iniziata nel Triassico con la suddivisione del continente Pangea che ha causato ad oriente la subduzione della Paleotetide e la coeva apertura della Neotetide e, ad occidente, l'apertura dell'Oceano Atlantico. Per

questo motivo, l'assetto geodinamico del Mediterraneo Occidentale è estremamente complesso in quanto deriva dall'evoluzione di questi due importanti domini oceanici.

Tutto il Mesozoico, è caratterizzato dalla presenza di ampie piattaforme carbonatiche (Piattaforma Appenninica e Piattaforma Apula) e di bacini marini profondi (oceani della Neotetide e della Tetide alpina; bacini Lagonegrese e Ionico) che hanno subito importanti movimenti tettonici, con periodi di sollevamento e di sprofondamento, come mostra la ricostruzione della figura 1.

Dal Cretaceo superiore in poi, l'evoluzione del Mediterraneo occidentale sarà controllata dalla subduzione verso NE dell'oceano della Tetide Alpina (Fig. 1) e dalla contemporanea formazione delle Alpi fino ad arrivare, nell'Eocene, allo stadio di collisione continentale che provoca l'inversione della subduzione sotto la spinta verso N dell'Africa (Gueguen *et alii*, 1998).

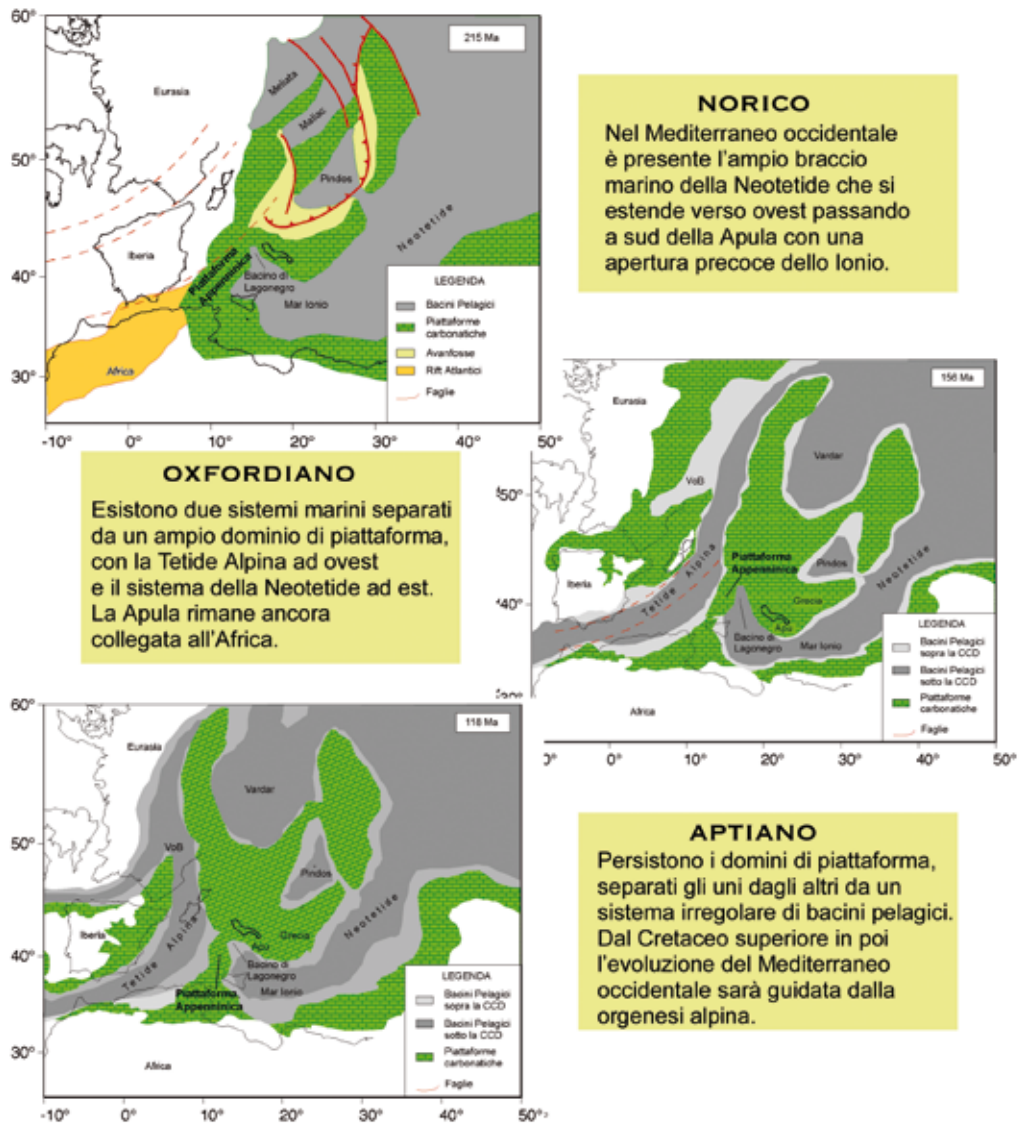


Fig. 1 - Evoluzione paleogeografica e strutturale del Mediterraneo occidentale durante il Mesozoico (modificato da Stampfli *et alii*, 2002). Apu: piattaforma apula; VoB: bacino del Vallese.

Si passa, quindi, da una subduzione verso NE ad una verso SW, in cui l'arco appenninico inizia ad arretrare verso SE provocando:

- ad W l'apertura di bacini di retroarco (Liguro-Provenzale e Tirrenico);
- a E e a S la formazione dell'arco Appenninico-Maghrebide.

L'evoluzione di questo sistema ha determinato la sovrapposizione, da W verso E, dei diversi paleodomini bacinali e di piattaforma carbonatica, a partire da quelli più interni, verso quelli progressivamente più esterni. Attualmente, l'Appennino meridionale è costituito da una serie di unità tettoniche sovrapposte con vergenza orientale, che, da W verso E, derivano dai seguenti domini paleogeografici (Fig. 2):

- i terreni alloctoni derivanti dalla copertura del paleo-oceano della Tetide alpina, che costituiscono la parte più interna della catena e sono attribuiti al Complesso liguride (Flysch Calabro-Lucano e Unità del Frido);
- la Piattaforma carbonatica Appenninica (D'Argenio, 1974; Mostardini & Merlini, 1986);
- il Bacino Lagonegrese, costituito da depositi pelagici e calcareo-clastici (calcareniti e calciruditi), provenienti dai margini delle piattaforme o dalle aree emerse. In particolare, nell'intervallo Cretaceo-Oligocene i depositi calcareo-clastici sono intercalati in argille marnose rosse e verdi (Flysch Rosso);
- la Piattaforma Apula, costituita da una potente successione di piattaforma carbonatica, che rappresenta l'elemento strutturale basale della catena in quanto si estende sotto il sovrascorrimento basale delle Unità Lagonegresi;
- infine, sopra la Piattaforma Appenninica e nella porzione più esterna della catena si rinvengono i sedimenti pelagici delle Argille Varicolori, appartenenti al Complesso Sicilide (Ogniben, 1969). Questa unità, datata al Cretaceo-Oligocene, si sarebbe deposta in corrispondenza di un'area di transizione situata tra l'oceano della Tetide alpina e la Piattaforma Appenninica (Patacca & Scandone, 2007).

La geometria del prisma è stata modificata nel Miocene inferiore, a causa della deformazione collisionale e della propagazione dei sovrascorrimenti che hanno impilato i vari paleodomini. Nel corso della deformazione collisionale le Unità interne Liguridi e Sicilidi sono traslate sulla Piattaforma Campano-Lucana, dopo l'accavallamento di quest'ultima sulle Unità Lagonegresi.

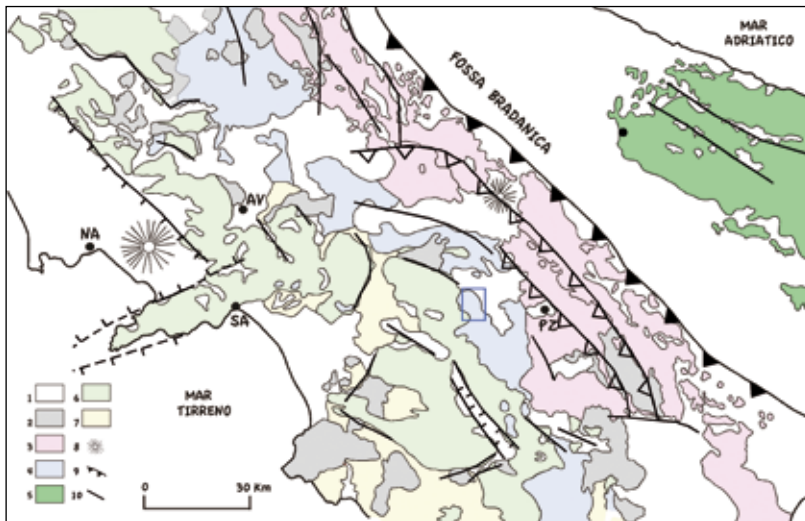


Fig. 2 - Carta geologica schematica dell'Appennino meridionale; il riquadro in blu riporta la localizzazione l'area di studio. Legenda: 1) sedimenti del Plio-Quaternario e del Quaternario; 2) depositi sintettonici miocenici; 3) Unità Lagonegresi del Cretaceo superiore - Miocene inferiore; 4) Unità Lagonegresi del Triassico inf.-Cretacico.; 5) carbonati Meso-Cenozoici della Piattaforma Apula; 6) carbonati Meso-Cenozoici della Piattaforma Appenninica; 7) Unità interne ofiolitifere del Cretaceo-Oligocene (Unità Liguridi); 8) vulcani; 9) fronte della catena; 10) faglie principali.

Inquadramento stratigrafico e strutturale dell'area compresa tra Vietri di Potenza e Savoia di Lucania.

Come abbiamo già accennato, la zona di contatto tra le Unità della Piattaforma Appenninica e del Bacino Lagonegrese affiora in modo spettacolare nell'area compresa tra Vietri di Potenza e Savoia di Lucania (Fig. 2). In particolare, in quest'area è possibile fornire informazioni di dettaglio sulla geometria del sovrascorimento dell'Unità di piattaforma su quella bacinale e documentare la deformazione interna delle unità lagonegresi in prossimità del contatto tra i due paleodomini. Le caratteristiche di questo importante contatto tettonico possono essere riconosciute osservando la carta geologica del Vallone del Tuorno (Fig. 3A). Come si può notare, l'area presenta una notevole varietà di tipi litologici riferibili alle Unità calcareo-dolomitiche mesozoiche della Piattaforma Appenninica e a quelle calcareo-silico-marnose, mesozoico-terziarie, delle Unità Lagonegresi. Le prime, affiorano sia nel settore occidentale dell'area di interesse, generando i maggiori rilievi con morfologie più aspre e articolate, che nella zona centrale, come *klippen* isolati. Le facies di bacino affiorano, invece, prevalentemente nella parte centrale dell'area.

Terreni della Piattaforma Campano-Lucana

In quest'area i terreni della Piattaforma Campano-Lucana sono rappresentati: dalla Formazione di M.te Sierio di età tortoniana, da calcari oolitici di età giurassica e dalle Dolomie triassiche.

Formazione di Monte Sierio (Tortoniano inferiore; Castellano & Sgrosso, 1996)

Costituisce la copertura terrigena miocenica dell'Unità dei M.ti della Maddalena. In questa area la formazione è costituita prevalentemente da arenarie brune o giallastre, contenenti quarzo, mica, feldspati ed abbondanti frammenti litici, oltre che da marne e calciruditi contenenti Nummuliti e Alveoline. Nell'area della carta geologica (Fig. 3A) la Formazione di Monte Sierio, sovrapposta tettonicamente alle Unità Lagonegresi, appare intensamente deformata e caoticizzata.

Calcari giurassici

Si tratta di calcareniti oolitiche massive o mal stratificate che affiorano diffusamente a N ed a W dell'abitato di Vietri di Potenza. Nell'area oggetto di studio (Fig. 3A) si possono osservare blocchi isolati di calcari giurassici (olistoliti) all'interno dei terrini caotici costituiti dalla Formazione di Monte Sierio.

Dolomie triassiche

Si tratta di dolomie grigio-chiare o biancastre caratterizzate da una evidente struttura cristallina. All'interno dell'area esaminata si presentano molto tettonizzate, con frequenti fasce intensamente cataclastiche, che le rendono facilmente disgregabili, fino ad apparire come dei sabbioni.

Terreni del Bacino Lagonegrese

La successione lagonegrese è costituita dalla Formazione dei Calcari con Selce, dagli Scisti Silicei, dal Flysch Galestrino e dal Flysch Rosso. Questi terreni sono stati studiati da Scandone (1967; 1972), De Wever & Miconnet (1985) e Miconnet (1988).

Formazione dei Calcari con Selce (Triassico superiore)

La formazione è costituita da calcari stratificati contenenti liste e noduli di selce di colore prevalentemente scuro. Nell'area studiata, il limite superiore della formazione è contraddistinto dalla presenza dell'Intervallo di Transizione, che costituisce il passaggio alla formazione degli Scisti Silicei. Questo livello affiora, in

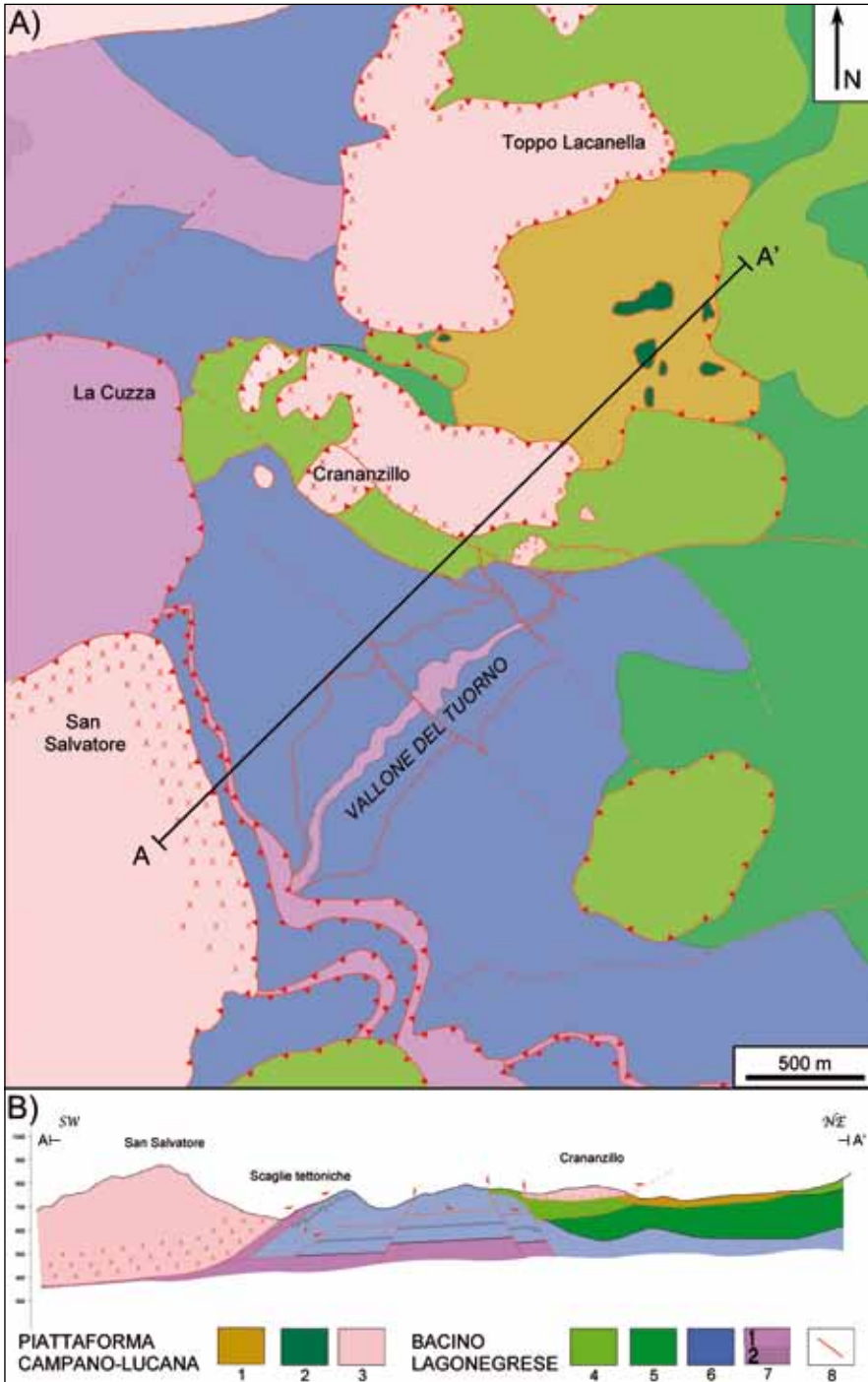


Fig. 3A - Carta geologico-strutturale dell'area del Vallone del Tuorno. 3B) Sezione geologico-strutturale del Vallone del Tuorno.

Legenda: 1- terrigeno caotico prevalentemente costituito dalla Formazione di Monte Sierio (Tortoniano); 2- Olistoliti costituiti da calcari oolitici (Giurassico); 3- Dolomie (Trias sup.); 4- Flysch Rosso (Cretaceo sup.-Miocene inf.); 5- Flysch Galestrino (Giurassico sup.-Cretaceo inf.); 6- Scisti Silicei (Giurassico); 7(1)- Calcari con Selce (Triassico sup.); 7(2)- Intervallo di Transizione dei Calcari con Selce (Norico sup.-Retico).

maniera più ampia, nella zona subito ad W dell'abitato di Vietri di Potenza e anche nel Vallone del Tuorno. L'età del limite tra l'Intervallo di Transizione e gli Scisti Silicei è stata determinata in base allo studio dei radiolari da De Wever & Miconnet (1985). Tale Intervallo presenta una marcata diacronia ed è compreso tra il Norico superiore e il Giurassico inferiore. Il limite, infatti, tende a diventare più recente passando dalle aree meridionali (Facies di Lagonegro-Sasso di Castalda), a quelle settentrionali (Facies di San Fele).

Formazione degli Scisti Silicei (Giurassico)

Questa formazione può essere suddivisa in alcuni intervalli in base alle caratteristiche litologiche piuttosto variabili.

Alla base si può riconoscere un'alternanza di strati di calcareniti di colore grigiastro, con spessori dai 5 a 10 centimetri e livelli marnosi grigi e rossastri, con una patina grigio chiaro-giallastra, costituiti da strati che presentano uno spessore variabile da 10 a meno di un centimetro. All'interno delle porzioni calcarenitiche si rinvencono calcilutiti grigio verdastre e calciruditi più o meno silicizzate. Questa facies, più pelitico-marnosa, affiora prevalentemente nel settore occidentale dell'area oggetto di studio.

Questi depositi passano verso l'alto ad una serie di strati abbastanza regolari, potenti pochi centimetri, costituiti da argilliti e marne di colore grigiastro, spesso interessati da pieghe tipo *kink*.

La parte alta della formazione è costituita da diaspri, dal colore molto intenso, verdi, rossi e talvolta bluastri, regolarmente suddivisi in strati con spessore di qualche centimetro. Questo intervallo affiora principalmente nei settori settentrionali e orientali della zona studiata.

Formazione del Flysch Galestrino (Cretacico inferiore)

Il Flysch Galestrino affiora nel settore orientale dell'area rilevata ed è costituito da un'alternanza di strati marnosi, di colore dal giallo ocra al verde e di argille scure fogliettate.

Formazione del Flysch Rosso (Cretacico inferiore - Oligocene)

I litotipi che costituiscono questa formazione sono argilliti e marne di colore dal grigio al rosso vivo, calcareniti e calcilutiti di colore grigio chiaro. Gli strati hanno spessori variabili e, nel complesso, la formazione appare costituita da un'alternanza di porzioni rigide e plastiche.

Le porzioni più rigide sono costituite dalle calcareniti, localmente caratterizzate dalla presenza di nummuliti e di piccoli clasti costituiti da peliti giallo-arancio.

Frequentemente il Flysch Rosso poggia con un contatto tettonico sulle formazioni sottostanti; per questo motivo appare intensamente deformato e, talvolta, caoticizzato. A causa della scarsità degli affioramenti, è stato possibile identificare la presenza di questa formazione in ampie aree a morfologia più dolce nelle quali il suolo presentava una intensa colorazione rossastra.

Aspetti strutturali

L'elemento strutturale più importante dell'area è costituito da un'ampia zona di taglio, orientata NO-SE, situata in corrispondenza del contatto tettonico tra i terreni della Piattaforma Appenninica e del Bacino di Lagonegro (Fig. 3A).

Il Vallone del Tuorno, una stretta forra dalla morfologia particolarmente aspra taglia quasi perpendicolarmente questa zona di taglio e permette quindi di osservare, nel migliore dei modi, la geometria della deformazione generata dal sovrascorrimento della Piattaforma Campano-Lucana sul Bacino Lagonegrese e le strutture geologiche generate dalla deformazione stessa.

Passeggiata geologica nel Vallone del Tuorno

Grazie alla sua ubicazione strategica il Vallone del Tuorno si presenta come una lunga “*sezione geologica naturale*” (Fig. 3B) ricca di affioramenti che evidenziano le caratteristiche della deformazione, grazie alla presenza di strutture tettoniche visibili a partire dalla scala chilometrica fino alla scala dell'affioramento. La porzione iniziale del vallone, situata a S di Monte S. Salvatore (Fig. 3A), mostra il sovrascorrimento della Piattaforma Campano-Lucana sui terreni del bacino lagonegrese che avviene attraverso un evidente contatto tettonico bene esposto (Fig. 4).

Il limite tettonico è caratterizzato dalla presenza di scaglie tettoniche di Calcari con Selce e Scisti Silicei, mentre, alla base della zona di taglio principale e lungo tutto il vallone e fino alle zone più interne, si osservano giaciture sub-orizzontali. Ciò rende interpretabile il contatto tettonico per sovrascorrimento come un tratto di rampa responsabile della sovrapposizione delle Unità di piattaforma su quelle bacinali.

Immediatamente a letto del contatto tettonico è possibile osservare la deformazione all'interno delle scaglie tettoniche costituite dalle formazioni dei Calcari con Selce e degli Scisti Silicei. La scaglia inferiore, formata da Calcari con Selce, mostra piani di stratificazione che, in seguito a deformazione contrazionale e rotazionale, hanno assunto una forma sigmoidale. La porzione inferiore della scaglia tettonica, è perfettamente esposta in una zona impervia situata alla destra idrografica del Vallone del Tuorno (Fig. 4). In quest'area si possono osservare le numerose strutture tettoniche legate ad una intensa deformazione localizzata, come pieghe asimmetriche, spesso collassate in cerniera ed associate ad un clivaggio di piano assiale e strutture di tipo *duplex* (Fig. 4). Alla base della scaglia tettonica, all'interno del cosiddetto Intervallo di Transizione costituito da calcareniti e marne rosse, sono presenti zone di taglio con strutture S-C e pieghe pigmatiche antiformali e sinformali di dimensioni centimetriche.

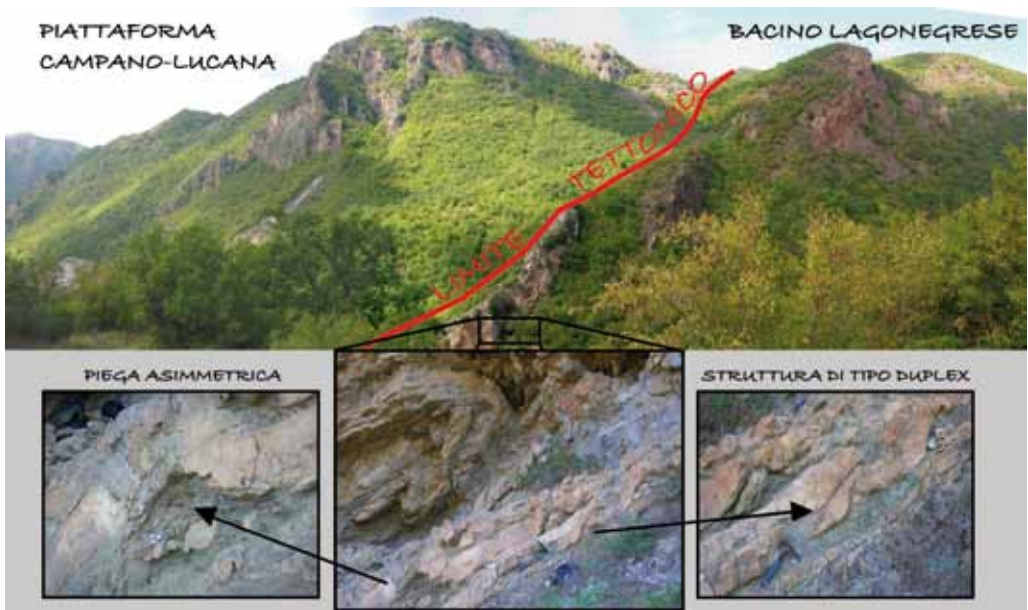


Fig. 4 - In alto, la panoramica della porzione occidentale del Vallone del Tuorno, con, evidenziato in rosso, il contatto tettonico per sovrascorrimento tra l'Unità della Piattaforma Appenninica (a tetto) e le Unità Lagonegresi (a letto). In basso è illustrato uno degli affioramenti più belli del Vallone del Tuorno, con pieghe collassate in cerniera, pieghe asimmetriche con clivaggio di piano assiale e strutture di tipo *duplex*.

Muovendoci verso il fondo del vallone sono presenti, sempre all'interno dell'Intervallo di Transizione, pieghe asimmetriche di grandi dimensioni; mentre, la parte sommitale del Vallone del Tuorno mostra anche diverse pieghe coricate, coerentemente allo stile deformativo riconosciuto nell'area.

Sulla base di un rilevamento geologico di dettaglio (Fig. 3) e dalla analisi strutturale eseguiti nell'area compresa tra Vietri di Potenza e Savoia di Lucania, ma soprattutto grazie alle informazioni che sono state ricavate dallo studio della *sezione naturale* del Vallone del Tuorno, è stato possibile ricavare una cronologia degli eventi che, riportata nel quadro di una visione più ampia, ha contribuito alla ricostruzione di un modello geodinamico a livello regionale sulla evoluzione dell'Appennino meridionale.

In sintesi, la deformazione delle Unità Lagonegresi inizia quando la Piattaforma Appenninica entra in collisione con il margine europeo provocando un salto verso E della subduzione tetidea. Parte dello stress compressivo viene trasferito, quindi, al Bacino Lagonegrese, provocando le prime fasi di deformazione osservate nell'area di studio. I processi collisionali producono inoltre l'obduzione delle Unità Liguiridi e Sicilidi e un generale *tilting* verso W della Piattaforma Appenninica. Il basculamento del blocco continentale Appennino-Campano, documentato anche dai recenti dati di sismica a rifrazione (Cassinis *et alii*, 2007), favorisce l'accavallamento delle unità di piattaforma su quelle lagonegresi provocando una deformazione con vergenza verso E. Il sovrascorrimento delle Unità di piattaforma su quelle lagonegresi ha portato alla formazione dei *klippen*, costituiti sia dal Flysch Rosso che da lembi della stessa piattaforma, ben rappresentati nell'area di interesse. La zona di taglio visibile nella porzione occidentale del Vallone del Tuorno documenta la fase di accavallamento delle Unità di Piattaforma, e rappresenta quindi una delle rampe del sovrascorrimento basale (Adurno *et alii*, 2008).

Conclusioni

Da quanto descritto si evince l'importanza dell'area del Vallone del Tuorno, che costituisce un vero laboratorio naturale di geologia strutturale, dalla forte valenza didattica e scientifica, nel quadro delle ricostruzioni geologiche a scala regionale. Esso rappresenta, in maniera esemplare, un modello a piccola scala che offre una chiave di lettura per alcuni dei processi evolutivi che hanno caratterizzato, in milioni di anni, le fasi di costituzione della catena appenninica meridionale. La valorizzazione e la conoscenza di questo potenziale geosito è indispensabile, sia per una corretta conservazione e gestione dell'area che per una riscoperta di questa località di grande interesse sia geologico che paesaggistico.

Infatti, lungo il Vallone del Tuorno potrebbe essere realizzato in un percorso naturalistico, realizzando opportuni elementi conoscitivi, come guide geologiche e pannelli descrittivi, che favoriscano la fruibilità di quest'area, in un contesto sia scientifico-didattico che turistico-ricreativo, rinforzandone l'interesse naturalistico e proponendo, quindi, una *"passeggiata attraverso la storia geologica del territorio di Savoia di Lucania"*. Ciò permetterebbe di svelare il valore scientifico e paesaggistico del Vallone del Tuorno, custodito dalla Natura nel corso di milioni di anni.

Bibliografia

- ADURNO I., GUEGUEN E. & PROSSER G. (2008) - *Main thrust contact between Campano-Lucana Platform and Lagonegro Basin in the Vietri di Potenza area (southern Italy): regional implications*. Proceedings of the International Meeting "Tethys to Mediterranean: a journey of geological discovery" in memoria di Angelo Di Grande e Mario Grasso, p. 9.
- CASSINIS R., SCARASCIA S. & LOZEJ A. (2007) - *The structure of the lower crust and Moho boundary in the area crossed by the CROP-04 profile: a survey of the available results of the wide angle reflection*. Boll. Soc. Geol. It., 7, 155-161.
- CASTELLANO & SGROSSO (1996) - *Età e significato dei depositi miocenici della Formazione di M. Siero e possibile evoluzione cinematica dell'Unità Monti della Maddalena nell'Appennino Campano Lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 239-249.
- D'ARGENIO B. (1974) - *Le piattaforme carbonatiche periadriatiche - Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea*. Mem. Soc. It., 13 (supp. N.2), 173-159.
- DE WEVER & MICONNET (1985) - *Datations directes des radiolarites du Bassin du Lagonegro (Lucanie, Italie méridionale). Implications et conséquences*. Rev. Espa. Micropal., XVII (3), 373-402.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998) - *On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean*. Tectonophysics, 298, 259-269.
- MICONNET P. (1988) - *Evolution mesozoïque du secteur de Lagonegro*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 321-330.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 177-202.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. Ital., 8, 831-843.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., Spec. Issue No. 7, 75-119.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-mamosa e i suoi rapporti con l'Appennino Calcareo*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 76, 301-469.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-mamosa e note illustrative*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 81, 225-300.
- STAMPFLI G.M., BOREL G.D., MARCHANT R. & MOSAR J. (2002) - *Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions*. In: Rosenbaum G. and Lister G.S. 2002. Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan orogen. Journal on the Virtual Explorer, 8, 77-106.

PROPOSTA DI CAMPOMAGGIORE VECCHIO A GEOSITO (BASILICATA - POTENZA)

Mario Bentivenga, Vincenzo Cancro & Giuseppe Palladino

Dipartimento di Scienze Geologiche - Università della Basilicata, via Ateneo Lucano, 10 - 85100 Potenza

mario.bentivenga@unibas.it

Riassunto

Campomaggiore vecchio ricade al fronte della Catena appenninica meridionale, un edificio tettonico a pieghe e sovrascorrimenti, formatosi a partire dall'Oligocene in seguito alla deformazione della Tetide e del margine settentrionale africano. I terreni affioranti appartengono alla porzione più giovane della successione Lagonegrese rappresentata dalle seguenti formazioni: Argille Varicolori (Cretaceo sup.-Oligocene), Flysch Rosso (Cretaceo superiore - Oligocene) e Flysch Numidico (Aquitano - Langhiano inf.). Le successioni si presentano intensamente piegate, alla meso e a grande scala a seguito della tettonica compressiva mio-pleistocenica, e fagliate durante le fasi tettoniche estensionali e trascorrenti pleistoceniche. Campomaggiore vecchio insiste su un versante compreso tra la quota 849 m s.l.m. (Montecrispo) e la quota 271m s.l.m. lungo il fiume Basento. L'attuale configurazione dell'area è dovuta ad una dinamica morfogenetica condizionata da numerose frane. In particolare, il sito su cui è stato edificato Campomaggiore vecchio risulta essere un terrazzo di frana. Il 9 febbraio del 1885, il centro abitato fu interessato dalla riattivazione di una grande frana di tipo complessa che coinvolse terreni destrutturati del Flysch Rosso, muovendosi dalle pendici meridionali di Montecrispo verso SE. Il terrazzo di frana subì una rotazione, registrata da gran parte degli edifici che presentano muri inclinati verso monte. A seguito del movimento franoso il centro abitato fu trasferito in un'area situata a 2 km a SW.

Notizie certe su Campomaggiore vecchio si hanno a partire dall'inizio del Medioevo, quando il centro viene menzionato nel "*Catalogus Baronum*", un proclama del Regno normanno. Dal documento si evince che il paese era costituito da una serie di capanni distribuiti intorno al Palazzo Baronale.

Successivamente il Barone Rendina decise di dare abitazioni più dignitose alla popolazione organizzando il nuovo paese secondo uno schema urbanistico a scacchiera.

La proposta di Campomaggiore vecchio a geosito scaturisce dal fatto che l'analisi dei danni riportati alle strutture consente di ricostruire la dinamica del movimento franoso che l'ha coinvolto. Inoltre, la proposta è finalizzata alla tutela del vecchio centro urbano attualmente esposto a degrado.

Introduzione

L'idea di proporre Campomaggiore vecchio a geosito scaturisce dal fatto che in esso si possono osservare aspetti di grande interesse scientifico quali quelli geologici e geomorfologici, paesaggistici e storico-architettici.

Una delle peculiarità del geosito di Campomaggiore vecchio è che la riattivazione della frana complessa, avvenuta nel 1885, che ha determinato l'abbandono del paese, è stato registrato dagli edifici che risultano essere tutti inclinati verso monte. Questo è percettibile se si osservano i resti degli edifici più alti come il Palazzo Baronale ed il campanile della Chiesa di Santa Maria del Carmine.

Il paese di Campomaggiore vecchio è tra i pochi ad essere stato edificato seguendo le indicazioni di un progetto che prevedeva una pianta organizzata a scacchiera.

Campomaggiore vecchio è conosciuto anche come "**città dell'utopia**", perché l'architetto Giovanni Pattu-

relli lo progettò tenendo conto delle teorie utopistiche di pensatori illuministi. Inoltre, diverse sono le opere monumentali di pregio ancora discretamente conservate.

Tale proposta intende attirare l'attenzione su un sito di notevole interesse per auspicare un rapido intervento mirato al recupero, alla conservazione ed alla tutela. Valorizzata l'area di Campomaggiore vecchio e garantita la facile fruizione del geosito, lo si potrebbe inserire all'interno di un circuito di altri geositi presenti in aree limitrofe come ad esempio le Dolomiti lucane.

Inquadramento geologico

L'area di studio è ubicata nella parte centro-orientale della Catena appenninica meridionale dove affiorano i terreni relativi alle Unità Lagonegresi. Durante il Mesozoico-Cenozoico il Bacino di Lagonegro costituiva parte del margine settentrionale africano, confinato tra la Piattaforma Campano-Lucana ad ovest e la Piattaforma Apula ad est (Mostardini & Merlini, 1986; Pescatore *et alii*, 1999).

Il riempimento sedimentario del bacino è suddivisibile in due successioni, originariamente in contatto stratigrafico, scollatesi durante le fasi tettoniche mioceniche (Scandone, 1967; Carbone *et alii*, 1998; Piedilato & Prosser, 2005; Patacca & Scandone, 2007). La successione inferiore affiora nella porzione centro-occidentale dell'Appennino ed è costituita dai terreni di età compresa tra il Triassico ed il Cretaceo inferiore (Scandone, 1967). Essa presenta alla base una alternanza di argille, siltiti, calcareniti, quarzareniti e grossi corpi calcarei di scogliera relativa alla Formazione di Monte Facito (Trias inferiore) (Scandone, 1967; Ciarpica *et alii*, 1990). Segue in contatto stratigrafico la "Serie calcareo-silico-marnosa" costituita da:

- calcilutiti e calcareniti biancastre con liste e noduli di selce alternate ad argille marnose riferibili alla Formazione dei Calcari con Selce (Trias superiore);
- diaspri ed argille silicifere relativi alla Formazione degli Scisti Silicei (Giurassico);
- marne silicifere grigio-giallastre, argilliti silicifere brune, calcareniti e calcilutiti relative alla Formazione dei Galestri (Giurassico-Cretaceo inferiore).

La successione superiore, nota in letteratura come Unità del Sannio e descritta di seguito (Casero *et alii*, 1988; Pescatore *et alii*, 1999), affiora nella porzione centro-orientale dell'Appennino ove si colloca l'area di Campomaggiore vecchio:

- argille e marne varicolori alternate a torbiditi carbonatiche e diaspri riferibili alle Argille Varicolori (Cretaceo superiore-Oligocene) (Sabato *et alii*, 2007) (Fig. 2).

La formazione è ben esposta nella sezione delle Calanche, una profonda incisione situata adiacente all'area di studio;

- marne ed argille marnose bruno-rossastre alternate a torbiditi carbonatiche attribuibili alla Formazione del Flysch Rosso (Cretaceo superiore-Oligocene). Nell'area di studio si osserva il livello basale formato da diaspri, argilliti e *black shales* (Fig. 5);
- arenarie micacee ed arenarie vulcanoclastiche relative alle Tufiti di Tusa (Oligocene-Miocene inferiore) (Pescatore *et alii*, 1999);
- quarzareniti massive alternate a ad argille siltose grigio - verdastre relative al Flysch Numidico (Miocene inferiore) (Patacca *et alii*, 1992).

Di recente la successione lagonegrese (Cretaceo-Miocenica) è stata suddivisa in tre unità: Unità di Monte Arioso, di Groppa d'Anzi e di Campomaggiore (Pescatore *et alii*, 1988; 1999).

L'Unità di Monte Arioso comprende i terreni riferibili alla "Serie calcareo-silico-marnosa" a cui segue verso l'alto il Flysch Rosso interno. L'Unità di Groppa d'Anzi è formata alla base dalla "Serie calcareo-silico-marnosa" ma, presenta le Argille Varicolori in luogo del Flysch Rosso. Seguono verso l'alto le Tufiti di Tusa ed

il Flysch Numidico. Infine, l'Unità di Campomaggiore consiste di una successione simile a quella descritta per l'Unità di Monte Arioso (Fig. 1 C).

Le formazioni affioranti nell'area di studio presentano caratteristiche stratigrafiche intermedie tra l'Unità di Groppa d'Anzi e quella di Campomaggiore in quanto le formazioni delle Argille Varicolori e del Flysch Rosso, entrambe presenti, sono stratigraficamente a contatto. Questo permette di ipotizzare una originaria eteropia tra le due successioni come proposto da Pescatore *et alii*, (1999).

Dal rilevamento geologico effettuato nell'area di studio la successione descritta si presenta estremamente deformata a seguito di due differenti fasi tettoniche.

Durante la prima fase, riconducibile alla costruzione della Catena appenninica nel Miocene inferiore-Pleistocene inferiore, si ha lo sviluppo di un esteso sovrascorrimento che determina il raddoppio tettonico delle unità affioranti in corrispondenza dell'incisione che separa l'attuale abitato di Campomaggiore dal paese vecchio. Tale raddoppio comporta la sovrapposizione del Flysch Rosso sul Flysch Numidico. A questa struttura, orientata in direzione NW-SE, è associato il retroscorrimento rinvenuto in corrispondenza dell'abitato moderno (Piedilato & Prosser, 2005). Sono inoltre da riferire a questa fase una serie di piegamenti, sia a grande che a piccola scala, osservabili a tetto e a letto della struttura principale.

La seconda fase tettonica, di natura estensionale (Pleistocene medio-superiore), è ben osservabile nei terreni del Flysch Numidico e si esplica mediante l'attivazione di faglie dirette ad andamento circa N 140° che dislocano le strutture contrazionali.

Il vecchio abitato di Campomaggiore si sviluppa in corrispondenza di un'ampia anticlinale che presenta al nucleo i terreni completamente destrutturati dal Flysch Rosso. Tale assetto geologico ha sicuramente costituito un importante fattore predisponente allo sviluppo successivo della frana che ha portato al completo abbandono del centro abitato.

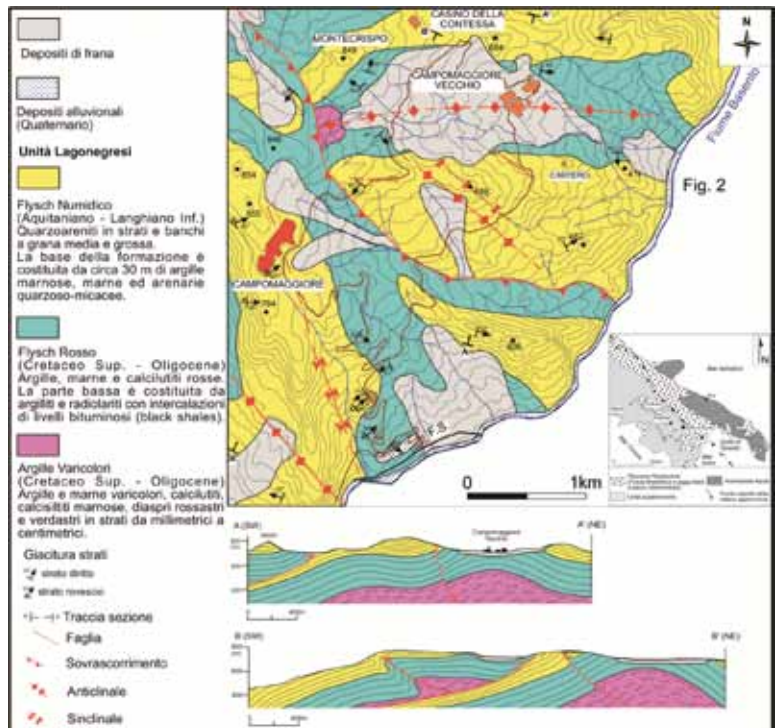


Fig. 1 - Carta e sezioni geologiche del territorio di Campomaggiore (Cancro, 2009 mod.).

Geomorfologia

L'area di interesse si colloca a circa 20 km ad est di Potenza e ricade nella media valle del fiume Basento occupando il versante sinistro. Questo è caratterizzato da brusche variazioni di pendenza in corrispondenza di cambi litologici. Le fasce altimetriche che comprendono l'area di studio sono quella montana e quella collinare visto che la quota massima è pari a 855 m s.l.m. e la minima 270 m s.l.m..

L'attuale configurazione dell'area oggetto di studio è il risultato di una complessa dinamica morfogenetica influenzata principalmente da antichi, recenti e attuali movimenti franosi di vario tipo e dimensioni.

A causa della tettonizzazione subita le rocce quarzarenitiche del Flysch Numidico sono fortemente fratturate e quindi soggette a crolli e ribaltamenti. I crolli sono stati rilevati nella parte meridionale dell'area dove è possibile osservare anche l'accumulo a valle di blocchi e lungo la strada che collega la S.S. n° 407 Basentana con l'abitato di Campomaggiore, mentre i ribaltamenti sono più frequenti lungo gli alti topografici come località Scarrone del Salice.

La franosità assume una densità decisamente maggiore dove affiorano i terreni prevalentemente argillosi interessati da tipologie di frana quali colate e complesse.

Le frane complesse rilevate sono "roto-colate" caratterizzate, nella zona a monte, da morfologie attribuibili a scivolamenti rotazionali e nella zona a valle il corpo di frana si allunga per poi a volte aprirsi a ventaglio nella parte terminale (Varnes, 1978; Carrara *et alii*, 1985). Spesso, nella parte a monte di queste frane, sono presenti zone umide corrispondenti a terrazzi di frana.

Lungo i versanti argillosi di frequente sono stati rilevati movimenti gravitativi superficiali, evidenziati a luoghi dall'accrescimento irregolare degli alberi (inclinati verso valle), per lo più riferibili a soliflusso.

L'idrografia superficiale è caratterizzata da una serie di corsi d'acqua che da NO vanno verso SE per raggiungere il fiume Basento. Tutti i corsi d'acqua hanno un reticolo dendritico ben sviluppato nella parte iniziale, mentre il tratto finale assumono un andamento rettilineo. Nell'area a monte i corsi d'acqua si presentano con alvei poco incisi, mentre dalla parte medio-bassa dei versanti, fino alla confluenza nel fiume Basento, risultano essere ben incassati.

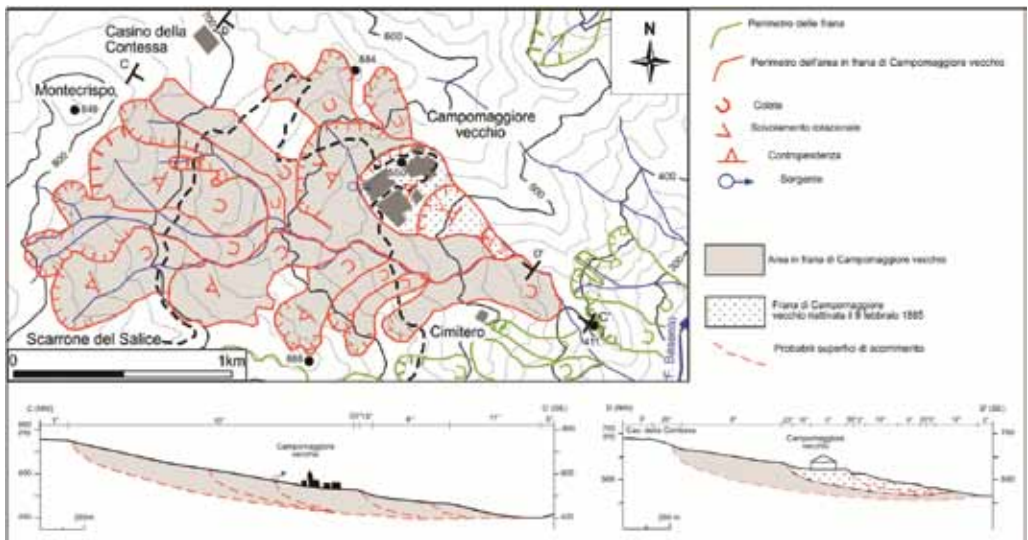


Fig. 2 - Area in frana con evidenziata la parte riattivata nel 1985 che ha interessato Campomaggiore vecchio e sezioni morfologiche.

Frana di Campomaggiore vecchio

La vasta area in frana di Campomaggiore vecchio interessa il versante sinistro del fiume Basento e si estende da Montecrispo, a quota 849 m s.l.m. fino a raggiungere i 420 m s.l.m. a SE. Questa si sviluppa per un lunghezza media di circa 2.2 km ed una larghezza media di circa 1.1 km, mentre la pendenza media è pari a circa 10° (Fig. 2). Si presenta con una zona a monte, compresa tra Montecrispo e Campomaggiore vecchio, delimitata da evidenti scarpate di frana che sottendono aree in contropendenza e colate più recenti caratterizzate da corpi stretti ed allungati che dalle pendici di Montecrispo arrivano fino a sfiorare il vecchio centro abitato.

I terreni coinvolti dalla frana sono di natura argilloso-marnosi appartenenti al Flysch Rosso, con inglobati blocchi quarzarenitici riconducibili al Flysch Numidico.

Il vecchio centro abitato, sovrastato da scarpate di frana, occupa l'area in contropendenza presente alla loro base ad una quota di circa 550 m s.l.m.. Nella parte a monte, tra la base della scarpata ed il terrazzo di frana vi è una sorgente per affioramento di falda.

La frana che ha coinvolto Campomaggiore vecchio è stata classificata come complessa ed in particolare come "roto-colata" (Fig. 2). Questo movimento franoso si è riattivato parzialmente durante la notte tra il 9 ed il 10 febbraio 1885 costringendo la popolazione ad abbandonare il paese. Gran parte del patrimonio abitativo di Campomaggiore vecchio è stato distrutto ed attualmente sono ancora visibili gli effetti legati alla rotazione del terrazzo di frana osservando gli edifici più alti ruotati verso monte in media di circa 5° (Fig. 3).



Fig. 3 - Edifici di Campomaggiore vecchio inclinati verso monte.

La frana di Campomaggiore vecchio è stata soggetta ad una campagna di indagine geofisica, utilizzando il metodo della resistività elettrica, che consente di individuare la probabile superficie di scorrimento riattivata nel 1885. Questa si sviluppa ad una profondità di circa 70 m ed in superficie corrisponde alla scarpata appena a monte dell'area urbana, ad una quota di circa 560 m s.l.m. e raggiunge a valle la quota di circa 420 m s.l.m. (Bruschella, 2003) (Fig. 2).

Attualmente il terrazzo di frana, che ospita i ruderi, è interessato dall'arrivo di colate che creano instabilità così come le riattivazioni osservate appena a monte del vecchio paese (Sdao & Simeone, 1996).

Cenni di storia di Campomaggiore vecchio

Notizie certe su Campomaggiore vecchio si hanno a partire dall'inizio del Medioevo, quando viene menzionato nel proclama "Catalogus Baronum" dove il regno normanno fu diviso in contee (Filardi, 1985; Rescio, 1997a).

Il centro abitato non risulta essere fortificato ed anche la posizione non è compatibile con un *kastron* perché questi in genere occupavano siti più elevati.

Diverse fonti ritengono che solo durante l'età sveva si creò un vero e proprio centro abitato a Campomaggiore vecchio e che nel tempo fu soggetto ad abbandoni e successivi ripopolamenti. Dopo il 1718 Campomaggiore fu di nuovo popolato grazie a Don Ferrante Rendina.

Attorno al Palazzo Baronale (Rescio, 1997b e 1999) vi erano solo capanni e per dare abitazioni più dignitose alla loro gente i Rendina ordinarono di prosciugare una piccola palude a monte, dovuta alla presenza di una sorgente e l'area sub-pianeggiante bonificata fu edificata seguendo una pianta ordinata del paese con le abitazioni disposte a scacchiera attorno ad una larga piazza nella parte centrale (Fig. 4).

Il progetto del nuovo paese fu realizzato dall'architetto Giovanni Patturelli, allievo di Luigi Vanvitelli. Campomaggiore vecchio è noto anche come "città dell'utopia", perché l'architetto Patturelli lo concepì e progettò prendendo spunto dalle teorie utopistiche dei pensatori illuministi quali Charles Fourier e Robert Owen (ricerca vana della felicità perenne e quindi utopica).



Fig. 4 - Planimetria di Campomaggiore vecchio divisa in nuclei.

Conclusioni

Lo studio geologico, che ha interessato il territorio di Campomaggiore vecchio, ha permesso di mettere in evidenza le caratteristiche stratigrafico-strutturali che danno luogo a peculiarità di carattere geomorfologico. In particolare, sono state messe in evidenza le caratteristiche dell'area franosa che comprende il paese di Campomaggiore Vecchio, costretto al trasferimento nel 1885.

La frana di Campomaggiore vecchio si sviluppa lungo un'anticlinale che ha coinvolto il Flysch Rosso e le sovrastanti quarzareniti del Flysch Numidico successivamente eroso.

La tettonica ha quindi destrutturato i terreni del Flysch Rosso predisponendoli a fenomeni di instabilità.

Il lavoro svolto ha avuto come obiettivo la proposta di Campomaggiore vecchio a geosito. La proposta è stata avanzata tenendo conto, oltre che delle peculiarità geologiche e geomorfologiche rilevate, delle caratteristiche paesaggistiche del sito. Da Campomaggiore vecchio si può ammirare un paesaggio costituito dalle Dolomiti lucane e da un tratto vallivo molto suggestivo del fiume Basento.

Agli aspetti prettamente naturali vanno aggiunte le peculiarità storico-culturali ed architettoniche che contraddistinguono Campomaggiore vecchio. Il paese è tra i primi centri lucani ad essere stato edificato su progetto. La proposta a geosito di Campomaggiore vecchio è finalizzata soprattutto a tutelare gli edifici storici come la chiesa, il palazzo Baronale, il Casino della Contessa e tutti i ruderi del paese ancora oggi soggetti a degrado.

Se allo studio scientifico del geosito seguiranno misure di tutela del patrimonio, Campomaggiore vecchio potrà diventare una risorsa da valorizzare mettendo in atto così la strategia nota come "conservazione produttiva" (Wimbledon *et alii*, 1995).

Ringraziamenti

Gli autori ringraziano il Dott. Pietro Lorenzo ed il Dott. Francesco Cavalcante per i loro utili suggerimenti.

Bibliografia

- BRUSCHELLA G. (2003) - *Tomografie geoelettriche per lo studio della frana di Campomaggiore vecchio (Basilicata)*. Tesi di Laurea, Università di Basilicata.
- CANCRO V. (2009) - *Proposta di campo maggiore vecchio a geosito di interesse nazionale*. Tesi di laurea, Università della Basilicata.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & MONACO C. (1988) - *Le unità stratigrafico-strutturali dell'alta val d'Agri (Appennino lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema catena-avanfossa*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 331-341.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1985) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geologia Applicata e Idrogeologia, 20.
- CASERO P., ROURE F., ENDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Appennines*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 109-120.

- CIARAPICA G., CIRLLI S., PANZANELLI FRATONI R. PASSERI L. & ZANINETTI L. (1990) - *The Monte Facito Formation (Southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., 109, 135-142.
- FILARDI G. (1985) - *Campomaggiore. Storia di un paese lucano*. I-II, Matera s.d..
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino Centro Meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 177-202.
- PATACCA E, SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U., (1992) - *The Numidian-sandevent in the southern Apennines*. Mem. Sci. Geol., 43, 297-337.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the southern Apennines*. In Mazzotti et alii eds, Results of the CROP project, Sub-project CROP-04 southern Apennines (Italy), Boll. Soc. Geol. It., special Issue 7, 75-119.
- PESCATORE T., RENDA P., TRAMUTOLI (1988) - *Rapporti tra le Unità Lagonegresi e le Unità Sicilidi nella media valle del Basento, Lucania (Appennino Meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 353-361.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999) - *Stratigraphic and Structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy*. Tectonophysics, 315, 269-286.
- PIEDILATO S. & PROSSER G. (2005) - *Thrust sequences and evolution of the external sector of a fold and thrust belt: An example from the Southern Apennines (Italy)*. Journal of Geodynamics, 39, 386-402.
- RESCIO P. (1997a) - *Campomaggiore archeologia dell'edilizia storica*. CSCM, Comune di Campomaggiore.
- RESCIO P. (1997b) - *La Chiesa di Campomaggiore Vecchio: relazione sul suo degrado e proposta di intervento conservativo*. Ad uso del Comune di Campomaggiore.
- RESCIO P. (1999) - *Archeologia e storia dei castelli di Puglia e Basilicata*. Martina Franca (TA), c. s.
- SABATO L., GALLICCHIO S., PIERI P., SALVINI G., & SCOTTI P. (2007) - *Cretaceous anoxic events in the argilliti e radiolariti di Campomaggiore unit (Lagonegro - Molise basin, southern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), Spec. Issue No. 7, 57-74.
- SCANDONE P., BONARDI G. (1967) - *Synsedimentary tectonics controllino deposition of Mesozoic and Tertiary carbonatic sequences of areas surrounding Vallo di Diano (Southern Apennines)*. Mem. Soc. Geol. It., 1968, vol.7, fasc.1, 1-10.
- SDAO F. & SIMEONE V. (1996) - *Fasi di attivazione e maturità geomorfologica di due frane tipo colata nei pressi di Campomaggiore Vecchio (Basilicata)*. Geologia Applicata e Idrogeologia, vol. XXXI, 155 - 168, 13 ff - Bari.
- VARNES D. J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: Schuster R. L. & Krizek R. J. Ed., Landslides, analysis and control. Transportation Research Board Sp. Rep. No. 176, Nat. Acad. of Sciences, 11-33.
- WIMBLEDON W. A., BENTON M. J., BEVINS R. E., BLACK G. P., BRIDGLAND D. R., CLEAL C. J., COOPER R. G. & MAY V. J. (1995) - *The development of the methodology for the selection of British sites for conservation*. Part 1, Modern Geology, 20, 159-202.

I TORRIONI CONGLOMERATICI DEL CASTELLO E DELLA CHIESA MADRE DI LAURENZANA (BASILICATA): UN GEOSITO D'INTERESSE GEOLOGICO E STORICO-ARCHITETTONICO

Mario Bentivenga ¹, Francesco Cavalcante ², Raffaele Ciancia ³, Giuseppe Palladino ¹ & Luigi Rossi ⁴

¹ Dipartimento di Scienze Geologiche - Università di Basilicata, via Ateneo Lucano, 10 - 85100 Potenza;

² Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale - CNR, C/da Santa Loja, 85050 Tito Scalo (PZ);

³ Libero Professionista - via Livorno, 65 - 85100 Potenza;

⁴ Ufficio tecnico - Comune di Laurenzana, 85014 Laurenzana (PZ).

Riassunto

Il geosito presentato in questo lavoro ha valenza sia geologica che storico-architettonica ed è ubicato nel centro storico di Laurenzana un piccolo comune nel cuore dell'Appennino lucano. Esso è caratterizzato dalla presenza di due torrioni conglomeratici che ospitano alla loro sommità il castello medioevale e la Chiesa Madre Santa Maria Assunta.

Il centro abitato di Laurenzana è situato nel settore centro-orientale dell'Appennino meridionale in prossimità del fronte della catena. In quest'area affiorano terreni ascrivibili alla Formazione di Gorgoglione nel settore orientale e alle Unità Sicilidi rappresentate principalmente dalla Formazione di Corleto Peticara *Auctorum p.p.* nel settore occidentale.

L'area è condizionata dalla presenza di due zone di faglia trascorrenti: una zona di trascorrenza destra orientata NE-SW che corre lungo il torrente Camastra ed una zona di trascorrenza sinistra profonda orientata WNW-ESE. A quest'ultima struttura sono associate strutture minori.

Il centro storico di Laurenzana è stato edificato sui conglomerati della Formazione di Gorgoglione. La successiva espansione dell'area urbana ha interessato la facies argillosa della stessa formazione.

Il geosito interessa la facies conglomeratica della Formazione di Gorgoglione che in quest'area costituisce una scaglia tettonica immergente a SW interessata da faglie trascorrenti sinistre e dirette che ne determinano lo smembramento in diversi blocchi (Torrioni). Sui due torrioni principali sono stati edificati il castello e la chiesa, caratterizzati da una struttura architettonica fortemente condizionata dalla geologia e dalla geomorfologia del sito.

Il castello medioevale di Laurenzana, di cui si hanno notizie a partire dal periodo normanno, si presenta con una pianta irregolare che segue i bordi del torrione che lo ospita sia per sfruttare al massimo lo spazio disponibile sia per garantirne la difesa del borgo dalle incursioni nemiche. La Chiesa Madre di Santa Maria Assunta che occupa la sommità di un torrione conglomeratico disposto più a valle, è stata costruita agli inizi del XIII secolo, ampliata nel 1583 ed assume la forma attuale nel Settecento quando all'impianto basilicale a tre navate si aggiunge il cappellone laterale che fu terminato nel 1780.

Introduzione

Il geosito proposto mette in evidenza come la geologia e la geomorfologia possano aver condizionato la struttura architettonica di edifici storici. L'area studiata è compresa tra due zone di taglio; una di trascorrenza destra orientata NE-SW ed una di trascorrenza sinistra orientata WNW-ESE. Tali elementi strutturali hanno determinato lo smembramento dei conglomerati della Formazione di Gorgoglione generando alti morfo-strutturali tra cui i due torrioni che ospitano alla loro sommità il castello e la Chiesa Madre Santa Maria Assunta. I due edifici storici sono stati di recente interessati da una importante attività di restauro che ha

valorizzato il geosito dal punto di vista storico-architettonico. Il lavoro mette in evidenza come la geologia e la geomorfologia hanno condizionato l'architettura dei due edifici storici. Infatti, l'area in esame costituisce un valido esempio di come, dopo accurato studio scientifico e applicazioni di strategie adeguate per la sua tutela e valorizzazione, il patrimonio geologico possa diventare una vera e propria risorsa (Wimbledon *et alii*, 1995).

Cenni storici

Il castello di Laurenzana sorge su uno dei due torrioni conglomeratici ed in particolare su quello sud-orientale ben integrandosi con la rupe sottostante (Fig. 1).

Progettato per la difesa del borgo, le sue mura seguono quello che in gergo militare viene definito il "ciglio tattico del terreno", rafforzando le difese naturali della rupe e, allo stesso tempo, sfruttando a pieno lo spazio disponibile, come si evince dalle piante dei due edifici (Fig. 2). I locali ipogei adibiti, a stalle e a cisterne, si sviluppano complessivamente su due piani tutti scavati nella roccia (Fig. 3) (Motta, 1995).



Fig. 1 - Veduta da NE del castello di Laurenzana.

Il castello risale al periodo normanno, quando risulta infeudato a Guglielmo figlio di Matteo da Tito ed è stato sottoposto ad una profonda ristrutturazione durante il periodo angioino (1250-1450). Successivamente gli aragonesi (1400-1500) modificarono notevolmente la struttura dell'edificio per adeguarlo alle armi da fuoco ed al nuovo gusto rinascimentale.

Tra il settecento e l'ottocento assume l'aspetto attuale caratterizzato da una forma palazziale, e non più di difesa. L'edificio cresce sempre più in altezza su tutti i lati e si amplia sfruttando altri piccoli spazi ancora a disposizione al top del torrione. In questo periodo vengono segnalati numerosi crolli che interessano perimetralmente il torrione ed in contemporanea si realizzano le prime opere per contrastare il dissesto, come i contrafforti.

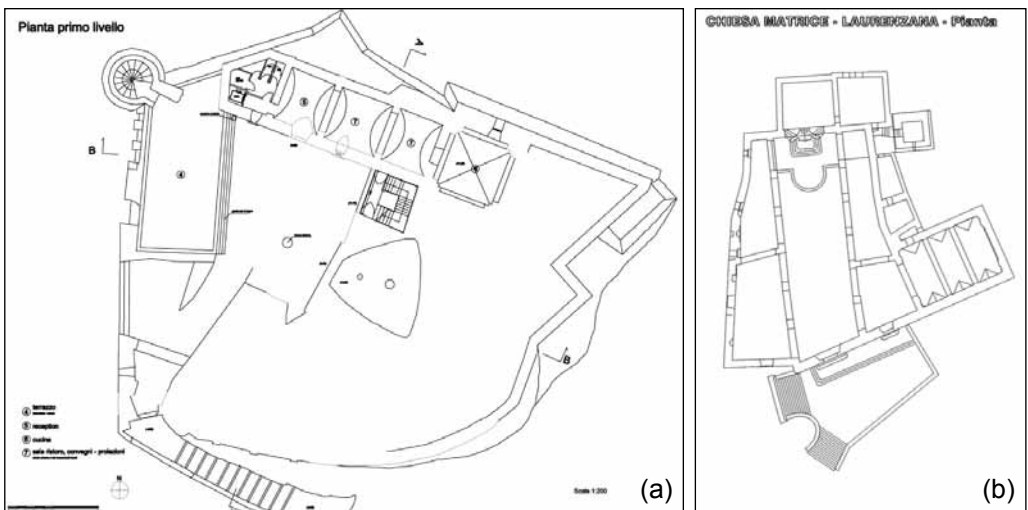


Fig. 2 - Planimetria del castello (a) e della chiesa Madre (b).



Fig. 3 - Locali ipogei, adibiti a stalle, con due pilastri centrali scavati nel conglomerato.

Nei primi decenni del novecento il castello inizia ad essere abbandonato subendo una brusca accelerazione nel secondo dopoguerra. Negli anni ottanta ha inizio una imponente attività di recupero. I lavori interessano prima il consolidamento del torrione conglomeratico e poi gli edifici sovrastanti (Giuffrè *et alii*, 1997). La Chiesa Madre di Santa Maria Assunta occupa la sommità del secondo torrione conglomeratici, posto a NE rispetto al precedente (Fig. 4).

La chiesa è stata edificata agli inizi del XIII secolo ed ampliata nel 1583. Assume la forma attuale nel Settecento quando all'impianto basilicale a tre navate si aggiunge il cappellone laterale terminato nel 1780. Il monumentale scalone d'accesso a doppia rampa con impianto ovale, il portale principale e quello secondario risultano essere tardo barocco (Fig. 4). Dagli anni ottanta ad oggi la Chiesa Madre di Santa Maria Assunta è stata sottoposta prima a lavori che hanno reso l'edificio antisismico e poi a numerosi restauri enfatizzandone il valore storico-artistico.



Fig. 4 - Chiesa Madre di Santa Maria Assunta vista da SE.

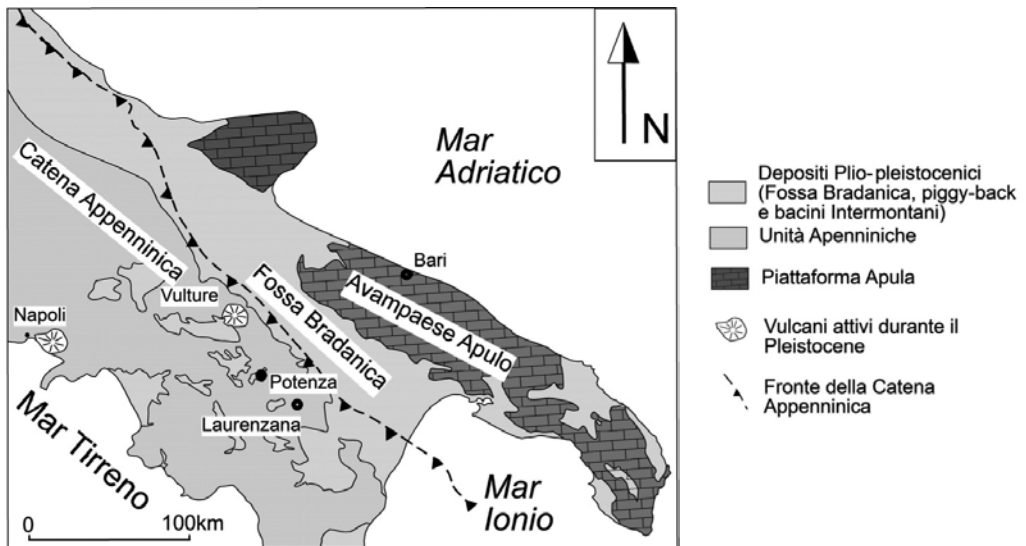


Fig. 5 - Schema geologico dell'Appennino meridionale con ubicazione dell'area di studio.

Inquadramento geologico

Il centro abitato di Laurenzana è situato nel settore centro-orientale dell'Appennino meridionale, in prossimità del fronte della catena (Fig. 5).

In quest'area affiorano terreni ascrivibili alla Formazione di Gorgoglione (Selli, 1962) o Flysch di Gorgoglione (Boenzi & Ciaranfi, 1970), al Complesso Sicilide di Ogniben (1969) o Unità Sicilidi (D'Argenio *et alii*, 1973) e all'Unità Sannitica (Selli, 1962; Patacca *et alii*, 1990; 1992; Patacca & Scandone 2007 e *cum biblio*). Questi terreni costituiscono a nord-ovest il substrato dei depositi plio-pleistocenici di *thrust sheet top basin* del bacino di Calvello. Nel settore orientale affiorano prevalentemente sedimenti della Formazione di Gorgoglione interpretabili come depositi di *thrust sheet top basin* di età Langhiano superiore - Tortoniano inferiore (Boenzi & Ciaranfi, 1970).

Ad occidente si rinvencono prevalentemente terreni ascrivibili alla Formazione di Corleto Perticara *Auctorum p.p.* (Selli, 1962) o Formazione di Monte Sant'Arcangelo (Lentini, 1979; Carbone *et alii*, 1988; 1991) costituita da marne, calcari marnosi, calcilutiti, calcareniti, argilliti marnose e meno frequenti arenarie e calciruditi in assetto caotico talvolta fortemente tettonizzate. Questa formazione sovrascorre sulla Formazione di Gorgoglione che è costituita da facies prevalentemente arenacee, argillose e conglomeratiche organizzate in tre sistemi deposizionali principali (Boiano *et alii*, 1994; Boiano, 1997 e *cum biblio*).

Dal punto di vista geologico-strutturale, l'area è condizionata dalla presenza di due zone di faglia trascorrente (Bonini & Sani, 2000a,b): una zona di trascorrenza destra orientata NE-SW che corre lungo il Torrete Camastra ed una di trascorrenza sinistra profonda orientata WNW-ESE, nota in letteratura come Faglia Scoricabuoi ed interpretabile come rampa laterale sinistra del Bacino di Sant'Arcangelo (Patacca & Scandone, 2001). A quest'ultima struttura è associata una zona di trascorrenza sinistra che corre all'incirca lungo la Fiumarella di Corleto con direzione NW-SE ed interessa livelli crostali più superficiali. Ad est di Laurenzana si rinvencono strutture a *back-thrust* che coinvolgono gli intervalli stratigrafici più profondi della Formazione di Gorgoglione e ne determinano la formazione di una sinclinale rovesciata portando a tetto il substrato rappresentato dalle Unità Sicilidi. Ad occidente del centro storico di Laurenzana un *thrust* fuori sequenza esteso per diversi km in direzione NW-SE porta a tetto della Formazione di Gorgoglione le Unità

Sicilidi rappresentate in particolare dalla Formazione di Corleto Perticara. Lungo quest'elemento strutturale si rinvencono scaglie conglomeratiche della Formazione di Gorgoglione come quella che caratterizza il sito studiato (Fig. 6). Questa scaglia si rinviene tettonicamente interposta tra la Formazione di Corleto Perticara *Auctorum p.p.* e la Facies argillosa della Formazione di Gorgoglione a letto. Presenta un'immersione verso SW ed è interessata da faglie trascorrenti con cinematisimo sinistro orientate circa N 110° e faglie dirette orientate SW-NE. Questi elementi strutturali ne interrompono la continuità stratigrafica e morfologica smembrando la scaglia in diverse porzioni che hanno assunto la forma di torrioni. Sul torrione conglomeratico sud-occidentale, topograficamente più elevato (855 m s.l.m.), è stato edificato il castello medioevale, mentre sul torrione nord-orientale (820 m s.l.m.) è stata costruita la Chiesa Madre.

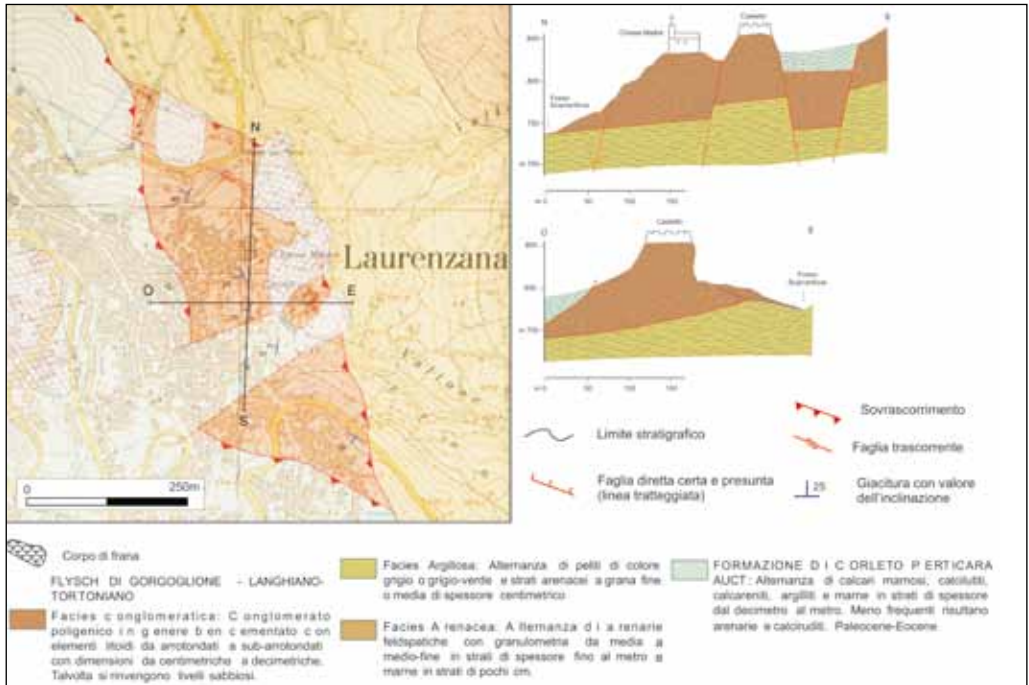


Fig. 6 - Carta e sezioni geologiche del centro storico di Laurenzana ed aree limitrofe.

Geomorfologia

Laurenzana è un paese situato nella parte centrale della Basilicata ed in particolare si colloca a circa 40 km ad sud di Potenza. Il centro abitato si snoda lungo il crinale di una dorsale orientata NW-SE.

La dorsale è delimitata, nella parte occidentale, dal torrente Serrapotamo ed in quella orientale da un suo affluente destro che è il fosso Scarranfone (Fig. 7).

L'area di studio è compresa nella fascia altimetrica montana, tra le quote di 720 m s.l.m. nella parte settentrionale e 880 m s.l.m. in quella meridionale. Il centro storico di Laurenzana che comprende il geosito (Wimbledon *et alii*, 1995), proposto in questo lavoro, è stato edificato in gran parte sui conglomerati ben cementati del Formazione di Gorgoglione che da luogo ad una morfologia molto accentuata evidenziata spesso da versanti acclivi. La successiva espansione dell'area urbana ha interessato il versante orientale del torrente Serrapotamo dove affiorano terreni calcareo-marnosi ed argillosi, meno competenti dei precedenti, i quali danno luogo a versanti con morfologie più blande.

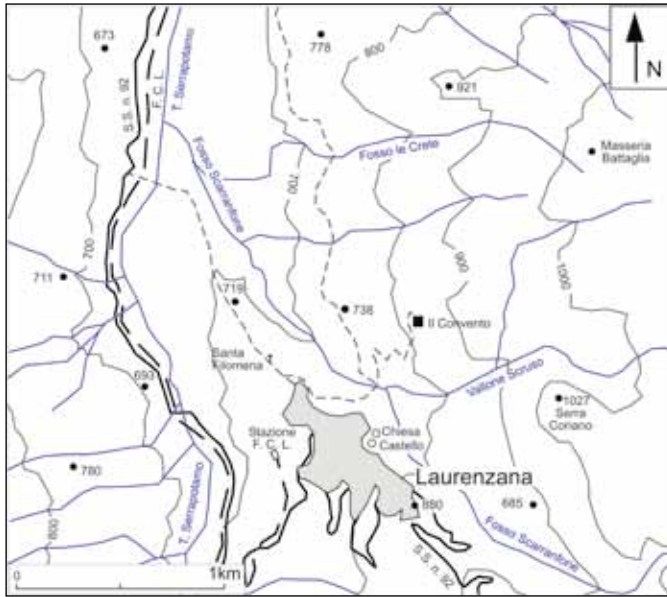


Fig. 7 - Orografia dell'area del centro abitato di Laurenzana e zone limitrofe.

Il geosito è situato a ridosso del crinale che separa il torrente Scarranfone dal fosso Serrapotamo è caratterizzato dalla presenza di due torrioni che raggiungono le quote di 855 m s.l.m e 820 m s.l.m rispettivamente per il castello e la chiesa.

L'attuale configurazione dell'area oggetto di studio è il risultato di una complessa dinamica morfogenetica influenzata principalmente dalla tettonica e da movimenti franosi di dimensioni e tipologie diverse (Varnes, 1978; Carrara *et alii*, 1985). A causa della tettonizzazione subita i conglomerati sono coinvolti in movimenti gravitativi quali crolli e, solo di rado, ribaltamenti.

I crolli sono stati rilevati principalmente lungo tutto il perimetro del torrione che ospita alla sommità il castello, ma non mancano evidenze anche lungo le rupi del torrione su cui è stata edificata la Chiesa Madre di Santa Maria Assunta. Alcuni ribaltamenti sono stati rilevati lungo i bordi orientali dei due torrioni. Ad essere interessati a ribaltamento sono blocchi conglomeratici isolati da fratture che si vanno a posare verso valle dove si ha una netta riduzione della pendenza del versante.

Nell'area dove affiorano i terreni calcareo - marnosi ed argillosi, aumenta notevolmente la densità di frana e le tipologie sono assimilabili in gran parte a scivolamenti rotazionali e frane complesse. Entrambe le tipologie di frana si rilevano lungo i versanti della dorsale su cui sorge Laurenzana. Alcuni scivolamenti rotazionali, caratterizzati da evidenti scarpate ed aree in contropendenza, interessano il versante sud-orientale della dorsale. In particolare, alcuni di questi movimenti sono stati rilevati lungo il versante destro del torrente Serrapotamo attivati per erosione al piede del corso d'acqua. Le frane complesse rilevate sono "roto-colate" caratterizzate da morfologie attribuibili a scivolamenti rotazionali a monte e colate a valle.

L'idrografia superficiale è caratterizzata in particolare dalla presenza di due corsi d'acqua che delimitano la dorsale di Laurenzana rappresentati rispettivamente dal torrente Serrapotamo, nella parte sud-occidentale, e dal fosso Scarranfone, nel settore nord-orientale. In questi corsi d'acqua principali confluiscono numerosi fossi circa paralleli tra di loro che segnano i due versanti della dorsale. Gran parte dei corsi d'acqua hanno un reticolo di tipo dendritico e si presentano con un profilo longitudinale molto irregolare.

L'evoluzione dei versanti, legata principalmente ai movimenti franosi, fa sì che i corsi d'acqua siano in erosione prevalentemente nella parte medio-bassa del versante.

Conclusioni

Nel presente lavoro sono state evidenziate le peculiarità geologiche, geomorfologiche e storico-architettoniche del centro storico di Laurenzana. In particolare, è stato individuato un geosito caratterizzato dalla presenza di due torrioni conglomeratici con al top due edifici di grande interesse storico, quali il castello e la Chiesa Madre. I torrioni conglomeratici sono il risultato di processi geologico-strutturali e geomorfologici. Infatti, essi sono delimitati da faglie dirette e trascorrenti e lungo il versante orientale sono interessati da movimenti franosi. La morfologia dei due torrioni ha condizionato fortemente l'architettura dei due edifici ed in particolare quella del castello. Osservando le piante dei due fabbricati storici risulta chiaro come le strutture perimetrali seguono i bordi dei due torrioni. I lavori di ristrutturazione e di restauro ancora in corso, sia per il castello e sia per la Chiesa Madre, sono mirati principalmente alla conservazione ed alla valorizzazione del geosito. La proposta che viene formulata in questo lavoro è un esempio di come il patrimonio geologico, unitamente a quello storico, opportunamente valorizzato può diventare un'ulteriore risorsa per i territori montani.

Ringraziamenti

Gli autori ringraziano il Dott. Pietro Lorenzo e la Dott.ssa Claudia Belviso per i loro utili suggerimenti.

Bibliografia

- BOENZI F. & CIARANFI N. (1970) - *Stratigrafia di dettaglio del Flysch di Gorgoglione (Lucania)*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 1153-1163.
- BOIANO U. (1997) - *Anatomy of a siliciclastic turbidite basin: the Gorgoglione Flysch, Upper Miocene, southern Italy: physical stratigraphy, sedimentology and sequence-stratigraphic frame work*. Sedimentary Geology, 107, 231-262.
- BOIANO U., CRITELLI S., LOIACONO F., PESCATORE T. & SBARRA R. (1994) - *Le successioni terziarie esterne dell'Appennino Lucano*. Guida alle escursioni Congr. Soc. Geol. Ital., Bari 1994, Quad. Bibl. Prov. Matera, 15, 157-203.
- BONINI M. & SANI F. (2000a) - *Thrusting, strike-slip faulting and syntectonic deposition in the Potenza-Guardia Perticara Area (Basilicata, Southern Apennines, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 55, 123-132.
- BONINI M. & SANI F. (2000b) - *Pliocene - Quaternary transpressional evolution of the Anzi - Calvello and Northern S. Arcangelo Basins (Basilicata, Southern Apennines, Italy) as a consequence of deep-seated fault reactivation*. Marine and Petroleum Geology, 17, 909-927.
- CARBONE S., CATALANO S., LAZZARI S., LENTINI F. & MONACO C. (1991) - *Presentazione della carta geologica del bacino del fiume Agri (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., 47, 129-143.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & MONACO C. (1988) - *Le unità stratigrafiche strutturali dell'alta Val d'Agri (Appennino Lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema Catena - Avanfossa*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 331-341.

- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1985) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geologia Applicata e Idrogeologia, 20.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania, Lucania)*. Acc. Naz. Lincei, Quaderno, 183, 49-72.
- GIUFFRÈ A., GAMBARDELLA C., CIANCIA G., CIANCIA R., CANDELA M. & PINGITORE D. (1997) - *Consolidation and restoratio of the Madieval Castle of Laurenzana, Italy*. Geotechnical Engineering for the Preservation of Monuments and Historic Sites, Viggiano (Ed.), Balkema, Rotterdam.
- LENTINI F. (1974) - *Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino Lucano)*. Geologica Romana, 18, 215-225.
- MOTTA A. (1995) - *Il Castello di Laurenzana tra mito e storia*, "Basilicata e Regione" n. 3-4, Potenza.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 8, 435-763.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: Kinematics relation since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 425-451.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)*. In: G.B. Vai & I.P. Martini (Eds.), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins.*, 401-440. Kluwer Academic Publishers. Great Britain.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992) - *The Numidian-sand event in the Southern Apennines*. Memorie di Scienze Geologiche Univ. Padova, 43, 297-337.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. In: Mazzotti et al., (Eds): *Results of the CROP Project Sub-project CROP-04 Southern Apennines (Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, Volume speciale 7, 75-119.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleocene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 3, 129-143.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement types and ptocesses*. Schuster R.L. & Krizek R.S. Eds. *Land-slides: analisys and control*. U. S. Natural Academy of Sciences, Special Report, 176, 11-33.
- WIMBLEDON, W.A.P., BENTON, M. J., BEVINS, R.E., BLACK, G. P., BRIDGLAND, D. R., CLEAL C. J., COOPER, R G. & MAY, V.J. (1995) - *The development of a methodology for the selection of British sites for conservation*. Part 1. *Modern Geology* 20, 159-202.

IL LAGO SIRINO E L'AREA DEL PONTE DELLE FERROVIE CALABRO-LUCANE DI LAGONEGRO (POTENZA): DUE GEOSITI DI INTERESSE GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

Mario Bentivenga¹, Francesco Cavalcante², Giuseppe Palladino¹ & Nicola Pansardi¹

¹ Dipartimento di Scienze Geologiche - Università di Basilicata, via Ateneo Lucano, 10 - 85100 Potenza;

² Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale - CNR, C/da Santa Loja, 85050 Tito Scalo (PZ).

Riassunto

I geositi, proposti in questo lavoro ricadono nella parte occidentale dell'Appennino meridionale e sono rappresentati dal Lago Sirino, nel territorio di Nemoli (PZ), e dall'area del Ponte della Ferrovia Calabro-Lucana, appena a sud dell'abitato di Lagonegro (PZ). Vengono presentati insieme perché ricadono in un'area con caratteristiche geologiche e geomorfologiche simili. Il lago Sirino è situato alle pendici del monte omonimo, alla quota di 783 m s.l.m., dove affiorano i terreni relativi alle Unità Lagonegresi. L'analisi geomorfologica suggerisce che la genesi dello specchio d'acqua è dovuta alla presenza della sorgente del Sirino che si riversa in una depressione tettonica (sinclinale) resa impermeabile da depositi argillosi rossastri dovuti alla dissoluzione dei Calcari con Selce. Il ponte della Ferrovia Calabro-Lucana, che attraversa il vallone della Serra, è stato ancorato a nord ad un blocco calcareo del membro organogeno della Formazione di Monte Facito e a sud alle Dolomie bianche e grigie. Il blocco calcareo, che poggia al di sopra il membro terrigeno della stessa formazione, è soggetto ad un movimento gravitativo profondo con una superficie di scorrimento che si sviluppa al contatto tra i due membri. Il movimento gravitativo, avvenuto prima con uno scivolamento traslazionale e successivamente con uno rotazionale, è stato registrato dalla deformazione del ponte. I geositi proposti presentano interessanti peculiarità geologiche e geomorfologiche da tutelare e valorizzare.

Introduzione

La tutela e la valorizzazione del patrimonio geologico ha acquisito negli ultimi anni un interesse sempre crescente. Tale necessità assume una grande rilevanza quando si prendono in considerazione aree a forte vocazione turistica come ad esempio il settore occidentale della Basilicata caratterizzato da spettacolari paesaggi montuosi situati a poca distanza da alcune delle principali località turistiche costiere della regione. Il versante tirrenico della Basilicata è ricco di evidenze geologiche, geomorfologiche e paesaggistiche di notevole interesse per i visitatori. In particolare, due fenomeni strettamente riconducibili a fattori di natura geologica e geomorfologica suscitano la curiosità della gente: la genesi del Lago Sirino e la deformazione subita dal Ponte della Ferrovia Calabro-Lucana a Lagonegro. Il Lago Sirino costituisce un ottimo esempio di come la combinazione tra l'assetto geologico-strutturale ed i fattori morfogenetici contribuiscono alla creazione ed alla modellazione di un paesaggio. Il Ponte della Ferrovia Calabro-Lucana consente di osservare in dettaglio gli effetti prodotti da un movimento gravitativo profondo di versante su una infrastruttura rendendola inutilizzabile.

La candidatura a geosito del Lago Sirino e dell'area in cui ricade il Ponte delle Ferrovia Calabro-Lucana è necessaria per far conoscere due luoghi di grande interesse geologico e geomorfologico da tutelare e valorizzare.

Geologia dell'area che comprende i due geositi

L'area di interesse ricade nella parte occidentale della Catena Appenninica meridionale. A grande scala, la catena può essere considerata come un *duplex* strutturatosi a partire dall'Oligocene superiore in seguito al processo di convergenza tra i paleomargini africano ed europeo (Doglioni *et alii*, 1996; Gueguen *et alii*, 1998; Patacca & Scandone, 2007) (Fig. 1).

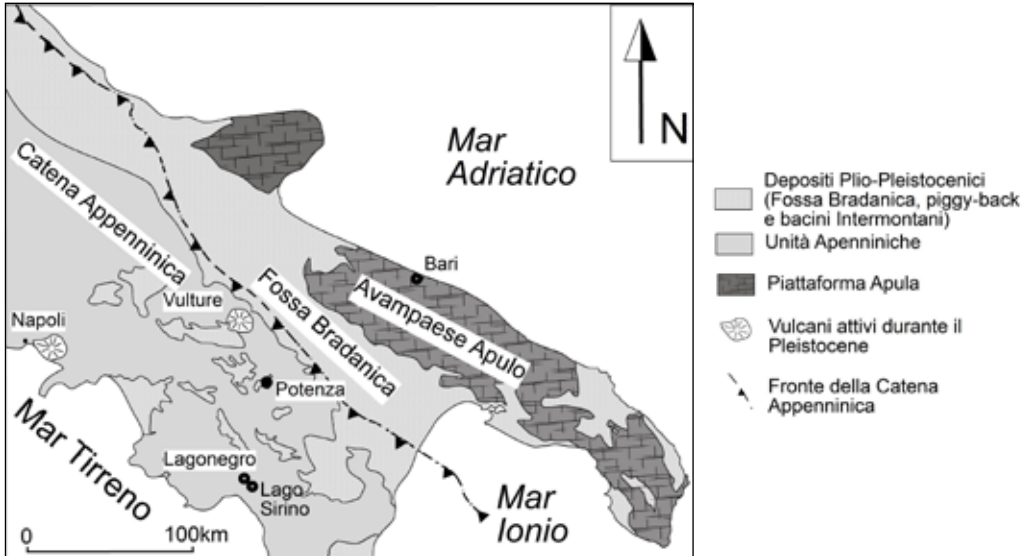


Fig. 1 - Schema geologico dell'Appennino meridionale.

Le unità più profonde del *duplex* sono rappresentate da un sistema di *thrust sheet* sviluppatosi nei carbonati apuli (Cello *et alii*, 1989). Queste sono ricoperte da una spessa pila di coltri alloctone, completamente sradicate dal loro originario substrato, che costituivano in origine il margine settentrionale del continente africano (Menardi Noguera & Rea, 2000; Patacca & Scandone, 2007 *e cumm biblio*). La sovrapposizione a scala regionale, dal tetto al letto delle coltri alloctone, riflette l'originaria posizione dei domini paleogeografici da ovest verso est. Le unità tettoniche strutturalmente più elevate sono rappresentate dalle Unità Liguridi e Sicilidi che sovrascorrono sui carbonati della Piattaforma Carbonatica Appenninica (Piattaforma Campano-lucana per gli autori di scuola napoletana). I terreni Liguridi sono rappresentati dalla Formazione delle Crete Nere, mentre le unità di piattaforma sono rappresentate dai calcari del M. Foraporta (Boni *et alii*, 1974; Bonardi *et alii*, 1988). La Piattaforma Appenninica si sovrappone a sua volta sulle Unità Lagonegresi rappresentate dalle formazioni di Monte Facito, dei Calcari con Selce, degli Scisti Silicei, dei Galestri (Boni *et alii*, 1974; Scandone, 1967; 1972) e dal Flysch Rosso *Auctorum* (Selli, 1962; Patacca & Scandone, 2007). In questo settore di catena i terreni lagonegresi sovrascorrono, in corrispondenza del Monte Alpi, sugli orizzonti messiniani della Piattaforma Apula (Van Dijk *et alii*, 2000; Menardi Noguera & Rea, 2000; Patacca & Scandone, 2007). Tutta l'area è stata intensamente tettonizzata come testimonia il raddoppio delle Unità Lagonegresi (Scandone, 1972). La fase compressiva ha determinato una deformazione generale dando luogo ad un sistema di pieghe orientate circa NW-SE (Mazzoli *et alii*, 2001). Durante il Quaternario, si è registrata una fase tettonica fragile testimoniata da faglie normali e trascorrenti. Le faglie normali sono orientate circa N-S, N130° e N 40°, mentre quelle trascorrenti con cinematica sinistra sono orientate circa N130° (Schiattarella, 1998).

Geomorfologia dell'area che comprende i due geositi

L'area che comprende i due geositi ricade interamente nel bacino idrografico del fiume Noce, ed in particolare occupa il versante sinistro del corso d'acqua interessando i territori comunali di Nemoli e Lagonegro. La fascia altimetrica, in cui ricadono i due siti di interesse, è quella montana, ed in particolare il Lago Sirino si trova a 783 m s.l.m., mentre il ponte della Ferrovia Calabro-Lucana è collocato a circa 640 m s.l.m..

Nell'area in esame si riscontra una notevole variabilità morfologica, dovuta principalmente alle differenti litologie affioranti. Le morfologie più accentuate si riscontrano principalmente nella parte sud-occidentale dell'area, dove affiorano i terreni più competenti che danno luogo a versanti molto acclivi, mentre quelle meno accentuate si rinvengono laddove gli affioramenti sono riferibili a terreni prevalentemente argillosi. Brusche variazioni di pendenza sono dovute anche alla presenza di strutture tettoniche come in corrispondenza del sovrascorrimento della Formazione di Monte Facito sul Flysch Galestrino, nei pressi di Lagonegro. Le frane interessano la maggior parte del territorio rilevato e la loro distribuzione è condizionata, oltre che dalle litologie affioranti, anche dalla presenza delle strutture tettoniche che giocano un ruolo passivo. L'idrografia superficiale risulta essere scarsa nella parte sud-occidentale, dove affiorano terreni permeabili, mentre più sviluppata nella parte nord-orientale contraddistinta da terreni prevalentemente argillosi. Il principale corso d'acqua, ricadente nell'area di studio, è il vallone della Serra che nasce dalle pendici del monte Sirino ad E e si dirige verso SO per raggiungere il fiume Noce. Nel tratto iniziale si presenta con un reticolo dendritico, mentre in quello terminale tende ad essere rettilineo. A luoghi si osserva che alcuni corsi d'acqua secondari assumono un percorso marcatamente rettilineo in corrispondenza di strutture tettoniche.

Geologia "Lago Sirino"

Il Lago Sirino è situato alle pendici del monte omonimo dove affiorano i terreni relativi alle Unità Lagonegresi. Il rilevamento geologico ha evidenziato che, in corrispondenza della depressione morfologica occupata dal lago, Calcarei con Selce e Scisti Silicei, sono piegati a formare una sinclinale al cui nucleo si colloca lo specchio d'acqua (Fig. 2). Localmente la presenza di pieghe parassite alla mesoscala determina la verticalizzazione degli strati come accade lungo il bordo sud-orientale dell'invaso. È probabile che questa giacitura degli strati e l'intenso stato di fratturazione, sia responsabile dei numerosi fenomeni di *piping* osservati negli scorsi anni. Le rocce del substrato mesozoico risultano in gran parte ricoperte da brecce di versante derivanti dal disfacimento del fianco sud-orientale del Monte Sirino. È inoltre da segnalare la presenza di un esteso manto di depositi argillosi rossastri, di natura eluvio-colluviale, derivanti dall'alterazione dei calcari presenti nell'area. Si ritiene che tali depositi giochino un ruolo di fondamentale importanza nell'impermeabilizzazione del fondo del lago.

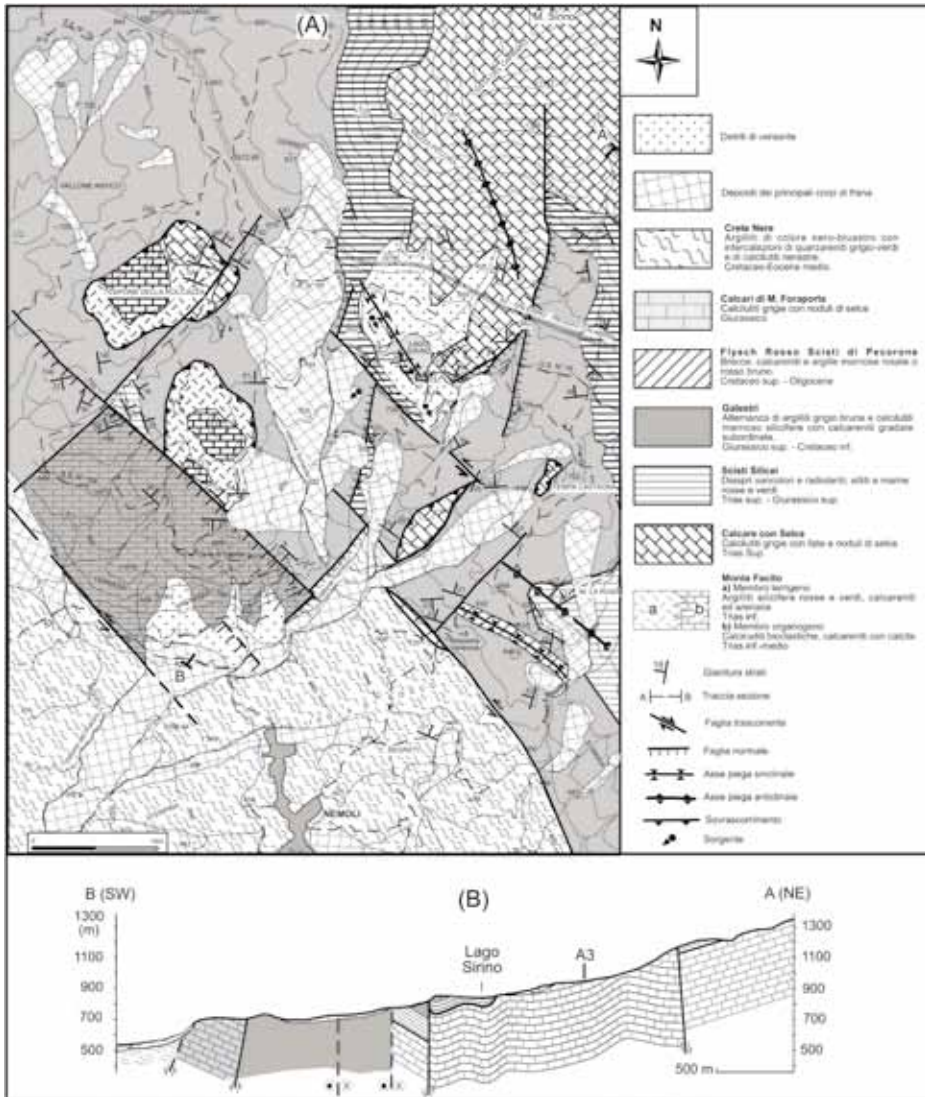


Fig. 2 - Carta e sezione geologica dell'area del lago Sirino.

Geomorfologia - Lago Sirino

Per quanto concerne il Lago Sirino vi sono diverse interpretazioni sulla sua genesi. Alcuni autori sostengono che l'origine sia glaciale (De Lorenzo, 1904), mentre per altri è legato all'evoluzione di un grande movimento franoso che ha coinvolto gli Scisti Silicei ed i Galestri presenti a monte del lago (Boenzi & Cherubini, 1993; Guerricchio & Melidoro, 1981; Grassi *et alii*, 2001).

L'analisi geomorfologica condotta nell'area ha messo in evidenza i processi evolutivi che hanno interessato il versante sud-occidentale del Monte Sirino ed ha portato ad escludere sia l'origine glaciale, sia quella legata a movimenti gravitativi del lago. In questo lavoro si sostiene che la genesi del Lago Sirino è legata alla presenza della sorgente omonima che si riversa in una depressione tettonica, corrispondente a una sinclinale negli Scisti Silicei (Fig. 3). Al di sopra del *bedrock* sono stati rilevati depositi argillosi rossastri dovuti alla dissoluzione dei Calcarei con Selce che si ritiene abbiano contribuito all'impermeabilizzazione del fondo del lago.

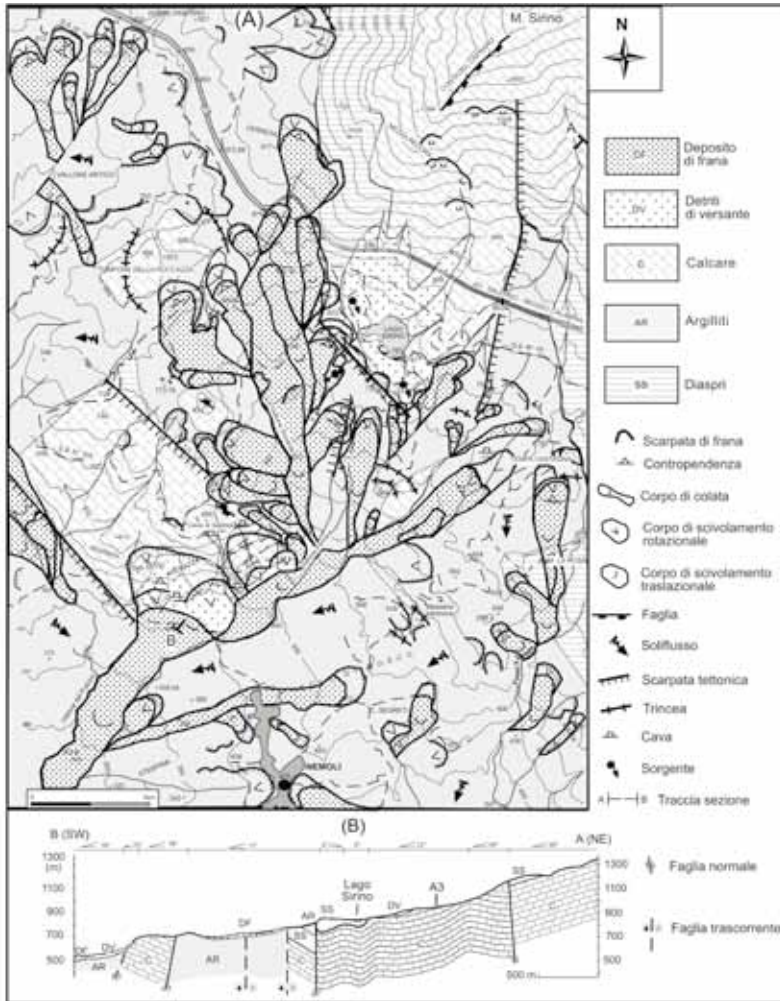


Fig. 3 - a) - Carta geomorfologica e litologica dell'area del lago Sirino; b) Sezione geomorfologica.

Geologia "Ponte della Ferrovia Calabro-Lucana"

Il ponte della ferrovia si colloca a cavallo di un'importante lineamento tettonico, orientato all'incirca N140°, che pone a contatto i terreni lagonegresi a nord con quelli relativi alla Piattaforma Campano-Lucana a sud (Fig. 4). A nord è presente un blocco calcareo del membro organogeno della Formazione di Monte Facito (Triassico inferiore-medio) alla cui sommità sorgeva il castello medioevale di Lagonegro. Alla base del blocco calcareo si rinviene una alternanza di arenarie, siltiti, marne argillose e diaspri che rappresentano la porzione terrigena della stessa formazione e quindi argilliti scure e marne silicizzate relative alla Formazione dei Galestri. Il contatto tra la Formazione di Monte Facito ed i Galestri è di natura tettonica e costituisce il raddoppio delle Unità Lagonegresi (Scandone, 1972). A sud il ponte è ancorato ad una successione di piattaforma costituita da dolomie triassiche e calcari giurassici di natura bacinale (calcari di Monte Foraporta). Tali depositi, nei pressi del ponte, sovrascorrono sui terreni lagonegresi assumendo un aspetto farinoso legato all'intensa fatturazione che ne deriva. Il forte salto di competenza che si verifica al contatto tra il membro terrigeno ed organogeno della Formazione di Monte Facito ha rappresentato un fattore predisponente allo sviluppo del movimento franoso che ha causato la rottura del ponte.

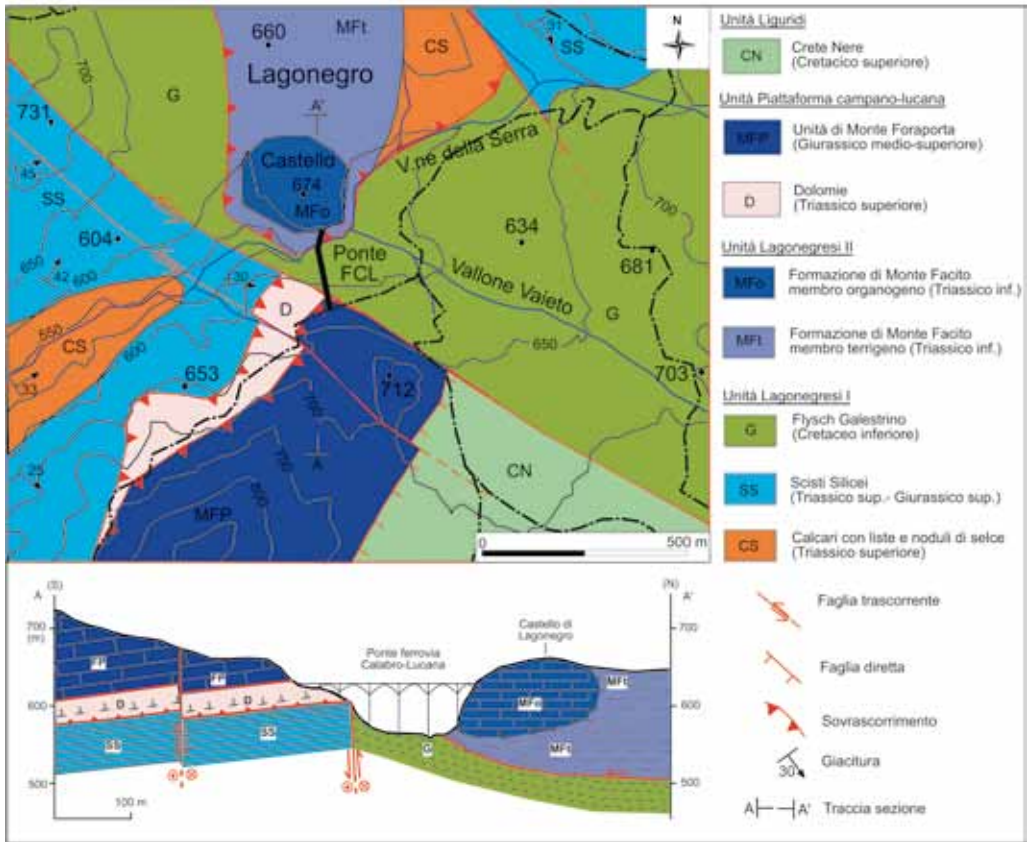


Fig. 4 - Carta e sezione geologica dell'area del Ponte delle Ferrovie Calabro-Lucane.

Geomorfologia "Ponte delle Ferrovie Calabro-Lucane"

Il ponte che attraversa il vallone della Serra, appena a sud dell'abitato di Lagonegro, è stato costruito nel 1915 e ricade lungo la tratta "Castrovillari-Lagonegro". Il viadotto, lungo circa 200m e alto circa 60m, è a struttura mista, costituita cioè da pile in muratura portante ed archi parabolici in calcestruzzo cementizio armato. Per la costruzione dell'opera furono impegnate imprese altamente specializzate. In particolare, per la realizzazione degli archi fu chiamata una ditta francese, che in quel periodo era tra le poche specializzate nel settore (Luccioni, 1988). La tratta ferroviaria entrò in esercizio il 28.10.1929, ma l'inarcamento progressivo di 6 archi del ponte impose la sospensione dell'esercizio ferroviario a partire dal 01.03.1952. Il blocco calcareo del membro organogeno della Formazione di Monte Facito, a cui è assicurato il ponte a nord, è soggetto ad un movimento gravitativo profondo che si esplica lungo una superficie di scorrimento listrica tra il membro organogeno ed il sottostante membro terrigeno della stessa formazione (Hutchinson, 1988). La dinamica del movimento gravitativo, che determina prima uno scivolamento traslazionale e successivamente rotazionale, è stata registrata dalla deformazione della struttura del ponte (Figg. 5 e 6).

Dalle figura 6 si evince che la parte a nord dell'arco spezzato del ponte si è prima infilato sotto la parte a sud e solo dopo si è sollevato a causa della rotazione, tiltando verso monte il primo pilone a nord del viadotto creando un dislivello di circa un metro della sede della strada ferrata.

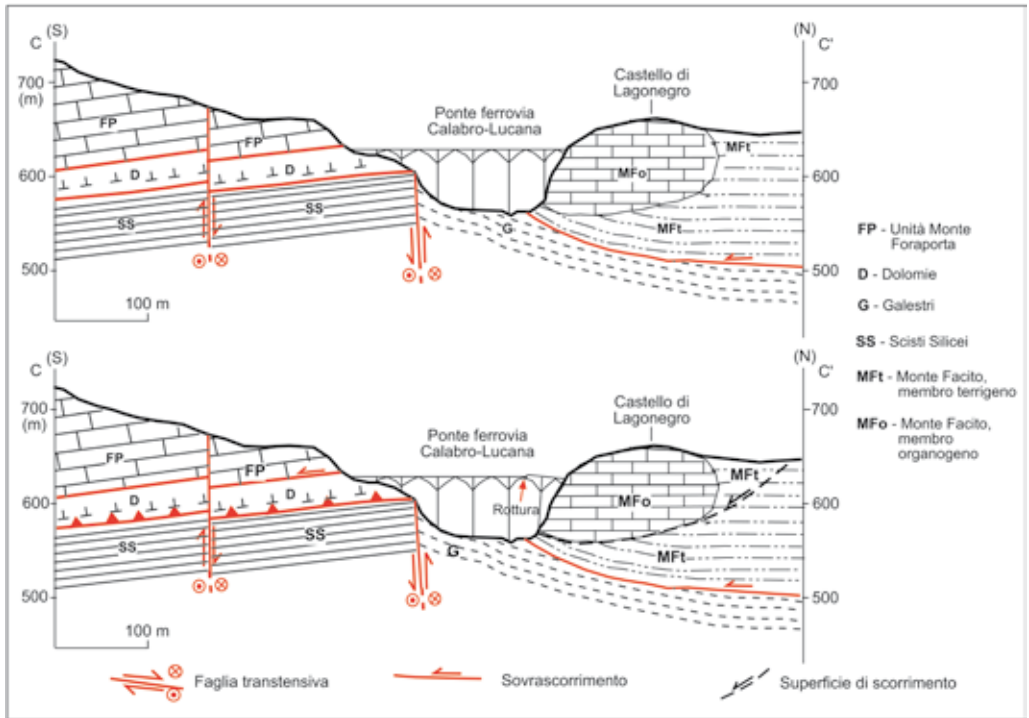


Fig. 5 - Sezioni geomorfologiche lungo il ponte delle FCL, prima e dopo il movimento franoso.



Fig. 6 - Ponte delle FCL, visto da sud-est (foto Propato).

Conclusioni

La proposta del Lago Sirino e del Ponte delle Ferrovie Calabro-Lucane a geositi è stata dettata dalla opportunità di far conoscere due luoghi di grande interesse geologico e geomorfologico, ma anche per sensibilizzare gli amministratori del territorio alla loro tutela. Poco si può fare per tutelare il ponte delle Ferrovie Calabro-Lucane, ma parecchio c'è da fare per salvaguardare il lago Sirino, soggetto negli ultimi anni ad una eccessiva antropizzazione dell'area circostante.

Lo scopo finale del lavoro è stato quello di mettere in evidenza le peculiarità dei due geositi proposti e la necessità di tutelarli e valorizzarli. Nel caso del Ponte delle FCL il compito è stato anche quello di far comprendere all'opinione pubblica e agli amministratori del territorio quanto è importante la conoscenza della geologia prima di progettare e realizzare un'infrastruttura. Lo studio dettagliato dei due geositi potrà essere la base di partenza per scegliere e mettere in atto le strategie più adatte allo scopo.

La valorizzazione dei due geositi potrebbe avvenire mediante la realizzazione della cartellonistica e di materiale illustrativo dedicato alle diverse categorie di utenti.

Andrebbe organizzato un centro di informazione e prenotazione per visite guidate che si dotasse di un sito *web* dove inserire tutto il materiale prodotto. La gestione dei due geositi deve essere affidata ad enti, associazioni, ecc., capaci di garantire sempre la fruibilità dei luoghi in sicurezza.

Dal punto di vista logistico va sottolineato che nell'area in cui ricadono i due geositi sono già presenti strutture ricettive che potrebbero garantire il soggiorno di numerosi visitatori.

Ringraziamenti

Gli autori ringraziano i dottori Domenico Capolongo e Salvatore Gallicchio per i loro utili suggerimenti.

Bibliografia

- BONARDI G., AMORE F. O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988) - *Il Complesso Ligure Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione preappenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 17-35.
- BOENZI F. & CHERUBINI C. (1993) - *Frane in roccia sul versante occidentale del monte Sirino in Basilicata*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., XC, 237-251.
- BONI M., IPPOLITO F., SCANDONE P., ZAMPARELLI E. & TORRE V. (1974) - *L'Unità del M. Foraporta nel lagonegrese (Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 93, 469-512.
- CELLO G., MARTINI N., PALTRINIERI W. & TORTORICI L. (1989) - *Structural Styles in the frontal zone of the southern Apennines Italy: an example from the Molise district*. Tectonics, 8, 753-768.
- DOGLIONI C., HARABAGLIA P., MARTINELLI G., MONGELLI F. & ZITO G. (1996) - *A geodynamic model of the Southern Apennines*. Terra Nova, 8, 540-547.
- DE LORENZO G., (1904) - *Geologia e geografia fisica dell'Italia meridionale*. Laterza, Bari.

- GRASSI D., GRIMALDI S., SDAO F. & SPILOTRO G. (2001) - *Geologia, geomorfologia, idrogeologia e stabilità idraulica del Lago Sirino (Basilicata)*. Atti del Dipartimento di Strutture, Geotecnica e Geologia Applicata - Università degli Studi della Basilicata, 3, 1-20.
- GUERRICCHIO A. & MELIDORO G. (1981) - *Movimenti di massa pseudo-tettonici dell'appennino dell'Italia meridionale*. Geologia Applicata e Idrogeologia, XVI, 251-294.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C., FERNANDEZ M. (1998) - *On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western mediterranean*. Tectonophysics, 298, 259-269.
- HUTCHINSON J.N. (1988) - *General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. In: C. Bonnard (Ed.), Landslides, Balkema, Rotterdam, 1, 3-36.
- LUCCIONI L. (1988) - *La Basilicata com'era. Aspetti territoriali urbani ed umani della Basilicata in un album di immagini d'epoca (1896-1945)*. Ed. Atena, Roma.
- MAZZOLI S., BARKAM S., CELLO G., GAMBINI R., MATTIONI L., SHINER P. & TONDI E. (2001) - *Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro basin, Southern Apennines, Italy*. Journal of the Geological Society, London, 158, 309-319.
- MENARDI NOGUERA A. E REA G. (2000) - *Deep structure of the Campanian-Lucanian Arc (Southern Apennine, Italy)*. Tectonophysics, 324, 239-265.
- PATACCA E., SCANDONE P. (2007) - *Geology of the southern Apennines*. In: Mazzotti A., Patacca E. & Scandone P. (Eds). Results of the CROP project Sub-Project CROP-04 southern Apennines (Italy). Bollettino Società Geologica Italiana, Special Issue 7, 75-119.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo - silico - marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. dei Natur. in Napoli, 76, 301-469.
- SCANDONE, P. (1972) - *Studi di Geologia Lucana: Carta dei terreni della serie Calcareo-Silico-Marnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Natur. In Napoli, v. 81, 225-300.
- SCHIATTARELLA M. (1998) - *Quaternary tectonics of the Pollino Ridge, Calabria-Lucania boundary, southern Italy*. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (Eds.), Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 135, 341-354.
- SELLI R. (1962) - *Il paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 3, 737-789.
- VAN DIJK J.P., BELLO M., TOSCANO C., BERSANI A., NARDON S. (2000) - *Tectonic model and three-dimensional fracture network analysis of Monte Alpi (southern Apennines)*. Tectonophysics 324, 203-237.

VALORIZZAZIONE DEI BENI CULTURALI A CARATTERE GEOLOGICO (GEOSITI) DELLA PROVINCIA DI GROSSETO

Francesco Bucci¹, Riccardo Cinelli² & Armando Costantini¹

¹ Università degli studi di Siena, Dipartimento di Scienze della Terra, via Laterina, 8, 53100, Siena - bucci14@unisi.it

² Provincia di Grosseto, Area Pianificazione Territoriale, via Cavour 16, 58100, Grosseto

Riassunto

Il presente lavoro si inquadra in un ampio progetto nel quale l'Università di Siena e l'Amministrazione provinciale di Grosseto lavorano al fine di sviluppare una solida piattaforma scientifica, didattica e normativa, su cui basare la valorizzazione, la tutela e la promozione turistica dei geositi allocati nel territorio provinciale.

Il lavoro svolto può essere riassunto nei seguenti punti:

- a) redazione di testi descrittivi con scheda di fruizione relativamente a ciascuno dei geositi individuati, anche finalizzati alla produzione di materiale didattico, turistico, di educazione ambientale e di conoscenza del territorio.
- b) definizione cartografica dei perimetri delle aree di tutela a grande scala, in base alla Cartografia Tecnica Regionale disponibile.
- c) formulazione di proposte di indirizzi per la tutela e la valorizzazione dei geositi.
- d) individuazione dei geositi ai fini della proposta di riconoscimento di "geotopi di importanza regionale" di cui all'articolo 11 della Legge della Regione Toscana n.56/2000.

La documentazione prodotta è predisposta ai fini della realizzazione della banca dati informatizzata, in accordo con l' Ufficio Provinciale Assetto Idrogeologico,

La banca dati prodotta sui geositi della Provincia di Grosseto costituirà uno strumento di integrazione del quadro conoscitivo territoriale del Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale previsto dalla Legge della Regione Toscana n.1/2005.

Introduzione

La storia geologica responsabile della costituzione del nostro territorio è stata scritta sulle rocce dalla Natura nel corso di milioni di anni. Ma come un codice antico che abbia subito danneggiamenti e mutilazioni, anche i nostri corpi rocciosi sono andati soggetti ad erosioni ed asportazioni; pertanto non tutte le pagine di questa lunga storia sono giunte fino a noi. Fra quelle rimaste alcune sono più belle ed interessanti di altre e costituiscono dei veri monumenti della Natura, pagine uniche ed irripetibili per il loro valore scientifico, didattico ed educativo: i geositi.

Secondo W.A.P. Wimbledon un geosito può essere qualsiasi località, area o territorio in cui è possibile definire un interesse geologico-geomorfologico per la conservazione (Wimbledon *et alii*, 1999).

Il termine geosito può essere utilizzato in molti contesti: sia per affioramenti superficiali circoscritti, miniere e simili, che per elementi isolati con caratteri notevoli (monumenti geologici nella vecchia accezione), sia per gruppi di siti o territori di maggiore estensione.

Queste caratteristiche fanno del "geosito" un efficace strumento di ricerca, di didattica e di pianificazione territoriale, particolarmente utile nello sviluppo di pratiche volte alla valorizzazione e alla tutela di un bene geologico o di un'area o una località che rappresenta in modo esemplare eventi geologici, geomorfologici e regionali. I geositi costituiscono una concreta forma di valorizzazione del territorio il quale, oltre ad essere

percorso e visto, viene anche "osservato e capito" nella sua realtà di ambiente dinamico che si è modificato in passato e si modifica tutt'ora. La bellezza, il fascino ed il richiamo dei luoghi ne risultano allora accresciuti perché se ne capiscono le ragioni.

Nel lavoro che si sta introducendo si è applicato il concetto di geosito come sopra definito: considerando la sua importanza primaria in base al contesto scientifico (in quanto in grado di fornire un contributo indispensabile alla comprensione della storia geologica di una regione) e in relazione all'educazione e alla divulgazione.

Inquadramento geologico - Il territorio della provincia di Grosseto nella catena appenninica

La successione e la giacitura delle unità formazionali nel territorio della provincia di Grosseto sono legate alla storia del corrugamento e del sollevamento post-collisionale dell' Appennino Settentrionale. L'età delle formazioni coinvolte va dal Paleozoico al Quaternario, la loro successione è discontinua e con ripetizioni di serie, mostrando la sovrapposizione di complessi eterogenei, separati l'uno dall'altro da discontinuità di tipo sia tettonico che stratigrafico. Ciascuno di tali complessi proviene da domini paleogeografici distinti; sulla base dei loro rapporti di giacitura si ritiene che dovevano succedersi da ovest verso est nel seguente ordine: Dominio Ligure, Dominio Subligure (Austroalpino), Dominio Toscano (Lazzarotto, 1993).

Il Dominio Ligure corrispondeva a un bacino oceanico, costituito da un basamento di rocce basiche e ultrabasiche a cui si sovrappone una copertura sedimentaria di mare profondo. Il Dominio Subligure era costituito da un basamento sialico e da una copertura che ad ovest faceva passaggio alle coperture liguri e ad est a quelle toscane. Il Dominio Toscano costituito da un basamento sialico metamorfico di età paleozoica e da una copertura mesozoico-terziaria è stato suddiviso in Zona toscana interna, intermedia ed esterna.

I vari domini paleogeografici sopraelencati hanno subito, durante l'orogenesi alpina, un raccorciamento ed una estrusione dei rispettivi depositi sedimentari, con un conseguente accavallamento di quelli più occidentali su quelli più orientali. In tal modo essi costituiscono oggi delle unità tettoniche, sovrapposte una sull'altra a formare la struttura della catena appenninica. Queste, dal basso all'alto sono: Unità Toscane, Unità Subliguri ed Unità Liguri. La successione di unità tettoniche impilate una sull'altra ha poi subito nelle fasi finali post-collisionali, a partire dal Miocene medio-superiore per il settore interno della catena, un processo di distensione che ha modellato il substrato sul quale si sono depositi, trasgressivi e discordanti, i sedimenti Neotettonici (Lazzarotto, 1993).

Particolarmente evidente nella provincia di Grosseto, il fenomeno distensivo della cosiddetta "Serie Ridotta", il quale mette a contatto attraverso un processo di laminazione tettonica, le formazioni appartenenti alle Unità Liguri con quelle appartenenti alle Unità Toscane metamorfiche senza o con l'interposizione spesso ridotta, della Falda Toscana e delle formazioni appartenenti alle Unità Subliguri (De Candia *et alii*, 1993).

Dopo il Tortoniano la toscana meridionale è stata interessata da tettonica distensiva che ha generato il tipico assetto *horst e graben*. Nelle depressioni generate con tale sistema si collocheranno i bacini neogenico-quaternari riempiti dai sedimenti provenienti dalle zone emerse. In questo contesto tettonico estensionale si colloca un diffuso magmatismo, principalmente di età Plio-Pleistocenica, responsabile dell'elevato flusso di calore che ancora oggi si registra in tutta la Toscana meridionale e che alimenta le numerose sorgenti termo-minerali ed i sistemi geotermici.

La recente risalita di magmi ha inoltre rivestito un ruolo fondamentale nella formazione dei numerosi giacimenti minerali della Toscana meridionale (AA.VV. 1971) poiché il calore è certamente stato il motore che ha innescato la circolazione delle soluzioni mineralizzanti.

I geositi nel territorio della provincia di Grosseto

In un territorio come quello della provincia Grosseto, caratterizzato da una notevole geodiversità, i beni culturali a carattere geologico sono davvero numerosi. L'indagine è stata condotta su tutto il territorio provinciale ed è stata volta inizialmente all'individuazione ed all'inventario di oltre 140 geositi distribuiti in affioramenti, elementi morfologici, siti minerari, sorgenti naturali e termali (Fig. 1).

Negli anni 2009-2010 il lavoro ha avuto come obiettivo lo studio approfondito dei geositi risultati idonei tra quelli inizialmente individuati e nello sviluppo di pratiche atte alla loro piena valorizzazione.

A questa fase sono riferibili:

- a) la redazione delle schede di fruizione dei geositi;
- b) la creazione di una banca dati informatizzata dotata di cartografia.;
- c) l'identificazione di itinerari per una fruizione integrata dei beni presenti su una determinata area;
- d) la formulazione di suggerimenti riguardanti i modi con i quali ottenere la protezione dei geositi.

In questa fase è stata inoltre definita una gerarchia nella quale sono stati ordinati i geositi secondo criteri di rarità, rappresentatività, contenuti scientifici, contenuti didattici.

In base a questi criteri, che nell'insieme definiscono il grado di interesse di un sito geologico, si sono suddivisi i geositi in due famiglie distinte: G.I.R. (Geositi di Interesse Regionale) e G.I.L. (Geositi di Interesse Locale).

I siti geologici segnalati come G.I.R. si ritengono di importanza regionale poiché le loro caratteristiche soddisfano pienamente i criteri di rarità e rappresentatività e costituiscono garanzia di un elevato valore scientifico e didattico. I geositi restanti, definiti come G.I.L., rappresentano comunque un patrimonio di inestimabile valore dal momento che costituiscono le prove meglio conservate dei processi naturali che hanno segnato la storia geologica del territorio della provincia di Grosseto e con esso di gran parte dell'area tirrenica dell'Appennino settentrionale.

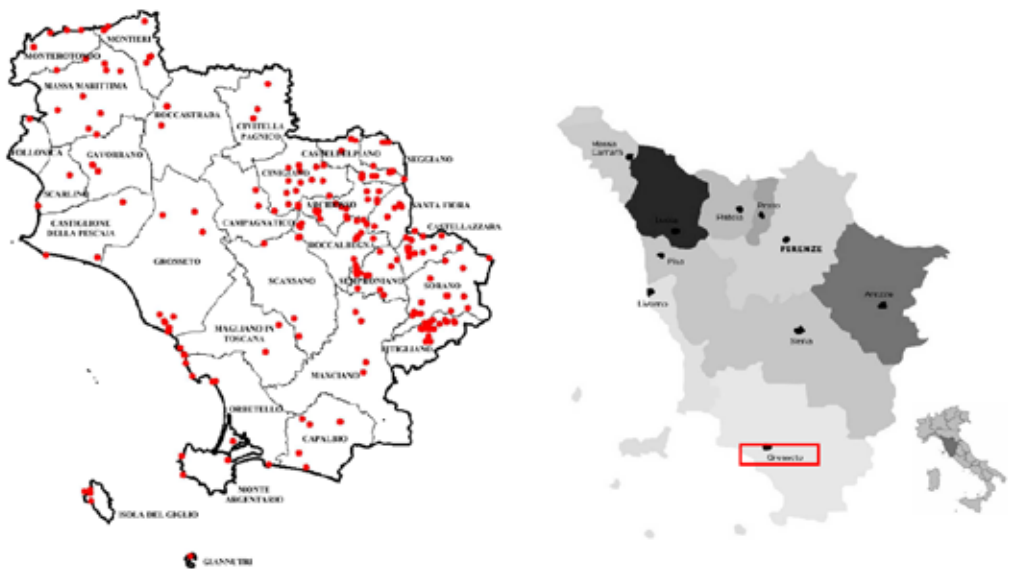


Fig. 1 - Inquadramento geografico dell'area di studio e ubicazione dei geositi della Provincia di Grosseto.

Metodologia

I geositi individuati sono stati singolarmente studiati al fine di poter addivenire alla loro schedatura utilizzando i criteri di classificazione messi a punto dal più autorevole Ente Nazionale in tema di valorizzazione del patrimonio geologico: l'ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, già Servizio Geologico d'Italia). Tale istituto ha preso in considerazione i criteri di classificazione adottati da numerosi paesi europei, ha proceduto alla loro sintesi e quindi alla stesura di una scheda (scheda ISPRA) che è da ritenersi la scheda di riferimento a livello nazionale.

La scheda per l'inventario dei geositi italiani predisposta da ISPRA (www.apat.gov.it) richiede che siano compilati numerosi campi di cui i principali sono:

- A Nome del geosito
- B Ubicazione
- C Interesse scientifico e contestuale
- D descrizione del geosito
- E Documentazione iconografica
- F Elementi caratterizzanti del geosito
- G Tipologia
- H Fruizione dell'oggetto
- I Suolo e fondale
- L Vincoli territoriali insistenti sull'area
- M Stato di conservazione
- N Proposta di protezione

Al punto D della scheda ISPRA è allegato un documento *word* nel quale figurano:

Nome del file: Descrizione_NomeGeosito.doc

- A) Descrizione naturalistica, paesaggistica e geologica, del geosito;
- B) Descrizione del rischio di degrado;
- C) Descrizione del grado di interesse;
- D) Riferimenti documentali bibliografici;
- E) Eventuali commenti e annotazioni aggiuntive.

Su richiesta dell' Ufficio Provinciale Assetto Idrogeologico Il documento *word* di cui al punto D della scheda ISPRA è stato integrato da un ulteriore paragrafo dedicato agli indirizzi per la tutela e la fruizione del geosito.

Descrizione dei Geositi

Si riportano di seguito (Fig. 2), a titolo di esempio, alcuni geositi distinti per tipologia e corredati da una breve descrizione geologica. I geositi presentati sono stati scelti perché rappresentano meglio di altri le più significative caratteristiche geologiche del territorio della provincia di Grosseto. Alcuni di questi geositi ci raccontano inoltre come certe peculiarità geologiche rappresentino importanti risorse culturali (es. la risorsa geo-archeologica delle Vie Cave) ed economiche (es. la risorsa geotermica delle Biancane).

L'ubicazione dei geositi descritti è stata indicata su ritagli della carta tecnica regionale in scala 1:10000.



Fig. 2 - Ubicazione dei geositi descritti nel testo.

Le cascatelle di Saturnia (Comune di Manciano).

Nei dintorni di Saturnia, lungo il Torrente Stellata (Fig. 3), si sono formate diverse cascatelle dell' altezza media di circa un metro, in corrispondenza di salti morfologici impostati su depositi di travertino (Lotti, 1910) (Fig. 4). I depositi si generano principalmente per progradazione, ovvero per crescita "in avanti" rispetto alla cascata.



Fig. 3 - Ubicazione del geosito "le Cascatelle di Saturnia".



Fig. 4 - Le Cascatelle di Saturnia lungo il corso del Torrente Stellata.

Nel loro insieme "le cascatelle di Saturnia" mostrano una caratteristica morfologia a vaschette subcircolari terrazzate e rappresentano piccoli sbarramenti di travertino con convessità rivolta a valle. Ad ogni gradino corrisponde una serie di piscine naturali alimentate con acqua termominerale sulfurea a 37°C.

Attraverso l'analisi degli affioramenti circostanti le cascatelle di Saturnia (e compresi nel perimetro del geosito) è possibile descrivere tre differenti facies all'interno del complesso travertinoso, che contraddistinguono tre distinti tipologie di deposizione e concrezionamento.

Travertini fitoermali.

Questa tipologia di carbonato di calcio è legata a processi di concrezionamento sviluppati su supporti vegetali in posizione di crescita: fra questi prevalgono varie specie di muschi associati ad altre specie igrofile superiori. Talvolta l'entità e la rapidità dei processi di carbonatazione sono tali da consentire l'involuppo di consistenti porzioni di vegetazione arbustiva e arborea (es. rami, tronchi, pigne). Nel tempo, la decomposizione della sostanza organica lascia spazio a cavità pseudo-cilindriche, talora di diametro pari a circa 30-50 cm. Nei travertini fitoermali le incrostazioni sono costituite da un aggregato di calcite microcristallina particolarmente ricca di inclusioni di sostanza organica. Questa tipologia di travertino dà luogo a tipiche strutture domiformi e a cuscini sviluppate a seguito del progressivo accrescimento di colonie di muschi su strutture vegetali precedentemente cementate.

Travertini stromatolitici.

Il principale carattere distintivo dei travertini stromatolitici è la presenza di una tipica struttura laminare costituita dalla sovrapposizione di livelli calcitici spesso sottolineati da alternanze cromatiche variabili dal giallo miele al marrone scuro. Lo spessore delle lamine è generalmente costante ed è compreso tra pochi decimi di millimetro a una decina di millimetri. La geometria delle lamine è ondulata o irregolare e rispecchia, soprattutto nelle fasi iniziali di accrescimento, la morfologia del substrato su cui si sviluppano. Le lamine possono essere separate da superfici di discontinuità più o meno regolari. Generalmente i travertini stromatolitici sono legati a flussi idrici laminari, e si formano in bacini-vasche poco profondi caratterizzati dal rapido fluire dell'acqua. Sono tipici del geosito delle cascatelle di Saturnia.

Travertini clastici.

Sono costituiti da incrostazioni carbonatiche sviluppate su porzioni rotte di supporti di varia natura (resti di vegetazione arbustiva e arborea oppure frammenti litici provenienti dallo smantellamento di altri corpi rocciosi, principalmente travertinosi), (D'Argenio *et alii*, 1986). Sono presenti prevalentemente nelle vasche o nelle prime fasi di deposizione del travertino. Il processo di formazione del travertino avviene ad elevata velocità, rispetto ai tempi geologici. Le lamine di travertino in condizioni di acque sovrassature possono accrescersi con velocità fino a qualche millimetro all'anno: questo significa che in decenni si formano croste di spessore pluricentimetrico. Sono infatti stati rinvenuti oggetti dell'era moderna (Fig. 5) completamente pietrificati dai travertini.

Fig. 5
Bottiglia di birra inglobata all'interno di depositi recenti di Travertino.



Le piroclastiti della Valle Orsina (Comune di Pitigliano).

Le rocce che costituiscono il geosito (Fig. 6) ricadono in gran parte del territorio sud orientale della provincia di Grosseto e appartengono al ciclo magmatico del Distretto Vulcanico Vulsino occidentale ed in particolare alle attività del Vulcano di Latera. Il vulcano si sviluppò circa 400.000 anni fa, in coincidenza del fianco occidentale del preesistente edificio di Bolsena. Dopo un primo periodo di attività sporadica e limitata, tra 270.000 e 160.000 anni fa si ebbe la messa in posto di numerose coltri ignimbratiche (seconda fase), con la formazione della ciclopica caldera poligenica localizzata sul bordo occidentale della vecchia caldera



di Bolsena (Vezzoli *et alii*, 1987). L'attività vulcanica esplosiva produsse estesi depositi di flusso e depositi di pomici di ricaduta che raggiunsero la distanza di 25 km. L'andamento subplanare di questi depositi è spesso interrotto e deformato dall'impatto di grossi litici e bombe vulcaniche (Fig. 7). Il geosito è costituito da rocce derivanti dalla prima delle cinque grandi eruzioni riconducibili all'attività esplosiva di Latera; tali eruzioni sono accumulate una sull'altra a formare una coltre di depositi piroclastici.

Fig. 6 - Ubicazione del geosito "Le piroclastiti della Valle Orsina".

stici potente oltre 200 metri. Ad ogni eruzione corrisponde una formazione. I depositi esposti nel geosito appartengono alla formazione di Canino. La Formazione di Canino (Vezzoli *et alii*, 1987) è la più antica e la più estesa volumetricamente fra quelle considerate e poggia direttamente sul basamento sedimentario o su rocce derivanti da un precedente ciclo vulcanico. È costituita da più unità di flusso. La base è costituita da depositi di pomici di ricaduta, cui seguono due depositi cineritici di colore grigio chiaro rosato, con sciami di piccole pomici e litici. Al tetto affiora l'unità di flusso principale, un deposito massivo da coerente a scarsamente coerente con colore variabile dal rosa, al crema, al grigio chiaro. I componenti iuvenili sono pomici da centimetriche a decimetrica disperse nella matrice con gradazione inversa. Al tetto dei depositi piroclastici legati all'eruzione di Canino si ritrova un deposito sottilmente stratificato di farina fossile compreso tra depositi di tufo e depositi di pomici e lapilli accrezionali.

Fig. 7 - Livelli di pomici deformati dall'impatto di una bomba vulcanica.



Formazione di Poggio al Carpino e i Canaloni (Comune di Roccastrada).

Il toponimo "I Canaloni" (Fig. 8), deriva dalle profonde incisioni che il Torrente Farma ha realizzato nella roccia. L'area de "I Canaloni" fa parte dell'Unità tettonica di Monticiano-Roccastrada (Costantini *et alii*, 1988); vi affiorano alcune formazioni dell'Unità Toscana metamorfica tra cui la Formazione delle Arenarie di Poggio al Carpino.

Il geosito è costituito da una serie di affioramenti di tale formazione rocciosa presenti lungo il corso del Torrente Farma. La Formazione di Poggio al Carpino è costituita da una parte basale costituita da metaconglomerati eterometrici di poche decine di metri di spessore, in cui compaiono principalmente ciottoli di quarzo bianco e nero e, subordinatamente, di scisti neri carboniosi (ciottoli di fango) e di

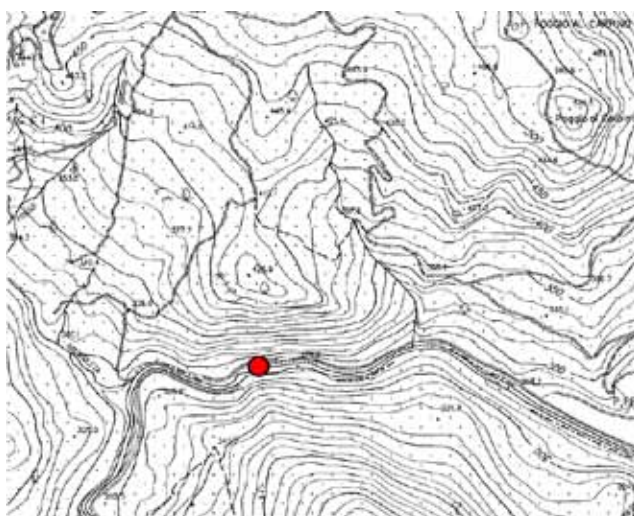


Fig. 8 - Ubicazione del geosito "Formazione di Poggio al Carpino e I Canaloni".

carbonati grigi e giallo-arancione, immersi in una matrice arenacea grigia. La parte più cospicua della formazione è rappresentata da metarenarie quarzitiche grigie o biancastre alle quali si intercalano livelli più o meno spessi (da pochi centimetri ad alcune decine di metri) di argilloscisti neri e grigi, talora ricchi in cloritoide post-cinematico. Le arenarie sono spesso profondamente alterate, assumendo in superficie un colore ocra-arancio e talvolta strutture concentriche di ossidazione. Le arenarie sono ben stratificate, più raramente presentano invece una stratificazione indistinta e in alcuni casi stratificazione o laminazione incrociate. Non di rado a questi litotipi si associano, a costituire delle sequenze positive, dei conglomerati con ciottoli di quarzo bianco e nero, di quarziti e filladi nere e di carbonati per lo più dispersi in una matrice arenacea grigia o biancastra. I livelli arenacei della successione, depositata in ambiente marino poco profondo, presentano notevoli variazioni laterali di spessore e di facies (Engelbrecht, 1993). L'analisi strutturale ha messo in evidenza l'amplificazione di tali anisotropie primarie da parte di strutture tipo *boudin*. Queste strutture, insieme ad altre che indicano raccorciamenti verticali, come vene estensionali ortogonali alla stratificazione ed un clivaggio stilolitico parallelo alla stratificazione, sono state deformate durante le fasi compressive che hanno condotto all'individuazione ed alla strutturazione delle unità tettoniche della catena appenninica. Gli effetti dell'architettura estensionale pre-orogena sulla geometria delle strutture compressive sono ben evidenti, in quanto è stata notata una sistematica enucleazione dei sovrascorrimenti in corrispondenza delle strozzature dei *boudin* (Casini *et alii*, 2008). L'osservazione di strutture distensive pre-orogeniche all'interno della Formazione delle Arenarie di Poggio al Carpino, recentemente collocata al limite Permo-Triassico sulla base delle associazioni palinologiche in essa riconosciute (Lazarotto *et alii*, 2003), è il riconoscimento a livello regionale di strutture distensive sin-sedimentarie all'interno del sovrastante Gruppo del Verrucano di età Triassico Superiore, potrebbero rappresentare le evidenze di un episodio di *rifting* continentale durante il Triassico superiore.

Successivamente allo sviluppo di pieghe e sovrascorrimenti, riconducibili alle fasi convergenti e collisionali terziarie dell'Appennino, le Arenarie di Poggio al Carpino erano esumate ad una scarsa profondità, a condizioni di bassa pressione e temperatura che favorivano lo sviluppo di deformazioni fragili, particolarmente di fratture. All'interno del corpo roccioso esposto a "I Canaloni" sono facilmente individuabili due sistemi di fratture che chiameremo J_1 e J_2 e i piani di stratificazione S_0 . J_1 ha direzione SW-NE, J_2 ha direzione NW-SE. Le fratture appartenenti alla famiglia J_1 sono le più numerose (Fig. 9).



Fig. 9 - La Formazione di Poggio al Carpino in località i Canaloni. Indicazione della stratificazione (S_0) e schema delle fratture (J_1 e J_2).

Questo sito è particolarmente adatto a dimostrare come degli allineamenti strutturali possano condizionare l'andamento di un corso d'acqua. Qui infatti si apprezza particolarmente bene la coincidenza tra l'andamento del Torrente Farma e la famiglia di giunti J_1 , e la corrispondenza tra le principali cascate e la famiglia di giunti J_2 (Fig. 9).

Ben visibili sono anche forme scavate, dall'aspetto liscio e rotondeggiante, derivanti dall'azione levigatrice della corrente vorticoso in collaborazione con frammenti litici che intrappolati in buche erodono ulteriormente la cavità e la modellano (*marmitte dei giganti*).

Le Biancane di Monterotondo Marittimo.

Il geosito (Fig. 10) si trova circa un chilometro a nord-ovest del paese di Monterotondo Marittimo, e rappresenta un'area impervia, dall'aspetto lunare, priva di vegetazione ed avvolta in frequenti nubi di vapore (Fig. 11). Il geosito de "Le Biancane" si estende nel suo complesso su una superficie di circa 0.8 km² con un orientamento preferenziale SW-NE, che riprende la direzione del principale sistema locale di faglie.

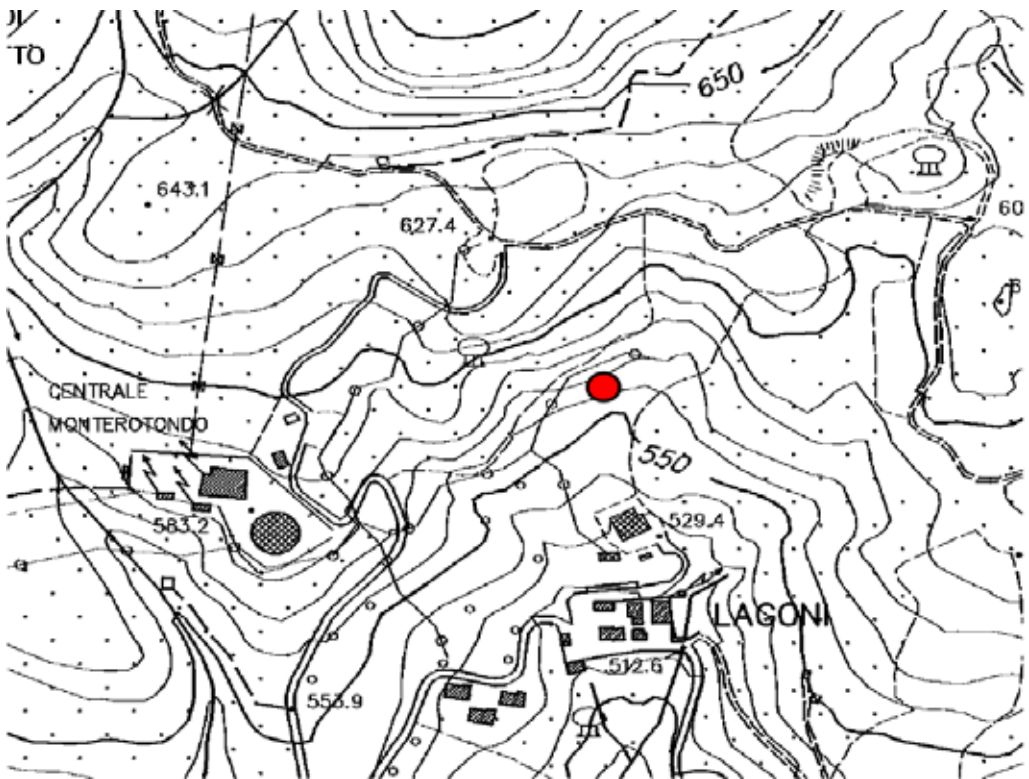


Fig. 10 - Ubicazione del geosito "Le Biancane di Monterotondo".

Le emissioni gassose localmente possono essere considerate puntiformi, ma in genere si riconoscono delle aree allungate preferenzialmente in direzione SW-NE, dove il fenomeno è distribuito in maniera uniforme. Il vapore geotermico arriva in superficie naturalmente, senza la presenza di pozzi di perforazione. Il vapore in uscita ha una temperatura che supera i 100°C, ed è costituito per il 95% da vapore acqueo e per il restante 5% da anidride carbonica, acido solfidrico, acido borico, metano, ammoniaca, azoto, idrogeno ed in minor misura elio, argon, radon.

Le emanazioni gassose per la loro natura acida dovuta principalmente alla presenza di acido solfidrico, hanno determinato nel tempo una profonda trasformazione delle rocce attraversate dai fluidi endogeni. Le litologie coinvolte principalmente in questo processo sono le selci a radiolari della Formazione dei Diaspri e le arenarie quarzoso-feldspatico-micacee della Formazione del Macigno. L'azione dei fluidi endogeni ha prodotto essenzialmente una caolinizzazione delle rocce con associata formazione di gesso, alunite e più raramente melanterite. Questo processo di alterazione ha portato ad un generale e caratteristico sbiancamento delle rocce coinvolte con presenza di zone arrossate dove la presenza di ossidi e idrossidi di ferro è significativa. In corrispondenza dei punti di fuoriuscita delle emanazioni gassose si ha di frequente la formazione di zolfo nativo sotto forma di aggregati aciculari o di incrostazioni massive, insieme a gesso e ad una ampia gamma di solfati e borati, tra cui la ginorite, un raro borato di calcio idrato.

La parte alta del geosito si trova in prossimità di una centrale geotermica costruita marginalmente alla Valle del Diavolo (Fig. 11), mentre la parte bassa è attraversata da opere e tubature necessarie all'esercizio della centrale.

Il geosito è costituito principalmente da corpi rocciosi riconducibili alle formazioni giurassiche della Falda Toscana. La distinzione delle diverse formazioni costituenti il geosito è piuttosto complessa in quanto gli evidenti fenomeni idrotermali hanno alterato fortemente le caratteristiche originarie di queste rocce, e hanno prodotto specie mineralogiche di neoformazione. Tuttavia le rocce affioranti maggiormente coinvolte dai fenomeni di alterazione idrotermale appartengono alle formazioni dei Diaspri.

Il geosito è confinato verso nord-ovest dalle formazioni della Scaglia e del Macigno che costituiscono la parte stratigraficamente superiore della Successione Toscana. Il contatto che separa le formazioni terziarie e le rocce appartenenti al nucleo mesozoico di Falda Toscana, intensamente sottoposte a fenomeni di idrotermalismo, è un contatto di natura tettonica.



Fig. 11 - Emissioni naturali di vapori geotermici in Località "Le Biancane".

Le Vie Cave (Comuni di Sorano e Pitigliano)

Un singolare aspetto del territorio di Pitigliano e Sorano è offerto dalle antiche vie Etrusche, definite come "Vie Cave", che costituiscono le uniche testimonianze della viabilità etrusca nella zona.

Il nome è attribuibile al fatto che queste risultano profondamente scavate nella roccia, al punto che in certi tratti le pareti che le fiancheggiano raggiungono i venti metri; il tracciato è molto tortuoso e nascosto dalla fitta vegetazione che cresce in alto lungo le pareti, contribuendo ad accrescerne il fascino (Fig. 12). Si ritiene che inizialmente le vie cave fossero sentieri appena accennati sul terreno, che poi pastori e mandriani, conducendo i loro armenti ai fiumi sottostanti, resero più simili alle classiche mulattiere. Con l'arrivo degli Etruschi, le vie cave, da umidi e scoscesi diverticoli si trasformarono in strade di grande comunicazione. Essi uniformarono la pendenza stradale, allargarono i punti più stretti e canalizzarono le acque piovane.

Da un punto di vista geologico le vie cave rappresentano un prezioso strumento di analisi della stratigrafia dei depositi ignimbrici (Fig. 12). Comunemente esse attraversano per intero la cosiddetta Ignimbrite Trachitica superiore e in parte i livelli piroclastici della cosiddetta Ignimbrite Trachitica Inferiore, incisi dai corsi d'acqua alla base delle rupi tufacee. Una più moderna stratigrafia (Vezzoli, 1987) di questi depositi ignimbrici ha proposto che essi derivano da almeno quattro grandi eruzioni accumulate una sull'altra fino a formare una coltre di depositi piroclastici di oltre 150 metri di spessore.

Al tetto della successione ignimbrica si sviluppano altopiani modellati sul tufo litoide omogeneo a matrice giallo-senape (Formazione di Sorano se presente) o rossastra (Formazione di Sovana), costituita da micropomici e fenocristalli vari. I limiti degli altopiani sono marcati da speroni rocciosi con altezza pari allo spessore dell'intera successione, separati da profonde incisioni vallive. Tipicamente gli speroni rocciosi esibiscono sommità piatte e pareti ripide. Una loro attenta osservazione mostra che ogni parete non è as-



similabile ad una superficie sub-verticale, ma è modellata generalmente su gradoni spessi alcune decine di metri. Tale andamento a terrazzi è assunto per successivi fenomeni di erosione differenziale laterale. Ciò è chiaramente dovuto all'alterazione di colate piroclastiche ben saldate (pareti verticali) e di depositi piroclastici di ricaduta meno coerenti (terrazzamenti). Nei secoli l'uomo ha riconosciuto questo assetto a gradinata delle scarpate come un fattore naturale sfruttabile a suo favore, particolarmente nell'architettura. Le camere e i dromos delle necropoli etrusche sono infatti scavati nei livelli piroclastici poco saldati, mentre le tombe monumentali, sovrastanti alle prime, sono scolpite nel tufo litoide. I villaggi etruschi si trovavano invece sugli altopiani superiori, al tetto delle rupi tufacee, in una posizione vantaggiosa e dominante sulle valli fluviali.

Fig. 12 - Via Cava di San Rocco (Sorano).

Le vie cave quindi avevano lo scopo di collegare gli altopiani ai fondovalle, passando per le più importanti necropoli, generalmente collocate a mezza costa, lungo imponenti scarpate tufacee. Si potrebbe dire in conclusione che alla stratificazione geologica corrisponde tipicamente una stratificazione archeologica e che le Vie Cave rappresentano efficaci e affascinanti “vie di accesso” alla loro rispettiva conoscenza. I territori di Sorano e Pitigliano sono attraversati da decine di vie cave; nel testo si riporta la foto e l’ubicazione della Via Cava di San Rocco (Fig. 12 e 13), poiché meglio di altre rappresenta le peculiari caratteristiche geo-archeologiche sopra descritte.

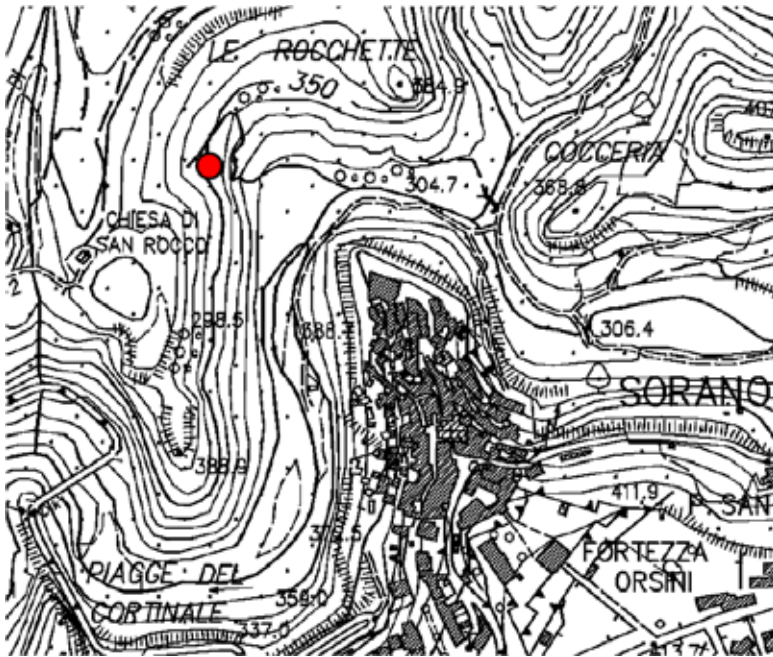


Fig. 13
Ubicazione della Via Cava di San Rocco.

Le Roste di Boccheggiano (Comune di Montieri).

Nei dintorni di Boccheggiano, in riva sinistra del fiume Merse (Fig. 14), si apre un paesaggio insolito, costituito da calanchi incisi in una terra rosso vermiglio, spoglia di vegetazione; un luogo particolarmente suggestivo e pieno di fascino (Fig. 15).

Queste forme *pseudocalanchive* si modellano su un’antica discarica mineraria, costituita da depositi di scorie derivate da un processo di lavorazione mineraria praticato tra la fine dell’ 800 e l’inizio del ‘900 e finalizzato all’estrazione del rame. Il geosito ha quindi una duplice natura: espone i prodotti di un processo erosivo naturale a spese di un deposito artificiale.

Il minerale veniva estratto nella vicina (distante circa 2 km) Miniera Merse da un giacimento con carattere filoniano, caratterizzato da rocce brecciate di dimensioni molto variabili, mineralizzate da quarzo, entro cui si trovavano disseminati i minerali utili: i solfuri misti (AA.VV. 1971).

La particolare tecnica di estrazione del rame (metodo Conedera) utilizzata in questo distretto minerario dalla fine del XIX secolo fino ai primi anni del XX secolo, consisteva nella lavatura e frantumazione del minerale estratto, che successivamente veniva trasportato su vagoni fino al sito dove attualmente insistono “Le Roste” (Fig. 14,15). Il minerale di rame veniva accatastato in cumuli ed arrostito all’aperto. L’acqua passata sui cumuli si arricchiva di solfati di rame e ferro (lisciviazione) e, successivamente, immessa nei forni da cementazione con l’aggiunta di barre di ferro, rilasciava il rame puro per un processo elettrochimico.

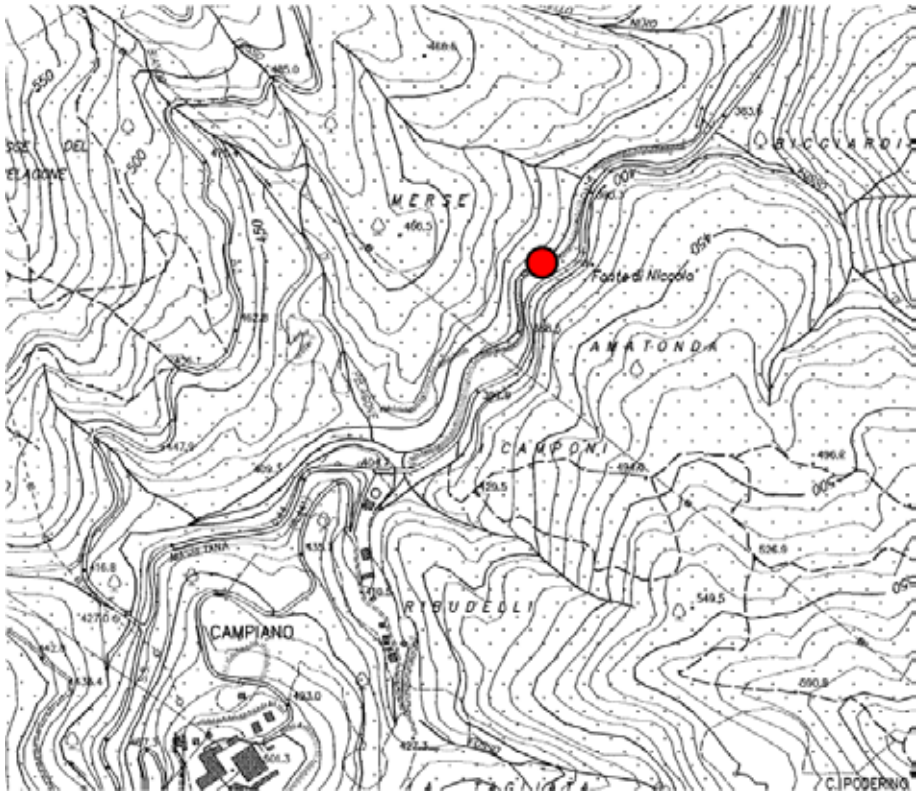


Fig. 14 - Ubicazione del geosito "Le Roste".



Fig. 15 - Forma di erosione pseudocalanchiva operata dalle acque sulle roste.



Fig. 16 - In primo piano una conoide alluvionale attuale che si origina da un accumulo (sullo sfondo) di antiche scorie minerarie (Le Roste).

La miniera cuprifera di Boccheggiano fu chiusa nel 1908 quindi il minerale accumulato, arrostito e lisciviato per seguire il metodo di arricchimento Conedera da allora è rimasto costantemente soggetto all'azione erosiva delle acque di ruscellamento superficiale. Queste hanno cominciato a scavare piccole vallecole nel materiale che, con il passare del tempo, si sono approfondite ed allargate a seguito del trasporto verso valle dei vari frammenti di rocce. La rapida asportazione lineare dei frammenti ha determinato il crollo di piccole fette di versante delle vallecole. Ne è risultata una morfologia che ricorda quella dei calanchi, composta da crinali sottili ed allungati in corrispondenza dei quali permane ancora il materiale nella posizione originaria e valli incise lungo i cui versanti è accumulato ma anche in via di transito il materiale proveniente dallo smantellamento dei crinali stessi.

Se ci sono materiali che vengono erosi a monte ci si aspetta che tali materiali vengano accumulati a valle a distanza più o meno rilevante dall'area di loro provenienza. In questo caso in corrispondenza della parte terminale di alcune vallecole che si dipartono dalle roste sono presenti caratteristiche conoidi alluvionali, anche molto estese (Fig. 16). Esse si verificano spesso a valle di zone meno acclivi (terrazzi, pianori, etc.) che hanno favorito la concentrazione e l'infiltrazione nel terreno di elevate quantità d'acqua. Queste innescano un fenomeno di fluidificazione dei terreni incoerenti di superficie che perdono rapidamente la loro consistenza e franano verso le zone prospicienti più depresse.

Conclusioni

La valorizzazione dei beni culturali a carattere geologico (geositi) della provincia di Grosseto ha rappresentato una convergenza di intenti tra le attività di Pianificazione Territoriale proprie dell' Ente Provinciale e le attività di Didattica e Ricerca proprie dell'Università.

Lo studio compiuto ha permesso di individuare, classificare, cartografare e descrivere i geositi presenti sul territorio della provincia di Grosseto.

Gli elaborati prodotti permettono l'individuazione dei siti d'interesse; offrono una esauriente descrizione dei singoli geositi e per ognuno di essi definiscono un'area di pertinenza entro la quale potranno essere previste specifiche norme di tutela.

I geositi individuati sono stati classificati seguendo i criteri messi a punto dall'ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, già Servizio Geologico d'Italia). In particolare il diverso grado di interesse scientifico mostrato dai geositi è stato definito in maniera oggettiva seguendo i criteri previsti al punto C della scheda ISPRA (www.apat.gov.it).

Gli stessi criteri sono stati applicati per l'individuazione dei geositi ai fini della proposta di riconoscimento di "geotopi di importanza regionale" di cui all'articolo 11 della Legge della Regione Toscana n.56/2000.

Di ogni sito sono state inoltre definite delle proposte di indirizzi per la tutela e la valorizzazione: tali indicazioni, pur non avendo la pretesa di essere tramutate in vincoli assoluti, vogliono comunque suggerire agli enti preposti quegli utilizzi che possano consentire il mantenimento, se non il miglioramento, delle condizioni di fruibilità del singolo geosito.

La documentazione prodotta è predisposta ai fini della realizzazione della banca dati informatizzata, in accordo con l'Ufficio Provinciale per l'Assetto Idrogeologico.

I risultati del presente studio si prestano ad essere utilizzati sia da addetti ai lavori, sia in funzione di una valorizzazione a scopi divulgativo-didattici e/o turistici dei geositi individuati e catalogati.

Bibliografia

- AA.VV. (1971) - *Giacimenti minerali*. In: La Toscana Meridionale. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, vol. spec. 27: 357-544.
- CASINI G., DE CANDIA A., TAVARNELLI E. (2008) - *Pre-orogenic extensional deformations within Permian-Triassic rocks of Southern Tuscany: structural record of an episode of Early Mesozoic continental rifting?* Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), Vol. 127, No. 3 (2008), 615-624.
- COSTANTINI A., DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A., SANDRELLI F. (1988) - *L'Unità di Monticiano - Roccastrada fra la Montagnola Senese e il Monte Leoni (Toscana meridionale)*. Atti Tic. Sc. Terra, vol. 31, 382-420.
- D'ARGENIO B. & FERRERI V. (1986) - *A brief outline of sedimentary models for Pleistocene travertine accumulation in Southern Italy*. Rend. Soc. Geol. It., 9, 167-170.
- DECANDIA F.A., LAZZAROTTO A. & LIOTTA D. (1993) - *La "serie ridotta" nel quadro della evoluzione della Toscana Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., vol. 49, 181-191.
- ENGELBRECHT H. (1993) - *Zur Geologie der Zone von Monticiano-Roccastrada (Sudtoscana, Italien)* Tesi di Dottorato, Università Ludwig-Maximilians, Monaco di Baviera.
- LAZZAROTTO A., ALDINUCCI M., CIRILLI S., COSTANTINI A., DECANDIA F.A., PANDELI E., SANDRELLI F., SPINA A. (2003) - *Stratigraphic correlation of the Upper Paleozoic-triassic succession in Tuscany, Italy: a review*. Boll. Soc. Geol. It. Spec., vl.2, 25-35.
- LAZZAROTTO A. (1993) - *Elementi di geologia*. In: Giusti F. (ed) "La storia naturale della Toscana Meridionale", Silvana Editoriale/Amilcare Pizzi Editore, Cinisello Balsamo, 19-87.
- LOTTI B. (1910a) - *Geologia della Toscana*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 13, 1-484.
- VEZZOLI L., CONTICELLI S., INNOCENTI F., LANDI P., MANETTI L., PALLADINO D. M. & TRIGILA R. (1987) - *Stratigraphy of Latera Volcanic Complex: proposals for a new nomenclature*. Per. Mineral., 56, 89-110.
- WIMBLETON W.A.P. (1999) - *GEOSITES - an International Union of Geological Sciences initiative to conserve our geological heritage*. Polish Geological Institute Special Papers, no. 2, 5-8.
- www.apat.gov.it

IL LITORALE DI TRANI (MAR ADRIATICO, PUGLIA): UN ESEMPIO DI GEODIVERSITÀ DA TUTELARE

Massimo Caldara ¹, Antonia Iannone ¹, Raffaele Lopez ² & Oronzo Simone ³

¹ Dip. di Geologia e Geofisica, Università degli Studi di Bari "A. Moro", via Orabona 4 - 70125 Bari - caldara@geo.uniba.it;

² Consiglio per la Sperimentazione e la Ricerca in Agricoltura. U.R. Sistemi colturali caldo-aridi (CRA-SCA), via C. Ulpiani 5 - 70125 Bari; ³ SIGEA - Sezione Puglia

Riassunto

La costa a sud di Trani può essere considerata uno dei più begli esempi di geodiversità dell'Italia meridionale. L'interesse di questo tratto di costa è suscitato dai calcari del substrato mesozoico, dai depositi di transizione del Pleistocene superiore e dalle coperture continentali del Pleistocene superiore-Olocene. La geodiversità di questo sito è data dal suo interesse geologico (sismici sia del Cretaceo che del Pleistocene; esempi di variazioni laterali e verticali spazio-temporali tra le litofacies pleistoceniche), paleontologico (impronte di dinosauro del Cretaceo, stromatoliti colonnari e calcari a characee del Pleistocene), geomorfologico (modello di evoluzione di morfologie costiere fossili ed attuali), pedologico (esemplarità didattica dei paleosuoli e modello di ricostruzione paleoclimatica del Quaternario) e idrogeologico.

Sfortunatamente, nel corso degli ultimi anni, per contrastare l'arretramento della falesia e rendere fruibile il litorale, gran parte di questi affioramenti è stata definitivamente sottratta alla comunità scientifica e agli amanti dell'escursionismo naturalistico-geologico; le possibilità di valorizzazione ci sono e queste non riguardano solo la fruibilità "balneare" della costa tranese.

Introduzione

A sud dell'abitato di Trani (Mar Adriatico, Puglia), tra Capo Colonna e Torre Olivieri, la costa assume i caratteri tipici del litorale roccioso barese, presentandosi articolata in numerosi promontori naturali e spiagge poco profonde.

Questo tratto di litorale, esteso per pochi chilometri, può essere considerato uno dei più begli esempi di geodiversità dell'Italia meridionale.

Purtroppo, l'urbanizzazione e l'abbandono di rifiuti hanno profondamente intaccato il paesaggio. Ad aggravare lo stato di degrado vi è una generale tendenza all'arretramento, con crolli della falesia, alta all'incirca 10 m, e riduzione dell'estensione delle spiagge. Il fenomeno ha raggiunto dimensioni tali da interessare le infrastrutture viarie ed alcuni edifici. Per contrastare questa tendenza evolutiva e rendere fruibile il litorale, nel corso degli ultimi anni, sono stati realizzati interventi (ed altri sono in programma) definiti di "riqualificazione ambientale", consistenti in messa in opera di barriere frangiflutti e, in alcuni tratti, difese aderenti alla falesia con rimodellamento della stessa.

Dal nostro punto di vista, i depositi affioranti, dai calcari del substrato mesozoico a quelli trasgressivi calcareo-terrigeni del Pleistocene superiore fino ai paleosuoli del Pleistocene superiore-Olocene, mostrano invece una serie di distintivi caratteri geologico-paleontologici, geomorfologici, pedologici e idrogeologici meritevoli di valorizzazione, anche in considerazione delle recenti scoperte di alcuni siti ad impronte di dinosauro, sia in territorio tranese che nelle aree limitrofe, e della prossima realizzazione di un museo con annesso parco nel monastero di Capo Colonna.

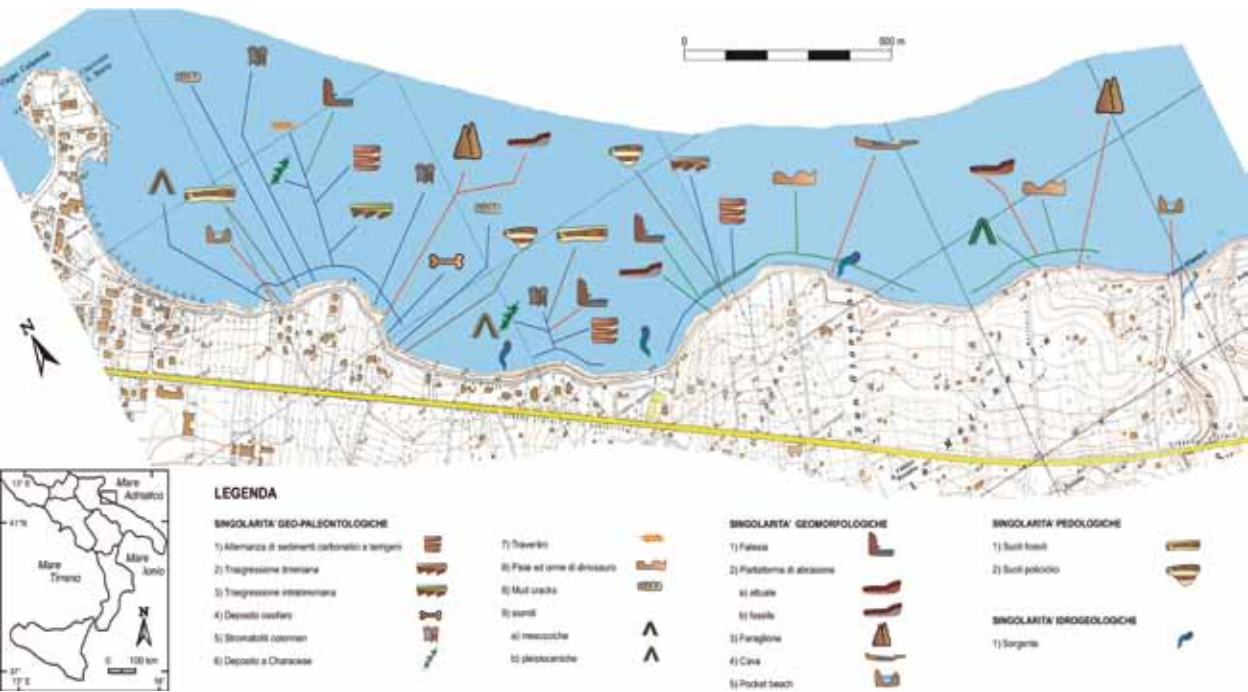


Fig. 1 - Ubicazione dell'area del geosito con indicazione delle diverse singolarità che la caratterizzano.

Geologia dell'area

I depositi affioranti lungo la falesia nel tratto di costa, compreso tra Capo Colonna (Trani) e Torre Olivieri (Bisceglie), secondo i dati riportati nella cartografia ufficiale (F° 176 "Barletta", II ed., 1970) ed in letteratura (Boenzi *et alii*, 1971), sono costituiti dai calcari del Cretaceo inferiore della formazione del Calcarea di Bari (Valduga, 1965) su cui trasgrediscono coperture di esiguo spessore e/o lembi residui, di sedimenti arenaceo-calcareo-marini litorali del Pleistocene (Caldara *et alii*, 1996), disposti in terrazzi, il più recente dei quali affiora lungo l'attuale linea di costa (Ciaranfi *et alii*, 1992). Infine sono presenti coperture continentali del Pleistocene-Olocene.

Depositi del Cretaceo

Il Calcarea di Bari (Valduga, 1965; Ricchetti, 1975) è l'unità formazionale del Cretaceo inferiore e superiore p.p. (Luperto Sinni, 1996), estesamente affiorante nelle Murge nord-occidentali, formata da una successione calcareao-dolomitica, potente circa 2500 m. Dal punto di vista paleoambientale, i litotipi calcareao-dolomitici si sono accumulati negli ampi e bassi fondali delle estese aree interne della piattaforma carbonatica Apula (D'Argenio, 1976), soggetta a subsidenza compensata da sedimentazione di mare sottile (Ricchetti, 1975). A diverse altezze stratigrafiche di questa successione, sono stati individuati strati o gruppi di strati di riferimento cronostratigrafico, con particolari associazioni a macrofossili (rudiste) e/o a microfossili (foraminiferi ed alghe) considerati "livelli guida", importanti soprattutto per correlazioni a scala regionale (Ricchetti *et alii*, 1992). I calcari cretacei, affioranti localmente in corrispondenza della falesia e lungo la riva, sono stratigraficamente riferibili al tratto dell'Aptiano inferiore della formazione del Calcarea di Bari (Luperto Sinni, 1996).

Depositi del Quaternario

La breve successione calcareo-terrigena trasgressiva sul substrato cretaceo, affiorante lungo il litorale da sud di Trani fino a Torre Olivieri, è riferita da Iannone & Pieri (1974; 1976) ad un unico deposito di transizione caratterizzato da estrema variabilità verticale e laterale di ambienti. Sulla base dei caratteri litostratigrafici, sono stati descritti nella parte bassa depositi di ambiente marino costiero superficiale; nella parte media depositi di laguna costiera caratterizzati da banchi di calcari a characee associate a strutture stromatolitiche colonnari-claviformi; segue una breve fase di continentalità testimoniata da sabbie silico-clastiche con tracce di radici; infine, nella parte alta, depositi di laguna poco profonda ed isolata dal mare. Gli Autori, sulla base di considerazioni a carattere regionale, hanno attribuito la successione al Pleistocene superiore, prima dell'ultima glaciazione.

Recentemente, Caldara *et alii* (in stampa) in questi stessi depositi hanno riconosciuto una successione di tre distinte unità tra loro trasgressive, caratterizzate alla base da nette superfici di erosione. Gli Autori mettono altresì in evidenza un'attività tettonica sinsedimentaria.

Queste unità potrebbero essere riferibili a tre differenti alti livelli relativi del mare del Pleistocene superiore (Tirreniano), separati da due fasi continentali con pedogenesi spinta (Caldara *et alii*, in stampa).

L'unità più antica, di cui affiorano solo 3,3 m, corrisponde alla parte inferiore e media della successione descritta da Iannone & Pieri (1976). Questa è costituita da sabbie calcaree/silicoclastiche, da calcari micritici, da calcari organogeni a characee e a stromatoliti. L'ambiente di deposizione da marino poco profondo e a bassa energia, con temporanei episodi di esposizione subaerea, evolve a lagunare con ridotto scambio con il mare.

L'unità II, spessa fino a 2,5 m, è costituita da un conglomerato basale trasgressivo, a cui seguono sabbie silicoclastiche, sabbie calcaree lagunari e calcari a characee. L'ambiente di sedimentazione varia da spiaggia a laguna soggetta a fluttuazioni di salinità. Al tetto di questa breve successione si è evoluto un paleosuolo bruno indicativo di una lunga fase di continentalità.

L'unità III, trasgressiva sulla precedente, di spessore variabile da un minimo di 2,5 m ad un massimo di 8 m, è composta da sabbie calcaree bianche, sabbie e calcareniti paraliche, calciruditi fitoclastiche e travertini fitoermali, depositi misti (silt argillosi, marne, calcilutiti, calcareniti), sabbie marine; su queste poggia una successione di paleosuoli. La sedimentazione di questa unità è stata influenzata da tettonica sinsedimentaria (Moretti *et alii*, 1995), documentata a più altezze da strutture deformative (sismiti) riconosciute nel settore settentrionale e meridionale (Caldara *et alii*, in stampa). Contemporaneamente e gradatamente il settore centrale è stato interessato da movimenti verticali negativi, collegati alla attivazione di una faglia, che hanno determinato la formazione di una depressione parzialmente colmata alla base da depositi marini infralitorali della parte alta della unità.

Le coperture continentali del Pleistocene superiore-Olocene sono rappresentate da più paleosuoli con tracce di frequentazione umana, evolutisi su substrato calcareo terrigeno tirreniano in differenti condizioni pedoclimatiche. Allo stato attuale manca uno studio mirato su questi paleosuoli se si esclude una relazione tecnica preliminare per la Soprintendenza per i Beni Archeologici della Puglia, realizzata durante le campagne di scavo del 2006 e 2008 (Lopez, 2010).

Singularità

Il tratto di costa che va da Capo Colonna fino a Torre Olivieri, date le emergenze di interesse geologico, paleontologico, geomorfologico, pedologico e idrogeologico, rappresenta un importante esempio di geodiversità (Fig. 1). La valenza scientifica dei depositi del Pleistocene è stata già messa in evidenza da Caldara

et alii (in stampa) e a questo lavoro si rimanda per maggiori dettagli e per ulteriori particolari iconografici. Di seguito verranno brevemente illustrati gli aspetti di maggior rilievo, tralasciando quelli meno importanti che pur contribuiscono a rendere il geosito più interessante.

Singolarità geologico-paleontologiche

L'interesse geologico dei depositi affioranti lungo questo tratto di costa è rappresentato per i calcari dell'Aptiano inferiore soprattutto dalle tracce fossili di dinosauro e dalle sismiti (Fig. 1), peculiari strutture sedimentarie di origine rispettivamente biogenica e fisica.

Le orme di dinosauro sono state scoperte, impresse su alcune superfici di strato dei calcari cretacei e parzialmente esposte lungo il bagnasciuga, da Simone nel dicembre del 2000 (Fig. 2). Il ritrovamento fu segnalato nel gennaio 2001 con una dettagliata relazione da parte del Dipartimento di Geologia e Geofisica dell'Università degli Studi di Bari alla Soprintendenza per i Beni Archeologici della Puglia (Caldara, 2001). Le numerose orme, pur in cattivo stato di conservazione a causa della corrosione marina e della degradazione meteorica, si presentano isolate e/o organizzate in piste. Dai risultati di un'analisi preliminare, queste tracce potrebbero essere state lasciate da dinosauri vegetariani bipedi e quadrupedi e da teropodi carnivori. A conferma dei dati esposti si segnala che recentemente nella stessa area di affioramento dell'Aptiano inferiore, sono stati scoperti due nuovi siti con orme di dinosauro, uno ubicato nella cava "Lama Paterno" nei pressi di Bisceglie (Sacchi *et alii*, 2009) e l'altro a circa 1km a nord-ovest dal precedente (Petti *et alii*, 2009). Nel sito "Lama Paterno", le orme isolate e le brevi piste sono state attribuite dagli Autori a teropodi di piccole dimensioni e ad ornitopodi, tierofori e sauropodi di medie dimensioni, mentre le orme del secondo sito ad un probabile ornitisco.



Fig. 2 - Impronte di dinosauri. a) una delle superfici di strato calcareo affioranti lungo la riva con impresse impronte e piste; b) particolare di un'impronta isolata; c) particolare di un'orma contornata da un evidente bordo di espulsione; d) particolare di un'orma profondamente impressa con bordo a pareti subverticali.

Le impronte di dinosauro scoperte lungo il litorale di Trani e nelle aree limitrofe sono un'ulteriore testimonianza geologico-paleontologica della presenza di questi vertebrati terrestri nelle aree della Piattaforma Apula cretacea. È indubbio l'interesse paleontologico che le orme rivestono, per il loro significato paleobiologico, paleoecologico e paleogeografico, dal loro studio si possono dedurre una serie di fattori legati sia al comportamento sociale, sia al comportamento individuale come postura, andatura, velocità e così via; si possono anche ricavare le dimensioni dell'animale, il tipo di locomozione, ed identificare con una certa attendibilità gli autori anche se a livelli tassonomici alti.

Strutture deformative sinsedimentarie a sviluppo verticale, formate da pacchi di lamine da ondulate a convolute, interessano alcuni strati calcarenitici fini della successione cretacea affiorante per un breve tratto della falesia (Fig. 3). Queste strutture fisiche, presentano caratteri morfologici analoghi a quelle segnalate da Iannone (1996) in un tratto di successione del Cenomaniano inferiore-medio del Calcare di Bari, affiorante a sud di Bari, ed interpretate come sismite, deformazioni prodottesi in ambiente subacqueo per liquefazione di sabbie carbonatiche, a seguito delle brusche sollecitazioni innescate da un evento sismico (Fig. 3b).



Fig. 3 - Singolarità del Mesozoico. a) tratto della successione del Cretaceo inferiore (Membro dei Calcari di Corato) costituita da un'alternanza di sottili strati di calcari stromatolitici e di più spessi strati di calcari a rudiste; b) struttura deformativa sinsedimentaria (sismite); sono visibili i pacchi di lamine ad andamento da subverticale a fortemente ondulate prodottesi per processi di liquefazione delle fini sabbie carbonatiche.

Le successioni calcaree cretacee affioranti lungo la falesia occupano una precisa posizione stratigrafica nell'ambito della successione del Calcare di Bari; esse fanno parte di uno dei "livelli guida" a macrofossili di riferimento cronostratigrafico di questa formazione. Si tratta del Membro dei Calcari di Corato (ex "livello Corato", Valduga, 1965) l'unità litostratigrafica dell'Aptiano inferiore - parte iniziale dell'Aptiano superiore (Luperto Sinni & Masse, 1984; 1993), spesso in affioramento circa 100 m, caratterizzata da calcari a rudiste (Caprinidae e Requienidae), che si alternano a calcari microfossiliferi e a calcari stromatolitici, ai quali si intercalano sottili interstrati di argille verdastre (Fig. 3a).

L'interesse dei depositi del Pleistocene superiore (Tirreniano), è rappresentato dalle stromatoliti colonnari associate ai calcari a Characeae, dai paleosuoli, dalle tracce di radici, dai travertini e dalle testimonianze di paleosismicità.

Nella parte alta dell'unità I, nei banchi organogeni a Characeae, si rinvengono strutture stromatolitiche isolate o concentrate in gruppi (Fig. 4). Queste mostrano uno sviluppo prevalentemente verticale, presentano morfologie variabili da colonnare semplice a ramificato, a colonnare-claviforme o a duomo, lateralmente collegate e/o isolate. Sono costituite da una serie di lamine sovrapposte da leggermente a molto convesse, frequentemente ondulate, a granulometria da medio - fine a grossolana, con elevata porosità interlaminare. Le dimensioni variano da 3 a 5 cm fino ad 8-9 cm ma possono raggiungere anche 50 cm di diametro ed altezza compresa tra 20 cm e 30-40 cm. Le strutture più grandi (Fig. 4a,b) affiorano in corrispondenza della attuale piattaforma di abrasione marina dove sono state riesumate dall'erosione.

I calcari organogeni a Characeae associati alle stromatoliti colonnari, formano due banchi massivi e porosi (Fig. 4d). La rigida impalcatura di questi banchi è costruita dal fitto intreccio dei microtubuli calcarei cavi (che rappresentano i rivestimenti inorganici dei fusti di queste alghe macrofite); questi, ramificati e prevalentemente in posizione di crescita, hanno diametro submillimetrico e lunghezza che non supera mai il centimetro. Le Characeae sono alghe verdi indicatrici di parametri paleoambientali tra cui la salinità dell'ambiente di sedimentazione.

La contemporanea presenza di Characee e di stromatoliti rappresenta un esempio di rarità geologica, dato che la presenza di Characee suggerisce che le stromatoliti si sono formate in ambienti a salinità ridotta; il buono stato di conservazione delle strutture colonnari conferisce agli affioramenti un carattere di esemplarità didattica.

Sismiti di dimensioni da alcuni cm fino a 60 cm, sono osservabili nella parte alta dell'unità II nel settore meridionale, ma è soprattutto nei depositi dell'unità III, che queste strutture deformative sono presenti a più altezze (Fig. 5e,f) evidenziando che l'originario assetto del deposito è stato visibilmente disturbato da tettonica sinsedimentaria.

Altri indicatori paleoambientali presenti sono i travertini (Fig. 5i), tipici depositi carbonatici continentali, che si formano prevalentemente per processi di incrostazione su supporti vegetali (sia macrofite che microfite). Queste rocce sono presenti a varie altezze nella parte medio-alta dei depositi dell'unità III, si tratta di lenti di calciruditi fitoclastiche e da strati di travertino fitoermale, costituiti rispettivamente da frammenti incrostati di macrofite (fitoclasti) di taglia grossolana in matrice calcarenitico-sabbiosa formata dagli stessi granuli incrostati e da supporti vegetali incrostati nella loro originaria posizione.

Singolarità geomorfologiche

L'interesse geomorfologico è dato dalla presenza sia di forme di modellamento attuali che di paleomorfologie riesumate.

Per quanto riguarda le forme di modellamento attuali sono da segnalare le superfici di abrasione marina intagliate nei calcari di Capo San Giovanni; le *pocket beach* di Capo Colonna; il faraglione della seconda spiaggia e l'area di cava di Capo San Giovanni (Fig. 1).

In particolare, il faraglione della seconda spiaggia rappresenta un bell'esempio di erosione differenziale e di rapida evoluzione di un promontorio (Caldara, 1996). Infatti, pur se parzialmente protetto da una piattaforma di abrasione marina che lo borda, essendo costituito interamente dai depositi delle tre unità pleistoceniche, il processo erosivo è veloce ed ormai il faraglione è più basso della superficie sommitale della falesia da cui è stato isolato tempo addietro.

L'area di cava di Capo San Giovanni costituisce un elemento antropico che ha creato un paesaggio costiero particolare. Si tratta di una vecchia cava che, a partire dalla falesia, è stata approfondita sino ad interessare, in parte, i calcari del substrato mesozoico. Poichè questi ultimi sono qui inclinati di alcuni gradi

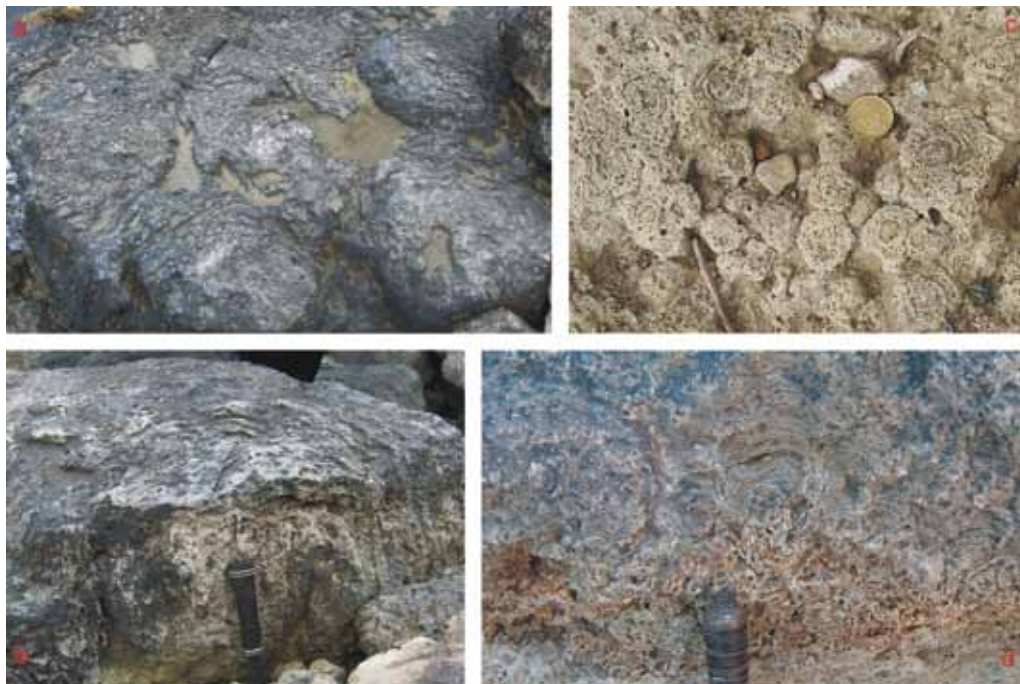


Fig. 4 - Strutture stromatolitiche del Pleistocene superiore: a) grandi strutture viste in pianta, riesumate dall'erosione in corrispondenza dell'attuale piattaforma di abrasione marina; b) sezione di una stromatolite colonnare di grandi dimensioni; c) piccole costruzioni colonnari lateralmente collegate viste in pianta su superficie di erosione; d) stromatoliti colonnari-claviformi accresciute sui microtubuli calcarei delle Characeae.

verso mare, ne è risultato un fondo della cava gradinato, con superfici di strato immergenti verso mare e testate di strato rivolte verso l'interno. Allo stato attuale le parti più depresse sono invase dal mare, creando una serie di pozze parallele alla costa particolarmente suggestive.

Per quanto riguarda le paleomorfologie, di particolare interesse sono le piattaforme di abrasione marina, sia quelle tagliate nei calcari del Cretaceo che quelle formatesi durante l'ingressione della II unità pleistocenica sulla I. La conservazione di queste forme è alquanto comune nel primo caso essendo favorita da un substrato ben litificato, mentre è più difficile nel secondo.

I caratteri della superficie più vecchia, che è ben visibile in vari tratti lungo la costa di Capo San Giovanni, permettono di ricostruire la morfologia della costa all'atto dell'ingressione del Pleistocene superiore. La costa era bassa e rocciosa ed era caratterizzata da calcari localmente molto fratturati e carsificati con forme erosive canalizzate poco profonde. Tutte le superfici, sia quelle nettamente riconducibili alla *wave cut platform* (piattaforma di abrasione) che quelle subverticali delle fratture aperte o delle canalizzazioni, sono state interessate da bioerosioni di organismi endolitici, differenti per posizione. Ad esempio i litodomi hanno colonizzato i tratti verticali, mentre esemplari di Pholadidae le superfici suborizzontali.

La seconda superficie, ben visibile in prossimità del faraglione, è situata quasi al livello del mare, per cui l'arretramento costiero, avvenuto con particolare rapidità grazie ai depositi della II unità meno resistenti all'azione meteomarina, ha riesumato i depositi dell'unità I, più tenaci, proprio in corrispondenza della superficie di abrasione. Si tratta di una *wave cut platform* caratterizzata da blocchi separati da fratture decimetriche all'intersezione delle quali, a volte, si allargano marmite di erosione anch'esse decimetriche. Le superfici suborizzontali più dure sono marcate da bioerosioni dovute a spugne endolitiche, policheti e litodomi, questi ultimi hanno lasciato rari piccoli fori.

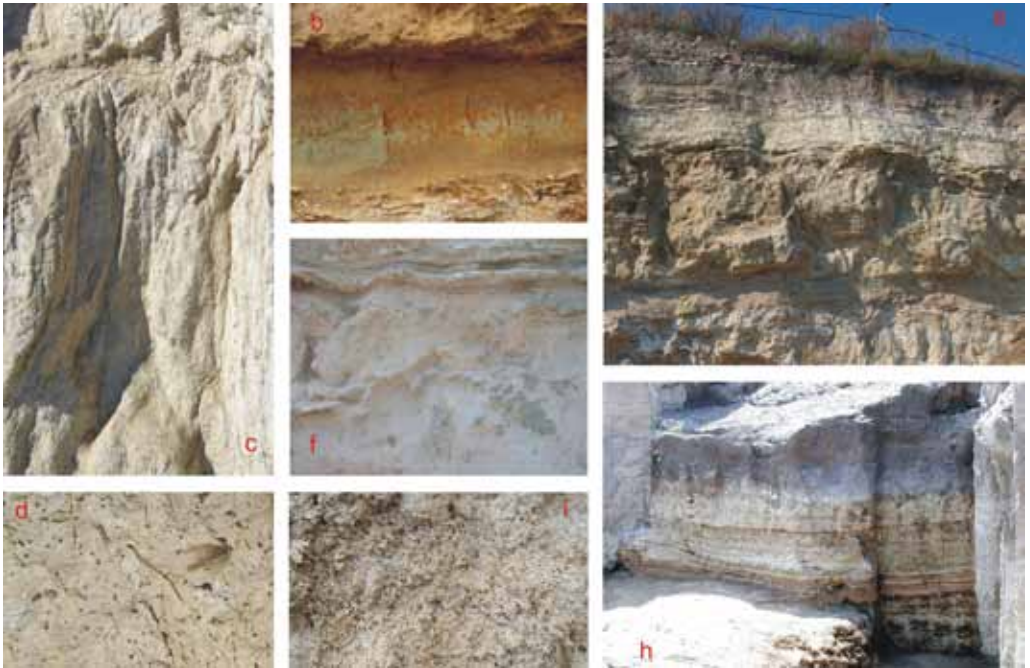
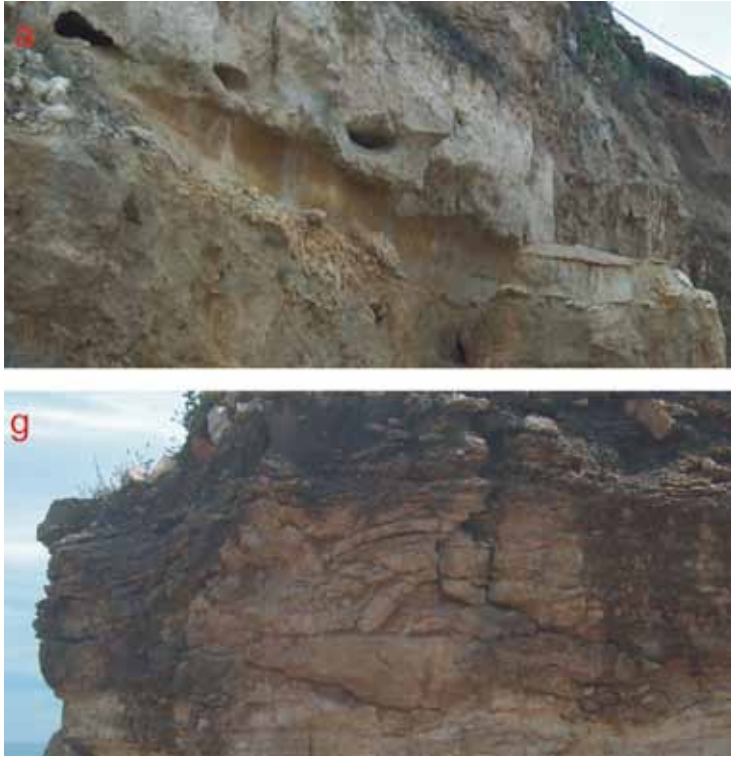


Fig. 5 - Alcuni particolari dei depositi tirreniani. Unità II: lente di sabbie quarzoso-feldspatiche di ambiente palustre (fig. a) con numerose tracce di radici (fig. b); Unità III: banco di calcare biancastro (fig. c) con modelli di molluschi lagunari (fig. d) e radici di piante palustri; Unità III strutture da deformazione sinsedimentaria del settore centrale (fig. e, particolare fig. f) e nel settore settentrionale dell'area (fig. g); Unità III: alternanza di straterelli argillosi con fauna salmastra e straterelli carbonatici con organismi dulcicoli (fig. h), nei livelli argillosi la presenza di mud cracks è indicativa di locali emersioni; Unità III: livelli di travertini fitoermali e/o fitoclastici (fig. i).

Singolarità pedologiche

L'interesse pedologico è dato dalla presenza di più tipi di paleosuoli (Fig. 1). Degni di rilievo sono i cosiddetti suoli sepolti (Cremaschi & Rodolfi, 1991), o suoli fossili secondo Duchaufour, sigillati dalla II e dalla III unità del Pleistocene superiore, e i suoli policiclici o poligenetici, completi di tutti i vari orizzonti pedogenetici, presenti al tetto dell'unità III nell'incisione della seconda spiaggia del Pleistocene superiore - Olocene. Il paleosuolo sepolto più interessante è quello presente in maniera discontinua ma ben riconoscibile lungo tutta la falesia di Trani fra le unità II e III (Fig. 6a,b). Nel settore meridionale il paleosuolo è conservato in alcuni lievi avvallamenti dell'unità II, in tal caso sono distinguibili gli orizzonti B e C (Fig. 6a,b). Nelle aree più rilevate e nella maggior parte del settore settentrionale, è conservato solo l'orizzonte C (Fig. 6c). Più raramente il paleosuolo manca del tutto. L'orizzonte B è rappresentato da suolo siltoso sabbioso marroncino ricco di frammenti calcarei del substrato parzialmente alterati. L'orizzonte C è costituito dal substrato calcareo fortemente alterato e deformato (da alcuni Autori nel passato era stato scambiato per sismite) che si presenta con pezzami e clasti spigolosi ad indicare una lunga ed intensa attività pedogenetica. Lo spessore massimo del paleosuolo è di circa 70 cm.

I suoli policiclici del Pleistocene superiore - Olocene sono rappresentati da più paleosuoli con tracce di frequentazione umana (Fig. 6d). Dal basso verso l'alto si riconoscono: suoli colluviali rossastri argilloso-limosi con rizoliti carbonatiche; suoli rossastri argilloso limosi con struttura poliedrica subangolare (Fig. 6e); suoli color bruno oliva con tessitura limosa debolmente sabbiosa, incrostazioni carbonatiche nei pori; suoli color bruno giallastro con tessitura limoso-sabbiosa, presenza di carbonati nei pori; suoli colore bruno scuro a tessitura limosa debolmente argillosa con imponente attività della fauna terricola; suoli colore bruno chiaro a tessitura argilloso limosa con tracce di un focolare e di manufatti ceramici e litici del Neolitico (facies Serra d'Alto, Fig. 6f); resti di una villa di epoca romana (Fig. 6g) e il relativo suolo bruno chiaro che tagliano la successione. Lateralmente al paleosuolo neolitico segue un piano battuto con buche di palo presumibilmente dell'Età del Bronzo ed un suolo di colore bruno chiaro; quest'ultimo è ricoperto da sabbie eoliche a laminazione incrociata a festoni con abbondanti minerali femici e gasteropodi terrestri.



Fig. 6 - Alcuni esempi di paleosuoli. Suolo fossile tra l'unità II e III: a) settore meridionale, dove affiora diffusamente; b) piccola lente residua visibile nel settore settentrionale; c) orizzonte c riconoscibile nel settore settentrionale.



Fig. 6 - Alcuni esempi di paleosuoli. Successione di suoli policiclici che colmano la depressione della seconda spiaggia: d) insieme della successione; e) particolare dei suoli rossastri e bruno oliva; f) particolare del suolo antropizzato del Neolitico con una ceramica in facies Serra d'Alto; g) suoli del Neolitico tagliati da un muro di una villa romana con i relativi suoli bruno chiari.

Singolarità idrogeologiche

L'interesse idrogeologico è dato dalla presenza di numerose sorgenti con scaturigini al livello del mare, sia in corrispondenza delle spiaggette sabbiose sia lungo il bagnasciuga calcareo di Capo San Giovanni (Fig. 1). Su entrambe le tipologie di emergenza idrica non sono stati mai condotti studi approfonditi.

Considerazioni conclusive

La geodiversità del litorale a sud di Trani è data dai caratteri geologico, paleontologico, geomorfologico, pedologico e idrogeologico. Qui non vengono discussi gli aspetti archeologici che sono stati oggetto di varie campagne di scavo da parte della Soprintendenza per i Beni Archeologici della Puglia. La seguente tabella riassume le principali emergenze osservabili lungo il litorale tranese:

Cretaceo	
<i>valenza</i>	<i>emergenze</i>
paleontologica	impronte di dinosauro
paleontologica	rudiste del livello guida - Membro Corato
geologica	evidenze di tettonica sinsedimentaria
didattica	impronte di dinosauro

Pleistocene	
<i>valenza</i>	<i>emergenze</i>
geomorfologica	superfici di trasgressione
modello di evoluzione paleoambientale	estese esposizioni di termini relativi a paleoambienti che si evolvono sia in senso orizzontale che verticale
geologica	esempi di sedimentazione mista (carbonatico-terrigena)
geologica	evidenze di tettonica sinsedimentaria
paleontologica	stromatoliti colonnari
rarietà	stromatoliti formati in ambienti a salinità ridotta
pedoclimatica	successione di suoli formati in climi differenti

Attuale	
<i>valenza</i>	<i>emergenze</i>
geomorfologica	evoluzione di una falesia
idrogeologica	scaturigini di acqua dolce lungo la battigia
scenica	esposizioni lungo la falesia
didattica	estese esposizioni lungo la falesia e facile osservazione dei corpi sedimentari

Tab. I - Principali emergenze e relative valenze.

Tutti questi elementi insieme concorrono a rendere il geosito del litorale di Trani un esempio unico per una ricostruzione completa e per la comprensione delle trasformazioni ambientali e dell'evoluzione di questo tratto della costa nel corso del Cretaceo e del Pleistocene superiore.

Il valore didattico di questi affioramenti è un aspetto finora conosciuto solo dagli addetti; difatti la costa tranese è da anni oggetto di escursioni da parte di docenti e studenti dell'Università di Bari in particolare del corso di Conservazione dei Beni Naturali della Facoltà di Scienze. Inoltre, questo sito è tra gli itinerari proposti nella Guida Geologica Regionale della Puglia edita dalla Società Geologica Italiana (Iannone & Pieri, 1999). In definitiva il tratto di costa a sud dell'abitato di Trani, compreso tra Capo Colonna e Torre Olivieri, può essere considerato uno dei più begli esempi di geodiversità dell'Italia meridionale e quindi ha tutte le caratteristiche richieste dalla L.R. n. 33 del 4 dicembre 2009, "Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico", per rientrare nelle "Sezioni speciali e monumenti naturali" (art. 5), dove sono iscritti i geositi

che mostrano specificità per la rilevanza e la rarità del valore espresso. Al fine di assicurarne la conservazione, la tutela e valorizzazione, nonché l'utilizzazione non pregiudizievole all'interesse protetto ai sensi della legge regionale, questi monumenti naturali, devono essere soggetti ad apposite norme di tutela e uso che costituiscono, ove occorra, variante allo strumento urbanistico.

Purtroppo, nel corso degli ultimi anni, per contrastare l'arretramento della falesia e rendere fruibili alla balneazione le spiagge sabbiose, sono stati realizzati interventi di "riqualificazione ambientale", consistenti in messa in opera di barriere frangiflutti e difese aderenti alla falesia con rimodellamento della stessa. I risultati, discutibili, sono mostrati nella figura 7.

Con l'entrata in vigore di questa legge si spera in un'inversione di tendenza da parte dell'Amministrazione Comunale di Trani e l'inizio di una progettazione di interventi consoni (art. 7) e tesi alla tutela, conservazione e fruibilità di un patrimonio unico nel suo genere. Tra l'altro le potenzialità di valorizzazione non sono così lontane. Sono in programma lavori di riqualificazione e risistemazione del Monastero di Colonna per farne un museo con annesso parco archeologico. Il nuovo museo potrebbe diventare un polo di educazione ambientale che favorisca una serie di azioni tese alla salvaguardia e fruizione del patrimonio storico-naturalistico tranese, anche per mezzo di escursioni organizzate lungo il litorale. La valorizzazione delle risorse ambientali può essere favorita dalla sistemazione ed apertura al pubblico di aree di sosta-ristoro per visitatori che hanno concluso una gita in barca o un percorso a piedi lungo la falesia, o di spazi all'aperto dedicati ad esperienze didattiche a sfondo geologico-naturalistico; a questo scopo ben si presterebbe l'ex area di cava in località San Giovanni. Infine, gli affioramenti ad impronte di dinosauro potrebbero diventare parte di un più vasto parco geologico dedicato ai primi grandi abitanti della nostra regione.



Fig. 7 - Estensione attuale dei diversi interventi di "riqualificazione" del litorale sud di Trani (riportati in nero nel riquadro a), con relative tipologie utilizzate (b-e). Il riquadro f mostra un particolare delle finestrelle che dovrebbero permettere la visione del geosito!

Bibliografia

- BOENZI F., PALMENTOLA G., PIERI P. & VALDUGA A. (1971) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000 fogli 165 e 176 Trinitapoli e Barletta*. 33, 1 tav., Serv. Geol. It., Nuova Tecnica Grafica, Roma.
- CALDARA M. (1996) - *Aspetti di geologia ambientale e di morfologia costiera in alcuni tratti del litorale nord-barese. Atti del Convegno "Cave e coste nel territorio nord-barese. Problematiche ambientali"* Trani, 9 Dicembre 1995, Suppl. 2/96 Geologi, 39-61, Arti Grafiche Savarese, Bari.
- CALDARA M. (2001) - *Relazione tecnica con carta preliminare delle principali emergenze di interesse geologico relative al litorale di levante di Trani*. Relazione tecnica del Dipartimento di Geologia e Geofisica dell'Università degli Studi di Bari per la Soprintendenza per i Beni Archeologici della Puglia.
- CALDARA M., IANNONE A., LOPEZ R. & SIMONE O. (in stampa) - *New data on the Pleistocene of Trani (Southern Italy)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, mem. 8.
- CALDARA M., LOPEZ R. & PENNETTA L. (1996) - *L'entroterra di Barletta (Bari): considerazioni sui rapporti fra stratigrafia e morfologia*. Il Quaternario, 9(1), 337-344.
- CIARANFI N., PIERI P. & RICCHETTI G. (1992) - *Carta geologica delle Murge e del Salento*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41 (1), 449 - 460.
- CREMASCHI M & RODOLFI G. (1991) - *Il suolo: pedologia nelle scienze della terra e nella valutazione del territorio*. Ed.: Nuova Italia Scientifica - Roma, 427.
- D'ARGENIO B. (1976) - *Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea*. Memorie Società Geologica Italiana, 13, 137-159.
- IANNONE A. (1996) - *Segnalazione di strutture di deformazione sinsedimentaria in una successione carbonatica cenomaniana, nei pressi di Bari*. Memorie Società Geologica Italiana, 51, 209-215.
- IANNONE A. & PIERI P. (1974) - *Segnalazione di stromatoliti quaternarie nei pressi di Trani*. Studi Geologici e Morfologici sulla Regione Pugliese, 3, 1-10, Adriatica Ed., Bari.
- IANNONE A. & PIERI P. (1976) - *Deposito calcareo terrigeno con stromatoliti e «Characeae» lungo il litorale di Trani (Quaternario)*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 1207-1248.
- IANNONE A. & PIERI P. (1999) - *Stop 9.2 Calcari a Characee (Tirreniano) Lido Colonna a SE di Trani In: Itinerario n. 9 Da Canne della Battaglia (Barletta) a Punta Penne (Brindisi)*. In: A.A.VV. Puglia e Monte Vulture, prima parte. Guide Geologiche Regionali, nove itinerari, a cura della Società Geologica Italiana, Be-Ma editrice, 254-257.
- LOPEZ R. (2010) - *Rilievo e descrizione di unità stratigrafiche geo-pedologiche del litorale SE di Trani denominato "Seconda Spiaggia"*. Relazione tecnica per la Soprintendenza per i Beni Archeologici della Puglia.
- LUPERTO SINNI E. (1996) - *Sintesi delle conoscenze stratigrafiche del Cretaceo del Gargano e delle Murge*. Memorie Società Geologica Italiana, 51, 1019-1036.
- LUPERTO SINNI, E. & MASSE, J.P. (1984) - *Données nouvelles sur la micropaléontologie et la stratigraphie de la partie basale du "Calcare di Bari" (Crétacé inférieur) dans la région des Murges (Italie Méridionale)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 90(3), 331-374.

- LUPERTO SINNI E. & MASSE J.P. (1993) - *Biostratigrafia dell'Aptiano in facies di piattaforma carbonatica delle Murge baresi (Puglia - Italia meridionale)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 98(4), 403-424.
- MORETTI M., PIERI P. & TROPEANO M. (1995) - *Sismiti tirreniane lungo la fascia costiera delle murge (Bari e Trani)*. Atti Convegno "Terremoti in Italia. Previsione e Prevenzione dei danni", Roma 1-2 dicembre 1994. Atti Acc. Lincei n.122.
- PETTI F.M., D'ORAZI PORCHETTI S., SACCHI E., LOGOLUSO A. & NICOSIA U. (2009) - *A new ornithischian trackway from the early cretaceous of Apulia*. Giornate di Paleontologia 2009 - Apricena, 28-31 maggio, riassunti, 51.
- RICCHETTI G. (1975) - *Nuovi dati stratigrafici sul Cretaceo della Murge, emersi da indagini del sottosuolo*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 1083-1108.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F & PIERI P. (1992) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'Avampese Apulo*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 57-88.
- SACCHI E., CONTI M.A., D'ORAZI PORCHETTI S., LOGOLUSO A., NICOSIA U., PERUGINI G. & PETTI F.M. (2009) - *Aptian dinosaur footprints from the Apulian platform (Bisceglie, Southern Italy) in the framework of periadriatic ichnosites*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 271, 104-116.
- VALDUGA A. (1965) - *Contributo alla conoscenza geologica della Murge baresi*. Studi Geologici e Morfologici sulla Regione Pugliese, 1, 1-26, Adriatica Ed., Bari.

LA SUCCESSIONE DELLE "ARGILLE VARICOLORI" DI CALANCHE (CAMPOMAGGIORE, BASILICATA): UNA FINESTRA SUL CRETACEO

Francesco Cavalcante, Claudia Belviso & Felice Finizio

Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale - CNR, C/da Santa Loja, 85050 Tito Scalo (PZ)

cavalcante@imaa.cnr.it

Riassunto

In questo lavoro viene presentato come geosito una successione di "argille varicolori" affiorante in località calanche in prossimità dell'abitato di Campomaggiore dove mostra una continuità stratigrafica che la rende unica in tutto l'Appennino meridionale e livelli a *black shales* correlabili a scala globale e/o regionale. La presenza di questi sedimenti ricchi in sostanza organica (*black shales*), infatti, è documentata in differenti assetti paleogeografici ed è correlata a concentrazioni molto basse di ossigeno avvenute negli oceani (Oceanic Anoxic Events - OAEs) in seguito a brusche variazioni climatiche e paleoceanografiche che hanno coinvolto il pianeta particolarmente durante il Cretaceo. La successione in esame, di età Aptiano-Turoniano, costituisce l'intervallo stratigrafico basale dell'Unità Sannitica che a sua volta rappresenta l'intervallo stratigrafico cretaceo-miocenico del noto paleodominio bacinale lagonegrese-molisano. L'intervallo basale della successione sannitica risulta ben esposto in località Calanche dove presenta una giacitura rovescia con immersione a NE. La porzione basale di questo intervallo è caratterizzata da argille caotiche di colore prevalentemente grigio e da un'alternanza di radiolariti e *black shales* datati al Valanginiano superiore - Aptiano inferiore correlabili probabilmente all'evento anossico OAE1a dell'Aptiano inferiore, riconosciuto a scala mondiale. Verso l'alto seguono argille di colore prevalentemente grigio e, meno frequenti, verdi o rosse per uno spessore di circa 80 metri. Frequentemente tali litotipi si rinvengono silicizzati ed a varie altezze stratigrafiche sono presenti tre livelli a *black shales*. La parte alta della successione è caratterizzata da sedimenti calcareoclastici silicizzati alternati a livelli di *black shales* ed argilliti rosse datati al Cenomaniano superiore - Turoniano inferiore. Tale intervallo stratigrafico è stato correlato a scala globale con l'evento anossico OAE2 e scala regionale con il livello Bonarelli.

Il geosito presentato in questo lavoro ricade nella media valle del Basento, un area geologicamente interessante in cui sono stati già segnalati altri siti quali le dolomiti lucane e il sovrascorrimento frontale dell'Appennino meridionale. Unitamente a questi, la successione delle "Argille varicolori" di Campomaggiore potrebbe costituire parte di un percorso geologico di grande interesse didattico-divulgativo.

Introduzione

Come è noto dalla letteratura, le "Argille Varicolori" sono generalmente caratterizzate da un aspetto caotico e dalla scarsità di dati paleontologici tanto da rendere frequentemente controversa la loro interpretazione paleogeografica (*viz. p. e.* Ogniben, 1969; Centamore *et alii*, 1971; Mostardini and Merlini, 1986; Amore *et alii*, 1988; Casero *et alii*, 1988, Pescatore *et alii*, 1988;1999; Monaco & Tortrici, 1995; Menardi Noguera & Rea, 2000; Lentini *et alii*, 2002; Cavalcante *et alii*, 2003; Patacca & Scandone, 2007). In questo contesto appare chiaro come la presenza di una successione pressoché indisturbata e ben datata assuma una grande rilevanza sia sotto il profilo scientifico che dal punto di vista didattico-divulgativo. La successione di "argille varicolori" di età cretacea affiorante in prossimità dell'abitato di Campomaggiore rappresenta l'unico esempio nell'Appennino meridionale di successione indisturbata e ben datata e ciò la candida ad essere inserita tra le nuove proposte di geosito in Basilicata. Essa mostra continuità stratigrafica dall'Al-

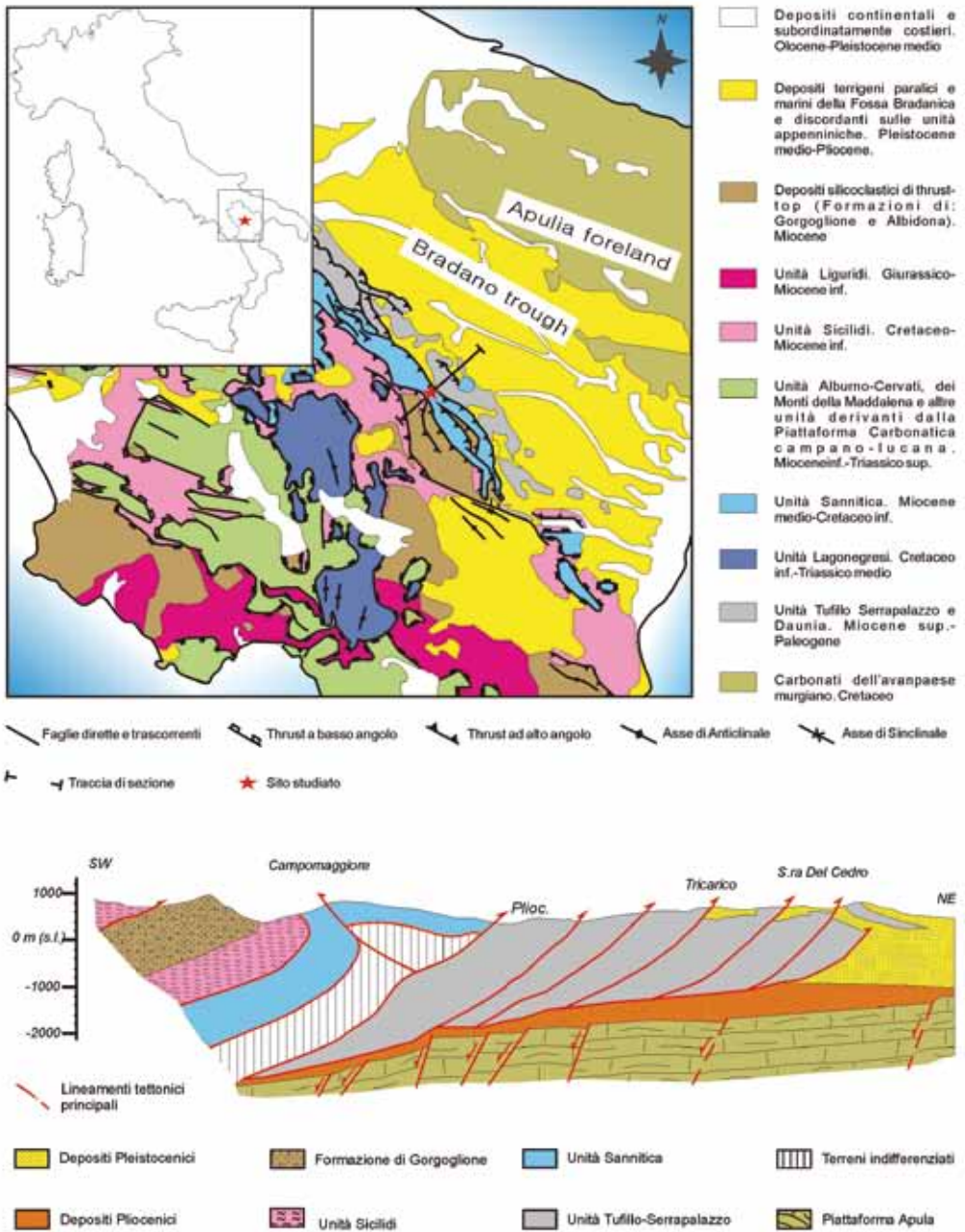


Fig. 1 - Schema geologico dell'Appennino meridionale (da Patacca & Scandone, 2007 modificato) e sezione geologica del fronte della catena eseguita nell'area studiata (da Piedilato & Prosser 2005 modificata).

biano al Turoniano ed è caratterizzata da argille varicolori alternate a calcitorbiditi silicizzate, diaspri e livelli anossici a *black shale* correlabili a scala globale e/o regionale. Ad oggi sono stati proposti diversi meccanismi per spiegare le modalità e i processi di deposizione dei livelli a *black shales* (p.e. Schlanger & Jenkyns, 1976; Calvert *et alii*, 1983; Pedersen & Calvert, 1990; Larson, 1991) e recenti dati di letteratura (Jenkyns, 2010 e *cum biblio*) indicano nel brusco aumento della temperatura, indotta da un rapido flusso

di CO₂ nell'atmosfera ad opera di sorgenti metanogeniche o vulcanogeniche, la principale causa dei OAEs (*Oceanic Anoxic Event*; Schlanger & Jenkyns, 1976). La presenza di questi livelli rende particolarmente interessante la successione studiata in quanto forniscono un rilevante contributo per la comprensione delle condizioni paleoambientali e geodinamiche globali oltre che per la determinazione degli eventi che hanno interessato il bacino lagonegrese, un paleodominio chiave della tetide occidentale. Nella successione in esame sono presenti anche livelli carbonatici ricchi in Mn che potrebbero fornire interessanti indicazioni sulle condizioni paleoambientali che hanno condizionato l'accumulo di sostanza organica o sulla natura del substrato del bacino lagonegrese. È infatti noto in letteratura che incrostazioni ferro-manganesiferi sono molto abbondanti in aree con ridotto tasso di sedimentazione e forti correnti di fondo (fondali oceanici) o in aree di margine continentale con scarso apporto sedimentario e ambienti molto profondi non caratterizzati da sedimentazione carbonatica di acque basse.

Al di là dell'importanza scientifica, l'area in esame assume anche un ruolo di primo piano nella diffusione del geoturismo ed il suo inserimento tra i geositi della Basilicata consentirebbe di completare una rete che riconosce in altre aree limitrofe altri punti di stop di un vero e proprio percorso geologico didattico-divulgativo.

Inquadramento geologico e stratigrafia

Il geosito presentato in questo lavoro è situato in località Calanche nei pressi dell'abitato di Campomaggiore in prossimità del fronte dell'Appennino meridionale (Fig. 1). L'Appennino meridionale, strutturatosi a partire dall'Oligocene superiore (Patacca & Scandone, 2007 *e cum biblio*), presenta a scala regionale una struttura a *duplex* in cui le unità più profonde sono rappresentate dai carbonati della Piattaforma Apula e le unità di *roof*, che sono sradicate dal loro originario sub-strato, mostrano una generale vergenza verso i settori orientali e sono costituite da successioni derivanti da domini paleogeografici da bacino a piattaforma carbonatica. Lungo il fronte della catena appenninica è possibile ricostruire l'intera successione stratigrafica dell'Unità Sannitica di Selli (1962) (Patacca & Scandone, 2007 *e cum biblio*). Tale successione, di età Aptiano (Sabato *et alii*, 2007) - Serravalliano (Patacca & Scandone, 2007), rappresenta l'intervallo stratigrafico cretaceo-miocenico del noto bacino lagonegrese-molisano, un settore chiave della tetide occidentale. Lungo il fronte della catena, questa unità risulta strutturata ad embrici e sovrascorsa sull'Unità Tuffillo-Serrapalazzo con un *thrust* d'importanza regionale noto in letteratura come rampa di Stigliano (Patacca & Scandone, 2001). Ai *thrust* a vergenza appenninica sono associati *back-thrust* che sarebbero responsabili, in quest'area, del rovesciamento della successione (Cifelli, 1999; Piedilato & Prosser, 2005) (Fig. 1). La successione, formata da diversi intervalli stratigrafici con caratteristiche biostratigrafiche molto diverse, dal basso è costituita da (Centamore *et alii*, 1971; Pescatore *et alii*, 1988; Patacca *et alii*, 1992; Gallicchio *et alii*, 1994; 1996; Pagliaro, 1998; Cifelli, 1999; Sabato *et alii*, 2007; Patacca & Scandone, 2007) (Fig. 2):

- i) un intervallo rappresentato prevalentemente da argille laminate spesso silicizzate con intercalazioni di livelli a *black shales*, carbonati di Mn-Fe, diaspri e carbonati calcareoclastici silicizzati talvolta con noduli di selce dello spessore di circa 200 metri di età Aptiano(?) - Maastrichtiano;
- ii) un'alternanza di calcari marnosi, calcilutiti, calcareniti, marne e meno frequenti calciruditi con intercalazioni argillose nota in letteratura come *Flysch Rosso Auctorum p.p.*, di spessore di 150-200 metri ed età Maastrichtiano superiore - Eocene superiore;
- iii) un'alternanza argillo-marnosa con calcilutiti dello spessore di circa 100 metri ed età Eocene superiore - Miocene inferiore;
- iv) un intervallo stratigrafico "pre-numidico" di età Burdigaliano superiore costituito da calcilutiti, marne e

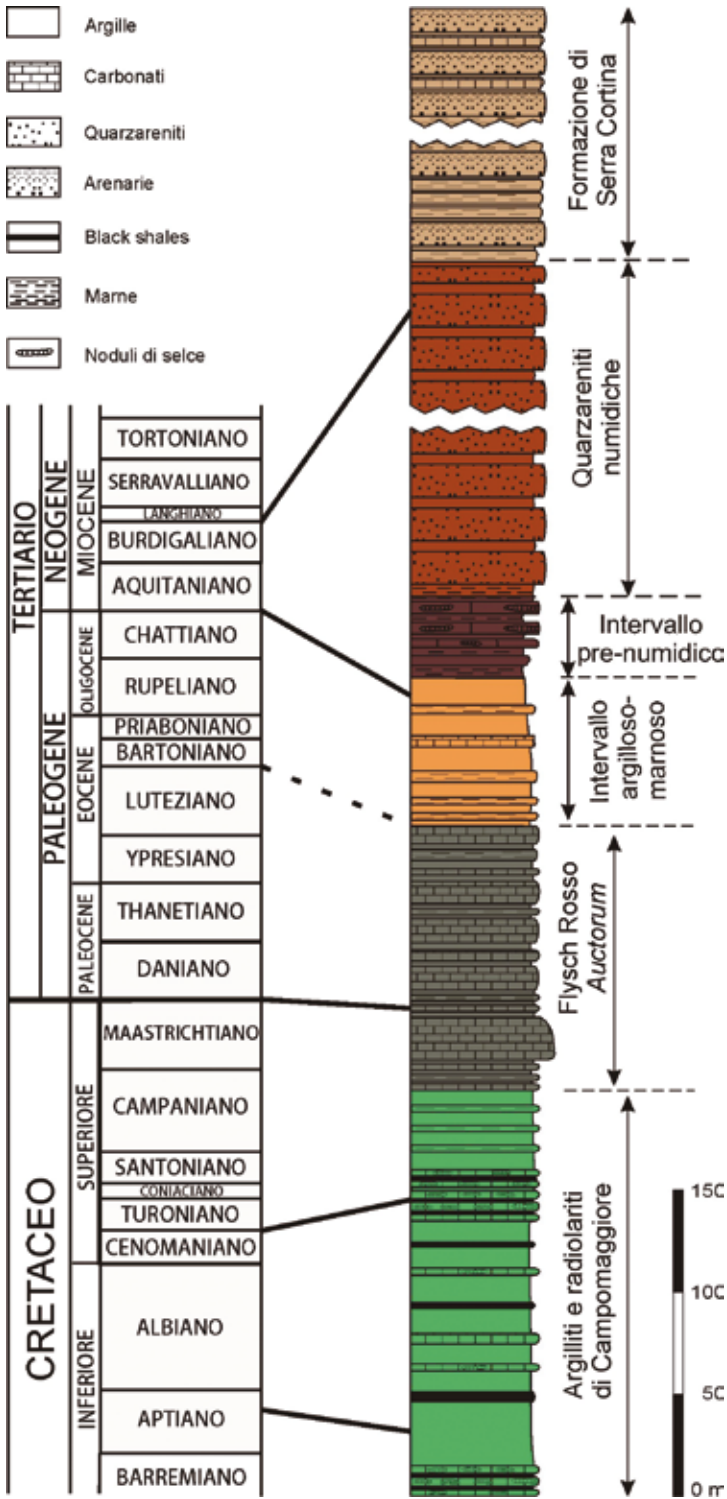


Fig. 2 - Successione stratigrafica schematica dell'Unità Sannitica (da Cavalcante *et alii*, 2011 modificata).

calcareniti talvolta con liste di selce, argille verdastre o biancastre, livelli vulcanoclastici e marne spiccolitiche dello spessore di diverse decine metri;

- v) "Quarzareniti numidiche" rappresentate da quarzareniti giallastre e argille brunastre dello spessore di diverse centinaia di metri e di età Burdigaliano superiore - Langhiano inferiore(?);
- vi) Marne arenacee di Serra Cortina costituite da marne, calcitorbiditi siliciclastiche e arenarie dello spessore di alcune centinaia di metri e di età Langhiano - Serravalliano.

L'intervallo stratigrafico basale della successione sannitica di età compresa tra l'Aptiano(?) ed il Turoniano (Sabato *et alii*, 2007 e *cum biblio*) risulta ben esposto in località Calanche dove presenta una giacitura rovescia con immersione a NE di 60° (Fig. 3 e 4). La porzione basale di questo intervallo è caratterizzata da argille caotiche di colore prevalentemente grigio e da un'alternanza di radiolariti e *black shales* dello spessore di alcuni metri (Fig. 5). L'associazione a radiolari ha consentito di datare al Valanginiano superiore - Aptiano inferiore l'intervallo a radiolariti, che probabilmente corrisponde all'evento anossico OAE1a dell'Aptiano inferiore (Sabato *et alii*, 2007) riconosciuto a scala mondiale (Schlanger & Jenkins, 1976). Tale evento, rinvenuto in altri settori dell'Appennino e nelle Alpi meridionali, è noto come livello Selli. Verso l'alto (Fig. 4) seguono argille di colore prevalentemente grigio e, meno frequenti, verdi o rosse per uno spessore di circa 30 metri (Gallicchio *et alii*, 1996; Cifelli, 1999) e livelli carbonatici di Fe-Mn (Sabato *et alii*, 2007). Il segmento stratigrafico intermedio è caratterizzato da argille di colore prevalentemente rosso e più raramente verde o grigio. Frequentemente tali litotipi si rinvengono silicizzati ed a varie altezze stratigrafiche sono presenti tre livelli a *black shales* (Gallicchio *et alii*, 1996; Cifelli, 1999; Sabato *et alii*, 2007). Il primo evento anossico affiora alla base della porzione indisturbata della successione (Fig. 6), presenta uno spessore di circa 60 centimetri ed è probabilmente di età Aptiano superiore - Albiano inferiore (Sabato *et alii*, 2007). Questo evento è stato attribuito da altri autori all'Aptiano e correlato con l'evento anossico globale OAE1a (Cifelli, 1999; Dellisanti *et alii*, 2001). A circa 35 metri e a 65 metri dalla base si osservano gli altri due eventi anossici di spessore decimetrico e di età Albiana. La loro eventuale correlazione ad eventi anossici, riconosciuti a scala globale o regionale, non è ancora chiara. La parte alta (Fig. 7) della successione è caratterizzata da sedimenti calcareoclastici silicizzati alternati a livelli di *black shales* ed argilliti rosse silicizzate datati al Cenomaniano superiore - Turoniano inferiore correlato a scala globale con l'evento anossico OAE2 (Gallicchio *et alii*, 1996). Le caratteristiche biostratigrafiche indicano che questo intervallo stratigrafico della successione sannitica si è sedimentato sotto il limite di compensazione dei carbonati.

Le argille presentano un'associazione mineralogica costituita da abbondante quarzo, feldspati in scarse quantità o tracce ed ematite presente in alcuni campioni in alcune unità percentuali. I minerali argillosi sono rappresentati principalmente da interstratificati illite/smectite disordinati con un basso contenuto in illite, seguono in ordine di abbondanza caolinite, illite e clorite (Cavalcante *et alii*, 2003). Nella frazione sabbiosa sono stati rinvenuti rari pirosseni.

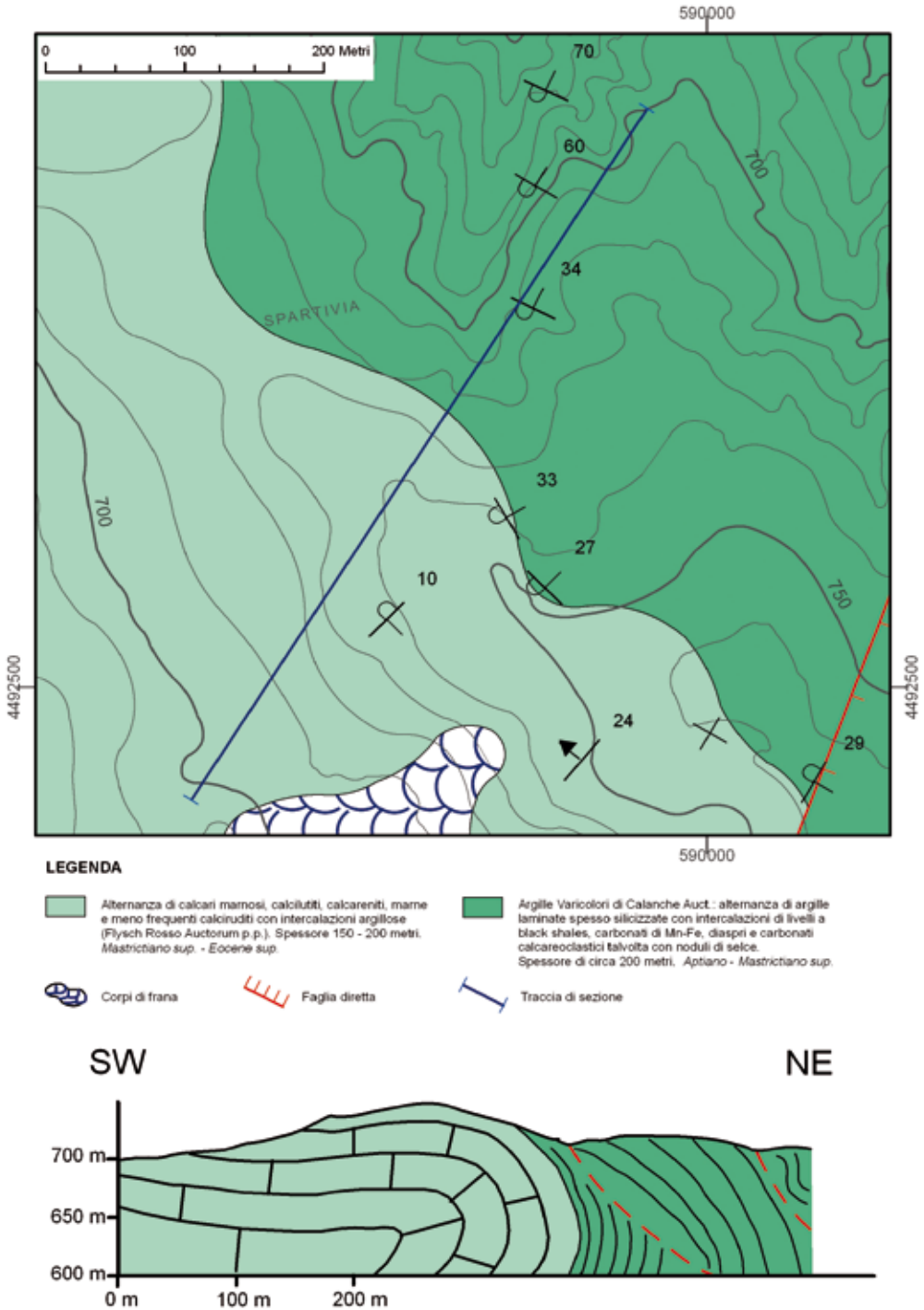


Fig. 3 - Carta e sezione geologica dell'area studiata.



Fig. 4 - Successione delle "Argille Varicolori" di Calanche.



Fig. 6 - Evento anossico di età Appiano superiore-Albiano inferiore (Sabato *et alii*, 2007) affiorante nell'area in esame.



Fig. 5 - Alternanza di radiolariti e *black shales* caratteristica della porzione basale della successione sannitica affiorante nell'area di studio.



Fig. 7 - Parte alta della successione sannitica affiorante nell'area di studio.

Considerazioni conclusive

In questo lavoro si propone come geosito la successione di "argille varicolori" di età cretacea affiorante in prossimità dell'abitato di Campomaggiore con lo scopo di divulgare e preservare le peculiarità geologiche che caratterizzano questa porzione dell'Unità Sannitica. La successione in esame, infatti, mostra una continuità stratigrafica che la rende unica in tutto l'Appennino meridionale e livelli a *black shales* correlabili sia a scala regionale che a scala locale agli eventi anossici OAE1a dell'Aptiano inferiore e OAE2 del Cenomaniano superiore - Turoniano inferiore dovuti a brusche variazioni climatiche e paleogeografiche che hanno coinvolto il pianeta durante il Cretaceo. L'area di studio ha quindi una notevole importanza scientifica oltre che didattico-divulgativo e il suo inserimento tra i geositi già segnalati da altri Autori nelle aree limitrofe, consentirebbe di realizzare un vero e proprio percorso naturalistico tra la bellezza geologica delle Dolomiti lucane (Bentivenga & Prosser, 2004), la suggestione del vecchio borgo di Campomaggiore, abbandonato in seguito ad un movimento franoso che ha interessato l'abitato nel 1885 (Bentivenga *et alii*, 2011; in questo volume) e il singolare esempio didattico di sovrascorrimento frontale dell'Appennino meridionale in cui le argille varicolori dell'Unità Sannitica sovrascorrono sui depositi pliocenici della Fossa Bradanica (Bentivenga & Prosser, 2004) (Fig. 8).

Coinvolgendo le amministrazioni locali potrebbero essere allestiti, per ogni geosito proposto, uno o più punti di stop dove con descrizioni, figure e materiale illustrativo si descrivono le peculiarità di ogni sito nell'ambito di un vero e proprio percorso geologico che potrebbe interessare la media valle del Fiume Basento. La stampa di opuscoli divulgativi e la creazione di *Link* nei siti *web* delle amministrazioni locali potrebbero contribuire a diffondere il valore di queste aree non solo sotto il profilo geologico ma anche dal punto di vista storico-culturale e paesaggistico.

Ringraziamenti

Gli Autori ringraziano il Prof. Alessandro Iannace ed il Dr. Giuseppe Palladino per la revisione critica del manoscritto e gli utili suggerimenti.

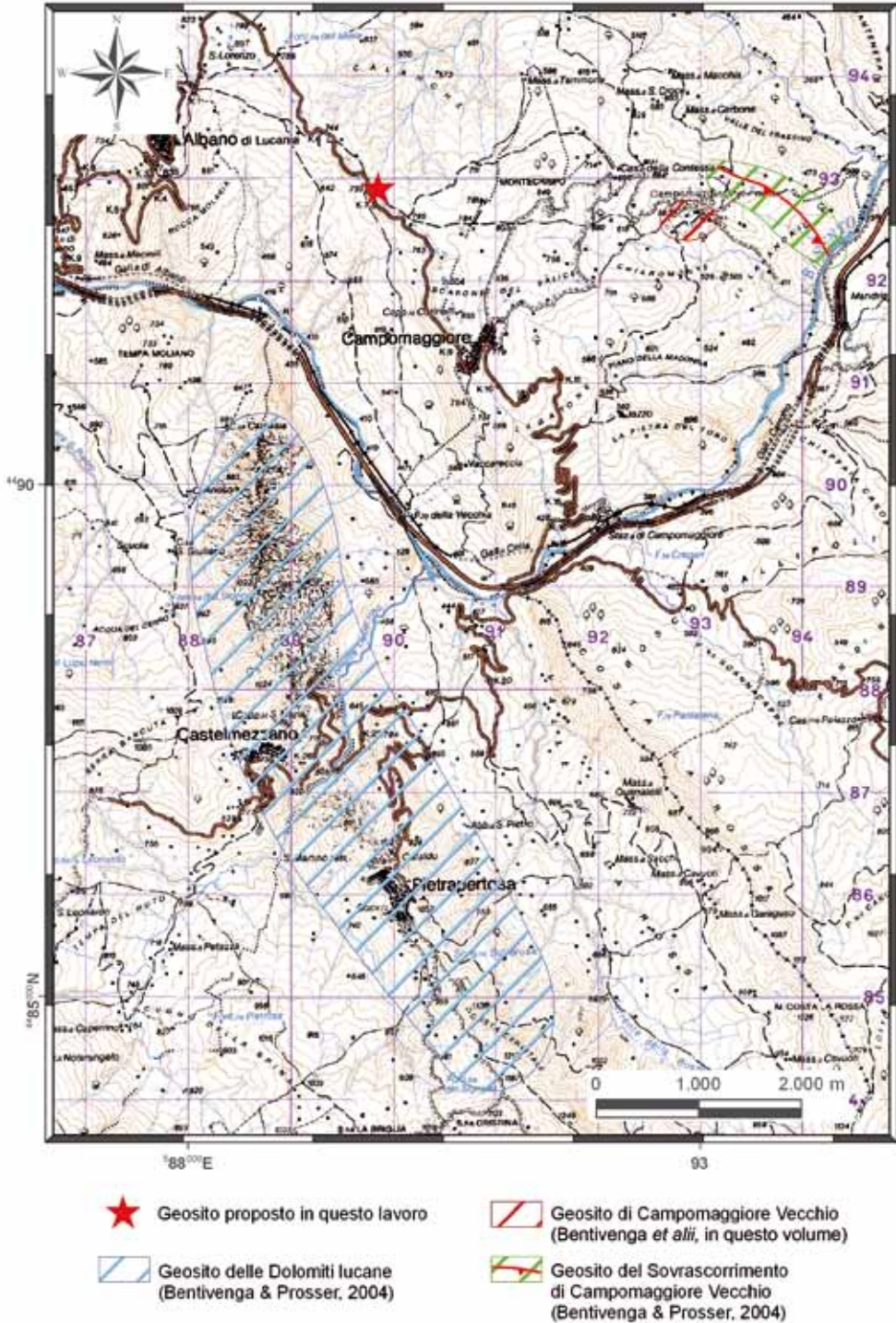


Fig. 8 - Carta con indicazioni del geosito presentato in questo lavoro e di altri geositi segnalati nell'area.

Bibliografia

- AMORE O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V., SGROSSO I. (1988) - *Relazioni tra Flysch interni e domini appenninici: reinterpretazione delle Formazioni di Pollica, S. Mauro e Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 285-297.
- BENTIVENGA M. & PROSSER G. (2004) - *I Geomorfositi tra le Valli del Basento e dell'Agri (Basilicata)*. In: Brancucci G. (Ed). Geositi & dintorni (progetto cofin MIUR 2002/2003), Facoltà di Architettura di Genova, 153-158.
- BENTIVENGA M., CANCRO V., PALLADINO G. (2011) - *Proposta di Campomaggiore vecchio a geosito (Basilicata - Potenza)*, In questo Volume.
- CALVERT S.E. (1983) - *Geochemistry of Pleistocene sapropels and associated sediments from the eastern Mediterranean*. Oceanol. Acta, 6, 255-267.
- CASERO P., ROURE F., MORETTI I., SAGE L. VIALLY R. (1988) - *Evoluzione geodinamica neogenica dell'Appennino meridionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 109-120.
- CAVALCANTE F., FIORE S., PICCARRETA G., TATEO F. (2003) - *Geochemical and mineralogical approaches to assessing provenance and deposition of shales: a case study*. Clay Minerals, 38, 383-397.
- CAVALCANTE F., BELVISO C. BENTIVENGA M., FIORE S., PROSSER G. (2011). *Occurrence of palygorskite and sepiolite in upper Paleocene - middle Eocene marine deep sediments of the Lagonegro basin (Southern Apennines - Italy): paleoenvironmental and provenance inferences*. Sedimentary Geology, 233, 42-52.
- CENTAMORE E., CHICCHINI U., MORETTI A. (1971) - *Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano*. Studi Geologici Camerti, 1, 97-122.
- CIFELLI F. (1999) - *Elementi per la ricostruzione stratigrafica delle successioni bacinali cretaceo-paleogene affioranti nell'Appennino lucano*. PhD thesis, Univ. Bari, 1-89.
- DELLISANTI F., MINGUZZI V., TATEO F., CHIARI M., CIFELLI F., COCCIONI R., MORANTI N. (2001) - *Preliminary mineralogical and geochemical data of the selli level near Albano di Lucania (PZ, Italy)*. 3° Forum Italiano di Scienze della Terra, Chieti, 656-657.
- GALLICCHIO S., MAIORANO P., SABATO L. (1994) - *Osservazioni stratigrafiche su una successione del Flysch Rosso nell'area di Vaglio di Basilicata*. Riassunti 77° Riunione estiva Soc. Geol. It., Bari, 122-124.
- GALLICCHIO S., MARCUCCI M., PIERI P., PREMOLI-SILVA I., SABATO L., SALVINI G. (1996) - *Stratigraphical data from a Cretaceous Claystones sequence of the "Argille Varicolori" in the Southern Apennines (Basilicata, Italy)*. Paleopelagos, 6, 261-272.
- JENKYN H.C. (2010) - *Geochemistry of oceanic anoxic events*. Geochemistry Geophysics Geosystems, 11, 1-30.
- LARSON R.L. (1991) - *Geological consequences of superplumes*. Geology, 19, 963-966.
- LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A., GUARNIERI P. (2002) - *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution*. Journal of Geodynamics, 34, 141-158.

- MENARDI NOGUERA A. AND REA G. (2000) - *Deep structure of the Campanian-Lucanian Arc (Southern Apennine, Italy)*. Tectonophysics, 324, 239-265.
- MONACO C. AND TORTORICI L. (1995) - *Tectonic role of ophiolite-bearing terranes in the development of the Southern Apennines orogenic belt*. Terra Nova, 7, 153-160.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centromeridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Memorie della Società Geologica Italiana, 35, 177-202.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Memorie della Società Geologica Italiana, 8, 435-763.
- PAGLIARO S. (1998) - *Geologia dei Monti del Sannio: stratigrafia dell'Unità del Sannio e rapporti con il Massiccio del Matese*. Ph.D thesis. Univ. Pisa, 1-138.
- PATACCA E., SCANDONE P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)*. In: Vai G.B. & Martini I.P. (Eds), Kluber Academic Publ., 401- 440.
- PATACCA E., SCANDONE P. (2007) - *Geology of the southern Apennines*. In: Mazzotti A., Patacca E., Scandone P. (EDS), Results of the CROP project Sub-Project CROP-04 southern Apennines (Italy). Bollettino Società Geologica Italiana, Special Issue 7, 75-119.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERILLI N., SANTINI U. (1992) - *The Numidian-sand event in the Southern Apennines*. Memorie Scienze Geologiche Università di Padova 43, 297-337.
- PEDERSON T.F., CALVERT S.E. (1990) - *Anoxia vs. productivity: what controls the formations of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?* AAPG Bulletin, 74, 454-466.
- PESCATORE T., RENDA P., TRAMUTOLI M. (1988) - *Rapporti tra le Unità Lagonegresi e le Unità Sicilidi nella media valle del Basento, Lucania (Appennino Meridionale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 353-361.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999) - *Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platform in southern Apennines, Italy*. Tectonophysics, 315, 269-286.
- PIEDILATO S., PROSSER G. (2005) - *Thrust sequences and evolution of the external sector of a fold and thrust belt: an example from the Southern Apennines (Italy)*. Journal of Geodynamics, 39, 386-402.
- SABATO L., GALLICCHIO S., PIERI P., SALVINI G., SCOTTI P. (2007) - *Cretaceous anoxic event in the argilliti e radiolariti di Campomaggiore unit (Lagonegro-Molise basin, southern Italy)*. In: Mazzotti, A., Patacca, E., Scandone, P., (Eds), Results of the CROP project Sub-Project CROP-04 southern Apennines (Italy). Bollettino Società Geologica Italiana, Special Issue 7, 57-74.
- SCHLANGER S.O., JENKINS H.C.(1976) - *Cretaceous anoxic events: causes and consequences*. Geologie en Mijnbouw, 55, 179-184.
- SELLI R. (1962) - *Il paleocene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Memorie della Società Geologica Italiana, 3, 733-789.

LA DEFORMAZIONE GRAVITATIVA PROFONDA (DSGM) DEL VERSANTE ORIENTALE DEL MONTE AMIATA: UN GEOSITO ED UN ITINERARIO GEOMORFOLOGICO IN TOSCANA MERIDIONALE

Mauro Coltorti & Dario Firuzabadi

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena, Via Laterina, 8 - 53100 Siena

coltorti@unisi.it, firuzabadi@unisi.it

Riassunto

Vengono illustrate le caratteristiche geomorfologiche salienti del versante orientale del Monte Amiata, interessato da una serie di Deformazioni Gravitative di Versante (DSGM). Le DSGM di S. Piero e di Podere Mezzavia si sviluppano su terreni marnosi e calcareo marnosi "Liguri" ed in parte su quelli argillosi pliocenici. La DSGM di Abbadia S. Salvatore, dove sorge il paese omonimo e quello di Piancastagnaio, si sviluppa sui terreni vulcanici. Le prime due sono suddivise da numerosi corpi di frana secondari verosimilmente attivati dal movimento lento e profondo dell'intera massa dove sembra verosimile che non si sia sviluppata una superficie di scivolamento continua. Misurazioni GPS di precisione indicano che ampi settori di queste DSGM sono interessate da movimenti in atto che hanno generato lesioni e deformazioni di edifici e manufatti. La più estesa DSGM di Abbadia S. Salvatore interessa anche i terreni vulcanici ed è apparentemente quiescente. Viene proposto un itinerario che illustra le principali caratteristiche geomorfologiche di questa estesa area franosa. L'itinerario inizia dalla vetta dell'Amiata e dai versanti lavici adiacenti non interessati da movimenti e si sviluppa attraverso l'area di corona, la scarpata principale, la trincea ed i fianchi della DSGM di S. Piero e di quella di Abbadia S. Salvatore. L'itinerario attraversa poi le principali evidenze sulla rete stradale e gli edifici dell'area per poi giungere ad evidenziare le caratteristiche della parte distale del movimento.

Abstract

We illustrate the main geomorphological characteristics of the eastern slopes of Mount Amiata, affected by a series of Gravitational Slope Deformations (DSGM). The DSGM S. Piero and Podere Mezzavia develop on marls and marly limestone "Ligurian" terrains and partially on Pliocene clays. The Abbadia San Salvatore DSGM, that hosts the homonymous town as well as the town of Piancastagnaio, sits on volcanic terrains. The first two DSGM are subdivided by a number of secondary landslide probably activated by slow movement at depth where, however, it seems likely that the entire mass has not developed a continuous sliding surface. High precision GPS measurements indicate that large sectors of the S. Piero and Podere Mezzavia DSGM are affected by active movements that created fractures and deformations of buildings and artefacts. The largest Abbadia S. Salvatore DSGM is apparently quiescent. We suggest a preliminary itinerary aimed to illustrate the main geomorphological characteristics of this very large landslide area. The itinerary starts from the summit of the Mt Amiata and the adjacent slopes not affected by gravitational movements and cross the crown area, the main escarpment, the trench and the flanks of the S. Piero and Abbadia S. Salvatore DSGM. The itinerary later reaches the main evidence on the road and buildings down to the distal part of the movements.

Introduzione

I geositi sono inizialmente stati creati per la valorizzazione e protezione di emergenze geologiche particolarmente significative a scala nazionale e internazionale (Wimbledon, 1995). Più recentemente la necessità degli enti locali di valorizzare gli aspetti più salienti del patrimonio geologico sia a fini di conservazione che a fini didattici e turistici (Panizza & Piacente, 2005; Piacente & Coratza, 2005) ha condotto ad un loro censimento. Molte regioni hanno già creato un archivio dei Geositi meritevoli di valorizzazione e molte altre stanno creandoli. Tra i geositi figurano anche i fenomeni franosi perché talora sono una delle forme più caratteristiche del paesaggio italiano e dal punto di vista didattico possono rappresentare un utile strumento per l'individuazione di aree instabili e dunque associate ad una elevata pericolosità geologica. Negli ultimi decenni sono inoltre stati individuati fenomeni franosi di dimensioni plurichilometriche che in Italia sono indicati come deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV), deep-seated slope deformations (DSSD), deep-seated gravitational movements (DSGM, Agnesi *et alii*, 1984; Coltorti *et alii*, 1984; Cavallin *et alii*, 1987; Dramis & Sorriso Valvo 1994; Agliardi *et alii*, 2001). I versanti vulcanici sono tra i settori maggiormente caratterizzati da una generalizzata instabilità gravitativa dato che numerosi fattori concorrono alla pericolosità geologica. Durante la nascita e sviluppo di un vulcano la pendenza del versante è prossima all'angolo di attrito interno sebbene, nel caso di lave, il consolidamento aumenti notevolmente questo parametro. L'intrusione di dicchi lavici, l'alterazione idrotermale, l'elevata pressione dei fluidi e la concomitante attività cosismica possono indurre il collasso di ampi settori. Dopo la fine dell'attività vulcanica, soprattutto in strato-vulcani, i processi erosivi possono condurre all'affioramento di livelli meno competenti sia all'interno della sequenza (p.e. livelli piroclastici) che nelle rocce pre-vulcaniche. Il Monte Amiata (m 1780 slm) è un vulcano della Toscana meridionale costituito da lave acide. Esso sorge sul margine occidentale della dorsale medio-toscana al confine con il bacino di Radicofani. La presenza di terreni argillosi all'interno del bacino ha accentuato i processi erosivi che si sono esplicitati attraverso un'accentuata erosione lineare che ha innescato numerose frane superficiali. Si tratta di colamenti attivi o quiescenti attivatisi a spese sia del substrato pre-vulcanico che delle rocce vulcaniche. L'estensione dei fenomeni gravitativi e la loro associazione con vistose scarpate e lunghe trincee, spesso rimodellate dai movimenti più superficiali, hanno permesso di individuare la presenza di due DSGM che ne delimitano una ancora più estesa (Fig. 1). Una rete GPS di precisione è stata installata in queste aree e tre campagne di misura sono state eseguite a cadenza semestrale. Esse hanno rivelato spostamenti millimetrici nella parte inferiore del versante mentre in quella superiore i movimenti sono fortunatamente trascurabili. In questo settore infatti sorgono le città di Abbadia S. Salvatore e Piancastagnaio. Recentemente in un settore ubicato alla periferia di Abbadia si sono registrate lesioni su manufatti. L'apparato vulcanico del Monte Amiata rappresenta l'unico importante edificio vulcanico costituito di rocce acide della regione Toscana. Esso costituisce anche un esempio unico di estese deformazioni gravitative su un versante vulcanico non solo per la regione, ma per l'intera penisola. Le evidenze geomorfologiche sono ubicate in luoghi facilmente accessibili anche con i normali mezzi di trasporto e sono facilmente riconoscibili anche da occhi non esperti. Esse potrebbero dunque costituire un importante geomorfosito da valorizzare a livello regionale. Appare comunque evidente la difficoltà di valorizzare un geomorfosito così esteso sebbene proprio l'estensione e l'estrema evidenza delle forme rappresentino una delle caratteristiche più salienti e meritevoli di valorizzazione. Il lavoro intende illustrare le caratteristiche dell'area ed avanzare una proposta preliminare di valorizzazione attraverso la realizzazione di un itinerario geologico-geomorfologico.

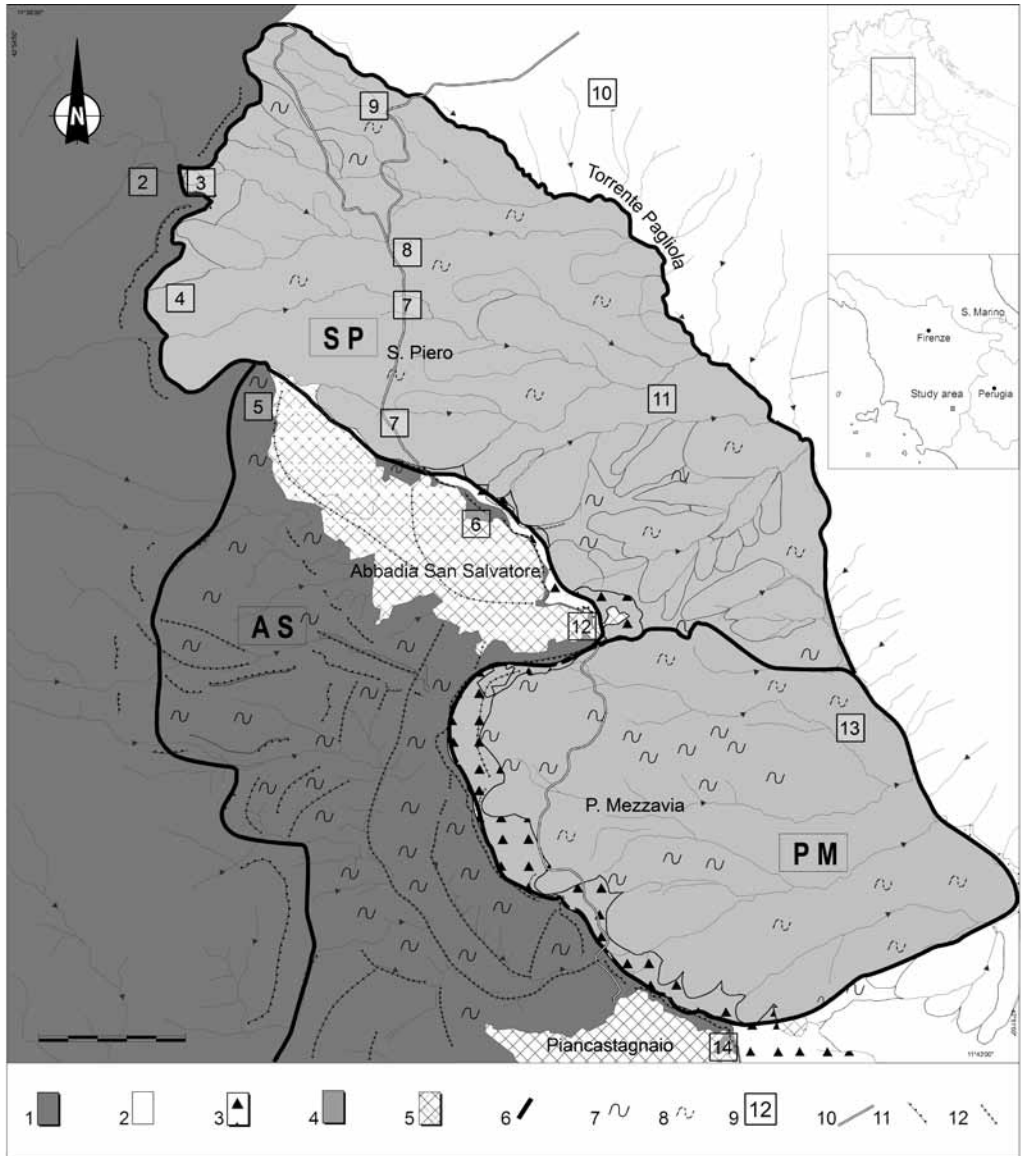


Fig. 1. Inquadramento dell'area, limiti delle DSGM, traccia dell'itinerario e ubicazione dei principali stop proposti.
 1. Terreni vulcanici; 2. aree con franosità diffusa; 3. campi di blocchi; 4. DSGM di S. Piero (SP) e Podere Mezzavia (PM); 5. centri urbani; 6. limiti delle DSGM; 7. DSGM sul substrato affiorante; 8. DSGM sepolta da frane superficiali; 9. stop dell'itinerario geomorfologico; 10. strada provinciale n. 54; 11. orlo di scarpata di frana; 12. trincea.

Inquadramento geologico e geomorfologico

La dorsale medio-toscana, da cui si erge l'apparato vulcanico, è costituita da terreni "Liguri" e "Sub-Liguri", principalmente calcari marnosi e marne (Giurassico medio - Oligocene), accavallati su terreni della "serie toscana" costituiti da evaporiti, calcari, calcari marnosi e diaspri (Triassico superiore- Cretaceo, Brogi, 2007). Il bacino di Radicofani è una depressione morfo-tettonica che si sviluppa in direzione NO-SE, riempita di sedimenti marini costieri del Pliocene inferiore e medio (Liotta & Salvadorini 1994). Entrambi questi settori erano stati spianati nel Pliocene medio (Boscatto *et alii*, 2008) con erosione di migliaia di metri di sedimenti (Disperati & Liotta, 1998). Successivamente nel Pleistocene inferiore si è attivato un generale

sollevamento di tutta la regione. Alla fine del Pleistocene medio, tra 300 e 190 ka si è originato l'edificio vulcanico costituito da rocce dacitiche, riocitiche e olivin-latitiche (Ferrari *et alii*, 1996). Il sollevamento ha innescato una profonda incisione differenziata che è stata particolarmente intensa sui terreni pliocenici ed in minor misura di quelli della dorsale.

Sul lato orientale dell'apparato vulcanico l'approfondimento del reticolo idrografico del fiume Paglia, ed in particolare del suo affluente il torrente Pagliola (Fig. 1), ha generato decine di frane indipendenti le une dalle altre e caratterizzate da diverso grado di attività (Coltorti *et alii*, 2010). Esse sono riconducibili a tre principali aree franose denominate, S. Piero (SP) quella più settentrionale, Podere Mezzavia (PM) quella meridionale e Abbadia S. Salvatore (AS) quella centro occidentale. Esse si sviluppano per una estensione di oltre 5 km sebbene siano presenti indizi che suggeriscono la loro continuazione anche più a sud dei settori da noi investigati.

DSGM di San Piero (SP)

La DGSD di San Piero si sviluppa in direzione NS per circa 2 km di larghezza. La scarpata principale è verticale e modellata sul bordo delle colate laviche (Fig. 2a). Essa presenta una notevole continuità laterale e nella parte centrale raggiunge i 160 m di altezza. Nella parte settentrionale ha un'altezza di circa 40 m in accordo con il progressivo assottigliamento delle lave allontanandosi dal centro di emissione. A monte della scarpata principale sono presenti numerose fratture aperte (Fig. 2b) che interessano le rocce vulca-



Fig. 2a. Scarpata principale, trincea e fianco destro della DSGM di San Piero. Sullo sfondo la cima del M.Amiata.



Fig. 2c. Scarpata principale sulle rocce vulcaniche integre.



Fig. 2b. Ampie fessure beanti sul bordo della scarpata principale allo stop 2.



Fig. 2d. Scarpata del fianco destro della DSGM di SP modellata sulle rocce vulcaniche.

niche ed indicano il progressivo coinvolgimento di questo settore nei processi gravitativi. Numerose frane secondarie generano una serie di indentature sul bordo della scarpata principale (Fig. 2c). Ai piedi della scarpata è presente un talus detritico costituito da blocchi anche di grandi dimensioni attualmente vegetati, formato dai ripetuti crolli e ribaltamenti che interessano la scarpata. Il passaggio tra la scarpata principale ed i fianchi (Fig. 2d) è caratterizzato da una riduzione graduale dell'altezza della scarpata. Ai piedi della scarpata è anche localmente presente una estesa trincea che si presenta però spesso mascherata dalle frane secondarie e dai talus detritici. Una serie di piccole sorgenti si originano al contatto con i terreni marnosi Liguri che affiorano alla base dei terreni vulcanici. Numerose fratture si osservano anche sulla scarpata che caratterizza il fianco destro (Fig. 3a). Il corpo principale è suddiviso in tante frane minori, più superficiali, che interrompono la continuità delle trincee. Nel tratto mediano distale la minor competenza delle rocce marnose e argillose è evidenziata da piccole scarpate secondarie, brevi trincee e da numerose colate superficiali. Le scarpate secondarie sono *up-slope up-movement facing* (UU, Hutchinson, 1988). Numerosi torrenti si approfondiscono lungo i fianchi dei corpi di frana secondari. Il piano di scivolamento principale si sviluppa all'interno delle unità Liguri e nella parte distale anche sui terreni pliocenici. Lo spessore del corpo di frana dovrebbe raggiungere i 100 m, in base all'altezza della scarpata principale, mentre i movimenti superficiali hanno uno spessore inferiore ai 30 m. Sebbene non sia noto il grado di attività dei singoli corpi di frana, lungo il versante sono evidenti i segni di attività recente ed in atto date le deformazioni che hanno interessato anche alcuni edifici (Fig. 3b, Casa Mangiavacchi, stop 8) come anche le strade provinciali (Fig. 3c). L'assenza di detriti pleistocenici ai piedi delle scarpate, comuni ai piedi dei versanti dell'area, suggerisce per questo e per il movimento successivamente descritto, una cospicua attività olocenica.



Fig. 3a. Scarpata sul fianco destro della DSGM di S. P. Il substrato è intensamente fratturato e suddiviso in larghi blocchi; Fig. 3b. L'edificio di Podere Mangiavacchi fortemente basculato; Fig. 3c. Strada che conduce a Piancastagnaio interrotta da una frana; Fig. 3d. La strada di ingresso a Piancastagnaio è ubicata all'interno di una antica trincea nei pressi del bordo della scarpata principale della DSGM di PM. Gli edifici di questa zona sono stati riedificati più volte in seguito alle lesioni generate da passate fasi di attività.

DSGM di Podere Mezzavia (PM)

La DGPV di Podere Mezzavia occupa la parte meridionale del versante. La scarpata principale, anch'essa quasi verticale, si sviluppa con una forma arcuata dalla periferia meridionale dell'abitato di Abbadia San Salvatore a quella di Piancastagnaio. Il settore nord presenta una maggiore lunghezza dell'indentazione della testata che si sviluppa sulle rocce vulcaniche e dunque un movimento retrogressivo più avanzato. Sono presenti anche ulteriori brevi indentazioni in corrispondenza di frane di minori dimensioni. L'altezza della scarpata è inferiore rispetto a quella della frana di San Piero, non superando i 50 m. La base della scarpata, modellata su terreni Liguri, è generalmente coperta da uno spesso strato di depositi colluviali e blocchi di lava immersi in sedimenti argillosi. Una trincea è riconoscibile alla base del settore settentrionale, dove sorge un quartiere della città. La continuità verso sud è interrotta da frane minori con maggiore grado di attività. Anche in questo settore sono presenti scarpate *up-slope up-movement facing* (UU, Hutchinson 1988). Il fianco sinistro, che è orientato circa NE nella parte alta del versante, successivamente ruota rapidamente verso E in corrispondenza del piede della frana. Anche in questo settore il versante è suddiviso in numerose frane secondarie con numerosi torrenti che ne marcano i fianchi. Le frane superficiali hanno deviato verso est il corso del torrente Pagliola, che scorre ai piedi del versante, incrementando la pendenza locale del versante e attivando una serie di frane superficiali.

L'altezza della scarpata principale suggerisce che lo spessore minimo del corpo di frana sia di circa 100 metri, mentre per le frane secondarie lo spessore non dovrebbe superare di 30-40 metri. Alcuni edifici della periferia meridionale di Abbadia sono stati interessati da fratture suggerendo una riattivazione locale dei movimenti. Lesioni e deformazioni si registrano anche sulla strada provinciale n.54 con creazione di dossi, avvallamenti e fratture.

DGSD di Abbadia San Salvatore (AS)

Il movimento franoso si sviluppa a monte delle due DGPV descritte in precedenza. La scarpata principale, di vari chilometri di lunghezza, è orientata circa NO-SE ed alta poco più di 100 m. La pendenza del versante, e dunque della scarpata principale, è elevata, superando localmente i 30°, ma non più verticale a suggerire un lungo periodo di degradazione. Ai piedi della scarpata una spessa coltre colluviale impedisce di valutare la natura e l'età dei depositi. La scarpata principale, è interrotta localmente dalle valli di due piccoli torrenti sino a che curva verso E e delimita l'area pianeggiante che ospita la città di Abbadia San Salvatore (Fig.1). Al piede della scarpata è presente una lunga trincea principale mentre scarpate e trincee secondarie evidenziano la presenza di numerose discontinuità all'interno di quello che sembra un singolo blocco. Parte del centro abitato di Abbadia si sviluppa su una di queste trincee ed i sondaggi a fini geotecnici hanno confermato la presenza di depositi colluviali di alcune decine di metri di spessore. Alcune delle trincee, soprattutto nel settore meridionale, sono state rimodellate e si presentano come vallecole a fondo concavo parallele al versante. Una trincea è anche riconoscibile, sebbene intensamente modificata dall'urbanizzazione nella strada settentrionale di ingresso principale a Piancastagnaio (Fig.3d).

La tipologia delle DSGM

La continuità delle trincee alla base della scarpata principale suggerisce l'esistenza di estesi movimenti franosi. La conformazione arcuata delle scarpate e delle trincee associate suggerisce scivolamenti rotazionali con una superficie listrica ed allungata, localizzata all'interno delle unità Liguri e Sub-Liguri. Nella parte medio bassa del versante il movimento principale è suddiviso in scivolamenti di minori dimensioni che evolvono in rock-flows (trincee secondarie di minor estensione) e localmente in mud-flows. Nella clas-

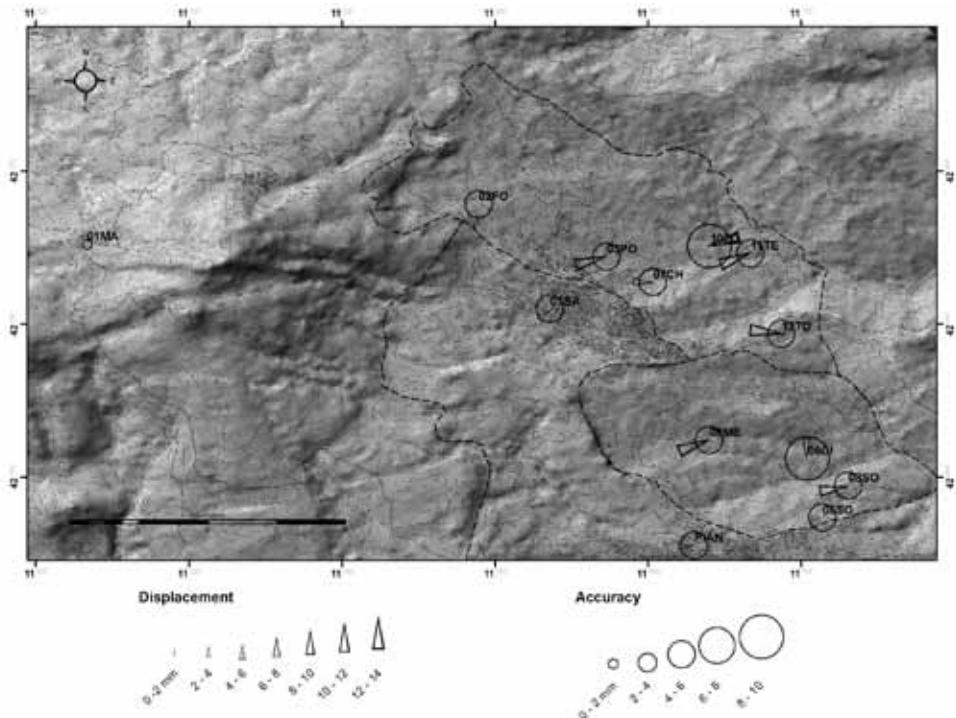


Fig. 4. Schema dei movimenti registrati con la rete GPS negli anni 2006-2007.

sificazione di Varnes (1978) si tratta di una frana complessa. La continuità laterale della scarpata della DSGM di Abbadia suggerisce la presenza di una superficie di scivolamento listrica e piatta. È però verosimile che in profondità non si sia ancora sviluppato un piano di taglio ben delineato come osservato anche a Castelnuovo, sul versante orientale dei Monti del Chianti (Coltorti *et alii*, 2009) e che i movimenti siano ascrivibili a *sagging* (Hutchinson, 1988) o *sackung* (Nemčok *et alii*, 1972). L'elevata estensione dell'area permette inoltre di ipotizzare una notevole componente orizzontale del movimento tipica degli espandimenti laterali (Varnes, 1978) e dunque di un movimento con caratteristiche miste. Sembra evidente che tutti i fenomeni siano riconducibili ad un'unica estesa DSGM e che quella di SP e PM costituiscano i settori/fianchi più attivi. La minor pendenza della scarpata principale di questa DSGM rispetto a quelle verticali delle DSGM di SP e PM indica un lungo periodo di inattività. Nei centri abitati molti edifici mostrano una serie di ristrutturazioni di vario tipo, ma è difficile stabilire se i danni siano dovuti all'effettivo movimento della frana, a cattive fondazioni e/o vetustà degli edifici.

La rete GPS

Al fine di valutare l'entità degli spostamenti avvenuti sui corpi di frana, è stata installata una rete di monitoraggio GPS (Fig. 4) e sono state effettuate tre campagne di misurazione (ottobre 2006, aprile 2007, settembre 2007). In totale sono stati monumentati 20 capisaldi e sono, inoltre stati utilizzati i dati registrati dalla stazione permanente di Piancastagnaio (PIAN), gestita dal Comitato Regionale dei Geometri della Toscana. Per poter descrivere sia i movimenti relativi che quelli assoluti dei capisaldi, alcuni di essi sono stati posti in aree stabili al di fuori del movimento franoso. I capisaldi sono stati quindi misurati più volte per campagna, con sessioni della durata compresa tra 2 e 3 ore. Firuzabadi & King (2011) mostrano che la ripetibilità delle misure gps per sessioni superiori a 2 ore è di circa 2 mm. I dati registrati dagli strumenti

sono stati processati con il software Leica Geo Office. I capisaldi posti sulle vulcaniti (DSGM AS) mostrano solo piccoli movimenti, vicini alla soglia di ripetibilità calcolata dalle analisi statistiche svolte sui dati (5 ± 4 mm). I capisaldi posizionati su terreni Liguri, Sub-Liguri e pliocenici mostrano movimenti superiori a 10 mm/anno. La maggior parte del movimento è avvenuta tra l'ottobre 2006 e l'aprile 2007. Non si osservano infatti, movimenti al di sopra della soglia di sensibilità strumentale tra aprile 2007 e settembre 2007. La maggiore attività durante il periodo invernale è stata probabilmente causata dalla maggiore piovosità.

Il Geosito e l'itinerario geomorfologico

Le vistose morfologie associate alle DSGM ed alle frane più superficiali sia attive che quiescenti, estremamente didattiche, vengono utilizzate per la proposta di un itinerario geologico-geomorfologico utile alla comprensione delle principali caratteristiche di una frana ed alle relative pericolosità. Data la forte vocazione turistica dell'apparato vulcanico ed i numerosi itinerari naturalistici già presenti si suggerisce di creare una rete integrata che eventualmente possa evidenziare e valorizzare anche le caratteristiche mineralogico-petrografiche non considerate in questa nota. Provvisoriamente l'itinerario prevede l'utilizzo di strade provinciali, locali anche sterrate e dei numerosi sentieri permettendo di effettuare delle escursioni sia in auto che a piedi. La presenza di numerose strutture alberghiere consente inoltre di visitare l'area in tutte le stagioni. Quella riportata di seguito deve intendersi come una proposta preliminare da dettagliare ulteriormente in funzione delle esigenze delle amministrazioni locali.

Itinerario geologico-geomorfologico:

L'itinerario prevede 14 soste sulle principali evidenze geologico-geomorfologiche (Fig. 1 e 5).



Fig. 5. Veduta generale del versante (da google earth) con l'ubicazione dei vari stop.

- 1) Vetta Amiata con le rocce vulcaniche relativamente poco alterate e morfologie associate a colate laviche acide in settori non interessati da movimenti gravitativi.
- 2) Versante stabile posto a monte della scarpata principale in cui affiora la parte sommitale delle colate riolitiche caratterizzate da strutture fluidali. Poco più ad est, sui margini della strada, si osservano alcune fessure concentriche e radiali alla scarpata principale (Fig. 2b).
- 3) Scarpata principale della DSGM di S. Piero di circa 40 m di altezza (Fig. 2c). Il substrato vulcanico è compatto, la scarpata è verticale e lateralmente continua presentando analogie, comunque solo apparenti, con una superficie di faglia. Localmente il substrato è suddiviso in blocchi in genere interessati da movimenti di ribaltamento incipienti. Il piede della scarpata è coperto da un cono di depositi colluviali che include anche grandi blocchi di vulcaniti. Poco più a valle il versante è ondulato in seguito a movimenti gravitativi a spese dei calcari marnosi, argilliti e marne caoticizzate della serie "ligure".
- 4) Trincea della DSGM di S. Piero: il terreno è sub-pianeggiante, con una leggera pendenza verso monte. Ai piedi della scarpata principale è presente un accumulo di detriti e grandi blocchi di vulcaniti che occupano anche il versante a valle. Scendendo ancora si attraversa una vallecola secca orientata parallelamente al versante che costituisce l'espressione più saliente della trincea.
- 5) Trincea superiore della DSGM di Abbadia S. Salvatore. Il versante è suddiviso in tre grandi blocchi di cui questa trincea delimita quello superiore. Poco più a valle si osserva la scarpata secondaria vegetata.
- 6) Trincea secondaria dove sorge parte della periferia del paese di Abbadia. Sul lato orientale della trincea affiorano vulcaniti intensamente fratturate. Verso monte si può osservare una scarpata secondaria con andamento sub circolare.
- 7) Fianco destro della DSGM di S. Piero (Fig. 2d). La scarpata si sviluppa su vulcaniti estremamente fratturate. Scendendo lungo la strada provinciale e più in basso nel versante si osservano alcune reti e tiranti edificati per prevenire eventuali crolli (Fig. 3a).
- 8) Casa Mangiavacchi lesionata e ruotata contro monte in seguito ai movimenti gravitativi (Fig. 3b). Le numerose risorgenze d'acqua indicano che le argilliti coinvolte nel movimento sono subaffioranti e sature di acqua favorendo i movimenti di colata.
- 9) La strada è caratterizzata da una serie di dossi e depressioni e, lungo il versante, da vistose ondulazioni associate ai movimenti di colata più superficiali (Fig. 3c). A valle della strada si osserva una trincea che indica il carattere roto-traslazionale del movimento principale.
- 10) Panoramica delle scarpata principale, dei fianchi, e della trincea superiore della DSGM di S. Piero. La parte inferiore dell'accumulo è dominata da processi erosivi lineari.
- 11) Estese deformazioni della parte distale della DSGM di S. Piero.
- 12) Fratture sugli edifici di Via Remedi ad Abbadia nella parte superiore della DSGM di Podere Mezzavia. Una trincea separa questo settore dal dosso dove sorge il cimitero di Abbadia.
- 13) Scarpate e trincee secondarie della parte inferiore della DSGM di Podere Mezzavia che indicano la presenza di movimenti roto-traslazionali che evolvono in colata di roccia.
- 14) Una trincea all'entrata dell'abitato di Piancastagnaio dove sono presenti vari rifacimenti delle strutture murarie periodicamente interessate da lesioni (Fig. 3d).

Conclusioni

Il versante vulcanico del Monte Amiata è interessato da vistosi fenomeni di frana riconducibili a scivolamenti roto-traslazionali che nella parte alta del versante coinvolgono sia i depositi vulcanici che i sottostanti terreni "Liguri" mentre nella parte bassa dello stesso solo i secondi. Le lunghe scarpate e trincee ai piedi delle scarpate principali, pur mascherate dai fenomeni più superficiali, indicano che in profondità sono presenti estese deformazioni gravitative profonde di versante che interessano l'intero settore che totalmente supera i 6 km di larghezza. Misurazioni GPS hanno permesso localmente di stabilire che la DSGM di Abbadia S. Salvatore è attualmente quiescente mentre la DSGM di S. Piero e di Podere Mezzavia abbiano tassi di movimento rilevabili. Per alcuni settori di questi ultimi movimenti non si esclude una periodica accelerazioni dei movimenti. Si tratta infatti di settori dove colate di roccia e, più localmente di fango sovrastano i movimenti più profondi roto-traslazionali. Il movimenti registrati riguardano dunque le coltri più superficiali.. È stata avanzata una proposta preliminare per un itinerario che illustri le caratteristiche geomorfologiche salienti di grandi movimenti franosi sulle pendici di antichi apparati vulcanici. L'itinerario inizia dalla cima del Monte Amiata, attraversa i terreni vulcanici stabili per giungere alla scarpata principale, alla trincea ed ai fianchi della DSGM di S. Piero. Alcune soste sono dedicate alle evidenze di movimento sulle strade e sugli edifici per poi spostarsi verso la parte distale delle DSGM dove continuano a essere localmente presenti scarpate e trincee secondarie.

Bibliografia

- AGLIARDI F., CROSTA G., ZANCHI A. (2001). *Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics*. Engineering Geology, 59, 8-102.
- AGNESI V., MALACUSO T., MONTELEONE S., PIPITONE G. (1984). *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda (deep-seated slope deformations) osservati nella Sicilia occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., 103, 671-679.
- BOSCATO P., COLTORTI M., REGGIANI P. (2008). *Pliocene Anancus arvernensis (Croizet & Jobert, 1828) remains from Cetona (Siena): stratigraphy, chronology and paleoenvironment*. Boll. Soc. Geol. It., 127, 1, 151-162.
- BROGI, A. (2007). *The structure of the Mt. Amiata volcano-geothermal area (Northern Apennines, Italy): Neogene-Quaternary compression versus extension*. International Journal of Earth Sciences. DOI 10.1007/s00531-007-0191-1.
- CAVALLIN A., CRESCENTI U., DRAMIS F., PRESTININZI A., SORRISO-VALVO M. (1987). *Tipologia e diffusione delle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia: prime valutazioni*. Mem. Soc. Geol. It. 37, 241-252.
- COLTORTI M., DRAMIS F., GENTILI B., PAMBIANCHI G., CRESCENTI U., SORRISO-VALVO M. (1984). *The December 1982 Ancona landslide: a case of deep-seated gravitational slope deformation evolving at unsteady rate*. Z. Geomorph., N.F. 29 (3), 335-345.

- COLTORTI M., RAVANI S., CORNAMUSINI G., IELPI A. (2009). *A sagging along the eastern Chianti Mts., Italy*. *Geomorphology* 112, 15-26.
- COLTORTI M., BROGI A., FABBRINI L., FIRUZABADI D., PIERANNI L. (2010 accettato). *The sagging Deep Seated Gravitational Movements on the eastern side of Mt Amiata (Tuscany, Italy)*. *Natural Hazard*.
- DISPERATI L., LIOTTA D. (1998). *Estimating uplift of clay-filled extensional basins through the porosity-depth curve: the case of the Radicofani Basin (Italy)*. *Annales Tectonicae* XII (1-2), 162-176.
- DRAMIS F., SORRISO-VALVO M. (1994). *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides, and tectonics*. *Eng. Geol.* 38 (3-4), 231-243.
- FERRARI L., CONTICELLI S., BURLAMACCHI L., MANETTI P. (1996). *Volcanological evolution of the Monte Amiata, Southern Tuscany: new geological and petrochemical data*. *Acta Vulcanol.*, 8, 41-56.
- FIRUZABADI D., KING R.W. (2011). *GPS precision as a function of session duration and reference frame using multi-point software*. *GPS Solutions*, DOI: 10.1007/s10291-011-0218-8
- HUTCHINSON J. N. (1988). *General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. In Bonnard, C. (ed.), *Proceedings, 5th International Symposium of Landslides* 1, 3-35. Balkema, Lausanne, Switzerland.
- LIOTTA D., SALVATORINI G. (1994). *Evoluzione sedimentaria e tettonica della parte centro-meridionale del bacino pliocenico di Radicofani*. *Studi Geologici Camerti Vol. Spec.* 1994/1: 65-77.
- NEMČOK A., PASEK J., RYBAR J. (1972). *Classification of landslides and other mass movement*. *Rock Mechanism*, 4, 71-78.
- PANIZZA M., PIACENTE S. (2005). *Geomorphosites: a bridge between scientific research, cultural integration and artistic suggestion*. *Il Quaternario*, 18 (1), 3-10.
- PIACENTE S., CORATZA P. (2005). *Geositi nel paesaggio italiano: ricerca, valutazione e valorizzazione*. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences* 18 (1), Volume Speciale Geomorphological Sites and Geodiversity).
- VARNES D. J. (1978). *Slope movements types and processes*. In: Schuster R L, Krizek R J, (Eds.), *Landslides, Analysis and Control*, *Transp. Res. Board, Spec. Rep.*, vol. 176. *Nat. Acad. Sci.*, Washington, DC, 11-33.
- WIMBLEDON W.A.P. (1995). *The development of a British methodology for selection of geological sites for conservation*. Part 1. *Modern geology*. 159-210.

L'EVOLUZIONE URBANA DEL BORGO DEL CASALE DI ARMENTO (PZ) IN UN CONTESTO GEOLOGICO DI MARGINE

Giampiero D'Ecclesiis¹ & Pietro Lorenzo²

¹*Anas - Compartimento Basilicata; g.decclesiis@stradeanas.it*

²*libero professionista; pietro_lorenzo@libero.it*

Riassunto

L'antico borgo del Casale di Armento, in provincia di Potenza, rappresenta l'originario impianto da cui si è sviluppato l'abitato; si presenta arroccato su un rilievo costituente l'estrema propaggine di una stretta dorsale che si affaccia sulla valle del torrente Armento.

Il territorio di Armento ricade geologicamente in un'area di margine fra i terreni appenninici e i depositi più recenti del Bacino di Sant'Arcangelo. Tale contesto geologico ha determinato la presenza di più processi morfologici attivi che hanno condizionato, in tempi storici e moderni, l'evoluzione urbanistica del centro abitato di Armento.

La dorsale morfologica sulla quale è ubicato il borgo del Casale è delimitata da ripide scarpate modellate nella successione del Conglomerato di Castronuovo, dalle quali si producono distacchi di blocchi dovuti a dissesti morfologici attivi. Tale criticità morfologica ha determinato l'instabilità dell'intero rilievo su cui è posto il borgo. Questa dinamica geomorfologica nel tempo ha condizionato radicalmente la crescita del nucleo urbano e indirettamente la storia della popolazione di Armento. L'aver definito con elementi oggettivi l'elevata pericolosità geomorfologica dell'area del Casale ha convinto i pianificatori, e quindi gli amministratori, in sede di redazione del Regolamento Urbanistico, ad individuare altre aree nell'ambito urbano dove trasferire le volumetrie del borgo. Contestualmente, nell'area del borgo non più abitato, si è reso necessario prevedere degli interventi finalizzati alla stabilità delle pendici e quindi alla sua conservazione e fruibilità. Nelle sue condizioni di criticità urbanistica, in un contesto geologico in continua evoluzione, l'antico borgo del casale mostra un valore geologico e geomorfologico da tutelare.

Introduzione

L'abitato di Armento è ubicato sul versante destro del torrente omonimo. La pianta urbana si sviluppa in parte su un versante pendente verso il torrente Armento e in parte lungo una dorsale allungata circa nord ovest - sud est, all'estremità della quale è ubicato il borgo del Casale (Fig. 1). Quest'ultimo rappresenta l'antico insediamento urbano da cui si è formato l'abitato di Armento. È collegato con la parte nuova dell'abitato attraverso una stretta strada che corre lungo un versante fortemente inclinato e sottoposto ad un continuo arretramento per dissesti morfologici.

L'origine del borgo del Casale si fa risalire al periodo romano, anche se il territorio di Armento è ricco di testimonianze già del periodo greco (secolo VI e VII a.C.). Di epoca romana sono i resti dell'abitazione del senatore romano Terenzio Lucano, di cui fu schiavo, poi liberato, Publio Terenzio Afro, commediografo romano (circa 159 a.C.). Questa struttura si rinviene lungo la scarpata sud occidentale dell'antico borgo.



Fig. 1. Abitato di Armento, in primo piano, e il borgo del Casale, sullo sfondo.

Inquadramento geologico

Il territorio di Armento ricade al margine occidentale del Bacino di Sant'Arcangelo (Pieri *et alii*, 1994) (Fig. 2). L'abitato, in particolare, si è sviluppato sia sui terreni miocenici che sui depositi plio - pleistocenici del Bacino di Sant'Arcangelo. I primi, affioranti nella parte occidentale dell'area urbana, appartengono ad una formazione fliscioide con caratteri strutturalmente complessi e riferibile alla formazione del Flysch di Gorgoglione di età miocenica. I depositi plio - pleistocenici sono rappresentati dalle Argille grigio - azzurre plioceniche e dal Conglomerato di Castronuovo.

Il Flysch di Gorgoglione si presenta come una successione prevalentemente arenacea di deposizione torbiditica, sedimentata nel periodo Langhiano medio - Tortoniano inferiore (Boenzi & Ciaranfi 1970, Vezzani 1968). Nel territorio di Armento il Flysch di Gorgoglione è composto da tre diversi orizzonti con differenti litotipi dominanti: orizzonte prevalentemente arenaceo, orizzonte arenaceo con livelli di argilla, orizzonte argilloso con subordinati livelli arenacei.

I livelli arenacei prevalgono in corrispondenza del versante nord - orientale della Serra Malacapa, a nord rispetto all'abitato di Armento. In quest'area l'assetto della formazione è complessivamente ordinato con strati immergenti verso nord-ovest. Nei pressi dell'abitato di Armento, in località San Rocco, sui versanti immediatamente ad ovest del centro storico, prevale l'orizzonte argilloso con subordinati livelli arenacei, con una successione di piccoli strati argillosi a tratti interrotta da sottili strati arenacei. In quest'area gli strati sono caratterizzati da un assetto a franapoggio meno inclinato del pendio.

Gli orizzonti arenacei con livelli di argilla, caratterizzati da strati arenacei di spessore variabile da pochi centimetri fino a mezzo metro e livelli argillitici che intervallano gli strati arenacei, si rilevano nell'area nord - occidentale rispetto al centro abitato, nella zona del campo sportivo e parzialmente del cimitero. Sono ben visibili lungo la strada provinciale per Corleto Perticara.

Nell'ambito del territorio del Comune di Armento il Flysch di Gorgoglione rappresenta l'elemento stratigraficamente più in basso; al di fuori del territorio comunale i suoi rapporti al letto, tettonici, lo vedono sovrapposto alle formazioni riferibili al Complesso Siciliide (Argille Varicolori).

Lungo il versante destro del torrente di Armento è presente un sovrascorrimento (Carbone *et alii*, 1991) che si sviluppa con andamento lineare e direzione nord - sud che pone in contatto il Flysch di Gorgoglione con le Argille grigio - azzurre del ciclo sedimentario del Pliocene medio - superiore. Si tratta di un sovrascorrimento del flysch miocenico sui termini basali della successione pliocenica.

Verso sud ed est il tetto del Flysch di Gorgoglione è in contatto trasgressivo con la successione plio-pleistocenica che caratterizza gran parte dell'area posta ad est dell'abitato di Armento.

Le Argille grigio-azzurre plioceniche, appartenenti al Bacino di Sant'Arcangelo, si rilevano in alcune esposizioni presenti nel settore nord-occidentale del territorio comunale e in corrispondenza di una modesta esposizione sul versante in destra del torrente Armento, immediatamente prima della sua confluenza nel Fiume Agri.

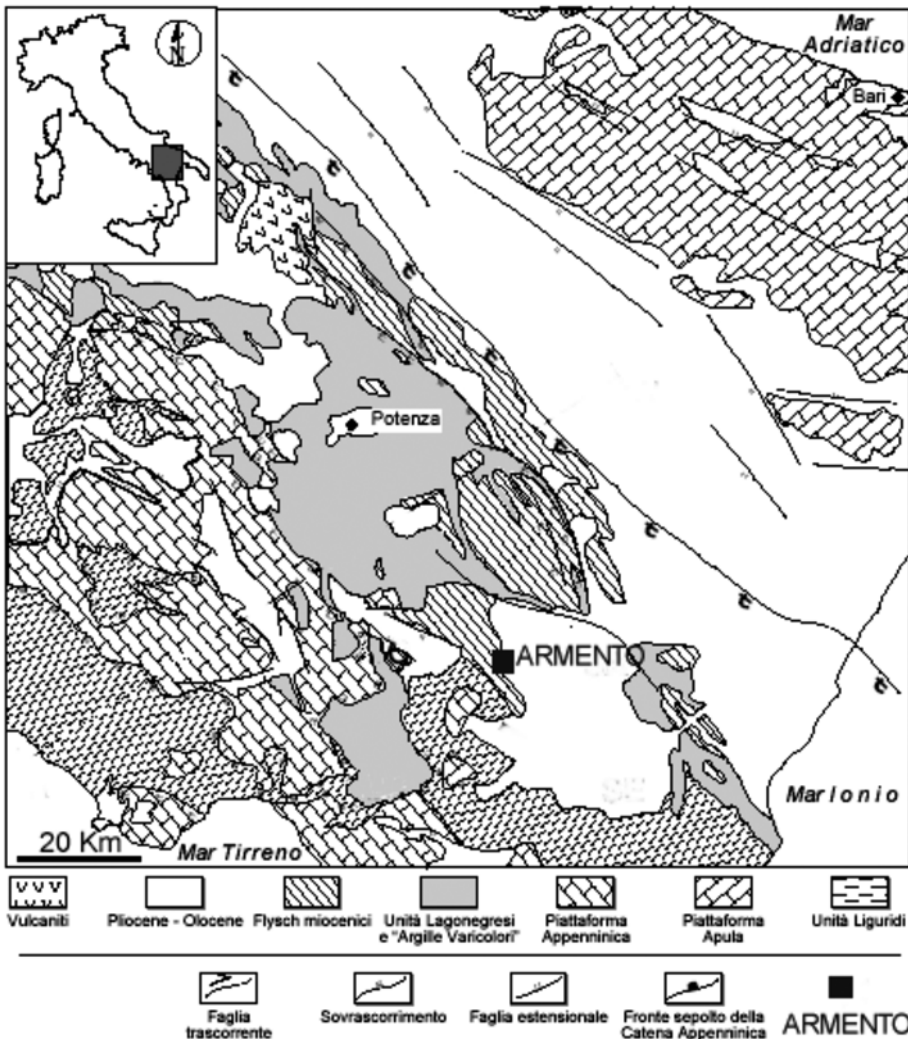


Fig. 2. Carta geologica schematica dell'Appennino Lucano (da Tavarnelli & Prosser, 2003, con modifiche).

Litologicamente sono costituite da argille marnose, a luoghi siltose, da azzurre a grigio-verdastre, compatte, a frattura concoide con fitte e sottili intercalazioni sabbiose.

Al tetto le Argille passano, al di fuori del centro abitato, stratigraficamente e in continuità di sedimentazione a Sabbie grigie e giallastre plioceniche con passaggi anche eteropici, osservabili lungo i versanti che risalgono dal fondovalle del torrente Armento verso la Serra Crapula.

L'assetto della successione delle Argille grigio-azzurre plioceniche segue gli assi principali delle formazioni costituenti il Bacino di Sant'Arcangelo orientate in direzione del centro deposizionale.

In contatto stratigrafico discordante, al tetto, si rinvergono i Conglomerati di Castronuovo (Carbone *et alii*, 1991) che affiorano ampiamente tra l'abitato di Armento e i versanti in destra e in sinistra del torrente Armento (Fig.3).

I Conglomerati di Castronuovo (Pliocene sup. - Pleistocene inf.) affiorano ampiamente nella porzione di territorio comunale posto in sinistra del torrente di Armento e, in maniera subordinata, in destra, tra la porzione meridionale del centro abitato e la Tempa S. Pietro.

Al letto i Conglomerati di Castronuovo risultano in contatto con gran parte delle formazioni finora descritte mentre al tetto passano, con un contatto stratigrafico, alle Sabbie e Conglomerati di Serra Corneta di ambiente continentale.

I Conglomerati di Castronuovo costituiscono il rilievo su cui è ubicato il borgo del "Casale" ed una parte del versante su cui poggia il centro storico di Armento.

I rapporti a letto, in trasgressione direttamente al di sopra del Flysch di Gorgoglione, sono stati accertati, tramite indagini dirette ed indirette in corrispondenza di un affioramento isolato individuato a sud del campo sportivo in località Fontanalunga.

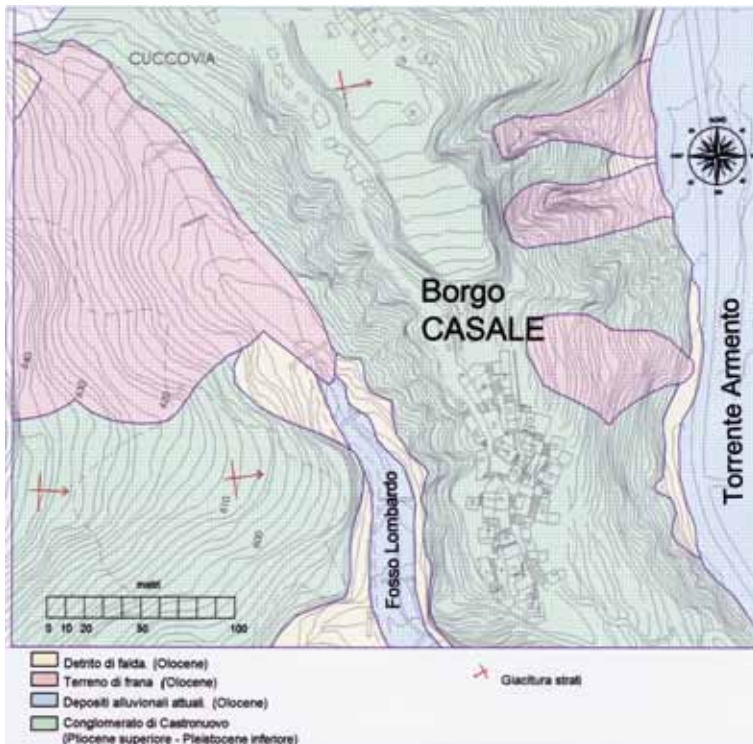


Fig. 3. Carta geologica dell'area del borgo del Casale.

I Conglomerati di Castronuovo sono costituiti da conglomerati grigi in banchi tra 5 e 20 m di spessore con elementi prevalentemente calcarei, calcarenitici ed arenacei, generalmente ben arrotondati con dimensioni variabili tra i 2 e i 10 cm, con abbondante matrice sabbiosa. La giacitura degli strati è poco inclinata con una leggera immersione verso Nord - Est.

Inquadramento geomorfologico

Il territorio di Armento è caratterizzato da un assetto morfologico essenzialmente condizionato da fenomeni erosivi e da movimenti di massa.

I principali caratteri geomorfologici di questo territorio possono suddividersi in due ambiti principali direttamente condizionati dalla natura geostrutturale dei terreni.

Il settore occidentale del territorio, dove affiora un'alternanza di arenarie ed argille, riferibili al Flysch di Gorgoglione, è caratterizzato da morfologie a luoghi ondulate e a luoghi aspre. In quest'area i versanti sono condizionati da una tendenza morfoevolutiva dominata da grandi e profondi fenomeni di frana, innescatisi in genere con modalità di scorrimento ed evolutisi successivamente in colata (Varnes, 1978). I corsi d'acqua sono caratterizzati da un pattern angolare condizionato dall'assetto geostrutturale della formazione flioscioide. Gli alvei sempre stretti e in approfondimento presentano pendenze elevate.

Il settore orientale del territorio di Armento, che vede la presenza delle successioni plio - pleistoceniche del Bacino di Sant'Arcangelo, è caratterizzato da una morfologia con superfici tabulari delimitate da scarpate sub - verticali.

Le ampie superfici terrazzate sono state profondamente incise dal reticolo idrografico determinando forme ardite e pendii acclivi che si raccordano bruscamente alla sommità del versante con le superfici terrazzate e, alla base, con i fondovalle.

La valle del torrente Armento corre orientata in senso nord-sud; il torrente è caratterizzato da un forte trasporto solido alimentato dal prodotto dell'intensa attività erosiva che si produce sui versanti sabbioso-conglomeratici. Presenta un letto pluricorsale ampio e alla sua confluenza con il Fiume Agri forma una evidente conoide.

Il pattern dei corsi d'acqua è marcatamente lineare, con affluenti secondari che si immettono ad angolo retto e fortemente condizionati dalle pendenze dei versanti. Particolare è il caso del fosso del Cerrito: in corrispondenza dello spartiacque tra quest'ultimo e l'alveo principale del torrente Armento sono oramai incipienti fenomeni di cattura fluviale.

Lungo la stretta valle del torrente Armento, in corrispondenza di alcuni dei suoi affluenti di sinistra, provenienti dalle profonde valli incise nei depositi conglomeratici, si rilevano ampie conoidi detritiche attive.

Nel settore settentrionale del territorio, laddove più diffusamente affiorano i depositi argillosi pliocenici, si individuano aree in evoluzione per processi calanchivi.

L'abitato di Armento si sviluppa parzialmente su una cresta allungata in direzione nord - sud, modellata sugli affioramenti del Conglomerato di Castronuovo e, per la restante parte, su un versante inclinato verso est, con substrato costituito dal Flysch di Gorgoglione. Le due diverse morfologie subiscono una differente evoluzione morfologica. Nel primo caso l'abitato, coincidente in parte con l'antico borgo del Casale, è delimitato su tre lati da scarpate subverticali conglomeratiche in continuo arretramento per fenomeni di erosione al piede e per crollo. Nel secondo caso l'abitato non è coinvolto in particolari situazioni d'instabilità morfologica. Si segnalano, comunque, dissesti superficiali, attualmente artificialmente stabilizzati, in località San Rocco, su un versante molto inclinato a monte dell'edificio scolastico, e a valle della Chiesa di Armento, dove un'ampia depressione morfologica rimane a indicazione di un antico movimento franoso

attualmente inattivo.

Un'intensa attività franosa è stata rilevata lungo il fosso Lombardo, che delimita verso ovest la dorsale dell'antico borgo, fino alle località San Rocco e Lavinaro, che caratterizzano la parte alta del fosso ad ovest dell'abitato. Sono presenti, infatti, più movimenti franosi di varie dimensioni e con diverso grado di attività. Sono rappresentati in gran parte da frane classificabili come colate che si sono sviluppate sui termini prevalentemente argillosi del Flysch di Gorgoglione. Alcune di esse sono attualmente attive, altre sono state oggetto di stabilizzazioni ed altre ancora presentano condizioni di quiescenza (International Geotechnical Societies Working Party on World Landslide Inventory WP/WL - 1993). Sui versanti delle stesse località è frequente la presenza di frane attive di piccole dimensioni e superficiali. Si tratta di dissesti che si attivano o riattivano periodicamente su versanti molto inclinati in presenza di intense e prolungate precipitazioni. Un grande ruolo nell'evoluzione morfologica dei versanti del territorio di Armento è svolto dai fenomeni franosi con tipologia da crollo.

I crolli caratterizzano tutte le scarpate conglomeratiche presenti su entrambi i versanti del torrente Armento; questo dissesto si esplica attraverso la caduta sia dei singoli elementi ciottolosi che compongono la formazione conglomeratica che di blocchi composti da più elementi. I crolli dalle scarpate conglomeratiche sono dovuti ad intensa erosione al piede, a fenomeni di crioclastismo, ad intense precipitazioni e a terremoti (Lorenzo *et alii*, 2000).

Interessate da crolli sono tutte le scarpate che bordano sui tre lati il borgo del Casale, gran parte del versante sinistro del fosso Lombardo e le scarpate presenti sul lato sinistro del torrente Armento (Fig. 4).

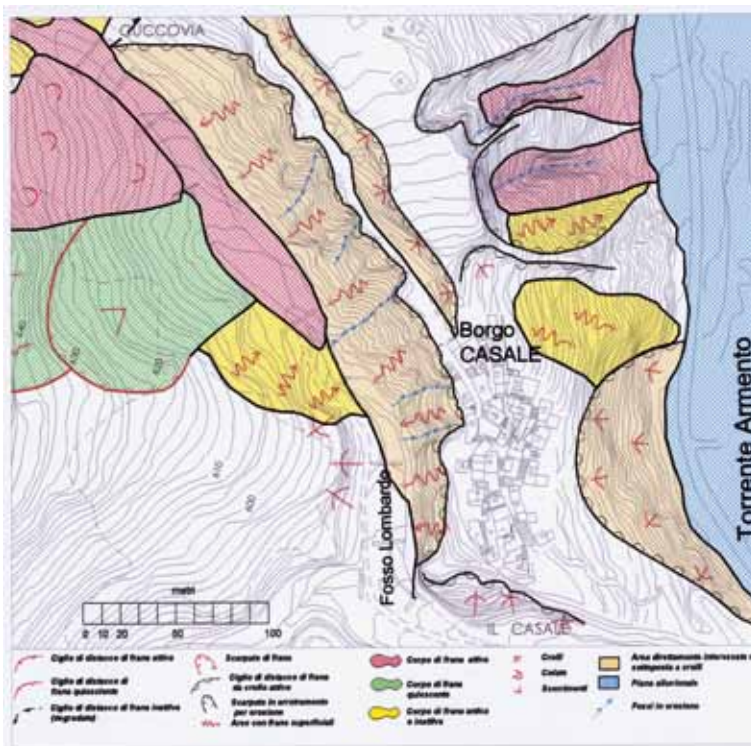


Fig. 4. Carta geomorfologica dell'area del borgo del Casale.

Condizioni di dissesto di borgo Casale

Il Casale occupa l'estrema propaggine di una stretta dorsale, degradante verso Sud, delimitata dal torrente Armento, verso Est, e dal fosso Lombardo, tributario del primo, verso ovest.

La dorsale è costituita da litotipi conglomeratici e conglomeratico - sabbiosi, riferibili ai Conglomerati di Castronuovo. È caratterizzata da ripide scarpate di altezza variabile da 30 a 70 m, modellate nella formazione conglomeratica (Figg. 5, 6, 7 e 8).



Fig. 5. Borgo del Casale visto da nord - ovest.

Le pendici che delimitano la sommità subpianeggiante della dorsale su cui sorge il borgo del Casale sono fortemente acclivi, caratterizzate da forme legate all'attività erosiva delle acque di superficie e a fenomeni di crollo e distacchi di singoli ciottoli o di agglomerati rocciosi. Il bordo orientale della dorsale, in particolare, coincide con una scarpata subverticale che delimita un'area interessata maggiormente da fenomeni di crollo e distacchi di frammenti rocciosi. Il ciglio di tale scarpata si sviluppa con andamento semicircolare tra le quote 580 - 590 m.

Il bordo della superficie sommitale evolve a seguito di processi di demolizione con un lento andamento retrogressivo e, in alcuni punti, è ormai prossimo ad alcuni edifici perimetrali del borgo, in gran parte disabitati (Fig. 8).

I fenomeni di distacco e di erosione portano ad un successivo e continuo arretramento delle scarpate con un conseguente e progressivo aggravamento delle condizioni di stabilità della dorsale.

Dissesti che hanno coinvolto l'antico borgo del Casale sono stati documentati già nel 1850, quando fu seriamente interessato da un'intensa attività franosa.



Fig. 6. Scarpata meridionale della dorsale morfologica del Casale.

Il precario equilibrio morfologico dei versanti è tale da rendere necessaria una serie di interventi di sistemazione e consolidamento delle pendici, finalizzati sia ad arrestare il fenomeno di arretramento delle scarpate e sia a mettere in sicurezza il patrimonio edilizio ancora esistente, con la finalità di preservare il quartiere almeno come memoria storica dell'originario insediamento.

La porzione centrale del Casale, non affacciandosi direttamente sulle pendici, viene a trovarsi in condizioni ancora di discreta stabilità tale da poter consentire e giustificare almeno l'esecuzione di interventi di ristrutturazione e consolidamento statico degli edifici.

Per tutta la parte restante del Casale si ritiene possibile la realizzazione di interventi volti a preservare il patrimonio edilizio di pregio, ritenendo prioritaria a qualunque adeguamento funzionale e di destinazione a uso pubblico e turistico - ricreativo l'esecuzione di interventi di consolidamento delle pendici subverticali che delimitano la stretta dorsale. Importanti interventi di manutenzione e ripristino sono necessari, inoltre, lungo la stretta strada che collega il centro abitato di Armento con il borgo del Casale.

Fig. 7. Scarpata orientale della dorsale morfologica del Casale.



Fig. 8. Fabbricati del borgo lungo la scarpata occidentale in arretramento.

Conclusioni

Il contesto geologico di margine, come quello presente nel territorio di Armento, caratterizzato dal passaggio da terreni miocenici appenninici, verso ovest, a depositi di bacino, verso est, condiziona fortemente i processi morfologici attivi e il loro tasso di evoluzione.

Il borgo del Casale rappresenta un esempio di come un insediamento, posto in un contesto di margine, abbia subito, in tempi storici, un'evoluzione urbana intensamente e progressivamente condizionata da una rapida evoluzione morfologica dei suoi versanti.

Tutte le pendici che delimitano la dorsale del borgo del Casale sono caratterizzate da condizioni di stabilità molto precaria.

L'evoluzione di questi dissesti nel tempo ha condizionato radicalmente la crescita del nucleo urbano e indirettamente la storia della popolazione di Armento.

Gli studi geologici hanno evidenziato le problematiche di carattere urbanistico all'interno del perimetro urbano. L'aver definito con elementi oggettivi la pericolosità dell'area del Casale ha obbligato i pianificatori, e quindi gli amministratori, ad individuare altre aree nell'ambito urbano dove trasferire le volumetrie del borgo, determinando, di conseguenza, una scelta di definitivo abbandono dell'antico nucleo urbano per uso residenziale. Tale scelta ha determinato di fatto l'abbandono del borgo del Casale.

Appare, in ogni caso, necessario il consolidamento di quanto esistente al fine di tramandare la memoria storica del borgo.

L'area del Casale è da salvaguardare mediante interventi volti a consolidare le pendici e ad evitare conseguentemente la perdita del patrimonio storico - monumentale.

Successivamente all'attuazione degli indispensabili interventi di consolidamento del pendio sarà possibile avviare un recupero statico funzionale dei fabbricati di maggior pregio e non immediatamente affacciatisi sui punti più compromessi della scarpata.

Considerando le difficoltà nel reperire risorse per mettere in sicurezza un abitato sarà ancora più difficile recuperare finanziamenti per stabilizzare i pendii di un borgo ormai disabitato. È facile ipotizzare che, nelle condizioni date, il futuro del borgo del Casale potrà essere quello dell'abbandono per rientrare nella sempre più lunga lista dei centri abitati lucani abbandonati per catastrofi naturali, come ad esempio Campomaggiore Vecchio (PZ), Craco (MT), Ugento (Ferrandina - MT), ecc.. Spetterà forse alle future generazioni valorizzare questo antico insediamento e renderlo fruibile.

Segnalare con questo lavoro il borgo del Casale come geosito consente di portare all'attenzione della comunità scientifica la singolarità geologica e geomorfologica di Armento e di tutta la valle del torrente Armento e di sensibilizzare l'opinione pubblica sull'importanza di preservare la testimonianza storica del Casale.

Bibliografia

- BOENZI F. & CIARANFI N. (1970) - *Stratigrafia di dettaglio del Flysch di Gorgoglione (Lucania)*. Mem. Soc. Geol. It., 9, 65-79.
- CARBONE S., CATALANO S., LAZZARI S., LENTINI F. & MONACO C. (1991) - *Presentazione della carta geologica del bacino del Fiume Agri*. Mem. Soc. Geol. It., 47, 129-143.
- INTERNATIONAL GEOTECHNICAL SOCIETIES UNESCO Working Party on Word Landslide Inventory WP/WL (1993): *Multilingual Glossary for Landslides*.
- LORENZO P., SCHIATTARELLA M., SDAO F., TANSI C. (2000): *Inquadramento geologico e condizioni di instabilità dei versanti dell'area interessata dal sisma del 9 settembre 1998*. In: *Dissesti prodotti o aggravati dal sisma del 9 settembre 1998 nei territori del confine calabro-lucano*. (Gullà & Sdao ed.), Monografia del Gruppo Nazionale Difesa Catastrofi Idrogeologiche, CNR - 9 - 35, 15 ff. Rubbettino Ed. srl, Soveria Mannelli (CZ).
- PIERI P., SABATO L., LOIACONO F. & MARINO M. (1994). *Il Bacino di piggyback di Sant'Arcangelo: evoluzione tettonico - sedimentaria*. Boll. Soc. Geol. It. 113, 465-481.
- TAVARNELLI E., PROSSER G. (2003). *The complete Apennines orogenic cycle preserved in a transient single outcrop near San Fele, Lucania, southern Italy*. Journal of the Geological Society, London, 160, 429-434.
- VARNES D.J. (1978). *Slope movements. Type and processes*. In Schuster R.L.& Krizker R.J. (eds): "Landslide: analysis and control" Nat. Acad. Sci., Transp. Res. Board, Washington, Special Report 176, 11-33.
- VEZZANI L., (1968): *Geologia della tavoletta Castronuovo di S. Andrea (prov. Potenza)*, F.211. IVSE. Atti Acc. Gioenia, s. 6,19, Catania, 9-108.

I GEOSITI URBANI: DEFINIZIONE E CASO - STUDIO NEL TERRITORIO DI ROMA CAPITALE

Marina Fabbri ¹, Maurizio Lanzini ¹, Dario Mancinella ² & Claudio Succhiarelli ³

¹ SIGEA Sezione Lazio - marina.fabbri@alice.it

² Agenzia Regionale Parchi, Regione Lazio

³ Roma Capitale, Dip. Programmazione e Attuazione Urbanistica, Ufficio Pianificazione Urbanistica Generale - P.R.G.

Riassunto

Gli Autori e la Sezione Lazio della Società Italiana di Geologia Ambientale (SIGEA) hanno avviato nel 2007 uno studio - censimento dei Geositi presenti nel territorio di Roma Capitale (in fase di editing). Il censimento ha riguardato la definizione di un certo numero di località, aree o elementi del territorio interessati dalla pianificazione urbanistica e di settore, in cui è stato possibile definire un valore geologico meritevole di conservazione e/o segnalazione. I risultati del censimento hanno evidenziato come attualmente la definizione e valutazione dei Geositi in ambito urbano sia trascurata o difficilmente presa in considerazione rispetto agli ambiti interessati da norme di protezione del territorio riguardanti le aree naturalistiche protette dei parchi. Conseguentemente gli autori espongono l'applicazione di un metodo di valutazione in relazione agli strumenti tecnici di gestione del territorio che ha condotto ad una definizione generica di geosito proposta come *Geosito s.l.*. Inoltre, il *Geosito s.l.* viene distinto in *Geosito urbano* e *Geosito di area protetta* che, in relazione al loro stato di conservazione e salvaguardia possono essere classificati in quattro categorie: *Geosito vincolato*, *Geosito di attenzione*, *Geosito obliterato*, *Geosito perduto*.

Per ognuna delle quattro categorie proposte sono stati scelti e descritti alcuni degli esempi significativi tratti dallo studio - censimento.

Con questo primo contributo si vuole portare all'attenzione degli amministratori del territorio un metodo che consenta di superare quella visione dei geositi confinata principalmente alle aree protette per allargare, agli ambiti urbani, l'approccio alla identificazione, valutazione e salvaguardia di quel patrimonio geologico che i geositi rappresentano nei diversi tipi di territorio e di paesaggio.

Introduzione

Lo studio-censimento dei Geositi presenti nel territorio di Roma Capitale ha riguardato la definizione di un certo numero di località, aree o elementi del territorio interessati dalla pianificazione urbanistica, in cui è stato possibile definire un valore geologico meritevole di conservazione e/o segnalazione. I risultati del censimento hanno consentito di definire un metodo di valutazione dei Geositi in ambito urbano, luoghi in cui l'intense trasformazioni antropiche hanno prodotto modificazioni anche radicali del paesaggio naturale. Conseguentemente viene proposto un adeguamento della definizione del termine Geosito che tenga conto degli ambiti territoriali in cui il Geosito stesso viene definito.

I Geositi

I Geositi sono stati definiti come luoghi di particolare interesse geologico-geomorfologico, compresi in un più ampio contesto geologico di riferimento, rilevanti per la conservazione e la tutela (Wimbledon *et alii*, 1995). In ambito urbano però l'approccio all'argomento Geositi deve necessariamente prevedere un adattamento dei criteri utilizzati per una loro identificazione e definizione considerando che i processi di urbanizzazione in continua evoluzione, causano intense trasformazioni edilizie e infrastrutturali producendo l'obliterazione

e/o la distruzione del paesaggio geologico preesistente da parte di un "continuum" di asfalto, cemento e di riporti.

Nel contesto urbano per reperire informazioni circa l'assetto geologico, geomorfologico e idrogeologico in epoca preurbana, bisogna utilizzare la cartografia topografica e geologica storica e la documentazione fotografica disponibile, nel caso della città di Roma, dalla fine del XIX secolo fino alla prima metà del XX secolo (dopo la guerra è iniziata infatti una esplosiva espansione edilizia che ha cancellato radicalmente molti aspetti geomorfologici della città).

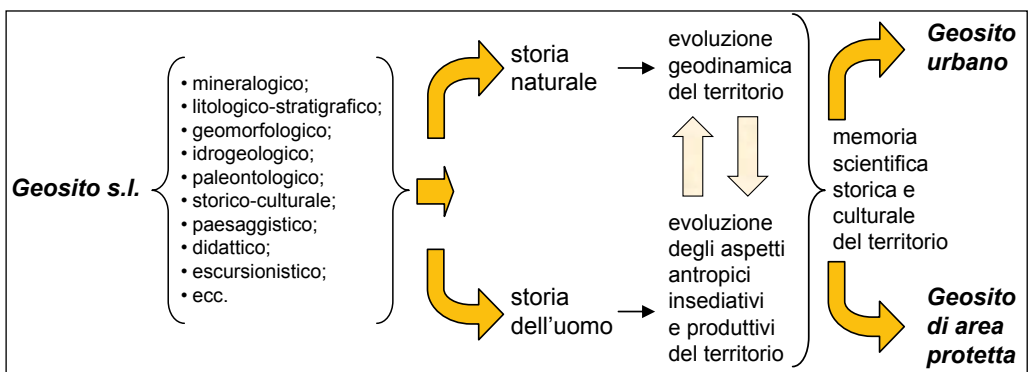
I Geositi presenti all'interno di un contesto urbano sono luoghi che spesso all'interesse geologico-geomorfologico si ricollega con quello della storia dell'uomo.

Si sono voluti quindi adattare i criteri di definizione dei Geositi all'ambiente urbano, essendo dal punto di vista gestionale del territorio, un ambito territoriale principalmente soggetto ad una pianificazione mediante lo strumento del Piano Regolatore Generale (P.R.G.).

L'attuale P.R.G. di Roma Capitale è stato approvato dal Consiglio Comunale (ora assemblea capitolina) con Deliberazione n.18 del 12/2/08; con la pubblicazione sul Bollettino Ufficiale della Regione Lazio, avvenuta il 14 marzo 2008, il nuovo PRG è divenuto vigente. Per la redazione degli elaborati geologici del P.R.G. furono acquisiti i Geositi catalogati dal censimento dell'Agenzia Regionale Parchi (ARP) della Regione Lazio, relativi al territorio di Roma Capitale. Furono definiti e considerati "elementi di attenzione", nel senso che, non essendo soggetti ad una normativa vincolistica di protezione, possono essere presi in considerazione del loro valore segnalato per interventi di tutela e salvaguardia, nel contesto delle fasi progettuali urbanistiche riguardanti la predisposizione di Piani e interventi attuativi.

In un ecosistema complesso come quello urbano, costituiscono un valore culturale, rappresentando una "memoria storica" di quello che una volta era il paesaggio naturale e dei suoi aspetti geologico-tecnici, che permettono, sia di fare luce sul passato e quindi di essere documentati per le generazioni future, sia di ricostruire aspetti di Geologia urbana e di evoluzione del paesaggio, nonchè comprendere come lo sviluppo storico - urbanistico e la cultura della città di Roma siano intimamente connesse alla struttura geologica (nel suo senso più ampio) e alle risorse del suo territorio (Fabbri & Lanzini, 2009).

Ciò ha portato gli autori a proporre un nuovo criterio metodologico riguardante, in una preliminare identificazione e classificazione dei Geositi che è scaturito dallo studio - censimento dedicato all'area territoriale romana (Tab. 1).





Tab. 1 - Relazioni delle informazioni e dei valori tipologici geologici e storico-culturali del territorio ad esso collegato da considerare nella identificazione e selezione dei Geositi.

Definizioni del Geosito Urbano e del Geosito di Area Protetta

Gli Autori, in relazione ai risultati della ricerca preliminare effettuata nel territorio di Roma Capitale e in considerazione degli strumenti tecnici di gestione del territorio, propongono la definizione di *Geosito s.l.* come *località, area o elemento del territorio in cui è possibile definire un valore geologico s.l. e storico-culturale per la conservazione da integrare e attuarsi mediante gli strumenti della pianificazione urbanistica e territoriale.*

Inoltre il *Geosito s.l.* viene distinto in *Geosito urbano* e *Geosito di area protetta* (Tab. 2).

 <p>Geosito s.l.</p> <p><i>Località, area o elemento del territorio in cui è possibile definire un valore geologico s.l. e storico-culturale per la conservazione da integrare e attuarsi mediante gli strumenti della pianificazione urbanistica e territoriale.</i></p> 	<p>Geosito urbano</p> <p><i>Geosito s.l. meritevole di conservazione che ricade in un ambito territoriale gestito dalle norme della pianificazione urbanistica comunale.</i></p>	<ul style="list-style-type: none"> • Geosito vincolato. <i>Interessato da norme legislative per la tutela e valorizzazione;</i> • Geosito di attenzione <i>Senza norme di tutela; risulta meritevole di salvaguardia e valorizzazione in relazione agli interventi di trasformazione urbanistica;</i> • Geosito obliterato <i>Si è persa (o si perderà) la sua esposizione visibile a causa di interventi antropici e/o processi naturali;</i>
	<p>Geosito di area protetta</p> <p><i>Geosito s.l. meritevole di conservazione che ricade in un ambito territoriale gestito dalle norme della pianificazione di assetto dell'area protetta.</i></p>	<ul style="list-style-type: none"> • Geosito perduto <i>Per interventi antropici e/o processi naturali, sono andati perduti (o saranno rimossi) gli elementi caratteristici del valore geologico s.l. e storico-culturale, ma rimangono le testimonianze descrittive della sua importanza e della sua localizzazione topografica.</i>

Tab. 2 - Classificazione e definizione dei Geositi in relazione agli ambiti di pianificazione urbanistica e territoriale in cui ricadono e allo stato di conservazione e salvaguardia.

Differenza sostanziale soprattutto dal punto di vista amministrativo di recepimento istituzionale e di politica gestionale, poichè, il *Geosito urbano* ricade in un ambito territoriale gestito dalle norme della pianificazione urbanistica comunale mentre il *Geosito di area protetta* rientra nelle norme di tutela della pianificazione di assetto dei parchi (provinciali, regionali e nazionali), in un territorio che si può definire potenzialmente più "favorevole" per la salvaguardia, rispetto a quello degli enti comunali, avendo già un controllo e forti limitazioni alle potenziali trasformazioni territoriali delle attività antropiche.

Il *Geosito urbano* e il *Geosito di area protetta* possono essere classificati in relazione al loro stato di conservazione e salvaguardia in quattro categorie:

- *Geosito vincolato, interessato da norme di tutela.*
- *Geosito di attenzione, rimasto come testimone, anche "relitto", nel territorio in cui la segnalazione (in assenza di norma di tutela) costituisce un contributo propositivo per un'attenzione e una valorizzazione in relazione alle attività di pianificazione urbanistica che potrebbero coinvolgerlo.*
- *Geosito obliterato, non più visibile perché si è persa (o si perderà) la sua esposizione visibile a causa di interventi antropici e/o processi naturali.*
- *Geosito perduto, dove per interventi antropici e/o processi naturali, sono andati perduti (o saranno rimossi) gli elementi caratteristici del valore geologico s.l. e storico-culturale, ma della cui importanza e della cui localizzazione topografica rimangono le testimonianze descrittive.*

Di seguito vengono descritti, per ognuna delle quattro categorie, alcuni esempi che sono stati rinvenuti nella città di Roma.

Il Geosito Urbano Vincolato

Con Deliberazione della Giunta Regionale del Lazio n. 859 del 13.11.2009, sono stati approvati come "siti geologici di importanza regionale" 70 Geositi classificati dall'ARP a valenza geologica alta. Di essi fanno parte 4 Geositi urbani ricadenti nel territorio di Roma Capitale, individuati con la sigla "RM" e selezionati fra quelli del censimento qui descritto (individuati con la sigla GUR del censimento dei Geositi Urbani della SIGEA Lazio):

- RM_06 Conglomerato giallo alla Basilica di San Paolo (GUR-33).
- RM_17 Sedimenti plio-pleistocenici a Monte Mario (GUR-12).
- RM_24 Trasgressione medio-pleistocenica a Monte Ciocchi (GUR-69).
- RM_25 Tufo lionato della Rupe Tarpea (GUR-02).

L'approvazione di questi siti geologici di importanza regionale, costituisce la base di riferimento per l'istituzione di monumenti naturali di cui all'art. 6 della Legge regionale del Lazio n. 29/97.

Il Geosito RM_06 (Fig. 1) è rappresentato da un esteso affioramento in corrispondenza di una scarpata di circa 37 m di altezza, che mostra una successione di depositi vulcanoclastici a granulometria sabbioso-ghiaiosa, stratificati in banchi a geometria da tabulare a lenticolare, costituiti prevalentemente da scorie arrotondate gialle e rosse e subordinatamente da litici lavici, pirosseni, biotite e leucite analcimizzata.

Questo affioramento fa riferimento alla formazione del Fosso del Torrino, membro del Conglomerato Giallo (Funciello & Giordano, 2008), che soltanto in questo sito è chiaramente esposto e con i massimi spessori; il sito è ubicato nei pressi della Basilica di San Paolo, ove sono presenti numerose testimonianze archeologiche di epoca romana (Fig. 2).

Il Geosito RM_17 fa riferimento all'alto di Monte Mario che ha rappresentato una scuola per i geologi ed i paleontologi dell'area romana per più di un secolo, oltre ad essere un elemento morfologico significativo del paesaggio della città di Roma.

La struttura collinare ha una direzione NW-SE ed è bordata verso NE da una faglia che mette a contatto le argille della formazione di Monte Vaticano (Pliocene inferiore p.p. - superiore p.p.) con le sabbie della parte alta della formazione di Monte Mario (Pleistocene inferiore p.p.). Alla base sono presenti dei limi grigi ricchi in foraminiferi bentonici con al letto un orizzonte ricco in malacofauna ad *Artica islandica* (Membro



Fig. 1 - Affioramento di Conglomerato giallo presso la Basilica di San Paolo (Ventriglia, 1971).



Fig. 2 - Testimonianze archeologiche di epoca romana alla base della parete di Conglomerato giallo presso la Basilica di San Paolo.

di Farneto); seguono sabbie grigie ad *Artica islandica* ricche in malacofauna passanti verso l'alto a sabbie gialle con intercalazioni di arenarie e di panchina bioclastica e verso l'alto, di argille verdi a *Cerastoderma edulis* (Funicello & Giordano, 2008).

Gli affioramenti relativi al Geosito RM_24 "Trasgressione medio - pleistocenica a Monte Ciocci" (Succhiarelli & Marra, 2005) costituiscono le aree del primo Geosito presente nel territorio di Roma Capitale, in cui, nell'ambito di un progetto urbanistico di riqualificazione di destinazione a parco urbano, sono stati inseriti e prescritti, nel Piano di Utilizzazione, interventi infrastrutturali per la loro tutela e valorizzazione (Succhiarelli, 2005 a, b).

L'unità di Monte Ciocci, ora inglobata nella formazione di Ponte Galeria (Funicello & Giordano, 2008), prendeva il nome da questa propaggine collinare; risulta costituita da sabbie e ghiaie in contatto erosivo sulla formazione di Monte Mario. Questo Geosito è significativo in quanto testimonia il passaggio da facies marine infralitorali-litorali a facies deltizie. Inoltre si segnala che le argille plioceniche che affioravano alla base del rilievo di Monte Ciocci sono state oggetto in passato di attività di estrazione di argilla per laterizi, infatti ai suoi piedi erano presenti numerose fornaci (attualmente sono visibili le strutture e la ciminiera della Fornace Veschi).



Fig. 3 - Rupe Tarpea: affioramenti delle unità vulcaniche del Palatino e del Tufo Lionato e dei depositi sedimentari della Formazione Aurelia.

Il Geosito RM_25, è rappresentato dalla Rupe Tarpea (Fig. 3), ubicata sul versante sud-orientale del Campidoglio; la Rupe ha un'altezza di circa 20 m e fa parte di un più ampio affioramento che si estende all'interno del Foro Romano. In questo affioramento è possibile osservare gli effetti degli elementi principali che hanno condizionato l'evoluzione del territorio romano: l'attività vulcanica e i processi fluviali; inoltre, ai caratteri geologici e morfologici si intrecciano elementi storici, archeologici e architettonici nonché leggendari.

Il Geosito Urbano di Attenzione

Si segnalano alcuni dei *Geositi urbani di attenzione* dal Censimento della SIGEA Lazio.

Lungo il versante occidentale dell'Aventino (GU-03), gli affioramenti sono localizzati a varie altezze fra strutture di sostegno di varie epoche (Fig. 4). Si tratta di sabbie gialle con livelli limosi e di ghiaietto appartenenti alla formazione del Fosso della Crescenza.

Alla data di redazione della scheda del Geosito erano in corso interventi di consolidamento che hanno ulteriormente obliterato gli affioramenti ancora esposti.

Lungo il versante meridionale di Monteverde è visibile

una scarpata artificiale di Tufo Lionato in Via di Ponziano (GU-08), legata ad antiche attività di cava di epoca romana; l'andamento di Via di Ponziano coincide con l'ampia nicchia dell'area di cava. Lungo la scarpata artificiale, che localmente presenta zone con rischio di distacco di elementi tufacei, sono presenti



Fig. 4 - Versante occidentale dell'Aventino, affioramenti, a varie altezze fra strutture di sostegno di varie epoche, di sabbie gialle con livelli limosi e di ghiaietto appartenenti alla formazione del Fosso della Crescenza.



Fig. 5 - Scarpa artificiale di Tufo Lionato legata ad antiche attività di cava di epoca romana. Sono visibili numerosi accessi alla rete caveale adibiti ad attività artigianali.



Fig. 6 - Affioramenti di Tufo Lionato e Pozzolanelle nel quartiere Laurentino 38.

numerosi accessi alla rete caveale adibiti ad attività artigianali (Fig. 5).

Un ulteriore Geosito urbano di attenzione con litologie vulcaniche è rappresentato dagli affioramenti di Tufo Lionato e Pozzolanelle (Funciello & Giordano, 2008), rimasti nel quartiere Laurentino 38 (GU_53) a testimonianza dell'esteso plateau ignimbrico oggi obliterato dall'urbanizzazione (Fig. 6).

A Via Odescalchi (GU_49) si rinviene un affioramento, localizzato al di sotto di un muro di cinta di un fabbricato (Fig. 7), che mostra alla base sabbie e limi giallastri che passano verso l'alto con contatto netto a ghiaie e sabbie a stratificazione incrociata a elementi vulcanici appartenenti alla formazione di Vitinia (Funciello & Giordano, 2008).

In un giardinetto pubblico sito nel quartiere di Tor de Cenci (GU-52) è presente una parete alta poco meno di 5 m parzialmente ricoperta da vegetazione e interessata da fenomeni di crollo che oggi impediscono la visione della parte basale così come affiorava nel passato (Fig. 8). In questo affioramento è possibile osservare l'associazione di facies che l'unità di Tor de Cenci (Funciello & Giordano, 2008) presenta in questo settore della città.



Fig. 7 - Via Odescalchi affioramento di sabbie e limi giallastri che passano verso l'alto con contatto netto a ghiaie e sabbie a stratificazione incrociata a elementi vulcanici appartenenti alla formazione di Vitinia.



Fig. 8 - Affioramento dell'unità di Tor de Cenci nell'omonimo quartiere.

Il Geosito Urbano Obliterato

Come esempio di *Geosito urbano obliterato* si segnala quello di Via di Donna Olimpia, nel quartiere di Monteverde (GU-27).

L'affioramento presentava la serie di Monte Mario al di sopra del substrato pliocenico, alla base del versante ed è stato esposto a seguito di scavi per la realizzazione di un parcheggio sotterraneo (Fig. 9); tale temporanea esposizione ha permesso di esaminare e documentare una serie stratigrafica attualmente non più visibile lungo i versanti di Monteverde, intensamente urbanizzati. Sulla sommità del versante si sono rinvenuti resti di un antico frantoio, che, dopo studi e rilievi archeologici da parte della Soprintendenza, sono stati distrutti.



Fig. 9 - Via di Donna Olimpia, affioramento di Monte Mario al di sopra del substrato pliocenico.



Fig. 10 - L'area di via Massi oggi dopo la perdita (per l'urbanizzazione) dell'accesso alle catacombe ebraiche di Monteverde.

Il Geosito Urbano Perduto

A via Massi, in una zona intensamente urbanizzata del quartiere di Monteverde (Fig. 10), è stato possibile definire un importante *Geosito urbano perduto* (GU-06), soltanto dalla passata documentazione fotografica.

L'affioramento è segnalato da una documentazione fotografica del 1935 (Ventriglia, 1971) ed è relativo all'accesso di Catacombe Ebraiche di Monteverde, ormai distrutte dall'urbanizzazione dell'area. La localizzazione è individuata anche dalla cartografia storica (1924).

Altro significativo esempio di *Geosito urbano perduto* è rappresentato dalla ormai distrutta Collina Velia, localizzata lungo Via dei Fori Imperiali (GU-22).



Fig. 11 - Via dei Fori Imperiali - Collina Velia.

Esiste una notevole mole di fotografie che documentano i lavori di costruzione di Via dei Fori Imperiali negli anni '30, che hanno determinato lo sbancamento completo della Collina Velia che collegava il Colle Palatino all'Esquilino (Fig. 11).

I lavori sono stati seguiti anche da De Angelis D'Ossat che, in una pubblicazione del 1956 presenta alcune foto tra le quali una che documenta la stratigrafia della Collina Velia.

Recepimento Istituzionale e possibile evoluzione gestionale dei Geositi Urbani e di Area Protetta

Il recepimento istituzionale delle due categorie di Geosito così definite, ovviamente avverrà secondo due strade differenti. Nel caso del *Geosito urbano* saranno le amministrazioni comunali che ne disporranno l'integrazione nei piani regolatori comunali e nei vari strumenti di pianificazione attuativa, mentre nel caso dei *Geositi di area protetta* saranno gli Enti Parco ad integrarli e gestirli nei loro piani di assetto (Tab. 3). La classificazione dei *Geositi s.l.*, in relazione al loro stato di conservazione, potrà permettere di prevedere e valutare una loro possibile evoluzione in relazione alla programmazione delle politiche gestionali dei comuni e di quelle delle amministrazioni competenti per le aree protette. Nello schema di tabella 3 viene evidenziato come le politiche di salvaguardia progettuale, tutela vincolistica, ripristino e recupero e, per quanto riguarda i *Geositi perduti*, la loro valorizzazione pubblicistica, rappresentino le principali azioni che possono consentire l'avvio di interventi finalizzati alla conservazione e valorizzazione dei Geositi.

Fase di recepimento istituzionale dei Geositi e distinzione di <i>Geosito urbano</i> (G.u.) e <i>Geosito di area protetta</i> (G.a.p.)				Fase di possibile evoluzione delle politiche gestionali comunali dei <i>Geositi urbani</i> (G.u.) e delle amministrazioni competenti per i <i>Geositi di aree protette</i> (G.a.p.)	
Recepimento delle amministrazioni competenti per territorio	Amministrazioni comunali	Geosito Urbano (G.u.)	Integrazione e gestione nei piani regolatori comunali (e negli strumenti di pianificazione attuativa)	<ul style="list-style-type: none"> <i>Geosito vincolato (G.v.)</i> → conservazione e valorizzazione <i>Geosito di attenzione (G.a.)</i> → salvaguardia progettuale → G.a.(t.)⁽¹⁾ → tutela vincolistica → G.v. → abbandono e degrado → G.o. - G.p. <i>Geosito obliterato (G.o.)</i> → ripristino e recupero → G.a. → abbandono e degrado → G.p. <i>Geosito Perduto (G.p.)</i> → valorizzazione pubblicistica delle testimonianze scritte, fotografiche, ecc. riguardanti il suo valore 	
	Amministrazioni delle aree protette (nazionali, regionali, provinciali)	Geosito di area protetta (G.a.p.)	Integrazione e gestione nei piani di assetto per i parchi		

⁽¹⁾ G.a.(t.), Geosito di attenzione salvaguardato o tutelato da prescrizioni tecniche integrate nella progettazione urbanistica generale e di attuazione.

Tab. 3 - Fasi di recepimento istituzionale e possibile evoluzione gestionale dei Geositi urbani e dei Geositi di area protetta.

Considerazioni finali

L'applicazione di un metodo o di un criterio di valutazione dei *Geositi urbani* collegato all'evoluzione propria delle aree interessate dalla pianificazione urbanistica caratterizzate da cambiamenti radicali della morfologia e dall'obliterazione del substrato geologico, può avere un ruolo (o dare un contributo) fondamentale nella tutela e nella valorizzazione della geodiversità (intesa dal punto di vista multidisciplinare culturale e tecnico) rappresentando anche una "memoria storica" di quello che una volta era il paesaggio naturale determinato dalla continua evoluzione della terra e che adesso è interessato da trasformazioni urbane (anche radicali) sia del suo assetto originario che del valore delle sue risorse ambientali.

Inoltre, con l'introduzione della denominazione di *Geosito urbano* (e di un suo criterio di identificazione o selezione), gli autori hanno voluto focalizzare l'attenzione della conservazione e valorizzazione, sia della geodiversità sia degli elementi (nei loro molteplici aspetti) della cosiddetta "memoria storica", verso anche

le aree urbane dove, semmai, rispetto alle aree protette (di interesse provinciale, regionale e nazionale), le pressioni delle attività antropiche dei piani regolatori risultano maggiori e costanti nella trasformazione del territorio.

L'approccio strategico alla conservazione, quindi, anche se inizialmente diversificato nel criterio di indirizzo di identificazione e valutazione dei Geositi proposto dagli autori per l'ambito urbano rispetto a quello applicabile nelle aree protette, consente però l'applicazione di un metodo olistico (e non limitante) al territorio dove il valore oggettivo (multidisciplinare e culturale) di un elemento geologico urbano non risulta discriminato o di "ordine inferiore" rispetto alle finalità dei criteri di definizione e salvaguardia per quello situato in un ambiente più "favorevole" e meno soggetto agli impatti delle trasformazioni urbanistiche come il territorio di un'area protetta.

Bibliografia

- FABBRIO M., LANZINI M. (2009) - *Geositi urbani. L'esempio della città di Roma*. Atti del convegno "Geositi, il patrimonio geologico tra conservazione e fruizione". *Geologia dell'Ambiente* 2/2009.
- FUNICIELLO R., GIORDANO G. (2008) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000*, foglio 374, Roma.
- SUCCHIARELLI C. (2005a) - *Il sistema geoambientale e il dissesto idrogeologico*. In: Comune di Roma, Dipartimento VI - Politiche alla Programmazione e Pianificazione del Territorio - Roma Capitale, u.o. n. 4 - Ufficio Programma Roma Capitale, Indagini e progettazioni relative all'area collinare di Monte Ciocchi, - Piano di Utilizzazione del Parco Urbano di Monte Ciocchi, 29-47, Roma.
- SUCCHIARELLI C. (2005b) - *Carta geomorfologica e dei processi di dissesto idrogeologico del rilievo collinare di Monte Ciocchi*. In: Comune di Roma, Dipartimento VI - Politiche alla Programmazione e Pianificazione del Territorio - Roma Capitale, U.O. n. 4 - Ufficio Programma Roma Capitale, Indagini e progettazioni relative all'area collinare di Monte Ciocchi - Piano di Utilizzazione del Parco Urbano di Monte Ciocchi, (tav. 5.2). Roma.
- SUCCHIARELLI C. & MARRA F. (2005) - *675 trasgressione medio - pleistocenica a Monte Ciocchi scheda*. In: Cresta s., Fattori c., Mancinella d., Basilici s., (a cura di) (2005), *la geodiversità del Lazio: geositi e geoconservazione nel sistema delle aree protette, collana verde dei parchi*, serie tecnica n. 5: 172, Agenzia Regionale Parchi del Lazio, Roma.
- VENTRIGLIA U. (1971) - *La geologia della città di Roma*. Amministrazione provinciale di Roma.
- WIMBLEDON W.A., BENTON M.J., BEVINS R. E., BLACK G. P., BRIDGLAND D. R., CLEAL C. J., COOPER R. G. & MAY V. J. (1995) - *The development of a british methodology for selection of geological sites for conservation*. Part. 1. *Modern Geology*, 20: 159-210.

IL CENSIMENTO E LA VALORIZZAZIONE DEI GEOSITI: L'ESPERIENZA MOLISANA

Francesca Filocamo ¹, Carmelina Maglieri ¹, Carmen M. Roskopf ¹, Sergio Baranello ², Olga Giannantonio ²,
Rossella Monaco ², Maria Relvini ³ & Mario Iarossi ³

¹ Dipartimento S.T.A.T., Università degli Studi del Molise - roskopf@unimol.it

² Servizio Geologico Regionale, Direzione Generale IV, Regione Molise

³ Servizio Promozione Turistica ed Industria Alberghiera, Direzione Generale II, Regione Molise

Riassunto

Il presente lavoro illustra i primi risultati del progetto di ricerca "Il censimento dei geositi della regione Molise", giunto al termine del primo anno di attività. Nell'ambito del progetto sono stati censiti, ad oggi, 53 geositi, tra cui 9 di potenziale interesse nazionale. La caratterizzazione e valutazione dei geositi è stata eseguita mediante l'utilizzo di una scheda di censimento "pesata", che ha consentito una valutazione quantitativa della valenza e del grado di interesse di ogni singolo geosito. I geositi sono stati georeferenziati in ambito GIS e per ognuno di essi è stato costruito un database specifico. Sono stati inoltre realizzati in ambiente GIS vari *livelli* tematici che consentono di visualizzare ed interrogare i rapporti esistenti tra aspetti territoriali e singoli geositi o gruppi di geositi. I risultati del progetto di ricerca consentiranno, tenendo in considerazione i diversi aspetti fisiografici, ambientali e culturali che caratterizzano tipicamente varie aree del Molise, di sviluppare proposte e azioni finalizzate alla migliore gestione e valorizzazione dei geositi con particolare riferimento alla loro fruizione turistica e alla valorizzazione integrata del patrimonio geologico e naturalistico della regione Molise.

Introduzione

Il presente lavoro illustra i risultati del primo anno del progetto di ricerca "Il censimento dei geositi della regione Molise", in corso da parte del Dipartimento S.T.A.T. dell'Università degli Studi del Molise in collaborazione con la Regione Molise.

L'obiettivo principale del progetto è la realizzazione di un censimento sistematico dei geositi a livello regionale, ad oggi mancante, onde fornire il proprio contributo al censimento nazionale dei geositi in corso da parte dell'ISPRA e creare le basi conoscitive per una corretta politica di conservazione e valorizzazione in ambito regionale. Il progetto si propone in particolare di costruire un quadro conoscitivo degli specifici contesti geologico-ambientali e culturali in cui i singoli geositi ricadono, in modo da contribuire alla individuazione delle azioni più efficaci ai fini della loro gestione e valorizzazione anche e soprattutto in ambito turistico. Aspetto fondamentale della ricerca è stato quello di individuare dei criteri di valutazione della valenza e del grado di interesse dei geositi quanto più oggettivi possibile. Tra le diverse proposte di criteri di valutazione quantitativa dei geositi - si ricordano, per citarne alcuni, i lavori di Rivas *et alii*, (1997), Bertacchini *et alii*, (1999) e Coratza & Giusti (2003) - si è scelto di utilizzare i criteri proposti nel *Modello di valutazione della valenza dei geositi* elaborato dal *Gruppo di Lavoro per il Repertorio Nazionale dei Geositi* che si è costituito alcuni anni addietro e di cui anche la regione Molise fa parte.

Breve inquadramento della regione Molise

La regione Molise, nonostante la sua limitata estensione (circa 4.400 km²), è caratterizzata da una elevata geodiversità, frutto soprattutto delle sue peculiari caratteristiche geologico-strutturali, oro-idrografiche e climatiche.

In particolare, la regione Molise offre uno spaccato rappresentativo della struttura dell'Appennino centro-meridionale che è costituita da una catena a pieghe e falde di ricoprimento, sovrascorsa su una successione di avampaese che risulta in continuità con quella in affioramento della Piattaforma Apula (Mostardini & Merlini, 1986). Le deformazioni tettoniche che hanno coinvolto le successioni geologiche locali a partire dal Miocene superiore, prima compressive (portando ad una progressiva migrazione verso est del sistema catena-avanfossa), poi di carattere prevalentemente distensivo (Pliocene superiore-Pleistocene), hanno dato vita ad un assetto geologico-strutturale estremamente articolato. Questo assetto è ben evidente attraversando la regione Molise da SW verso NE, seguendo gli assi vallivi dei maggiori corsi d'acqua (fiumi Trigno, Biferno e Fortore, Fig. 1) e tagliando, quindi, trasversalmente l'Appennino molisano: dalle aree più interne di catena, montuoso-collinari, impostate su successioni riferibili ai domini paleogeografici di piattaforma carbonatica, di scarpata e di bacino pelagico, a quelle più esterne, basso-collinari e terrazzate, di avanfossa plio-pleistocenica che in parte si estendono fino alla costa.

L'assetto geologico-strutturale, insieme all'azione prolungata del clima, ha dato vita ad un territorio che ospita contesti fisiografici ben differenziati non soltanto dal punto di vista oro-idrografico e geologico, ma anche per quanto riguarda le dinamiche geomorfologiche e le relative forme del paesaggio che, infatti, si distribuiscono tipicamente nei suoi settori montuosi, collinari e costieri.

L'elevata geodiversità del territorio molisano si riflette positivamente non solo nella presenza di numerose emergenze geologiche, ma anche nel suo alto livello di biodiversità (Marchetti *et alii*, 2008) che aggiunge un valore fondamentale al complessivo patrimonio culturale di carattere fisico-biologico.

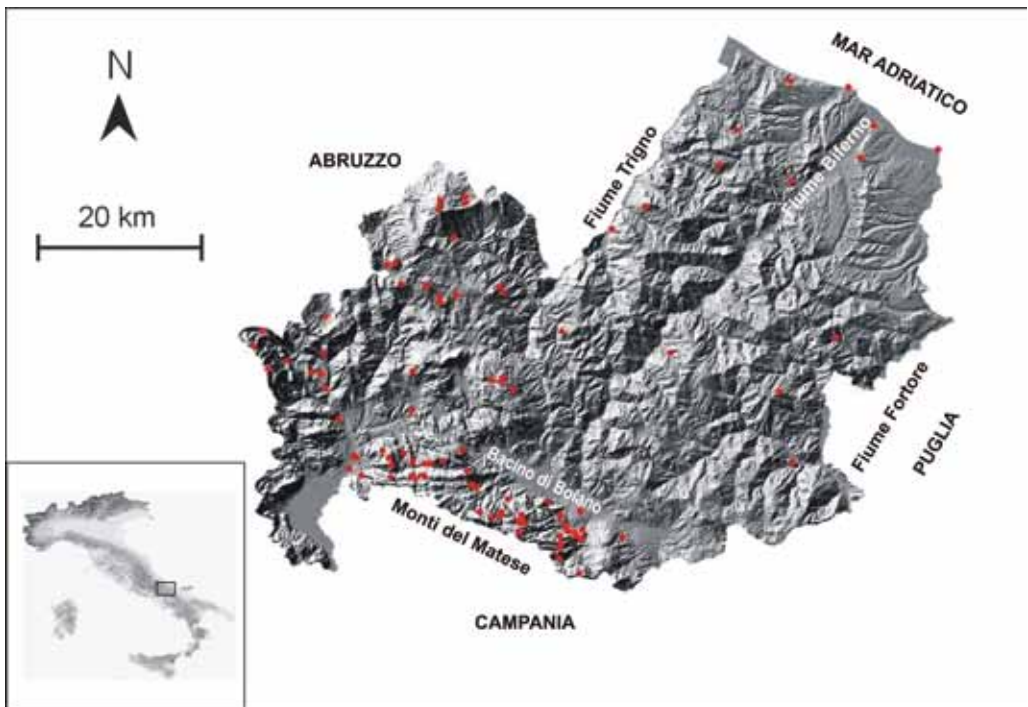


Fig. 1. DEM della regione Molise e localizzazione dei geositi potenziali (indicati con i puntini rossi).

Il censimento dei geositi

L'individuazione dei geositi potenziali

Le prime fasi dello studio sono state dedicate alla realizzazione di un elenco di geositi potenziali, partendo dalle segnalazioni fornite dal Servizio Geologico Regionale e dall'ISPRA (ex-APAT) e dai dati raccolti negli anni dallo stesso Dipartimento S.T.A.T. Sulla base di questo elenco è stata effettuata una verifica preliminare dei siti individuati attraverso l'esame delle relative fonti bibliografiche e cartografiche reperite e l'analisi foto-interpretativa. Ciò ha consentito di localizzare i vari siti e di procedere ad una loro preliminare caratterizzazione sia in rapporto alla tipologia sia in rapporto ad altre loro caratteristiche quali ad esempio la posizione topografica e altimetrica, l'estensione e l'accessibilità. Sulla base dei dati acquisiti e delle connesse prime considerazioni circa il potenziale interesse dei singoli siti individuati, sono stati effettuati i primi rilievi in campo, finalizzati soprattutto ad un riscontro reale di alcune segnalazioni più incerte.

È stato quindi stilato un elenco preliminare di circa 90 potenziali geositi, individuati secondo i criteri di Wimbledon *et alii*, (1995), che ha rappresentato la base di partenza per le successive attività di censimento. I dati acquisiti preliminarmente per ogni singolo geosito individuato sono stati inseriti in ambiente GIS (Arcview GIS 3.1) consentendo la localizzazione dei geositi potenziali a scala regionale e la verifica della loro distribuzione spaziale (Fig. 1).

La caratterizzazione fisio-grafica del territorio regionale

Ai fini di una ottimale programmazione e esecuzione delle attività di censimento dei geositi, si è proceduto, sulla base dei dati geologico-ambientali raccolti, ad una elementare caratterizzazione e suddivisione del territorio molisano in unità fisio-grafiche, tenendo in particolare considerazione le caratteristiche geologiche e oro-idrografiche. Sono state, quindi, individuate 7 cosiddette macro-aree, rappresentate (Fig. 2) da: "Alto Molise", "Mainarde - M.ti di Venafro - Alto Volturmo", "Montagnola di Frosolone", "Matese - Conca di Boiano - Sepino", "Molise centrale", "Basso Molise" e "Fascia costiera". La definizione di queste macro-aree, oltre a rappresentare un importante riferimento territoriale per le varie attività di ricerca connesse direttamente al censimento dei geositi, risulta fondamentale anche per le successive fasi di caratterizzazione degli specifici contesti geologico-ambientali che ospitano i vari geositi, e quindi in rapporto alle possibili azioni/proposte di conservazione e valorizzazione degli stessi.

La caratterizzazione e valutazione dei geositi

Al fine di stabilire un criterio di valutazione della valenza dei geositi quanto più oggettivo, ovvero indipendente da contesti locali e parametri di valutazione personali, il censimento vero e proprio è stato preceduto dalla elaborazione delle schede da impiegare prima nella fase di rilevamento e poi nella successiva fase di restituzione dei dati raccolti e quindi di caratterizzazione dei geositi: cioè, la scheda di rilevamento e la scheda compilativa. Queste due schede sono state realizzate partendo dal *Modello di valutazione della valenza dei geositi* elaborato dal Gruppo di Lavoro per il Repertorio Nazionale dei Geositi e, in particolare, dai relativi criteri di valutazione quantitativa introdotti. Ciò ha consentito di definire una scheda compilativa pesata che consente una valutazione quantitativa del singolo geosito attraverso l'attribuzione di un valore numerico: il **VIG** (Valore Intrinseco del Geosito), ottenuto mediante l'analisi della Rappresentatività (RP), della Rarità (RR) e del Valore Scenico-Estetico (SE) (Tab. 1). Il calcolo del **VIG** si basa sull'assegnazione di una classe di valori con relativo peso ad ogni singolo parametro (RP, RR e SE) e consente di determinare la valenza del geosito ed il suo grado di interesse: nazionale, regionale o locale. La scheda pesata sviluppata consente di valutare anche l'opportunità di Tutela del singolo geosito attraverso la valutazione

del valore storico-archeologico-culturale del sito e del suo grado di vulnerabilità. Contiene, inoltre, tutte le informazioni richieste per la compilazione della “*Scheda per l’inventario dei geositi italiani*” dell’ISPRA.

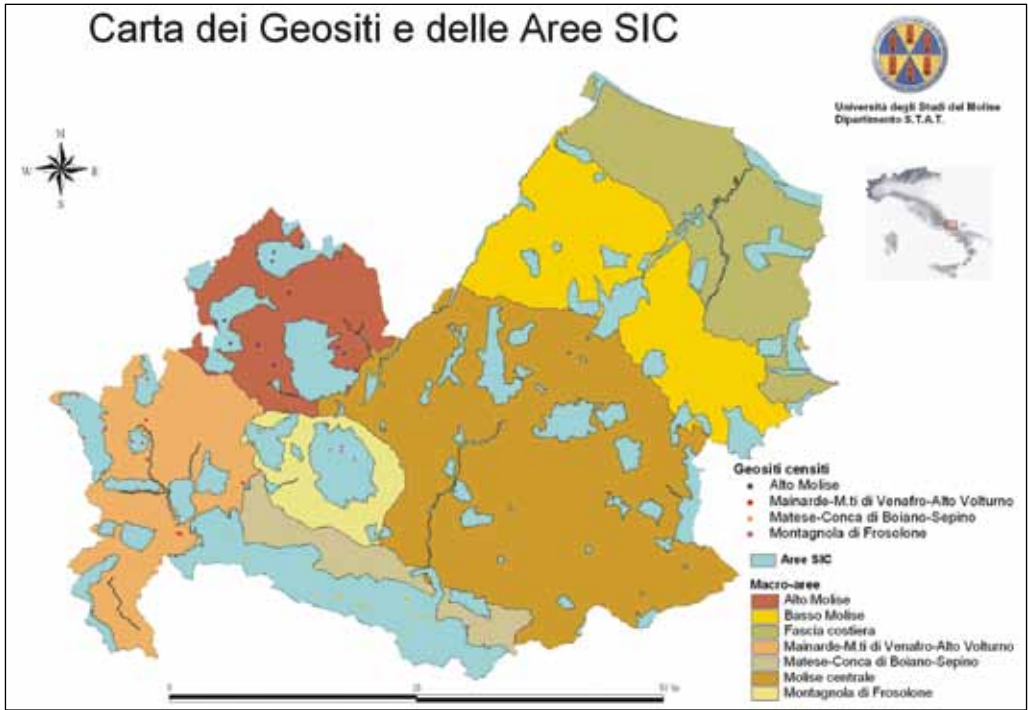


Fig. 2. Carta di sintesi che mostra la localizzazione dei geositi censiti e delle aree SIC, e la suddivisione del territorio molisano in macro-aree.

VALORI	CLASSI DI VALORI E RELATIVI PESI				
	Non rappresentativo	Poco rappresentativo	Mediamente rappresentativo	Molto rappresentativo	Estremamente rappresentativo
RP (Rappresentatività) (Corrispondenza al modello ideale + Peculiarità + Tipicità + Pluralità di interessi)	0	1	3	4	5
RR (Rarità)	Molto comune	Comune	Mediamente raro	Molto raro	Estremamente raro
	0	1	3	4	5
SE (Valore scenico-estetico) (Geomorfologia+Vegetazione+Acqua+Cromatismo+Modificazioni antropiche)	Basso		Medio		Alto
	0		3		5
VIG (Valore intrinseco del geosito) (3RP + 2RR + SE)	Locale		Regionale		Nazionale
	< 18		18 + 24		25 + 30

Tab. 1. Sintesi matriciale del criterio di valutazione adottato nella “scheda compilativa dei geositi della Regione Molise” per stabilire la valenza il grado di interesse del singolo geosito.

I risultati del censimento

Il censimento nel primo anno di attività ha interessato 4 delle 7 macro-aree individuate (Fig. 2). Si è ritenuto, infatti, opportuno dare la precedenza alle aree "Alto Molise", "Mainarde - M.ti di Venafro - Alto Volturno", "Montagnola di Frosolone" e "Matese - Conca di Boiano - Sepino", in quanto caratterizzate da una densità di geositi potenziali nettamente maggiore rispetto alle restanti altre 3 aree, cioè "Molise centrale", "Basso Molise" e "Fascia costiera". Tuttavia, anche per le macro-aree studiate, il censimento non si ritiene del tutto concluso e sono previste ulteriori verifiche circa la presenza di altri geositi nel corso del secondo anno della ricerca, adesso in procinto di partire.

Sono stati censiti ad oggi in totale 53 geositi. In base alle valutazioni effettuate, la maggior parte di essi, ben il 75%, risulta di interesse regionale, seguita dai geositi ritenuti di interesse nazionale (17%) e locale (8%) (Fig. 3a). Tra le varie tipologie distinte: geomorfologia, geomorfologia e carsismo, paleontologia, geologia strutturale, stratigrafia e idrogeologia, è la categoria dei geomorfositi ad essere quella più rappresentata con il 54% (Fig. 3b).

Nove sono i geositi, tra quelli censiti, che si candidano, secondo i criteri di valutazione adottati, come geositi di interesse nazionale (Tab. 2). La maggior parte di essi ricade nella macro-area "Mainarde - M.ti di Venafro - Alto Volturno" ed è rappresentata dalla tipologia geomorfologia.

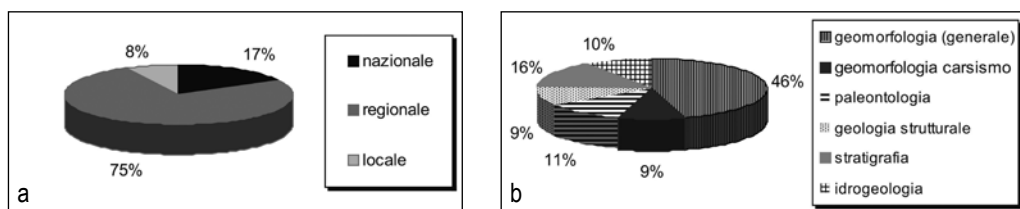


Fig. 3. Distribuzione dei geositi censiti per grado di interesse (a) e per tipologia (b).

GEOSITI DI INTERESSE NAZIONALE			
NOME	COMUNE	MACRO-AREA	TIPOLOGIA
L'Abisso Pozzo della Neve	Campochiaro (CB)	Matese - Conca di Boiano - Sepino	Geomorfologia Carsismo ipogeo
L'Abisso Cul di Bove	Campochiaro (CB)	Matese - Conca di Boiano - Sepino	Geomorfologia Carsismo ipogeo
Il Lago di Civitanova	Civitanova del Sannio (IS)	Montagnola di Frosolone	Geomorfologia Carsismo epigeo
I Circhi glaciali di Coste dell'Altare La Metucia	Pizzone (IS)	Mainarde - M.ti di Venafro Alto Volturno	Geomorfologia
Pianoro Le Forme	Pizzone (IS)	Mainarde - M.ti di Venafro Alto Volturno	Geomorfologia
La Forra di San Michele a Foce	Castel San Vincenzo (IS)	Mainarde - M.ti di Venafro Alto Volturno	Geomorfologia
La Piana di Rocchetta a Volturno	Rocchetta a Volturno (IS) Castel San Vincenzo (IS)	Mainarde - M.ti di Venafro Alto Volturno	Geomorfologia
Le Sorgenti di Capo Volturno	Rocchetta a Volturno (IS)	Mainarde - M.ti di Venafro Alto Volturno	Idrogeologia
Isernia La Pineta	Isernia	Mainarde - M.ti di Venafro Alto Volturno	Paleontologia

Tab. 2. Tipologia, comune di appartenenza e macro-area di riferimento dei geositi di interesse nazionale censiti.

Si tratta, in particolare, di forme esemplificative di processi carsici sia epigei, come il geosito “*Il Lago di Civitanova*” (Fig. 4a), eccellente esempio di *polje* attivo, sia ipogei, come i geositi “*L’abisso Pozzo della Neve*” e “*L’abisso Cul di Bove*”; che costituiscono due degli abissi più profondi d’Italia. Altri geositi, quali “*I Circhi glaciali di Coste dell’Altare-La Metuccia*” e “*il Pianoro Le Forme*” (Fig. 4b), sono costituiti da forme e depositi testimonianti la morfogenesi glaciale, legata all’attività dei ghiacciai che si sono sviluppati nella catena montuosa de Le Mainarde nel corso del Pleistocene medio e superiore (Cinque *et alii*, 1990). Il geosito “*La forra di San Michele a Foce*” (Fig. 4c) ben testimonia, invece, l’intensa erosione fluviale occorsa nell’area de Le Mainarde a seguito dei sollevamenti tettonici, mentre il geosito “*La Piana di Rocchetta a Volturmo*”, della tipologia geomorfologia e sedimentologia, si connota come un’estesa superficie pianeggiante terrazzata, generata dalla deposizione prolungata di travertino da parte delle sorgenti di Capo Volturmo nel corso degli ultimi 75.000 anni (Brancaccio *et alii*, 1988). Gli unici due geositi di interesse nazionale non ricadenti nella tipologia geomorfologia sono rappresentati da un sito di interesse stratigrafico e paleontologico, il famoso sito preistorico di “*Isernia La Pineta*” (Fig. 4d), e da un sito della tipologia idrogeologia: “*Le Sorgenti di Capo Volturmo*”. Quest’ultime, peraltro, hanno dato anche origine all’ampia placca di travertino di Rocchetta a Volturmo, che costituisce il geosito “*La Piana di Rocchetta a Volturmo*”.

Per ciascuno dei 9 geositi di interesse nazionale, a partire dalle informazioni presenti nella scheda compilativa pesata, si è provveduto a compilare la “*Scheda per l’inventario dei geositi italiani*” e a consegnarla all’ISPRA, al fine di consentire la loro valutazione e inserimento nel Repertorio Nazionale dei Geositi.

Sulla base dei dati complessivamente acquisiti è stato costruito un database che contiene tutte le informazioni essenziali dedotte dalle carte topografiche e dalle schede di censimento, e raccoglie, quindi, le specifiche caratteristiche di ogni singolo geosito.

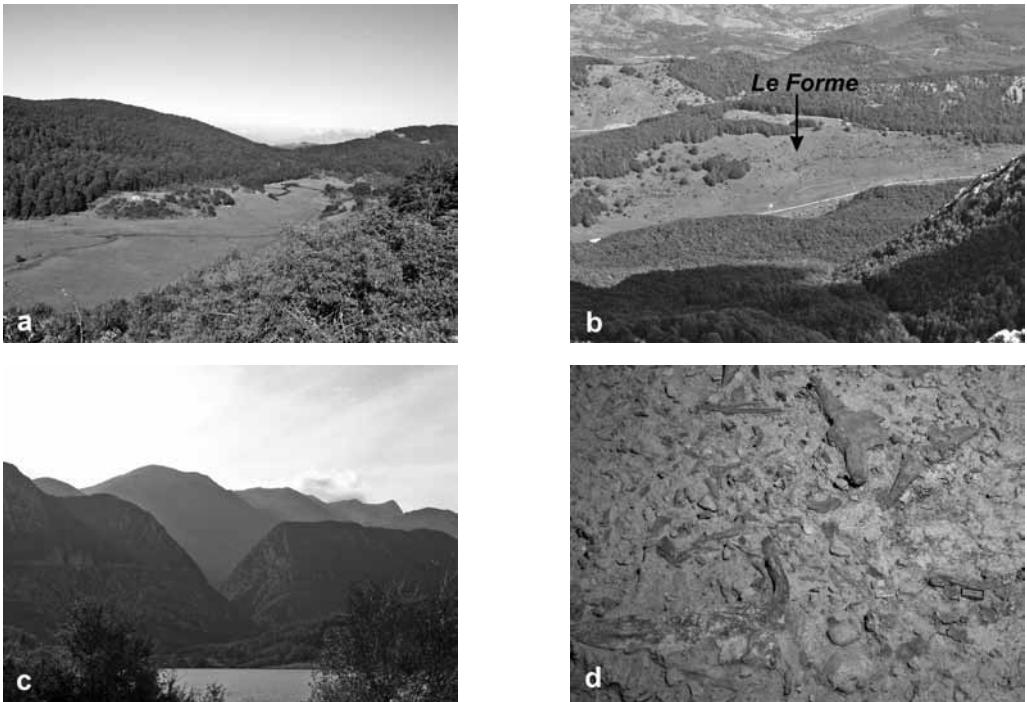


Fig. 4. Vista panoramica del polje del Lago di Civitanova (a), del Pianoro Le Forme (b) e della Forra di San Michele a Foce (c); particolare dell’archeosuperficie 3a all’interno del sito preistorico di Isernia La Pineta (d).

La valorizzazione dei Geositi

L'inquadramento territoriale dei geositi censiti

Allo scopo di poter relazionare il singolo geosito al contesto ambientale specifico che lo ospita, sono stati realizzati in ambiente GIS vari livelli informativi relativi ad aspetti territoriali di carattere geologico-ambientale, naturalistico ed amministrativo che consentono, quindi, di visualizzare ed interrogare i rapporti esistenti tra tali aspetti territoriali ed il singolo geosito o gruppi di geositi. In particolare, sono stati realizzati alcuni livelli informativi come ad esempio quello relativo alla sentieristica presente sul territorio molisano, e diverse carte tematiche tra cui la "Carta delle macro-aree", la "Carta delle Comunità Montane" e la "Carta dei Geositi e delle Aree SIC"; quest'ultima, in particolare, illustra i rapporti esistenti tra geositi, le aree SIC (Siti di Interesse Comunitario) e le macro-aree distinte (Fig. 2).

	Alto Molise	Mainarde-M.ti di Venafro-Alto Volturno	Montagnola di Frosolone	Matese-Conca di Boiano-Sepino	Totale
Superficie (Km ²)	452	559	245	412	1668
Numero Aree EUAP: Parchi, Riserve, Oasi e Boschi	2	1	1	2	6
Numero Aree non EUAP: Foreste Demaniali Regionali ed Oasi	4	1	0	1	6
Numero Aree Sic	7	13	5	2	27
Numero Aree Zps	2	2	0	2	6
Estensione totale Aree incluse nelle EUAP e non EUAP, Aree SIC e ZPS (Km ²)	146	128	95	255	624
Numero totale geositi censiti	11	12	4	26	53
Numero totale di geositi ricadenti in Aree Protette	6	7	4	22	39

Tab. 3. Distribuzione dei geositi censiti nelle 4 macro-aree studiate in rapporto a tipologia, numero ed estensione delle aree protette.

La realizzazione dei diversi tematismi in ambiente GIS, unitamente all'esame dei rapporti tra geositi, aspetti fisici del territorio (geologia, geomorfologia, ecc.) e aspetti naturalistici (distribuzione, estensione e tipologia delle aree protette), ha consentito di definire un quadro conoscitivo organico, seppur ancora preliminare, per le 4 macro-aree od oggi interessate dal censimento, e di individuare al loro interno delle zone che per concentrazione, grado di interesse e tipologia di geositi, per pregi naturalistici e grado di tutela ambientale, possono definirsi di particolare vocazione geologico-naturalistica. A questo riguardo, dati molto interessanti sono emersi dall'analisi della distribuzione e dell'estensione delle aree protette all'interno delle singole macro-aree (Tab. 3) e del numero di geositi censiti in esse ricadenti; più di un terzo del territorio interessato dal censimento è, infatti, occupato da aree protette, e ben oltre la metà dei geositi censiti è risultata ricadere all'interno di un'area protetta. L'analisi della "Carta dei Geositi e delle Aree SIC" (Fig. 2), che ben rappresenta le aree protette complessivamente presenti in Molise (infatti i siti SIC includono o coincidono con le aree ZPS, le Oasi WWF, le Riserve Naturali e le aree parco, come il PNALM) ha, poi, consentito l'individuazione di 6 zone di particolare vocazione geologico-naturalistica:

- 1) i Monti del Matese (area SIC-ZPS de "La Gallinola - M. Miletto - Monti del Matese") che comprendono la maggior parte dei geositi censiti nella macro-area "Matese - Conca di Boiano-Sepino";

- 2 + 3) la Piana di Rocchetta a Volturno e la Catena delle Mainarde, ricadenti nell'area "Mainarde - M.ti di Venafro - Alto Volturno" interessata dalla presenza del PNALM;
- 4 + 5) la struttura di Monte Campo e quella di Monte di Mezzo per l'area "Alto Molise", incluse entrambe in aree SIC;
- 6) l'area SIC "Montagnola Molisana" che comprende i 4 geositi censiti per l'area "Montagnola di Frosolone".

Queste zone, pur non essendo certamente le uniche meritevoli di attenzione, possono diventare in modo più facile ed immediato oggetto di un percorso guidato di promozione turistica e di valorizzazione dei beni geologici in un contesto di turismo geo-naturalistico, senza ovviamente trascurare la possibilità di associare valenze di tipo archeologico, storico e culturale.

La scheda di sintesi

A parte la grande quantità di dati resa disponibile e fruibile attraverso l'archivio GIS, un primo risultato "pratico" del censimento è rappresentato dalle schede di sintesi dei geositi (Fig. 5) che sono state redatte per ciascun geosito sulla base delle informazioni contenute all'interno della scheda compilativa, inserendo anche una sezione dedicata al contesto paesistico-territoriale in cui il singolo sito ricade. Tali schede sono state predisposte per poter essere utilizzate anche nella realizzazione di un volume a carattere divulgativo dedicato ai geositi della Regione Molise in procinto di realizzazione. Una parte delle schede, insieme ad una galleria fotografica, è, inoltre, già in via di pubblicazione sul sito web www.moliseturismo.eu del Servizio Promozione Turistica ed Industria Alberghiera della Regione Molise.

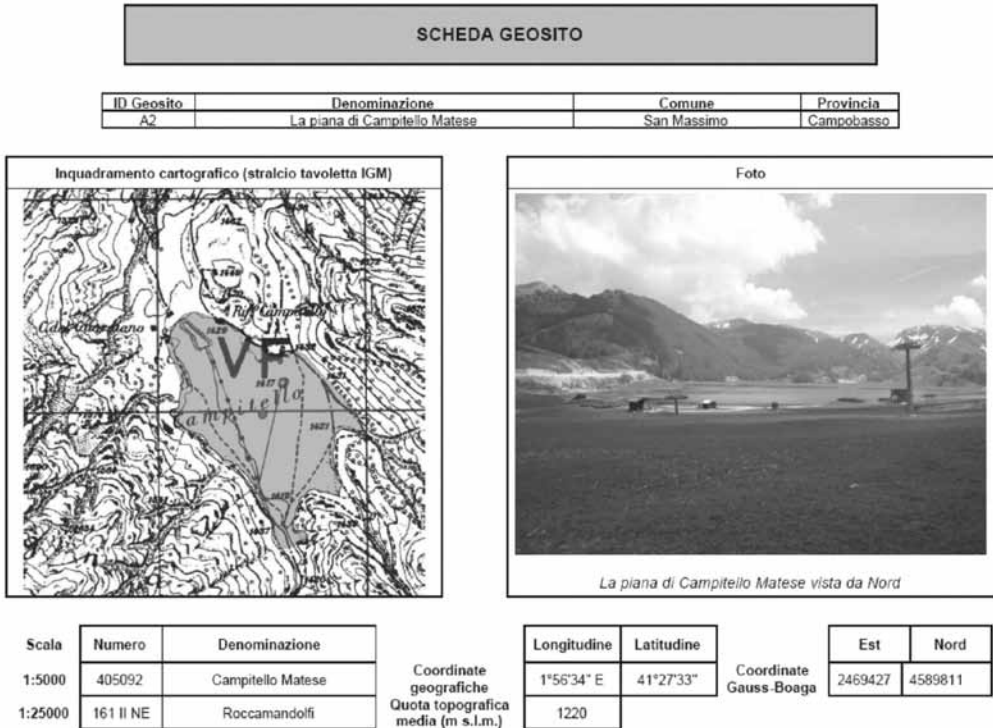


Fig. 5. Esempio di prima pagina della scheda di sintesi dei geositi della Regione Molise.

Conclusioni

Le attività di ricerca realizzate nell'ambito del progetto "Il censimento dei geositi della regione Molise" hanno consentito il censimento ad oggi di 53 geositi di interesse nazionale, regionale e locale. Il criterio di valutazione pesata che è stato sviluppato ed adottato nell'ambito di questo progetto, ha consentito di rendere più oggettivo il giudizio attribuito ad ogni singolo geosito in relazione al suo valore e grado di interesse e all'opportunità di tutela tenendo in conto il valore storico-archeologico-culturale del sito e il suo grado di vulnerabilità. Il criterio di valutazione adottato può inoltre costituire, a nostro avviso, un possibile riferimento per uniformare e, dunque, rendere meglio confrontabili le valutazioni effettuate in ambiti regionali diversi, ed essere di supporto, quindi, anche alle valutazioni a livello nazionale.

Le fasi successive dello studio prevedono il completamento del lavoro di censimento e di schedatura a scala regionale, con ulteriori approfondimenti nelle quattro macro-aree già oggetto di studio e l'estensione delle attività di censimento alle restanti 3 macro-aree, cioè "Molise centrale", "Basso Molise" e "Fascia costiera". Sulla base dei dati complessivamente acquisiti si procederà inoltre alla redazione di un quadro delle zone di particolare vocazione geologico-naturalistica della regione Molise.

I risultati del progetto di ricerca contribuiranno, tenendo in considerazione gli specifici aspetti fisio-grafici, ambientali e culturali che caratterizzano tipicamente varie aree del Molise, di sviluppare proposte e azioni finalizzate alla migliore gestione e valorizzazione dei geositi con particolare riferimento alla loro fruizione turistica e alla valorizzazione integrata del patrimonio geologico e biologico della regione Molise. Tra le possibili azioni di valorizzazione e di promozione turistica dei geositi si inserisce, in particolare, la realizzazione di una serie di volumi a carattere divulgativo sui geositi (primo quello sull'area "Alto Molise", già in corso d'opera) e di carte ed itinerari geo-turistici per le aree giudicate più interessanti.

Bibliografia

- BERTACCHINI M., GIUSTI C., MARCHETTI M., PANIZZA M., PELLEGRINI M. (EDS.) (1999) - *I beni geologici della provincia di Modena*. Artioli editore, Modena, 104.
- BRANCACCIO L. D'ARGENIO B., FERRERI V., STANZIONE D., TADDEUCCI A., VOLTAGGIO M. (1988) - *I travertini di rochetta a Volturmo (Molise): datazioni con ²³⁰Th e modello deposizionale*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 673-683.
- CINQUE A., LICCARDO C., PALMA B., PAPPALARDO L., ROSSKOPF C., SEPE C. (1990) - *Le tracce glaciali nel parco Nazionale d'Abruzzo (Appennino centrale): nota preliminare*. Geog. Fis. Dinam. Quat., 13, 121-133.
- CORATZA P., GIUSTI C. (2003) - *Proposta metodologica per la valutazione dell'impatto sulla qualità scientifica dei geomorfisiti*. In: Piacente S., Poli G. (eds.) *La memoria della terra. La terra della memoria. L'inchiostro blu*, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, Modena, 110-113.
- MARCHETTI M., MARINO D., CANNATA G. (A CURA DI) (2008) - *Relazione sullo stato dell'ambiente della regione Molise*, cap. 12, natura e biodiversità, 317 - 402. Università degli Studi del Molise, 536 pp.
- MOSTARDINI, E., MERLINI, S. (1986) - *Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Boll. Soc. Geol. It., 35, 177-202.
- RIVAS V., RIX K., FRANCES E., CENDRERO A., BRUNDSSEN D. (1997) - *Geomorphological indicators for environmental impact assessment; consumable and non-consumable geomorphological resources*. Geomorphology, 18, 3/4, 169-182.
- WIMBLETON W.A., BENTON M.J., BEVINS R.E., BLACK G.P., BRIDGLAND D.R., CLEAL C.J., COOPER R.G., MAY V.J. (1995) - *The development of a methodology for the selection of british geological sites for conservation: Part .1*. Modern Geology, 20, 159-202.

IL PATRIMONIO GEOLOGICO DELLA PUGLIA: INIZIATIVA EDITORIALE DELLA SIGEA PUGLIA

Antonio Fiore¹, Salvatore Gallicchio², Pietro Blu Giandonato¹, Vincenzo Iurilli², Giuseppe Mastronuzzi²,
Piero Pieri², Luisa Sabato², Paolo Sansò³, Gianluca Selleri³, Oronzo Simone¹, Donato Sollitto¹,
Marcello Tropeano² & Salvatore Valletta¹

¹SIGEA - Puglia; puglia@sigeaweb.it; ²Dipartimento di Geologia e Geofisica - Università di Bari; ³Università del Salento.

Riassunto

La Società Italiana di Geologia Ambientale - Sezione Puglia, ha intrapreso un progetto editoriale con lo scopo di contribuire alla conoscenza del patrimonio geologico pugliese. Il volume è costituito da due sezioni: nella prima vengono brevemente descritte le peculiarità geologiche della regione, che si riflettono nei vari aspetti del paesaggio; nella seconda parte si propone ai lettori una serie di esempi rappresentativi della *geodiversità* pugliese. Gli argomenti trattati sono stati esposti sinteticamente e con linguaggio accessibile anche a chi non è specialista della materia, pur senza trascurare il rigore scientifico. Il volume è rivolto ad un pubblico di lettori interessati alle scienze naturali ed attratti dalla varietà delle forme del paesaggio, i quali, in maniera non troppo impegnativa, vogliono addentrarsi nel panorama geologico pugliese.

Premessa

Il territorio della Puglia è caratterizzato da una varietà di paesaggi che celano in sé l'impronta di una storia geologica lunga alcune centinaia di milioni di anni; il tema è stato trattato precedentemente in una guida dall'impostazione più strettamente geologica (AA.VV., 1999) o nel recente volume sul carsismo e la speleologia (AA.VV., 2007), e in alcune indagini locali (Simone & Fiore, 2004; Soldani *et alii*, 2002) per citare solo alcuni esempi. Questa varietà si riscontra sia estensivamente che nei dettagli, e può essere espressa sinteticamente con l'appropriato neologismo "geodiversità" (cfr. AA.VV., 2003). Tra le sue concause va considerata *in primis* la varietà litologica, visibile nelle numerose tipologie di roccia, che rispecchiano contesti paleogeografici molto diversi tra loro e da quelli attuali; inoltre, la successione dei vari processi tettonici, sedimentari e morfogenetici della storia evolutiva di questa regione (Ricchetti *et alii*, 1988), comprendendo in queste dinamiche anche la recente, ma non trascurabile, azione modificatrice dell'uomo (Moretti *et alii*, 2004).

Motivazioni del progetto editoriale

Il patrimonio geologico diffuso nella regione pugliese costituisce una grande risorsa potenziale che può arricchire e differenziare le offerte turistiche già esistenti, attualmente fortemente incentrate sulle aree costiere e su poche altre località oltremodo sfruttate, e con frequentazione concentrata in particolari periodi dell'anno (generalmente nella stagione estiva). Offerte alternative, in una più ampia ed articolata proposta di geo-turismo e di turismo naturalistico in senso più ampio, potrebbero contribuire ad un riequilibrio dell'economia turistica su più vaste porzioni del territorio, includendo aree interne sinora trascurate, e anche ad una distribuzione su più stagioni.

Il volume vuol contribuire all'idea che il patrimonio di cui tratta, se conosciuto e ben tutelato, diviene una risorsa basilare per molte forme di turismo, alternativo a quello di massa; non solo risorsa per il "geoturismo", dunque, che è comunque una forma di cultura in crescita, anche con i suoi aspetti di "escursioni didattiche" (fig. 1). Si riscontra sempre più diffusa, infatti, la positiva tendenza di ricercare stimoli culturali, in campi



Fig. 1 - Fruizione didattica di un geosito: escursione della SIGEA (21.4.2008) con gli studenti dell'I.I.S.S. G. Galilei di Monopoli, in posa sull'arco della Grotta di Sella (Polignano a Mare - Ba). (Foto V. Iurilli).

anche diversi da quello geologico, che spesso si rivelano a questo settore legati da nessi logici: ciò può dirsi del patrimonio architettonico o archeologico, strettamente relazionati con l'ambiente fisico, come pure dell'offerta enogastronomica, o di alcune manifestazioni delle tradizioni popolari che sono espressione dei connotati territoriali.

Inoltre, i valori diffusi del paesaggio sono oggetto di attenzione anche nel campo della pianificazione urbanistica, che nei futuri e auspicati progressi avrà sempre più necessità di una conoscenza dettagliata di questi aspetti e delle loro relazioni con l'antropizzazione e la potenziale fruizione del territorio in modalità compatibili con la tutela. Si pensi, a tal riguardo, alla Proposta di Piano Paesaggistico Territoriale Regionale (PPTR) ("Il paesaggio non dovrebbe essere inteso solo come una raccolta di beni di eccezionale bellezza e rarità; il paesaggio va indagato e decifrato come specchio dell'identità e dell'anima dei luoghi...."), all'Osservatorio del Paesaggio e al lavoro delle Commissioni Locali per il Paesaggio che sempre più numerose si stanno attivando, nonché ai vari Piani Urbanistici Generali in corso di definizione nella Regione. Un primo passo irrinunciabile verso la comprensione e la valorizzazione delle emergenze paesaggistiche e culturali, è la conoscenza di questo patrimonio, ed in tal direzione occorrerà orientare i processi decisionali in ambito politico.

In questa prospettiva la sezione pugliese della SIGEA ha intrapreso nuove iniziative, anche sotto l'impulso della recente normativa regionale in materia di tutela del patrimonio geologico, attraverso uno specifico gruppo di lavoro sul tema che si è impegnato in particolare nella redazione di un volume a carattere scientifico-divulgativo, dal titolo "Il Patrimonio geologico della Puglia. Territorio e geositi".

Questo progetto editoriale è stato anche favorevolmente accolto dalla Fondazione Cassa di Risparmio di Puglia, che ha contribuito alla sua realizzazione. L'intento della pubblicazione è quello di contribuire alla conoscenza del patrimonio geologico diffuso nella regione, in quanto non si limita alla trattazione dei siti di interesse nazionale o internazionale già noti in Puglia, come ad esempio i cosiddetti "puli" delle Murge e la grande dolina Pozzatina, o le orme di dinosauro disseminate negli strati calcarei. Al contrario, in esso sono

proposti anche siti meno conosciuti o forse in taluni casi di minor effetto scenico, ma non meno rilevanti per la loro valenza scientifica e didattica, guidando il lettore con la filosofia dell'esplorazione e della scoperta. Inoltre, la pubblicazione di un volume sul patrimonio geologico della Puglia consente di porre su un più opportuno livello di attenzione le esigenze di salvaguardia e di pianificazione per la tutela dei beni geologici. Molto spesso, infatti, l'individuazione dei beni geologici non culmina con la definizione di linee di intervento finalizzate alla loro tutela. Casi eclatanti in tal senso sono rappresentati dai problemi che affliggono gli stessi siti di interesse nazionale ed internazionale (Fiore *et alii*, 2009): i "puli" degli altopiani divengono spesso recapito di rifiuti; la "cava dei dinosauri" di Altamura tuttora non è protetta dall'azione degli agenti atmosferici e corre serio rischio di degrado; la Punta delle Pietre Nere (all'estremità settentrionale della Regione) è un sito di grande interesse geologico, ma ormai quasi completamente obliterato dall'impatto antropico di opere fin troppo invasive.

Problema comune è poi l'assenza di interventi volti alla valorizzazione e alla fruizione dei siti, spesso difficilmente raggiungibili. In certi casi, ad esempio, il grande impatto scenico di alcuni geositi costieri è connesso a condizioni di instabilità che costituiscono fattori di elevato rischio per la fruizione. Le azioni di divieto sono generalmente più frequenti rispetto a più opportuni interventi di messa in sicurezza e valorizzazione che, per quanto possibile, non devono essere in contrasto con le naturali caratteristiche e tendenze evolutive. La SIGEA Puglia attraverso questa iniziativa editoriale intende creare le basi di una prima conoscenza e divulgazione del patrimonio geologico del territorio regionale, che sia anche di impulso ad un più ampio progetto cognitivo dei beni geologici. Gli interessi del gruppo di lavoro, infatti, sono orientati verso la realizzazione di una carta dei paesaggi geologici del territorio pugliese, che possa costituire la base su cui impostare un progetto di censimento dei geositi della Puglia.

Struttura del volume

Il volume è strutturato in due parti. La prima parte è descrittiva dei vari aspetti del paesaggio, con una suddivisione di massima per aree omogenee e per tipologia. Si apre con una introduzione del Prof. Piero Pieri, già ordinario di Geologia presso la Facoltà di Scienze, cui fa seguito una descrizione dell'ambiente geologico regionale nel suo insieme. Segue poi una zonazione su "base geologica" del paesaggio pugliese, nel quale si distinguono *le aree dell'avampese apulo* (Gargano, Murge e Salento, nel cap. 2), *della Fossa Bradanica* (Tavoliere e Fossa Premurgiana, nel cap. 3) e *della Catena Appenninica* (corrispondente alla c.d. *Daunia*, nel cap. 4). Sono poi trattati separatamente alcuni aspetti caratteristici del paesaggio geologico, che esulano dalla zonazione in senso geologico perché ad essa "trasversali": *le forme carsiche* (cap. 5, il cui autore è anche speleologo, attivo nella Federazione Speleologica Pugliese), in cui si illustrano, più che gli aspetti "classici", alcune peculiarità dei paesaggi carsici in Puglia; segue il reticolo idrografico, caratterizzato dalla presenza di *gravine e lame* (cap. 6), anche qui con enfasi su alcuni aspetti di rarità, tipici della regione; infine i *terrazzi marini* (cap. 7) e le *coste* (cap. 8), ambienti morfogenetici del presente (coste) e del recente passato (terrazzi) che bordano la regione per centinaia di chilometri, consentendo anche riferimenti a problematiche attuali come la conservazione e l'erosione costiera.

Al termine di ogni capitolo ci sono riferimenti alla bibliografia, utile per eventuali ricerche di approfondimento da parte dei lettori più interessati.

La seconda parte costituisce un "saggio" di quella che potrebbe essere un'opera sistematica di esplorazione, censimento e catalogazione delle emergenze di quel "patrimonio geologico" regionale che la Legge Regionale n. 33 del 2009 intende tutelare. Vi sono descritti 23 "geositi", scelti dagli Autori, come sopra accennato, al di fuori del novero delle "località celebri" che rappresentano un po' gli stereotipi paesaggistici



Fig. 2 - La falasia intagliata in calcareniti plioceniche a Torre S. Andrea (litorale a nord di Otranto): un paesaggio suggestivo e poco conosciuto. (Foto P. Sansò)

della regione; infatti la Grotta di Lamalunga (o dell'uomo arcaico), i "puli", la cava delle orme di dinosauri di Altamura non potranno certamente mancare in una catalogazione completa, ma sono sin troppo note all'opinione pubblica nazionale e non solo, per cui nell'ottica della sensibilizzazione su questo patrimonio "diffuso" risultava preferibile evidenziare la presenza di una moltitudine di siti meno conosciuti, ma non per questo meno pregevoli e degni di tutela o valorizzazione.

Spettacolari scorci di paesaggio, per di più ricchi di informazioni degne di divulgazione in itinerari turistici "culturali", si ritrovano alla Baia di San Felice (sulla costa garganica), come sulla vetta del Monte Corncaccia (la più alta della regione, nei Monti della Daunia), nei depositi della Murgetta Rossa come nelle numerose cave con orme di dinosauri che si vanno scoprendo, dopo quella di Altamura, grazie all'opera incessante di appassionati studiosi pugliesi. Questo schedario, iniziale e parziale, si arricchisce anche di siti in cui coesistono valenze di tipo culturale diverso da quelle strettamente geologiche o geomorfologiche: storiche, archeologiche, o semplicemente sceniche (Fig. 2); ne sono esempi le grotte che sono state luoghi di culto, grotte costiere e degli altopiani, depositi fossiliferi, testimonianze dei maremoti del (recente) passato, rocce con ittioliti, valli in cui la cultura rupestre si è evoluta condizionata dalle locali condizioni geologiche, ed altro ancora.

Ogni scheda occupa due facciate accostate (Fig. 3), con alcune immagini significative e descrittive che si aggiungono ad uno standard informativo che comprende: ubicazione (corredata di planimetria su base aerofotografica), itinerario di avvicinamento, luoghi di osservazione, tipo di valenza (paleontologica, geomorfologica, scenica, etc.), una descrizione sintetica ma completa, i riferimenti bibliografici essenziali ed infine un paragrafo (*itinerari*) in cui il sito è relazionato con un contesto territoriale più ampio.

In definitiva, si è scelta una struttura leggera e fruibile, con uno schema chiaro, peraltro agevolato dalle soluzioni grafiche, che guida i lettori anche meno specialisti nelle materie geologiche attraverso i vari temi affrontati, invitandoli praticamente a tornare sul territorio per una fruizione più consapevole. Questo senza precludere la possibilità di successivi approfondimenti scientifici attraverso i lavori citati in bibliografia.

Ittioliti cretacei Lama San Giorgio, Rutigliano

Ubicazione
Provincia di Bari
Comune di Rutigliano
Coordinate geografiche:
16°59'13" E
40°58'50" N

Per raggiungere
Il luogo
La chiesa dell'Annunziata
può essere raggiunta
imboccando la sc. Annun-
ziata dalla SP 240.
Lasciata l'auto nei pressi
della chiesa è possibile
procedere a piedi lungo il
solco erosivo.

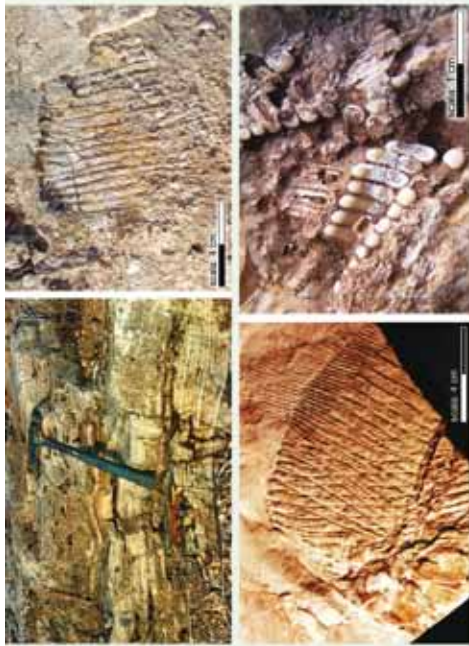
Luoghi di osservazione
Gli strati fossiliferi, fitta-
mente laminati, sono
osservabili in più punti e
maniera discontinua
lungo i versanti calcarei.

Valenze
Paleontologica
Interesse paleogeogra-
fico.



Descrizione
A sud-ovest di Rutigliano, nei pressi della chiesa rurale dell'Annunziata, il solco erosivo di Lama San Giorgio incide il substrato per una profondità di 15 - 20 m. In alcuni punti lungo i fianchi della lama affiorano calcari fittamente laminati (foto in alto a sinistra) contenenti rari fossili di pesci in buono stato di conservazione. L'analisi della microfossilia ha permesso di datare queste rocce al Cretaceo (Cenomaniano inferiore - medio, circa 95 milioni di anni fa). Finora non sono stati condotti studi di dettaglio sulla fauna a pesci; un'analisi preliminare ha permesso di stabilire la presenza di specie appartenenti al gruppo estinto dei Pycnodonti (Ordine Pycnodontiformes), pesci ritenuti ecologicamente affini agli squali attuali (foto in alto a destra e in basso a sinistra). Ritenuti conchiolofi, grazie alla loro robusta dentatura (foto in basso a destra), gli studiosi ipotizzano che questi animali vissero in aree litorali, presso le scogliere o vicino al fondale. Altri fossili ritrovati sembrano appartenere ad un gruppo affine ai Clupidi (Ordine a cui appartengono le attuali accuglie).

Lo scenario paleogeografico ricavabile dai caratteri sedimentologici e dalle associazioni fossilifere è quello di un'ampia area costiera sulla quale potevano instaurarsi più o meno estesi banchi, isolati dal mare aperto, in cui alcuni organismi, trasportati dal moto ondoso, potevano rimanere intrappolati in condizioni proibitive per la loro sopravvivenza (elevata salinità, basso tenore d'ossigeno ecc.), ovvero arrivare già morti. In ambedue i casi la scarsa ossigenazione del fondo e l'assenza di necrofagi ne avrebbe permessa la fossilizzazione.



Itinerari

Il territorio circostante la chiesa dell'Annunziata è parte dell'area naturale protetta di Lama San Giorgio (legge regionale n. 1997), il cui parco è in via di istituzione. Le "lame" sono ciò che resta di un antico reticolo idrografico che, sebbene non attivo, si presenta a luoghi ben organizzati. Risparmiato dalle profonde trasformazioni ad opera dell'uomo, molte lame ospitano resti dell'originaria vegetazione naturale. In quest'area la Lama San Giorgio conserva tracce di un'antica frequentazione umana. Nei pressi della chiesa, nella vicina località San Martino e in alcune grotte che si aprono sui versanti della lama sono state rinvenute testimonianze risalenti a diverse fasi cronologiche a partire dal Neolitico. L'area dell'Annunziata è meta di escursioni; in particolar modo è radicata l'usanza di trascorrere in questi luoghi il lunedì di Pasquetta, dove le persone stringono indissolubili vincoli di amicizia, diventando "compatri", secondo il tradizionale rito del "passa passa".

Bibliografia essenziale

- D'Amico A., a cura di (1999) - Ambienti archeologici, storia: segni della Lama dell'Annunziata. Catalogo dell'omonima mostra, 208 pp.
- Lucrezio Siani E., Rizzo A. & Saverio G. (1996) - Osservazioni geologiche - stratigrafiche preliminari su un livello di calcari "mollicci" del Cenomaniano delle Murge (Puglia). Memorie della Società Geologica Italiana, 51, pp. 315 - 320.
- Saverio G. (1995) - Studio di alcuni affioramenti cenomaniani nella tavolozza "Mascena Purpatone", P. 190, IV MO. Tesi di laurea media - Università degli Studi di Bari, Dipartimento di Geologia e Geofisica (Relatore Prof. Saverio E. Luperto Siani).

Foto

L'esemplare raffigurato in basso a sinistra era custodito, nel 1994, presso la sede dell'Archivio di Rutigliano. Le foto in alto a destra e in basso a destra, realizzate sul campo, ritraggono fossili ancora inglobati nella roccia.

Fig. 3 - Un esempio della scheda adottata per il volume: il sito ad Ittioliti di Lama San Giorgio (Rutigliano - Ba).

Conclusioni

L'insieme delle singolarità geologiche pugliesi costituisce una potenziale risorsa per il turismo naturalistico-culturale, e un valore aggiunto alle offerte già esistenti, generalmente condizionate da un carattere stagionale. In questa prospettiva, il gruppo di lavoro "patrimonio geologico e geositi" della sezione pugliese della SIGEA, anche sotto l'impulso della recente normativa regionale, ha concentrato i propri sforzi nella realizzazione di un primo volume a carattere scientifico-divulgativo con lo scopo di rendere fruibili le informazioni di base su questo tema, che altrimenti rimarrebbero appannaggio di pochi specialisti del settore. Nel complesso, il volume può costituire uno stimolo ed una prima base culturale per i lettori orientati verso forme di turismo alternative a quello di massa, e sensibili a quegli aspetti, in molti casi spettacolari, del paesaggio pugliese derivanti dai suoi peculiari caratteri geologici.

Bibliografia

- AA. VV. (1999) - *Guide Geologiche Regionali. Puglia e Monte Vulture, prima parte*. A cura della Società Geologica Italiana. BE-MA editrice, 288.
- AA. VV. (2003) - *Conservazione e valorizzazione del patrimonio geologico*. Suppl. Fasc. 1/2003 Geologia dell'Ambiente, Atti Convegno Rionero in Vulture, 13-14 aprile 2002, 239-254.
- AA. VV. (2007) - *Grotte e carsismo in Puglia*. A cura di Inguscio S., Lorusso D., Pascali V., Ragone G., Savino G., Ed. Regione Puglia, Assessorato all'Ecologia e Federazione Speleologica Pugliese, 199.
- FIORE A., GIANDONATO P.B., IURILLI V., MASTRONUZZI G., SABATO L., SIMONE O., SOLLITTO D., VALLETTA S. (2009) - *Il patrimonio geologico in Puglia: dall'indifferenza alla valorizzazione*. Iniziativa legislativa della Regione Puglia. Geologia dell'Ambiente, 2, 24-31.
- MORETTI M., FIORE A., PIERI P., TROPEANO M., VALLETTA S. (2004) - *Effetti dei "Miglioramenti Fondiari" nelle Murge Alte (Puglia): l'impatto antropico sul paesaggio carsico e costiero*. "Il Quaternario" Italian Journal of Quaternary Science, 17(2/1), 323-330.
- Regione Puglia - Legge Regionale 4 dicembre 2009, n. 33 "Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico". Bollettino Ufficiale della Regione Puglia n. 196 del 7-12-2009.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F., PIERI P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'avampaese apulo*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 57-82.
- SIMONE O., FIORE A. (2004) - *Attraverso il Gargano: dal Pizzomunno alla Dolina Pozzatina*. In: Brancucci G. (Ed.) Geositi e dintorni... Volume a cura del Dipartimento POLIS, Laboratorio di Geomorfologia Applicata, Facoltà di Architettura - Genova, 139-143.
- SOLDANI D., SIMONE O., SANSÒ P., MASTRONUZZI G. (2002) - *Geositi nel territorio di Ostuni (Brindisi)*. Risorsa scientifica e socio-economica. Geologia dell'Ambientale, X, 2, 37-40.

LE SUCCESSIONI OFIOLITICHE DI TIMPA DELLE MURGE E DI TIMPA DI PIETRASASSO

Salvatore Laurita ¹, Francesco Cavalcante ² & Giacomo Prosser ¹

¹ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata, 85100 Potenza, Italy

² Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale - CNR, 85050 Tito Scalo (PZ), Italy

Riassunto

Lo scopo della nota è volto alla divulgazione delle peculiarità geologiche delle successioni ofiolitiche di Timpa delle Murge e di Timpa di Pietrasasso affioranti nel massiccio del Pollino. La descrizione delle due successioni serve a mettere in luce le caratteristiche geologiche peculiari di due geositi di grande importanza scientifica. Quest'area, infatti, rappresenta una tra le migliori testimonianze dell'antico oceano Giurassico, noto come Tetide Occidentale o Tetide Alpina, presenti nella catena Appenninica. Gli affioramenti sono facilmente visitabili e i contatti tra le varie unità sono eccezionalmente esposti in un contesto paesaggistico di rara bellezza.

Introduzione

Nell'Appennino lucano a ridosso del confine con la Calabria, nell'area del Parco nazionale del Pollino, affiorano associazioni litologiche con caratteristiche peculiari, note come ofioliti. Esse rappresentano frammenti di crosta oceanica, con la relativa copertura sedimentaria, e sono la testimonianza di un antico bacino oceanico di età giurassica noto nella letteratura geologica come Tetide Occidentale (Marroni *et alii*, 1998) o Tetide Alpina (Stampfli *et alii*, 2002).

Le ofioliti affiorano tipicamente lungo fasce orogenetiche e sono costituite prevalentemente da rocce basiche ed ultrabasiche. In diversi settori delle Alpi e dell'Appennino, all'interno delle unità tettoniche derivanti dall'Oceano Tetideo, possono essere individuate sequenze ofiolitiche.

Nell'ambito delle catene peri-mediterranee le caratteristiche geologico-strutturali dell'area del Pollino costituiscono uno degli argomenti di maggiore attrazione per la comunità scientifica in quanto le rocce affioranti in questo settore, oltre ad essere una testimonianza dell'antico bacino tetideo, sono le porzioni più interne della catena e le prime ad essere state coinvolte nell'orogenesi che ha portato alla formazione della Catena Appenninica meridionale. Le unità ofiolitiche e le successioni sedimentarie del confine Calabro-Lucano, affioranti lungo il versante settentrionale del massiccio del Pollino, sono ascritte al Complesso Liguride (Ogniben, 1969).

La presente nota ha per oggetto le sezioni ofiolitiche, comprendenti resti della copertura sedimentaria, esposte a Timpa delle Murge ed a Timpa di Pietrasasso, che rappresentano le sequenze più complete dell'area dell'Appennino meridionale (Lanzafame *et alii*, 1978; Monaco, 1993; Fig. 1). Le sequenze ofiolitiche del Pollino comprendono serpentiniti e gabbri, ricoperti da lave a cuscino (*pillow*) e brecce di *pillow*. La copertura sedimentaria è costituita da radiolariti, calcari e argilliti.

Appare quindi evidente, la necessità di evidenziare l'importanza di alcuni affioramenti che presentano le migliori esposizioni, evidenziarne le loro peculiarità geologiche al fine di arricchire le conoscenze sul patrimonio naturalistico di questo territorio e sottolineare come la diffusione delle conoscenze geologiche possa essere una risorsa culturale di importanza internazionale.

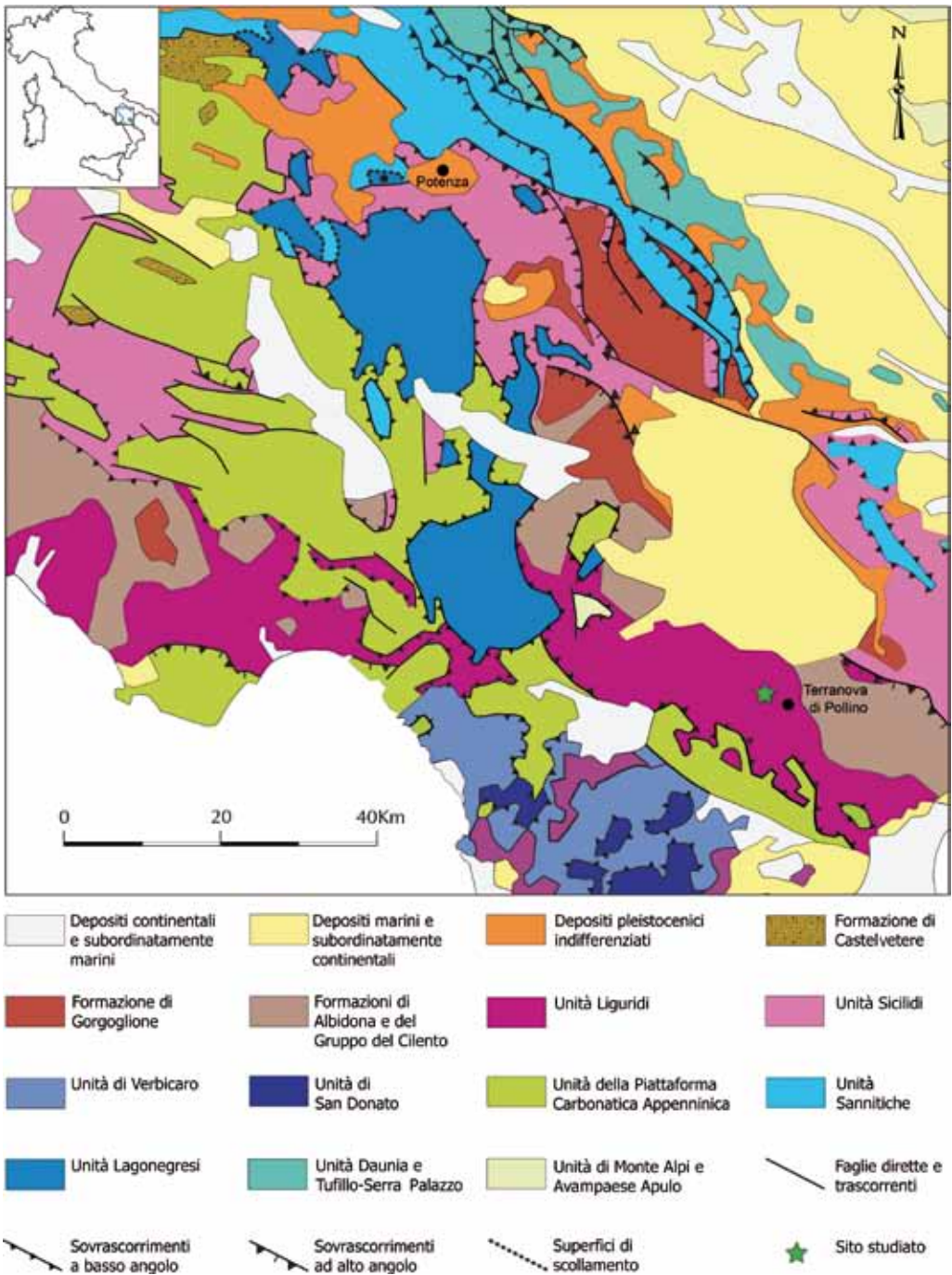


Fig. 1 - Schema geologico dell'Appennino meridionale, da Patacca e Scandone (2007). La stella verde indica la zona esaminata nel presente lavoro.

Le rocce ofiolitiche

Le rocce che costituiscono le associazioni ofiolitiche rappresentano porzioni di litosfera oceanica ed hanno una composizione da basica ad ultrabasica. In passato erano note con il nome di rocce verdi, dal colore dei litotipi più diffusi. La costante presenza di sedimenti di mare profondo ed altre caratteristiche peculiari come la struttura a cuscino (*pillow*) delle rocce vulcaniche, ha permesso di riconoscere che tali associazioni si sono generate in ambiente marino.

Dal 1972, in seguito alla Conferenza di Penrose della Società Geologica Americana, fu concordata la definizione di associazione ofiolitica, accettata poi universalmente. La sequenza, quando completamente sviluppata, è rappresentata dai seguenti termini, dal basso verso l'alto:

- Un complesso ultrabasico, in cui le rocce sono costituite da peridotiti di tipo lherzolitico e/o harzburgitico interessate da processi di serpentizzazione.
- Un complesso intrusivo in cui prevalgono rocce gabbriche; le porzioni inferiori comprendono tessiture di cumulo con stratificazione magmatica, mentre nelle porzioni più elevate sono frequenti rocce gabbriche e modesti volumi di rocce leucocratiche.
- Un complesso filoniano, costituito da un'associazione di dicchi, che talvolta può mancare completamente.
- Un complesso vulcanico costituito, da vulcaniti basiche con struttura a cuscino, e da livelli ialoclastitici.
- Una copertura sedimentaria, costituita da depositi di mare profondo (radiolariti, calcari pelagici, torbiditi, ecc.).

Il processo di serpentizzazione, molto frequente nel complesso ultrabasico, è il processo di alterazione dell'olivina ed in generale delle rocce ultrabasiche. La reazione avviene per metamorfismo di fondo oceanico, in corrispondenza della dorsale oceanica, e durante i processi di obduzione delle ofioliti (Barker, 1998). L'aggiunta di acqua è un fattore molto importante nella serpentizzazione, che avviene a temperature generalmente inferiori a 350°C (Barker, 1998).

Nell'ambito delle ofioliti è possibile discriminare, sia su base geodinamica che petrografico-mineralogica, due diverse tipologie: ofioliti lherzolitiche ed ofioliti harzburgitiche. Le prime sono ascrivibili a processi di espansione oceanica lenta, le seconde ad espansione oceanica veloce. Dal punto di vista petrografico-mineralogico, la classificazione è basata sulla natura delle peridotiti, rispettivamente lherzolitiche e harzburgitiche, che compongono il mantello situato alla base della sequenza ofiolitica.

Le lherzoliti nel mantello costituiscono le rocce sorgenti dei basalti attraverso processi di fusione parziale. Il mantello superiore è composto prevalentemente da olivina e da minerali del gruppo dei pirosseni (Enstatite e Diopside) generalmente per il 30% - 40%. Oltre ai minerali menzionati, la lherzolite contiene percentuali minori del 10% di minerali ricchi di alluminio, la cui natura mineralogica è relazionata alla profondità della lherzolite nel mantello (Nicolas, 1995).

I bacini oceanici tetidei

In figura 2, viene riassunta l'evoluzione del Mediterraneo occidentale secondo la ricostruzione di Carnignani *et alii*, (2004), in parte ispirata ai modelli paleogeografici di Stampfli *et alii* (2001). In questa figura si può notare la distribuzione dei bacini oceanici giurassici da cui si sono originate le sequenze ofiolitiche presenti nelle Alpi e nell'Appennino. Di seguito saranno riportate in ordine cronologico le diverse ricostruzioni paleogeografiche proposte per l'area tetidea.

Secondo Dercourt *et alii*, (1986) le ofioliti presenti in Appennino deriverebbero dall'Oceano Ligure, che nel settore sudoccidentale si estendeva tra la Sila a NO e l'Apulia a SE tra il Giurassico medio e il Cretacico superiore. L'apertura di questo bacino sarebbe legata al continuo movimento sinistro dell'Europa rispetto

all'Africa, durante l'apertura della porzione centrale dell'Oceano Atlantico.

L'Oceano Ligure viene indicato da Stampfli *et alii*, (2001) come la Tetide Alpina (Fig. 2), ed anche in questo caso rappresenta l'oceano da cui provengono le Unità Liguridi dell'Appennino e della Calabria.

In base alle ricostruzioni paleogeografiche rappresentate in figura 2 si può osservare la posizione dell'area oceanica della Tetide Alpina a partire dal Giurassico medio, fino all'Eocene-Oligocene, quando questo oceano viene consumato dai processi subduttivi che porteranno alla formazione dell'orogene alpino e appenninico.

Infatti, nell'interpretazione di Stampfli *et alii*, (2002) le Alpi derivano dalla chiusura della Tetide Alpina, in seguito ad una subduzione verso Sud che termina per collisione nel corso dell'Eocene. La Catena Appenninica si è invece sviluppata a partire dall'Oligocene superiore in seguito all'attivazione della subduzione verso W-NW del settore sudoccidentale della Tetide Alpina (Stampfli *et alii*, 2002). Le ofioliti della Calabria e del Pollino sarebbero quindi relitti alpini trasportati all'interno della Catena Appenninica, in accordo anche con quanto riportato da Amodio Morelli *et alii*, (1976) e Gueguen *et alii*, (1997; 1998). Questa interpretazione è stata parzialmente criticata da Dewey *et alii*, (1989), Knott (1994), Faccenna *et alii*, (2001) e Carmignani *et alii*, (2004) che ritengono la subduzione della Catena Alpina (verso sud) in parte contemporanea alla subduzione verso Nord della porzione occidentale della Tetide Alpina. Il prisma d'accrescimento in cui si sono formate le Unità Liguridi sarebbe quindi legato alla stessa subduzione che ha portato successivamente alla formazione della Catena Appenninica.

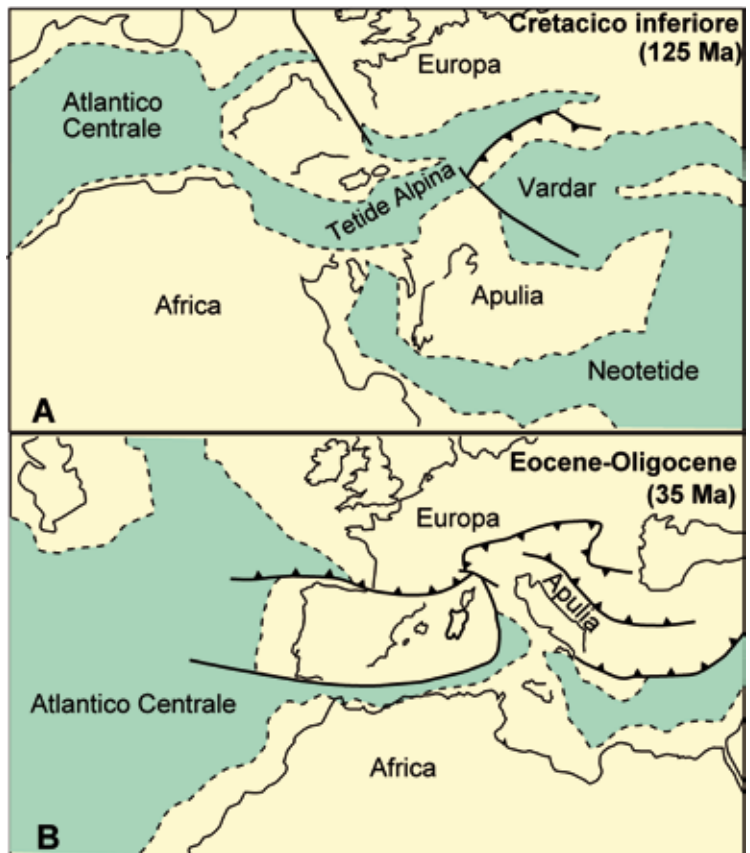


Fig. 2 - Schema paleogeografico dell'area del Mediterraneo (da Carmignani *et alii*, (2004)). A. Situazione al Cretacico inferiore (125 Ma); B. Situazione all'Eocene-Oligocene (35 Ma).

Confine Calabro-Lucano

Nell'area del Confine Calabro-Lucano si rinvencono diffusamente resti di rocce ofiolitiche con la relativa copertura oceanica e a luoghi frammenti di crosta continentale appartenenti al Complesso Liguride. Il Complesso Liguride rappresenta i resti di un prisma di accrezione Cretacico-Oligocenico derivante dalla chiusura del dominio oceanico interposto tra il margine europeo rappresentato dal blocco Calabro ed il margine Apulo (Knott, 1994). I termini Liguridi giacciono in sovrapposizione tettonica sulle unità carbonatiche che derivano dalla deformazione della Piattaforma Appenninica (Unità Alburno-Cervati di Amodio Morelli *et alii*, 1976) e rappresentano l'elemento geometricamente più elevato della catena (Bonardi *et alii*, 1988). Le formazioni che compongono le unità di piattaforma sono rappresentate da un complesso calcareo-dolomitico di età compresa tra il Trias superiore ed il Cretaceo superiore.

L'area del confine Calabro-Lucano è interessata da un sistema di faglie con orientazione media N120° e cinematica trascorrente sinistra, che ha prodotto l'accostamento di terreni appartenenti ai diversi domini paleogeografici (Schiattarella, 1996).

Il Complesso Liguride è stato oggetto di numerosi studi, i cui risultati hanno spesso generato interpretazioni diverse e controverse. In particolare, il significato del Complesso Liguride nell'evoluzione geodinamica dell'Appennino meridionale è stato oggetto di due interpretazioni principali. Alcuni autori (Ogniben, 1969; Knott, 1987; Monaco *et alii*, 1991) hanno considerato i terreni alloctoni liguridi come elementi apulo vergenti con il significato di una zona di sutura tra il blocco Europeo, rappresentato dalle unità calabridi, ed il blocco Africano. La seconda interpretazione considera i terreni metamorfici dell'Unità del Frido come elementi di una catena Eo-Alpina a vergenza Europea, di età Cretacico-Paleogenica, coinvolti nel Neogene nella costruzione della catena Appenninica (Amodio Morelli *et alii*, 1976; Bonardi *et alii*, 1988).

Bonardi *et alii* (1988) riconoscono all'interno del Complesso liguride l'Unità del Frido, interessata da un metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura, e l'Unità Nord Calabrese, costituita in buona parte dalla Formazione delle Crete Nere priva di una sovraimpronta metamorfica. Questi terreni sono ricoperte in discordanza dalle formazioni di Pollica, San Mauro, Albidona, riferibili al Burdigaliano superiore-Langhiano. Secondo Monaco *et alii*, (1991; 1995) l'Unità del Frido, derivante dalla porzione più profonda del prisma di accrezione liguride, sovrascorre la Formazione delle Crete Nere.

Descrizione dei siti

Nell'area compresa tra Timpa delle Murge e Timpa Pietrasasso (Fig. 3) affiorano l'Unità Nord-Calabrese e, in misura minore, l'Unità del Frido. Il contatto tra le due Unità, in genere poco affiorante, costituisce il limite tra gli argilloscisti dell'Unità del Frido a tetto e le argille della Formazione delle Crete Nere a letto. Le Unità liguridi a loro volta poggiano tettonicamente sull'Unità Alburno-Cervati, costituita da calcari del Cretacico, ben visibile nell'estremità sudorientale dell'area. Le successioni ofiolitiche di Timpa delle Murge e Timpa Pietrasasso sono situate entrambe all'interno dell'Unità Nord-Calabrese. In particolare, l'assenza di metamorfismo in questa unità ha permesso una migliore preservazione delle ofioliti e della relativa copertura sedimentaria.

Timpa delle Murge

Nell'area di Timpa delle Murge (Fig. 3) si può osservare la sequenza ofiolitica meglio esposta e completa (Monaco, 1993). La successione dei litotipi comprende alla base serpentiniti di colore verde scuro, molto tettonizzate, visibili in piccoli affioramenti alla base della sequenza. Verso l'alto si osservano piccoli corpi di gabbro, frequentemente di tipo eufotide, con una tessitura granulare e porfirica con diallagio. I termini

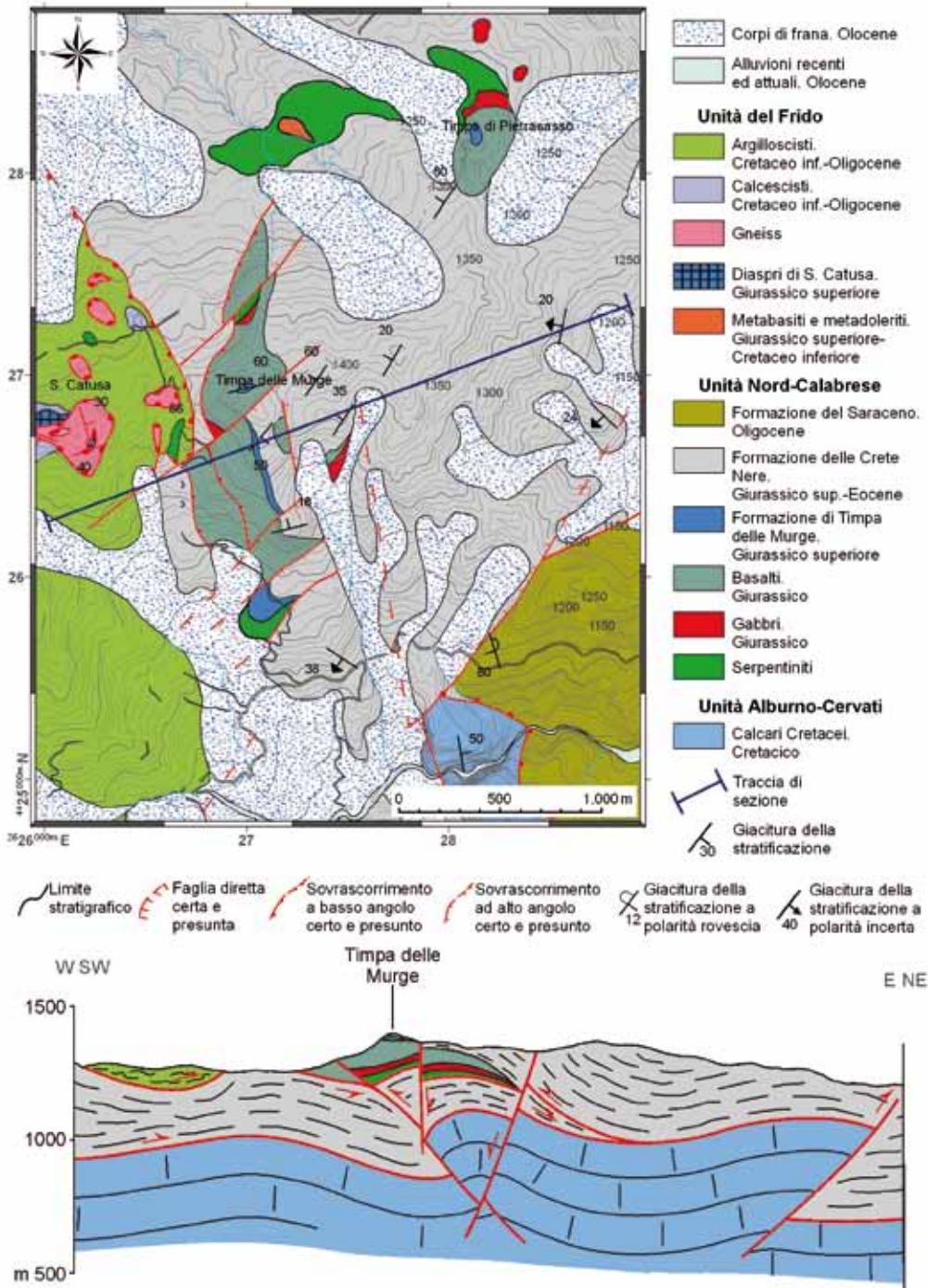


Fig. 3 - Carta e sezione geologica dell'area di Timpa delle Murge - Timpa Pietrasasso (da Cavalcante et alli, 2009 modificata).

effusivi sono costituiti da basalti con strutture a *pillows* (Fig. 4a) che passano, nella parte alta della successione, a breccie di *pillows* (Fig. 4b). La dimensione dei *pillows* è compresa tra pochi dm e fino a 1,5 m circa. Il bordo esterno presenta una riduzione in grana e un colore rossastro, che testimoniano il rapido raffreddamento del basalto a contatto con l'acqua marina. Inoltre, all'interno del *pillow* si osservano fratture radiali, che si sono formate per contrazione termica successivamente alla solidificazione del basalto (Fig. 4a). I *pillows* e le breccie di *pillows* sono cementati da una matrice ialoclastitica, spesso cloritizzata, di colore verde.

La copertura sedimentaria comprende argilliti silicee seguite da un intervallo di radiolariti rosse e verdi del Giurassico superiore (Marcucci *et alii*, 1983), che in continuità passano verso l'alto a calcari marnosi di colore rosato (Fig. 4b). Le radiolariti presentano strutture nodulari, evidenziate dalle variazioni cromatiche della selce. Seguono argilliti varicolori, interessate da un clivaggio tipo pencil, contenenti alcuni strati di quarzoareniti fini. Verso l'alto la successione probabilmente prosegue nella Formazione delle Crete Nere, costituita da potenti intervalli di argilliti nere e con intercalazioni di strati quarzoarenitici (Monaco *et alii*, 1995).



Fig. 4 - Caratteristiche della successione ofiolitica di Timpa delle Murge: a. particolare dei basalti a pillows; b. appoggio stratigrafico della copertura sedimentaria, costituita da radiolariti e calcari marnosi rossi, sulle breccie di pillows.

Timpa di Pietrasasso

La sequenza ofiolitica di Timpa di Pietrasasso (Fig. 3) presenta alcune analogie rispetto a quella di Timpa delle Murge, sia pure con una differente abbondanza dei tipi litologici.

A partire dal basso sono presenti ampi affioramenti di serpentiniti, contenenti blocchi di dimensione metrica costituiti da anfiboliti e gneiss. Localmente si osservano anche corpi di metadoleriti e di metabasiti. Verso l'alto compaiono i gabbri (Fig. 5), costituiti da plagioclasio completamente trasformato ed evidente clinopirosseno, con una grana da media a grossolana. I sovrastanti basalti costituiscono buona parte della rupe di Timpa Pietrasasso, che si erge come un monolito isolato all'interno dei dolci rilievi costituiti dalla Formazione delle Crete Nere. I basalti sono costituiti alla base da breccie di *pillows* e *pillows*. Verso l'alto le breccie di *pillows* sono caratterizzati dalla presenza di rari *pillows* integri. Al bordo dei *pillows* è visibile una matrice di colore verdastro, mentre gli interstizi tra i *pillows* sono talvolta riempiti da carbonato di colore rosato. Le osservazioni petrografiche hanno messo in evidenza la presenza di strutture magmatiche ben preservate che variano da intersertali a sferulitiche a grana fine. A tetto del complesso effusivo si osserva il passaggio stratigrafico alle sovrastanti radiolariti rosse e verdi, scarsamente rappresentate in presso la sommità del rilievo.

Conclusioni

Nel presente lavoro sono state evidenziate le peculiarità geologiche delle successioni ofiolitiche che affiorano nell'Appennino Lucano a ridosso del confine con la Calabria. Queste successioni sono i resti della crosta oceanica Giurassica appartenente alla Tetide Alpina, incorporati all'interno della catena dell'Appennino meridionale nel corso dei processi orogenici dell'Oligocene superiore - Miocene inferiore.

L'area di Timpa delle Murge e di Timpa di Pietrasasso è uno dei pochi settori della catena Appenninica meridionale in cui sono presenti affioramenti ben preservati di successioni ofiolitiche. Pertanto i siti individuati sono estremamente importanti da un punto di vista scientifico, in quanto forniscono informazioni fondamentali per la comprensione della paleogeografia e dell'evoluzione geodinamica di questo settore di catena. Inoltre presentano notevoli potenzialità da un punto di vista didattico, grazie all'ottima qualità degli affioramenti e alla varietà delle litologie esposte.

Appare quindi evidente la necessità di diffondere la conoscenza di questi affioramenti, evidenziandone le peculiarità geologiche, al fine di sottolineare l'importanza geologica di quest'area anche come risorsa culturale di interesse internazionale. È quindi auspicabile che questi geositi, particolarmente pregevoli, siano riconosciuti come "beni geologici" ed in quanto tali valorizzati con la realizzazione di percorsi naturalistico-didattici, di pannelli esplicativi e di altre azioni volte alla conservazione e alla divulgazione di questo importante patrimonio geologico.

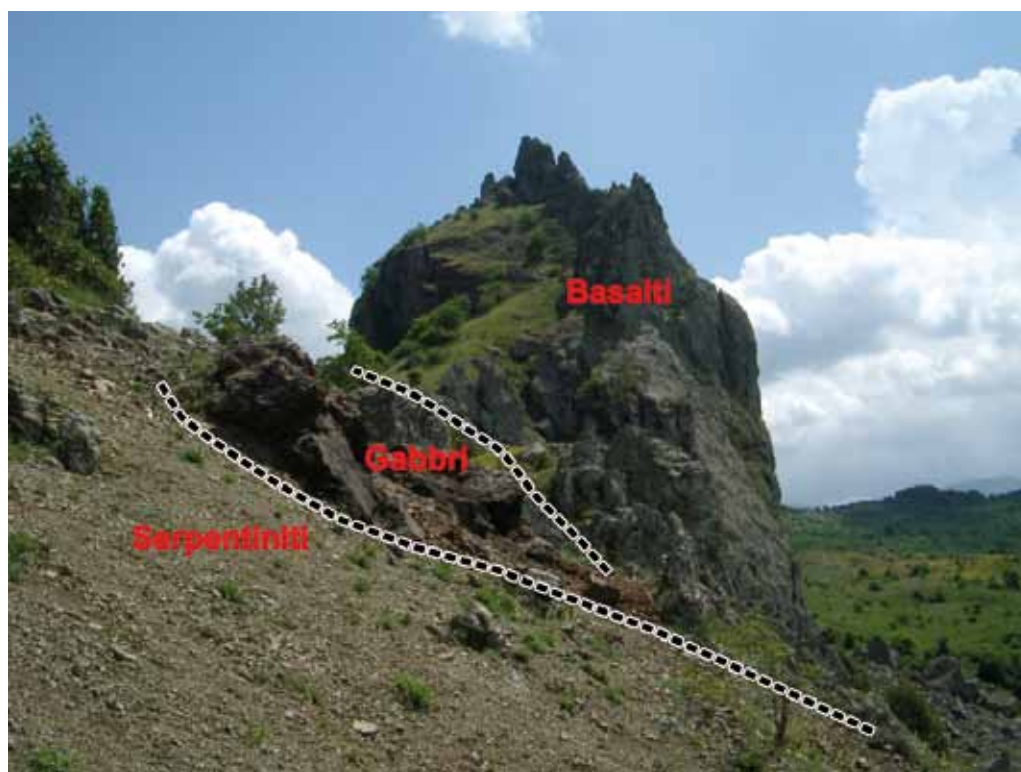


Fig. 5 - contatto tra serpentiniti, gabbri e basalti a Timpa Pietrasasso.

Bibliografia

- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'Arco Calabro-Peloritano nell'Orogene Appenninico-Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60.
- BARKER A. J. (1998) - *Introduction to Metamorphic Textures and Microstructures*. Blakie, Glasgow, and London, 264 p.p.
- BONARDI G., AMORE F. O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICCONET P. & PERRONE V. (1988) - *Il complesso Liguride. Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 17-35.
- CARMIGNANI L., CONTI P., CORNAMUSINI G. & MECCHERI M. (2004) - *The internal Northern Apennines, the Northern Tyrrhenian sea and the Sardinia-Corsica block*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004.
- Cavalcante F. (2009) - *Carta geologica delle unità liguridi dell'area del Pollino (Scala 1:25.000)*. Ed. Regione Basilicata - Dipartimento Ambiente, Territorio e Politiche della Sostenibilità.
- DEWEY J. F., HELMAN M. L., TURCO E., HUTTON D. H. W., KNOTT S. D. (1989) - *Kinematics of the Western Mediterranean*. In: Coward M. P., Dietrich D. & Park R. G. (eds), *Alpine Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ., 45, 265-283.
- DERCOURT J., ZONENSHAIN L. P., RICOU L. E., KAZMIN V. G., LE PICHON X., KNIPPER A. L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I. M., GEYSSANT J., LEPVRIER C., PECHERSKY D. H., BOULIN J., SIBUET J. C., SAVOSTIN L. A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M. L., LAUER J. P. & BIJU-DUVAL B. (1986) - *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the lias*. *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- FACCENNA C., FUNICIELLO F., GIARDINI D. & LUCENTE P. (2001) - *Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean*. *Earth and Planetary Science Letters* 187, 105-116.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1997) - *Lithospheric boudinage in the western Mediterranean back-arc basin*. *Terra Nova*, 9, 184-187.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998) - *On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean*. *Tectonophysics*, 298, 259-269.
- KNOTT S. D. (1987) - *The Liguride Complex of southern Italy-a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge*. *Tectonophysics*, 142, 217-243.
- KNOTT S. D. (1994) - *Structure, kinematics and metamorphism in the Liguride Complex, southern Apennines, Italy*. *J. Struct. Geol.*, 16, 1107-1120.
- LANZAFAME G. SPADEA P. TORTRICI L. (1978) - *Provenienza ed evoluzione dei flysch Cretacico-Eocenici della regione Calabro-Lucana. Il relazioni tra ofioliti e flysch Calabro-Lucano*. *Ofioliti* 3 (2/3) 189-210.

- MARCUCCI M., CONTI M., SPADEA P. (1983) - *Radiolarian association in cherts from Timpa delle Murge (Lucanian Apennine, Italy)*. *Ofoliti*, 12, 411-414.
- MARRONI M., MOLLI G., MONTANINI A. & TRIBUZIO R. (1998) - *The association of continental crust rocks with ophiolites in the Northern Apennines (Italy): implications for the continent-ocean transition in the Western Tethys*. *Tectonophysics*, 292, 43-66.
- MONACO C., TANSI C., TORTORICI L., DE FRANCESCO A.M. & MORTEN L. (1991) - *Analisi geologico-strutturale dell'Unità del Frido al Confine Calabro-Lucano (Appennino Meridionale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 47, 341-353.
- MONACO C. (1993) - *Assetto geologico-strutturale dell'area di Timpa delle Murge (Appennino Calabro-Lucano)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 112, 551-556.
- MONACO C., TORTORICI L., MORTEN L., CRITELLI S., TANSI C. (1995) - *Geologia del versante nord-orientale del massiccio del Pollino (confine calabro-lucano): nota illustrativa sintetica della carta geologica alla scala 1:50000*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 114, 277-291.
- NICOLAS A. (1995) - *The mid-oceanic ridges. Mountains below sea level*. Springer-Verlog. 200 p.p.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine Calabro-Lucano*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 8, 453-763.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. *Boll. Soc. Geol. It.*, spec. Issue No. 7, 75-119.
- SCHIATTARELLA M. (1996) - *Tettonica della Catena del Pollino (confine calabro-lucano)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 51, 543-566.
- STAMPFLI G. M., BOREL G. D., CAVAZZA W., MOSAR J. & ZIEGLER P. A. (2001) - *Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and PeriTethyan domain (IGCP Project 369)*. Vol. 24, 222-228.
- STAMPFLI G. M., BOREL G. D., MARCHANT R. & MOSAR J. (2002) - *Western Alps geological constraints on western Tethyan reconstructions*. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 77-106.

FATTORI DI PERICOLOSITÀ NELLE COSTE ALTE AD ELEVATO VALORE PAESAGGISTICO DELL'ISOLA DI CAPRI

Micla Pennetta¹ & Elio Lo Russo²

¹Dipartimento di Scienze della Terra - Università "Federico II" di Napoli - pennetta@unina.it

²c/o Dipartimento di Scienze della Terra - Università "Federico II" di Napoli

Riassunto

L'analisi di dettaglio della fascia costiera emersa e sommersa dell'isola di Capri ha consentito di definire i lineamenti geomorfologici e morfoevolutivi nonché di individuare i fattori di pericolosità che caratterizzano le coste alte di elevato pregio scenico oltre che scientifico.

L'intero perimetro dell'isola è bordato da ripide falesie d'impostazione strutturale; il loro arretramento e la loro morfoevoluzione, da cui discende il grado di pericolosità, sono connessi ad una serie di fattori. Tra questi il ruolo fondamentale e predisponente è assunto dalla presenza o dall'assenza della piattaforma costiera prospiciente la costa alta, e laddove presente, dalla sua morfologia. Solo in presenza di una piattaforma poco acclive e con ampiezza variabile, posta a pochi metri dal livello del mare, si attuano processi di scalzamento al piede della costa alta seguiti da arretramento. In particolare, nel settore costiero nord-orientale ed orientale di Capri è presente una piattaforma costiera poco profonda che determina la genesi di onde di traslazione in grado di erodere e di modellare la falesia; la sua presenza quindi assume un ruolo predisponente indispensabile. Gli altri fattori, quali ad es. le particolari condizioni stratigrafico strutturali (rocce facilmente erodibili poste al l.m. passanti verso l'alto a rocce carbonatiche più resistenti all'erosione, stratificazione a franapoggio, ecc.), assumono ruoli importanti ma comunque subordinati e correlati al precedente. Tali fattori determinano nel complesso l'arretramento parallelo della falesia e quindi un elevato grado di pericolosità in questo tratto.

Nel settore nord occidentale ed occidentale dell'isola di Capri è diffusa una costa caratterizzata da *plunging cliff*. La profondità del fondo del mare alla base della falesia è maggiore della profondità dei frangenti, rendendo trascurabile l'azione erosiva e di modellamento del moto ondoso. La costa risulta nel complesso stabile in risposta ad un'azione erosiva trascurabile operata dal moto ondoso; tali elementi consentono di indicare per questo settore una scarsa pericolosità costiera. L'eventuale presenza di questo morfotipo costiero nel settore orientale prima descritto ne avrebbe invece garantito una scarsa pericolosità costiera, anche in presenza degli altri fattori predisponenti fortemente incidenti; avrebbero prevalso in questo caso solo i processi di degradazione fisico-chimici agenti sulla roccia della falesia.

Premessa

L'unicità e l'indiscussa bellezza del paesaggio costiero dell'isola di Capri e la singolarità geologica di alcuni tratti consentono di definire tale paesaggio un elemento di cultura del territorio e quindi di ascriverlo al patrimonio culturale.

L'isola di Capri è quasi completamente bordata da coste alte ripide e rocciose (*falesie costiere*) d'impostazione strutturale, spesso articolate in un alternarsi di promontori e cale: beni geomorfologici caratterizzati da spettacolarità. Nel settore costiero orientale sono evidenti gli effetti di un arretramento parallelo (*parallel retreat*) delle falesie costiere, che nel complesso conferiscono un elevato grado di pericolosità a questo tratto. Invece, nel settore centro-occidentale dell'isola di Capri è diffusa una costa nel complesso stabile da relazione ad un'azione erosiva piuttosto trascurabile da parte del moto ondoso; tali elementi consentono

di indicare per questo settore una scarsa pericolosità costiera.

Nei tratti prospicienti il mare, l'azione erosiva del mare sulle coste alte produce le falesie, forme costiere rappresentate da scarpate rocciose di qualsiasi altezza, verticali o subverticali a contatto con il mare. L'arretramento di una falesia e la sua morfoevoluzione, che determina e condiziona il grado di pericolosità nelle coste alte, è legato prevalentemente all'attività di abrasione marina, fattore determinante che agisce in corrispondenza del livello medio del mare generando un solco di battente; il continuo approfondimento del solco predispone la roccia sovrastante al collasso per crollo e quindi all'incremento delle condizioni di pericolosità. Fattori intrinseci predisponenti che accentuano l'instabilità delle falesie sono l'elevata altezza e pendenza, il diffuso grado di carsificazione, l'insieme delle condizioni morfostrutturali, litostratigrafiche e giacaturali dei corpi rocciosi in cui sono modellate, il tipo di esposizione al moto ondoso, l'ampiezza di escursione delle maree. Anche gradual processi di degradazione fisico-chimica della roccia, lo *spray* salino ed i fenomeni chimico-dissolutivi predispongono la roccia ai processi erosivi; essi possono localmente accelerare e/o focalizzare i fenomeni d'erosione in corrispondenza dei solchi di battente. Questi ultimi, pertanto, si ampliano ed approfondiscono in tempi più o meno lunghi, predisponendo porzioni di falesia all'innescare di crolli e all'incremento delle condizioni di pericolosità.

L'arretramento delle falesie, dopo vari cicli di erosione agenti in condizioni di stabilità del livello del mare, determina la genesi di una piattaforma costiera, rocciosa, orizzontale o modestamente inclinata verso mare, spesso coperta o completamente formata da depositi detritici rivenienti dalla ripa rocciosa; essa è in grado di condizionare fortemente la morfoevoluzione e la pericolosità delle falesie. Invece, falesie subverticali (*plunging cliff*) che si continuano con tale morfologia in ambiente sommerso, oltre la profondità di influenza del moto ondoso, risulteranno nel complesso stabili per il prevalere di fenomeni di riflessione del moto ondoso stesso.

Scopo del presente lavoro è di focalizzare il ruolo della morfologia delle aree sommerse prospicienti le falesie nella valutazione della pericolosità costiera nelle coste alte.

Inquadramento geologico e geomorfologico

L'isola di Capri costituisce la prosecuzione morfostrutturale della dorsale della Penisola Sorrentina (Figg. 1 e 2); quest'ultima, insieme ai Monti Lattari, forma una dorsale allungata verso SW nel Mar Tirreno. Gradualmente si ribassa verso occidente sino a riemergere con l'isola di Capri dalla quale si differenzia per la facies delle unità carbonatiche (con età dal Lias al Paleogene), costituite da calcari e brecce a coralli ed Ellipsactinie, calcari con selce e calciruditi con frammenti di rudiste (Fig. 3) (Barattolo & Pugliese, 1987; Brancaccio *et alii*, 1988; Autorità di bacino del Sarno, 2003; D'Argenio *et alii*, 2004). A Capri sono evidenti gli effetti della tettonica compressiva miocenica che ha strutturato la catena appenninica (Patacca *et alii*, 1990) e che nell'isola ha determinato la sovrapposizione delle unità carbonatiche meso-cenozoiche sulle successioni terrigene del Miocene in facies di *flysch*; le due scaglie tettoniche sovrapposte, nell'insieme, sono dislocate da faglie trascorrenti destre e sinistre (2 Ma dal presente), orientate circa E-W e NE-SW dotate di una significativa componente verticale (sezione geologica in Fig. 3), (Ferranti & Antonioli, 2007). La sovrapposizione, legata al sovrascorrimento, è evidente alla base delle alte falesie nella porzione nord-orientale dell'isola, costituendo uno dei principali fattori di pericolosità che interessano la fascia costiera nel tratto perimetrale nord orientale ed in quello orientale. Nel profilo dell'isola si distinguono due blocchi carbonatici principali Monte Solaro ad W e Il Capo ad E (Figg. 3 e 4) separati da una sella mediana, in cui sorge l'abitato di Capri, costituita dalle successioni terrigene mioceniche sepolte da depositi di copertura costituiti da detriti carbonatici degradati dai rilievi e da vulcanoclastiti riferibili al vulcanismo campano del



Fig. 1 - L'isola di Capri vista da Ovest. In primo piano, a sinistra, il porto di Marina Grande; sullo sfondo a sinistra la Penisola Sorrentina separata dall'isola dall'istmo di Bocca Piccola. Dopo il porto è visibile a destra un versante a controllo strutturale e a sinistra la falesia costiera nord-orientale; alla sommità sono presenti lembi di terrazzi marini.

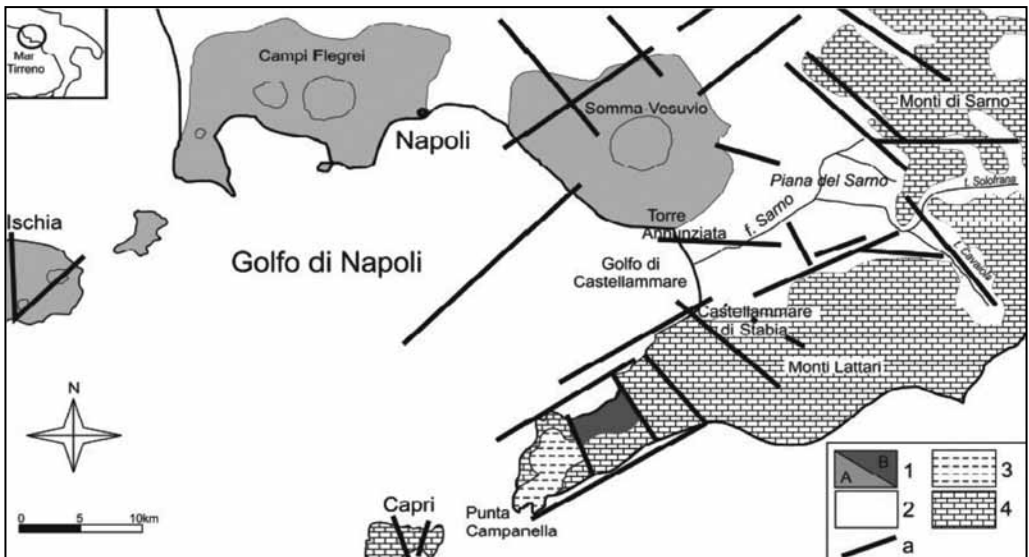


Fig. 2 - Schema geologico-strutturale della porzione meridionale della Piana Campana e della penisola Sorrentina; in primo piano l'isola di Capri. 1 - prodotti lavici e piroclastici dei principali apparati vulcanici: (A) lave e piroclastiti tardo-pleistoceniche-oloceniche; (B) Ignimbrite Campana; 2 - depositi costieri, lagunari e fluviali quaternari; 3 - depositi flyschoidi miocenici; 4 - rocce carbonatiche mesozoiche; a - principali faglie distensive.

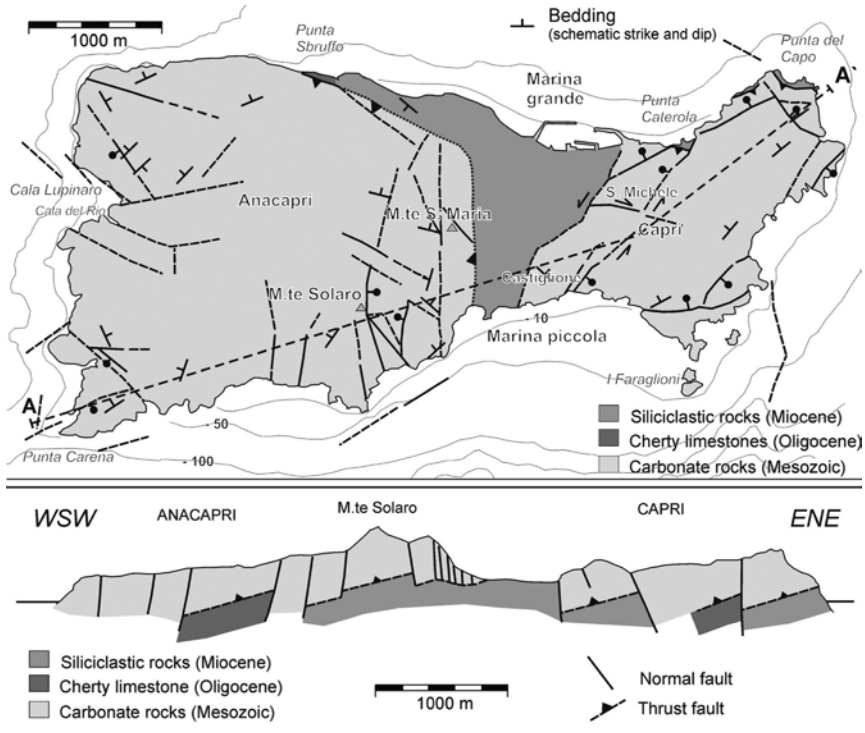


Fig. 3 - Carta geologica (in alto) e sezione geologica schematica (in basso), (da Barattolo *et alii*, 1992; faglie, giaciture strati da D'Argenio *et alii*, 2004; mod. da Ferranti & Antonioli, 2007). Le linee continue indicano faglie certe, quelle tratteggiate faglie presunte.

Pleistocene superiore (Barattolo *et alii*, 1992). La morfologia insulare, in corrispondenza di tali depositi terrigeni miocenici, mostra il massimo assottigliamento legato all'erosione morfoselettiva (Fig. 1); le alte e spettacolari falesie carbonatiche di impostazione strutturale, ad elevato valore scenico, lasciano il posto ad un paesaggio costiero meno impervio, nel quale sono presenti i due maggiori approdi: quello principale turistico-commerciale di Marina di Caterola (Marina Grande), a Nord (Fig. 1), e quello minore esclusivamente turistico di Marina Piccola, a Sud.

Le falesie carbonatiche sono talvolta interessate da solchi di battente dell'ultimo interglaciale (~125 ka dal presente), ubicati ad una quota coincidente con quella eustatica (6+/- 3 m sul livello del mare attuale), legati all'azione erosiva esercitata dal mare durante il picco trasgressivo tirreniano. Può essere attribuito a tali morfologie un elevato valore scientifico, atteso che con la loro quota, rilevata in altri tratti costieri italiani con comportamento neotettonico noto, hanno consentito di ricavare una sostanziale stabilità tettonica di questa parte di isola negli ultimi 125.000 anni (Brancaccio *et alii*, 1991; Romano, 1992). Tuttavia, recenti misure di dettaglio della sua altezza mostrano quote più elevate nel settore SE dell'isola, dal quale decrescono verso N e verso W, da attribuire a piccole dislocazioni tettoniche (Ferranti & Antonioli, 2007). La conservazione di tali forme è da ascrivere all'alto grado di resistenza all'erosione della roccia carbonatica, e verosimilmente alla loro prevalente esposizione verso Sud, cui corrisponde una bassa incidenza degli agenti atmosferici. La glaciazione del Wurm III (18.000 anni dal presente) ha spostato il l.m. sino all'attuale batimetria dei 120 m (Mariani *et alii*, 1988; Pirazzoli, 1993); tale evento ha determinato un avanzamento della linea di costa. L'istmo di Bocca Piccola (Figg. 1 e 2), compreso tra la Penisola Sorrentina e l'Isola di Capri, attualmente profondo entro gli 85 m di profondità, in quel periodo emerse, determinando una condizione

di peninsularità di Capri che consentì anche la migrazione di vertebrati terrestri dalla Penisola Sorrentina. Le condizioni climatiche instauratesi hanno determinato una forte degradazione crioclastica per azione del gelo e disgelo, producendo ingenti quantità di detrito accumulatisi alla base dei versanti, rimodellati con il successivo sollevamento del livello marino durante l'Olocene. La risalita del livello del mare dopo l'ultimo Pleniglaciale, con alterne fasi termina circa 6.000 anni dal presente raggiungendo la quota di circa +2 m (trasgressione Versiliana) durante la fase di Optimum climatico; l'attività erosiva del mare in tale periodo (Brunn, 1962) sagoma lungo la fascia costiera dell'isola di Capri le falesie di erosione. La fase di deiezione durante la trasgressione versiliana ha creato le condizioni per lo sviluppo di spiagge alla foce dei vari corsi d'acqua presenti.

In definitiva, a partire dall'Optimum climatico, la costa dell'isola di Capri assume un aspetto simile all'attuale, caratterizzata da limitati e bassi ripiani allo sbocco dei valloni, da piccole spiagge ghiaioso-ciottolose, protette a tergo da rientranze litostrutturali delle successioni rocciose affioranti, e da falesie attive più o meno alte. Alla base delle falesie, gli accumuli di materiali di crollo confermano la morfodinamica accelerata cui sono soggette.

Metodi di studio

Le osservazioni geomorfologiche eseguite lungo la costa emersa, i profili batimetrici, ed i controlli subacquei puntuali eseguiti hanno consentito di delineare i principali caratteri morfologici del sistema costiero in studio nella sua porzione emersa e fino alla profondità di circa -20/-30 m dal l.m. (Pennetta, 2004).

In particolare, la fascia costiera dell'area in studio è stata oggetto di un dettagliato rilevamento in situ unitamente allo studio di foto aeree e satellitari; i caratteri rilevati sono stati cartografati su carte in scala 1:5.000 (Carta Tecnica della Regione Campania, 1987). La morfologia del fondo marino è stata ricavata dalla batimetria in scala 1:5.000 (Fig. 4) acquisita grazie a campagne di rilievi batimetrici eseguite allo scopo.



Fig. 4 - Carta topografica e batimetrica dell'Isola di Capri (isobate in blu con equidistanza di 1 m). Il settore occidentale dell'isola è caratterizzato da falesie costiere con altezza, nella parte emersa, nell'intorno dei 30 m; l'addensamento delle isobate indica che le falesie subverticali si approfondiscono repentinamente oltre i 20 m di profondità (*plunging cliff*). Il settore orientale dell'isola è invece caratterizzato da un morfotipo costiero costituito da alte falesie bordate da una piattaforma costiera ampia e poco inclinata verso mare (*sloping shore platform* - morfotipo A1 ed A2) che consente lo svolgersi dell'erosione marina. L'attività di erosione esercitata dalle onde incidenti è agevolata dalla minore resistenza all'erosione dei litotipi flyscioidi, presenti nel settore orientale al l.m., rispetto a quelli carbonatici presenti nell'altro settore dell'isola.

Questi ultimi sono stati eseguiti mediante GPS differenziale con stazione di correzione satellitare (Sky Station) ed un Ecografo a registrazione continua; il GPS e l'Ecografo erano collegati in *real time* ad una stazione di registrazione mediante software di acquisizione-navigazione con capacità di acquisizione delle coordinate (Sistema UTM WGS84) e delle profondità di 15 punti al secondo. I rilievi sono stati effettuati lungo transetti ortogonali alla costa dell'isola di Capri ad interasse compreso tra 150 e 300 m. Oltre i rilievi lungo transetti, sono stati eseguiti rilievi batimetrici paralleli e subparalleli alla linea di riva a partire dalla profondità di 0.5 m. Ogni rilievo ha previsto la taratura del segnale ecografico mediante calcolo automatizzato della profondità, dell'unità di impulso sonoro rispetto alla superficie del mare e della velocità del suono in funzione delle caratteristiche dell'acqua (salinità, densità, temperatura). Sono stati acquisiti circa 1 milione di dati, poi sottoposti ad un controllo di qualità mediante un modulo del software di acquisizione-navigazione; la batimetria è stata elaborata mediante un software dedicato e georeferenziata mediante GIS secondo il Sistema UTM WGS 84.

Analisi dei dati

Nell'attività determinante di erosione marina che si attua sulle falesie carbonatiche dell'isola di Capri rientrano processi biochimici e fisici (Brancaccio, 1968).

I processi biochimici conducono a forme litorali di dissoluzione, costituite da una zona a licheni neri ubicata nella parte più alta, bagnata solo dalle onde di tempesta. A tale azione si aggiunge quella aloclastica per la cristallizzazione dei sali presenti nell'acqua marina che si insinua nelle fratture della roccia durante le mareggiate. La zona a licheni neri passa verso il basso a quella a licheni gialli, fascia sempre bagnata dalle onde e dagli spruzzi ove prevalgono i *lapiez*; spesso si rileva un solco di battente netto e poco profondo, qualche decina di centimetri, che talvolta evolve in caverne marine in punti di forte debolezza (sistemi di fratture, faglie, ..). Sotto al solco di battente si accresce una cornice organogena (*trottoir a Tenarea*), costruzione organogena calcarea aggettante per circa 50 cm, costituita da alghe calcaree incrostanti (genere *Lithophyllum* e *Lithothamnium*). In corrispondenza ed al di sotto della cornice organogena i processi di erosione, sia chimici che meccanici, non sono più attivi.

I processi fisici (Young *et alii*, 1996) includono l'impatto da onde, ed in particolare per quelle direzioni di provenienza delle ondate con maggiore frequenza di apparizione. Nelle azioni di tipo fisico rientrano altresì l'esplosione dell'aria compressa dalle onde nelle piccole cavità e l'abrasione ad opera dei materiali grossolani rimossi dal fondo. Questi ultimi, infatti, in occasione d'intensi eventi meteomarini possono essere scagliati energeticamente sulla porzione di parete rocciosa sommersa o posta al di sopra dell'attuale livello marino, oppure trascinati e sfregati sul fondo marino antistante la falesia costiera e lungo la sua base, specie in presenza di fondali marini bassi. D'Alessandro *et alii*, (2001) hanno valutato che lungo le falesie attive in condizioni limite, ovvero in presenza di onde al largo con una massima altezza di 5 m ed una relativa profondità di frangenza di circa 7.5 m, la pressione massima esercitata dai frangenti risulta pari a circa 36 t/m², con un valore medio di circa 18 t/m² esercitato sul tratto di falesia esteso tra -2 e +2.4 m circa. Tale pressione, sebbene esercitata in un'area circoscritta della falesia ed in modo istantaneo, non ne pregiudica la stabilità complessiva; invece, nel caso in cui simili sollecitazioni siano frequenti o cicliche le resistenze al taglio della roccia decadono da valori di picco a residui. Si instaurano quindi condizioni d'instabilità, con il conseguente progressivo arretramento del piede della falesia e la sua verticalizzazione a seguito di crolli. Talvolta, il detrito accumulatosi alla base (costituito da massi e blocchi), se voluminoso, va a costituire una naturale protezione del tratto di falesia dallo scalzamento al piede se non asportato dal moto ondoso e dalle correnti marine. In generale, anche gli interventi antropici contribuiscono all'ar-

retramento delle falesie, determinando impatto ambientale. Le opere di ingegneria costiera conducono alla modificazione delle correnti lungo costa ed alla rimozione delle spiagge o dei depositi alla base delle falesie, mentre le costruzioni alla sommità delle falesie ne incrementano il peso.

In generale, quindi, durante ripetute mareggiate ad elevato idrodinamismo ed alto impatto energetico sulla roccia ed in presenza di processi e fattori interagenti, quali le caratteristiche morfologiche e sedimentarie dei fondali marini antistanti (bassofondo con sedimenti mobili a granulometria medio-grossolana), le particolari condizioni giacaturali e morfostrutturali dei corpi rocciosi, nonché i fenomeni ipercarsici (corrosione, per mescolamento di acque marine e dulcicole provenienti da sorgenti subacquee), i processi di corrasione dei solchi di battente possono essere localmente accelerati e/o concentrati. Gli ammassi rocciosi sono stati altresì predisposti ai processi erosivi da una fase preparatoria costituita da processi di degradazione fisica della roccia, quali i cicli crio- e termoclastici, più spinti per il versante dell'isola esposto a Nord.

Allo stato attuale, nell'isola di Capri, i solchi di battente sono comunque poco sviluppati; ampliandosi ed approfondendosi in tempi lunghi, predispongono tratti di falesia all'inesco di crolli di detrito.

Analisi geomorfologica

L'analisi di dettaglio della fascia costiera emersa e sommersa (Fig. 4) ha consentito di definire i lineamenti geomorfologici e morfoevolutivi nonché di individuare i fattori di pericolosità che caratterizzano le coste alte con elevato pregio paesaggistico e scientifico dell'isola di Capri.

L'intero perimetro dell'isola è bordato da ripide falesie (Fig. 4) d'impostazione strutturale (circa 2 Ma), spesso articolate in un alternarsi di promontori e cale, talvolta con esigue spiagge ciottolose alla base (*pocket beaches*). Queste ultime sono generalmente impostate all'incrocio tra faglie marginali e trasversali alla linea di costa, oppure sono connesse al crollo di cavità tettono-carsiche sviluppatasi al piede o lungo le falesie.

Le falesie, nel tratto sommerso centrale ed orientale dell'isola di Capri, sono bordate da piattaforme costiere poco ampie, che dal livello del mare si inclinano debolmente verso mare. Tali piattaforme vengono ascritte al type A: *sloping shore platform* (Sunamura, 1992) ed in particolare ai morfotipi A1, con ampiezza sino a 200 m ed inclinazione nell'intervallo 3 - 10%, ed A2, con ampiezza sino a 100 m ed inclinazione > 10% (De Pippo *et alii*, 2007). Nel settore occidentale dell'isola, ed in un piccolo tratto di quello orientale, invece, le falesie proseguono a strapiombo in ambiente sottomarino fino a profondità spesso superiori ai 20 m, talora fino a -50 m (*plunging cliff*: Sunamura, 1992). In particolare, il morfotipo A1 caratterizza la costa all'incirca da Punta Sbruffo a La Fossa (Figg. 4 e 5); la presenza della piattaforma costiera, che determina la genesi di onde di traslazione in grado di erodere e di modellare la falesia, assume un ruolo predisponente indispensabile per la morfoevoluzione delle falesie. Sulla piattaforma è presente la spiaggia

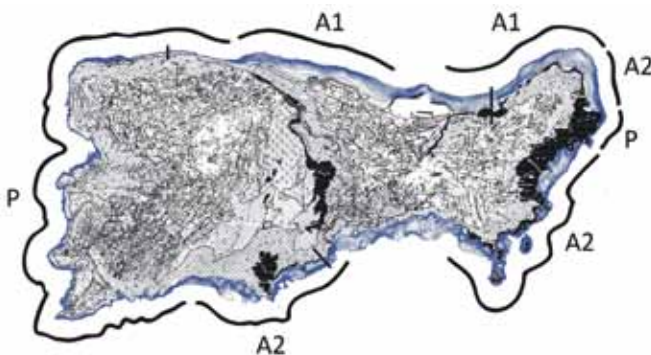


Fig. 5 - Morfotipi costieri rilevati nell'isola di Capri:

----- Traccia delle sezioni geologiche schematiche del sistema costiero.
 A1 - *Sloping shore platform* - con ampiezza sino a 200 m ed inclinazione nell'intervallo 3-10%.

A2 - *Sloping shore platform* - con ampiezza sino a 100 m ed inclinazione > 10%.

P - *Plunging cliff*.

sommersa ghiaioso-sabbiosa, raramente emersa a formare le pocket beach, che si estende entro gli 8-10 m di profondità. La profondità del mare alla base delle falesie è ovunque zero ad eccezione di rari tratti interessati dalla presenza di esigue pocket beach ghiaiose oppure sabbiose. Inoltre tale settore costiero è contraddistinto da un assetto stratigrafico-strutturale schematizzato nelle sezioni di Punta Caterola (Fig. 6 A). Le falesie hanno altezze spettacolari comprese tra 120 e 200 m e sono modellate in brecce calcaree fessurate ed alterate sovrapposte tettonicamente, con una superficie di sovrascorrimento con immersione verso SSW, a terreni arenaceo-marnoso-argillosi di colore avana con intercalazione di marni rosse e verdastre miocenici (Figg. 6 B, C). Tale assetto favorisce lo scalzamento al piede della falesia indotto dal moto ondoso in corrispondenza dei terreni flyschoidi miocenici più facilmente erodibili rispetto alle soprastanti brecce calcaree. Tali fattori determinano frane per crollo dei depositi carbonatici e quindi un arretramento parallelo della falesia (*parallel retreat*), fattori che nel complesso conferiscono un elevato grado di pericolosità a questo tratto. La falesia, sormontata da una paleosuperficie (Figg. 1 e 6 B), risulta peraltro dislocata da faglie dirette che ribassano verso mare (Nord) ampi blocchi rocciosi. Inoltre, i processi franosi sono controllati anche dalla presenza di un'estesa faglia bordiera ad andamento NE-SW, dalla giacitura degli strati a franapoggio e dal contributo, sebbene modesto, delle acque di ruscellamento superficiale, provenienti dagli impluvi sottesi subortogonali alla costa, derivanti dal drenaggio della copertura detritico-piroclastica. In definitiva, l'arretramento delle falesie ad opera dell'erosione marina è innescato dalla morfologia dei fondali che hanno pendenze del 10% e un'estensione limitata della piattaforma costiera; si attua su rocce caratterizzate da un assetto stratigrafico strutturale particolarmente favorevole. Pertanto, l'evoluzione di questo tratto costiero conduce a frequenti fenomeni franosi del tipo crollo anche di grosse dimensioni (Pennetta *et alii*, 2003), cui corrisponde un elevato grado di pericolosità; fra queste forme risalta l'enorme cumulo della frana di crollo verificatasi nel 1973 a Marina di Caterola (Figg. 6 B, C).

I cumuli di massi calcarei delle frane di crollo di dimensioni maggiori, presenti tra Punta del Capo e Marina di Caterola, si estendono a tratti in ambiente sottomarino fino a -5/-7 m di profondità circa (Fig. 6 A) ed in genere ad una distanza inferiore a 50 m dalla linea di costa. Allo stato attuale, tali voluminosi cumuli detritici, laddove presenti, operano un'azione di difesa dai processi di erosione ingenerati dal moto ondoso,

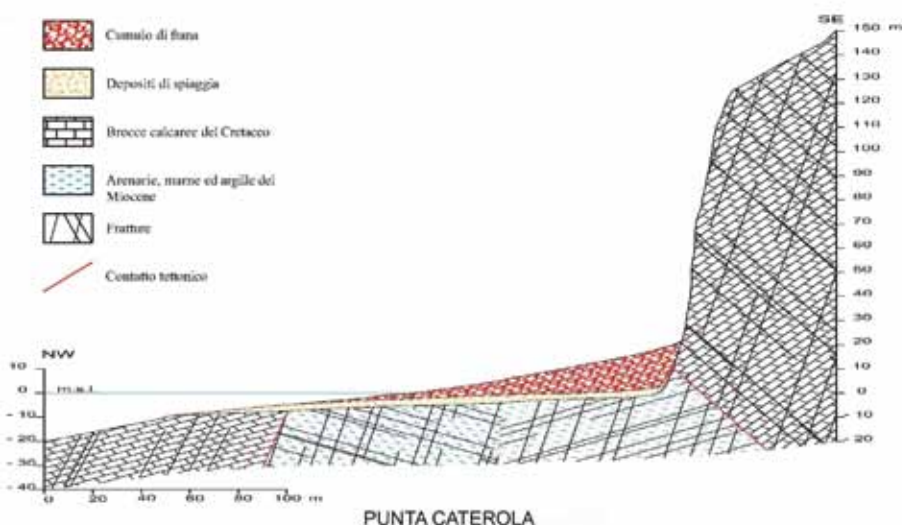


Fig. 6A - Sezione geologica schematica del tratto costiero presso Punta Caterola.

impedendo l'attivazione di nuovi fenomeni di scalzamento al piede nei tratti di falesia interessati.

La piattaforma costiera del tipo A1 è presente anche nell'area sommersa in località Marina Grande ed orla una ridotta falesia alta circa 25 m, modellata in depositi costituiti da detrito di versante commisto a depositi piroclastici del Pleistocene-Olocene, con al piede una spiaggia ciottolosa oggetto di ripascimento artificiale morbido. La limitata estensione della piattaforma costiera fino all'isobata degli 8 m, oltre la sua scarsa pendenza (3%), determinano un'azione erosiva delle onde al piede della falesia. Tali processi si attivano



Fig. 6B - Falesia calcarea subverticale tettonizzata di Marina di Caterola, ad Est del porto di Marina Grande, nel settore nord orientale dell'isola caratterizzato dal sovrascorrimento delle unità carbonatiche sui terreni flyschoidi miocenici. Alla base della falesia è evidente il cumulo della frana da crollo del 1973, avvenuto per arretramento parallelo del versante (*parallel retreat*), con elementi carbonatici eterometrici in matrice sabbioso-siltosa carbonatico-piroclastica, in parte stabilizzato dalla vegetazione; a sinistra del cumulo di frana è evidente l'affioramento del flysch miocenico di colore giallastro. Prospiciente la falesia, nell'area sommersa, è presente una piattaforma costiera ampia e debolmente inclinata (cfr. Fig. 6A).



Fig. 6C - Stessa area delle Figg. 6 A e 6 B vista dall'alto, con cumulo di frana prospiciente la linea di riva; sulla sinistra porto di Marina Grande.

su caratteri predisponenti della successione clastica quali le scadenti caratteristiche fisico-tecniche che ne favoriscono l'elevata erodibilità. Allo scopo di stabilizzare il pendio sono state posate in opera reti di contenimento e realizzati interventi di stabilizzazione lungo il versante.

Il paesaggio che caratterizza questo tratto è nel complesso un'area costiera nel complesso più bassa (20-50 m s.l.m.), compresa tra alte falesie carbonatiche prima descritte (Fig. 1), nella quale si apre il Porto di Marina Grande. La modificazione del disegno costiero è da correlare alla presenza nel sottosuolo dei sedimenti terrigeni miocenici, in corrispondenza dei quali la morfologia insulare presenta il massimo assottigliamento legata al grado elevato di erosione morfoselettiva (Fig. 1).

Il morfotipo A2 caratterizza la costa dalla località La Fossa fino a, proseguendo in senso orario, Punta Marmolata (Fig. 5). Fa eccezione il tratto tra le Punte del Monaco e della Chiavica (morfotipo *plunging cliff*) ed il tratto costiero meno articolato e meno alto presente a Marina Piccola ove la morfologia dell'isola mostra il suo massimo assottigliamento, similmente al versante settentrionale, prima descritto, ove è presente il porto di Marina Grande.

Nel tratto costiero caratterizzato dal morfotipo A2, le falesie sono modellate in brecce carbonatiche fessurate cretache e in dolomie saccaroidi grigie, stratificate e con giacitura prevalentemente a traversopoggio, con uno spettacolare sviluppo subverticale e con altezze comprese tra i 100 m s.l.m. (Punta Tragara) ed i 350 m (Cala Ventroso) o i 320 m (Salto di Tiberio) - (Fig. 4). La presenza della piattaforma costiera con estensione limitata e con pendenze comprese tra il 15% e 25%, determina anche per questo morfotipo l'esposizione all'erosione marina che si manifesta con l'arretramento della falesia per fenomeni di crollo agevolati da una fase preparatoria di degradazione fisica ed alterazione chimica che simultaneamente rendono instabili i fronti rocciosi. Il settore costiero è schematizzato nella sezione di Punta di Mulo (Fig. 7) in cui le falesie con sviluppo subverticale sono modellate in calciruditi e dolomie del Giurassico ben stratificate.

Lungo l'intero tratto di costa sono presenti a varie quote forme di genesi tettono-carsica o complessa, tra le

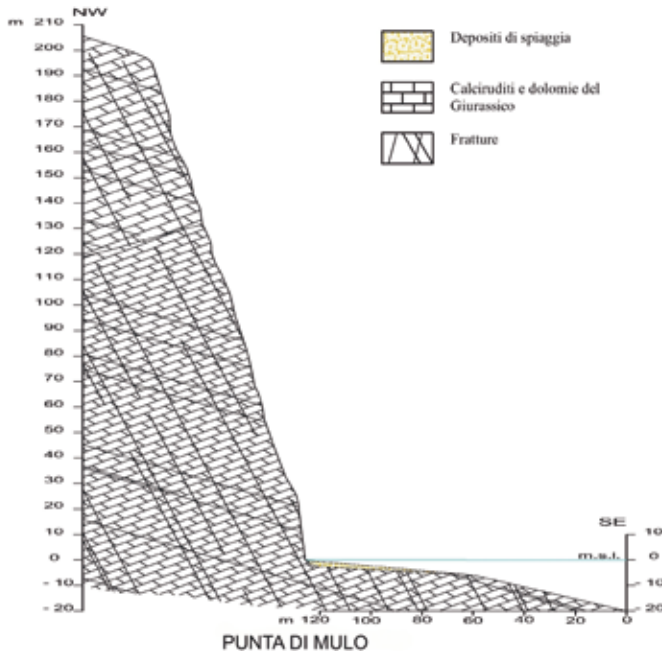


Fig. 7 - Morfotipo A2: sezione geologica schematica del tratto costiero presso Punta di Mulo.

quali alcune cavità, due archi naturali e casi di faraglionamento. Tra questi ultimi risaltano, a Punta Tragara (Fig. 4), i noti faraglioni di Capri (di Fuori, di Mezzo, di Terra), caratterizzati da spettacolarità, separati dal promontorio di Tragara a seguito di processi d'erosione marina e di fenomeni tettono-carsici che si sono attuati in tempi precedenti il Tirreniano. Infatti, il solco di battente inciso sul versante costiero settentrionale (Fig. 8), ubicato alla quota di circa 7 m, indica che essi erano già separati dalla costa durante l'ultimo Interglaciale. La ricostruzione geologica di tale processo consente di attribuire al solco un attributo scientifico e quindi di ascriverlo nei beni culturali; similmente per gli altri solchi, le cui quote sul l.m. hanno consentito a Ferranti & Antonioli, 2007 di ricostruire piccole dislocazioni tettoniche nel Pleistocene superiore. Falesie a strapiombo sia in ambiente emerso che sommerso (*Plunging cliff*), con controllo strutturale,



Fig. 8 - Faraglioni di Capri: solco di battente, ubicato alla quota di circa 7 m dal l.m., inciso sul versante costiero settentrionale (cfr. Fig. 4) dei faraglioni.

caratterizzano il settore occidentale dell'isola, da Punta Marmolata sino a, procedendo in senso orario, Punta Sbruffo (Fig. 5). Il profilo batimetrico (Fig. 4), schematizzato nelle sezioni, rappresentative dell'intero settore, di Le Colonnelle (Fig. 9), nel versante settentrionale, segue quasi quello subverticale della falesia (Fig. 10) fino a profondità spesso maggiori di -20 m, talvolta fino a -50 m, riducendo drasticamente l'azione erosiva e di modellamento del mare, atteso che le onde vengono riflesse dalla ripa. L'elevata pendenza del fondo marino, legata al controllo strutturale del sistema ed alla ridotta quantità di accumuli detritici sommersi, determina la riflessione del moto ondoso sulla falesia; in questo settore la falesia può essere considerata generalmente stabile e quindi caratterizzata da un ridotto grado di pericolosità. Fanno eccezione le profonde insenature di forma subtriangolare ubicate rispettivamente allo sbocco delle incisioni dei vari Rivi, che si estendono anche in ambiente subacqueo fino a circa -20/-25 m di profondità, a luoghi sepolte da sedimenti grossolani, orientati in direzione circa E-W ed in parte impostate su faglie (Figg. 2 e 4). Le insenature (Fig. 11), pertanto, si sono sviluppate in corrispondenza di linee di debolezza, all'intersezione tra faglie trasversali alla linea di costa e la falesia stessa. Solo in corrispondenza delle piccole insenature, allo sbocco delle incisioni fluviali, depositi detritici riducono notevolmente le pendenze; in questi settori, infatti, il moto ondoso esercita la sua azione erosiva sulla costa grazie alla presenza di esigue zone di accumulo sottomarine su cui si frangono le onde.

La presenza di tali incisioni sottomarine e delle strette cale costiere subtriangolari (il Catino, Cala di Mez-

zo), impostate su linee tettoniche e molto probabilmente sviluppatasi in ambiente subaereo durante l'abbassamento del livello marino in età wurmiana, conferisce a gran parte della frastagliata area insulare occidentale l'aspetto di una costa a *rias* (Figg. 4 e 11), caratterizzata da un elevato valore paesaggistico oltre che scientifico.

Le litologie in cui sono modellate le falesie, alte fino a circa 30 m s.l.m., sono di natura carbonatica, segnatamente calciruditi e calcareniti grigie o biancastre, e conglomerati poligenici, con stratificazione non sempre evidente, e con giacitura a traversopoggio ortoclinale o franapoggio.

Le rocce flyschoidi, poste alla base della successione carbonatica, costituiscono infine un substrato impermeabile che sostiene la falda acquifera, in corrispondenza della quale si sono sviluppati estesi fenomeni carsici sotterranei, le cui forme, tra le quali ad esempio il famoso geosito della Grotta Azzurra, oggi sono interamente o parzialmente sommerse. In particolare, la falesia di modesta altezza (Fig.10) in cui è incisa la Grotta è sub-verticale del tipo *plunging cliff* (vedi sezione in figura 9 che rappresenta anche l'area sommersa); non risente quindi dell'attività di erosione esercitata dall'impatto da onde. Risulta quindi nel complesso stabile e con grado di pericolosità praticamente nullo; sulla falesia si instaurano solo le condizioni per la genesi di processi di degradazione fisica (versante esposto a settentrione) e biochimica della roccia prevalentemente in corrispondenza delle zone di debolezza che conducono poi al crollo di detrito e/o di blocchi.

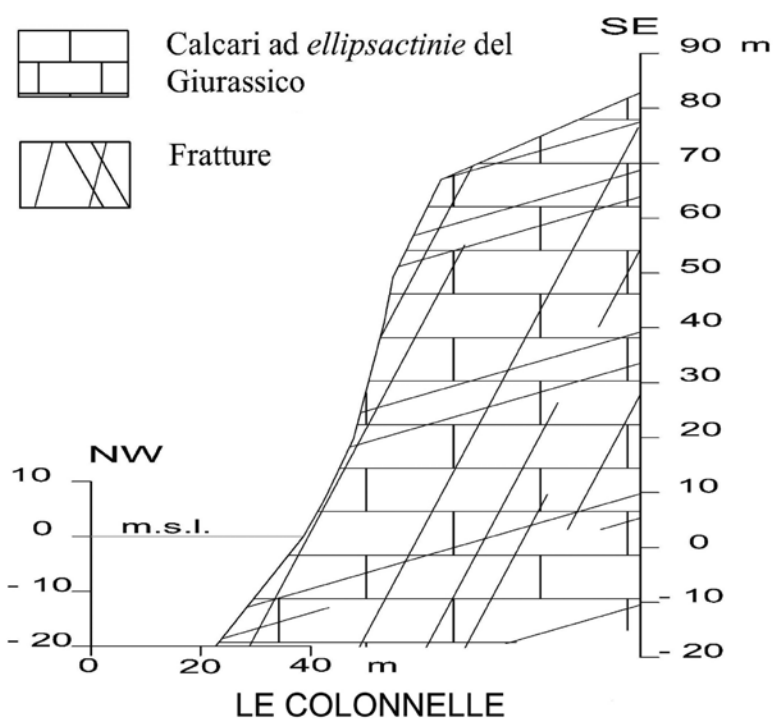


Fig. 9 - Morfotipo *plunging cliff*: sezione geologica schematica della falesia presso Le Colonnelle poco ad Ovest della falesia in cui è incisa la grotta Azzurra. La sezione è rappresentativa del morfotipo costiero che caratterizza il settore occidentale dell'isola di Capri.



Fig. 10 - Tratto costiero che caratterizza la porzione nord occidentale dell'isola di Capri. È evidente una falesia calcarea con altezza modesta in cui è incisa la cavità carsica della Grotta Azzurra; la falesia è interessata da fratture ed incisioni subverticali ed è ricoperta da una coltre detritica calcareo-piroclastica in parte terrazzata e stabilizzata dalla vegetazione. Il morfotipo costiero presente in questo tratto ed in tutto quello occidentale dell'isola è costituito da una falesia costiera subverticale che si continua oltre la profondità di frangenza delle onde (*plunging cliff* - sezione in Fig. 9), garantendone la complessiva stabilità.



Fig. 11 - Tratto di costa a rias nel settore occidentale dell'isola di Capri.

Conclusioni

L'arretramento delle falesie e la loro morfoevoluzione, cui corrisponde il grado di pericolosità, sono connessi ad una serie di fattori predisponenti e determinanti; tra questi il ruolo predisponente principale ed indispensabile è assunto dalla presenza della piattaforma costiera prospiciente la costa alta che consente al moto ondoso di modellare la ripa. Una piattaforma costiera stretta e poco profonda determina la genesi di onde di traslazione entro la cosiddetta *profondità di chiusura*, cui corrisponde un'attività erosiva da parte del moto ondoso. I processi erosivi delle onde sono più efficaci nella stretta zona che si estende di poco sotto il livello di acqua calma fino alla cresta dell'onda; decrescono rapidamente sotto la superficie dell'acqua.

L'apporto di detrito verificatosi nel corso dell'Ultimo Glaciale (25.000 anni dal presente), quando il livello del mare è arretrato sino all'attuale batimetrica dei 120 m, ha fornito materiale detritico alla base delle falesie accumulandosi in *talus* deposizionali. La disponibilità di materiale è stata maggiore nelle falesie più alte presenti nel settore centro-orientale dell'isola di Capri; è da correlare altresì anche ad altri fattori intrinseci quali ad es. l'immersione degli strati, l'assetto strutturale, la resistenza della roccia, l'esposizione agli agenti atmosferici. L'arretramento è più spinto nei complessi rocciosi stratificati e con giaciture a franapoggio e a traversopoggio.

La risalita del livello del mare successiva all'Ultimo Glaciale ha modellato le falesie ed i loro *talus* deposizionali, costruendo una piattaforma di abrasione costiera, ristretta e poco profonda.

Il sistema morfodinamico delle falesie è il risultato dei processi di erosione delle falesie e la presenza o l'assenza di materiali alla base delle falesie; questo materiale può costituire nella sua prima impostazione, soprattutto quando emerge dal mare, una difesa al piede della stessa. Con il tempo, in risposta a più cicli erosivi e con un livello del mare stabile, il modellamento di tale corpo deposizionale e la sua modificazione in piattaforma costiera determinerà l'attivazione di processi erosivi da parte del moto ondoso.

Gli effetti di tali processi sono evidenti nelle alte falesie della porzione centro-orientale dell'isola di Capri; risultano poi particolarmente intensi in corrispondenza dell'affioramento al livello del mare dei depositi flyschoidi fortemente erodibili (nel tratto nord orientale ed orientale). L'altezza delle falesie esercita un'influenza sulla velocità di erosione; per elevate altezze maggiore sarà il volume del materiale che cede quando la base è scalzata dalle onde ed il versante è interessato da weathering. Tali depositi esercitano una difesa del piede della falesia sia per il maggior lavoro delle stesse onde a frammentare ed asportare il detrito caduto e quindi una pausa più lunga nell'arretramento della falesia. Le piattaforme costiere risultano essere il risultato dell'azione combinata dell'erosione svolta dal moto ondoso e dagli effetti riviventi dall'attività degli agenti atmosferici.

Le condizioni predisponenti all'erosione delle falesie incidono invece in misura nettamente inferiore in quei tratti in cui il morfotipo costiero è del tipo a strapiombo (*plunging cliff*). La profondità del fondo marino alla base delle falesie, superiore alla profondità cui si formano i frangenti, determina la sola riflessione del moto ondoso, cui corrisponde un'azione erosiva e di modellamento del moto ondoso praticamente nulla. In questo caso, qualsiasi altra condizione intrinseca e/o predisponente non potrà fornire contributo alcuno alla pericolosità costiera. Questi valori di profondità rilevati nella fascia costiera del settore occidentale dell'isola, possono essere ascritti all'altezza relativamente ridotta delle falesie in emersione (circa 30 m) ed all'elevata resistenza all'erosione delle rocce affioranti che verosimilmente hanno prodotto modeste quantità di detrito eroso durante l'Ultimo Glaciale, cui ha corrisposto l'assenza della piattaforma di abrasione costiera. Lungo questo tratto costiero le condizioni di pericolosità risultano praticamente molto basse; si attiveranno solo processi erosivi compatibili con crolli in corrispondenza di zone interessate da particolare

debolezza strutturale.

In definitiva, condizioni predisponenti simili tra di loro, conducono, per differenti assetti morfologici sommersi, a modelli morfoevolutivi differenti ed a condizioni di pericolosità costiera differenti. Se nell'isola di Capri il contatto tettonico tra il flysch ed i calcari, condizione predisponente a processi morfoevolutivi rapidi particolarmente favorevole unitamente agli altri fattori predisponenti, fosse ubicato nel settore occidentale dell'isola, caratterizzato da un tratto di mare profondo per la presenza di un morfotipo costiero del tipo *plunging cliff*, la pericolosità costiera praticamente tenderà ad annullarsi.

Bibliografia

- AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME SARNO (2003) - *Cartografia geologica* - 1:10.000 - Progetto Carg. Carta Geologica d'Italia, 1:50.000.
- BARATTOLO F. & PUGLIESE A. (1987) - *Il mesozoico dell'isola di capri*. Quaderni dell'Accademia Pontoniana, 8, 1-172.
- BARATTOLO F., CINQUE A., D'ALESSANDRO E., GUIDA M., ROMANO P., RUSSO ERMOLLI E. (1992) - *Geomorfologia ed evoluzione tettonica quaternaria dell'isola di Capri*. Studi Geologici Camerti, vol. spec., 221-229.
- BRANCACCIO L. (1968) - *Caratteri e genesi delle forme costiere nella penisola Sorrentina*. Boll. Soc. Nat. Napoli, 77, 247-274.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the thyrrenian flank of the southern appenines (region of Naples, Italy)* - Zeitschrift fur Geomorphologie, N.F., Suppl. BD., 82, 47-58.
- BRANCACCIO L.; PESCATORE T., & RUSSO F. (1988) - *Periplo del golfo di Napoli*. 74° Congresso Nazionale S.G.I., Sorrento (*cum bibliografia*).
- BRUNN P. (1962) - *Sea. Level rise as a cause of shore erosion*. Journal Waterways and Harbors Division, ASCE, 88: 117-130.
- D'ALESSANDRO L., GENEVOIS R. & MARINO A. (2001) - *Dinamica recente della costa alta fra Ortona e Vasto (Abruzzo centro-meridionale)* - Mem. Soc. Geol. It., 56, 53-60.
- D'ARGENIO B., VIOLANTE C., SACCHI M., BUDILLON F., PAPPONE G., CASCIELLO E. & CESARANO M. (2004) - *Capri, bocca piccola and punta Campanelle. Marine and land on-land geology compared*. In: "Mapping Geology in Italy", Pasquare G., Venturini C. & Groppelli G. (ed), apat Dipartimento Difesa Suolo, Servizio Geologico d'Italia, SELCA, Firenze.
- DE PIPPO T., PENNETTA M., VALENTE A. & TERLIZZI F. (2007) - *Principali tipi di falesia nella penisola Sorrentina e nell'isola di Capri: caratteri e lineamenti morfoevolutivi*. Boll. Soc. Geol. It., 126, 181-189.
- YOUNG R.S., BUSH D.M., PILKEY O.H. & NEAL W.J. (1996) - *Evaluating shoreline change associated risk from coastal hazard: an inexpensive qualitative approach*. In: Berger e Iams, Ed. Geoinformatics: Assessing Rapid Environmental Changes in Earth System. AA Balkema, Rotterdam, Brookfield.

- FERRANTI L. & ANTONIOLI F. (2007) - *Misure del solco tirreniano (mis 5.5) nell'Isola di Capri: valutazione di attività tettonica durante il pleistocene superiore*. Il Quaternario, 20(2), 125-136.
- MARANI M., TAVIANI M., TRINCARDI F., ARGNANI A., BORSETTI A.M., & ZITELLINI N.(1988) - *Pleistocene progradation and postglacial events of the ne i tyrrhenian continental shelf between the tiber river delta and Capo Circeo*. Mem. Soc. Geo. Italiana, 36, 67-89.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and appenninic arc: kinematic relations since late tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 425-451.
- PENNETTA M. (2004) - *Studio dei fattori di pericolosità per la valutazione del rischio costiero lungo il litorale compreso tra punta Campanella e Napoli - S. Giovanni a Teduccio*. (Emissario depuratore di Napoli Est). Attività di ricerca del Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Napoli Federico II - resp. scientif. prof. Pennetta - per l'autorità di bacino del F. Sarno (regione Campania).
- PENNETTA M., PACE L. & BAISTROCCHI F. (2003) - *Protocollo delle indagini geologiche e geognostiche da eseguire per gli studi di compatibilità idrogeologica e per la ripermetrazione delle aree a rischio di frana (piano stralcio per l'assetto idrogeologico)*. Geologia Tecnica & Ambientale, rassegna legislativa regionale, inserto redazionale, 4, 1-7.
- PIRAZZOLI P. A. (1993) - *Global sea-level changes and their measurement*. Global and Planetary Change, Elsevier SC. Publ. B.V., Amsterdam, 8, 135-148.
- ROMANO P. (1992) - *La distribuzione dei depositi marini pleistocenici lungo le coste della Campania. Stato delle conoscenze e prospettive di ricerca*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., 265-269.
- SUNAMURA T. (1992) - *Geomorphology of rocky coasts*. Wiley, New York.

INTERAZIONE TRA PAESAGGIO URBANO ED AMBIENTE IN LUCANIA

Antonio Riviello

*Geologo Libero Professionista - Studio di Geologia Tecnica ed Ambientale, Largo A. Rosica n. 6 - 85100 Potenza
ariviello@virgilio.it*

Riassunto

Alla varietà del paesaggio geologico riconoscibile in Lucania si associano molto spesso peculiarità urbanistiche proprie di alcuni piccoli paesi o contrade di origini medievali o ancora più antiche. L'ubicazione e la conformazione di questi centri abitati nacque per esigenze strettamente legate alla sopravvivenza stessa delle comunità sviluppatesi in precisi contesti storici. La fusione di queste singolarità naturalistiche ed antropiche, che può essere considerata una vera e propria risorsa da tutelare e valorizzare, presenta la caratteristica di non essere più riconducibile soltanto nelle categoria rispettivamente dei geositi in s.s. o dell'urbanistica ma ne rappresenta una felice combinazione di entrambe.

La storia geologica della Lucania e l'assetto geostrutturale che ne è derivato dopo la messa in posto della catena Appenninica e delle unità strutturali della Avanfossa Bradanica e dell'Avampaese Apulo insieme con i successivi processi di smantellamento e di modellazione dei rilievi hanno fornito una notevole varietà di paesaggi geologici (identificabili attraverso ben 10 tipologie).

In questo contesto paesaggistico già ricco di suo per alcuni geositi di notevole valore scientifico oltre che meramente estetico, sono presenti piccoli paesi nati in epoche remote e sviluppatisi per lo più in epoca medievale, con una organizzazione urbanistica che si integra perfettamente con il contesto ambientale circostante.

È il caso di Acerenza e di Pietrapertosa, dove non c'è soluzione di continuità tra la roccia e l'insediamento urbano, o di Calvello, il cui centro storico ammantava la sommità di una collina al pari dei boschi circostanti.

Altri casi dove gli interventi antropici dell'epoca si integrano perfettamente con il territorio sono riscontrabili nei paesi di Pietragalla e Barile, nei quali si evidenziano alcune forme di architettura rupestre come le cantine scavate nel tufo ed i locali multifunzionali parzialmente ricavati da grotte nell'arenaria.

Per concludere si riporta, sempre nell'ambito dell'interazione tra paesaggio urbano e paesaggio geologico, un esempio in cui il contrasto di forme (sinuosità del rilievo topografico e rigidità dell'architettura) balza prepotentemente all'occhio dell'osservatore producendo un piacevole sorpresa.

Premessa

Nella pianificazione urbanistica moderna ci si deve confrontare principalmente con due necessità: dove costruire e come costruire, così da rendere l'interazione uomo-natura il più possibile compatibile con le diverse esigenze dell'uno e dell'altra.

Nei secoli passati, tuttavia, gli insediamenti urbani dovevano rispondere alla necessità di difesa della comunità da attacchi esterni ed al bisogno di sfruttamento quanto più possibile delle risorse che la natura metteva loro a disposizione.

Con questi presupposti i moderni urbanisti nel loro lavoro di ammodernamento secondo i nuovi *standards* devono fare i conti con realtà sociali e tessuti urbani complessi, come possono essere i centri storici dei paesi lucani o le contrade di campagna, talvolta adagiati su picchi rocciosi arditi, costituendo un immaginario "continuum" con la roccia, in altri casi edificati su colline argillose dai declivi ad andamento sinuoso, sfidando le leggi della gravità.

Ne viene fuori un ritratto di paesi, contrade, borghi che quasi sempre si integrano perfettamente con il variegato paesaggio morfologico della regione lucana. Tutto ciò, però, molto spesso, si traduce in uno splendido isolamento, o in una fragilità perenne.

Il patrimonio urbanistico, ricco di testimonianze storiche ed artistiche notevoli si arricchisce anche del patrimonio paesaggistico e, in alcuni casi, anche del patrimonio geologico, laddove una particolarità legata all'assetto geostrutturale o alla stratigrafia delle rocce affioranti aggiunge al luogo qualcosa di unico che deve essere salvaguardato.

La storia geologica della regione, in questi casi, lascia in eredità non soltanto problemi legati alla pericolosità ed al rischio di eventi calamitosi, che pure sono diffusi e arrecano gravi danni, ma essa offre luoghi ed evidenze che diventano vera risorsa da valorizzare e da tutelare.

Paesaggio geologico nella Lucania interna

La Lucania offre un patrimonio storico ed artistico di notevole interesse culturale, purtroppo ancora non a tutti ben noto. A questo si aggiunge a ben vedere un patrimonio ancora più peculiare legato agli aspetti paesaggistici che ne fanno una delle principali regioni a vocazione turistica per quanto concerne il settore naturalistico.

L'assetto geologico strutturale gioca un ruolo fondamentale nel fornire una varietà davvero notevole di ambiti paesaggistici, che si susseguono nel giro di poche decine di chilometri.

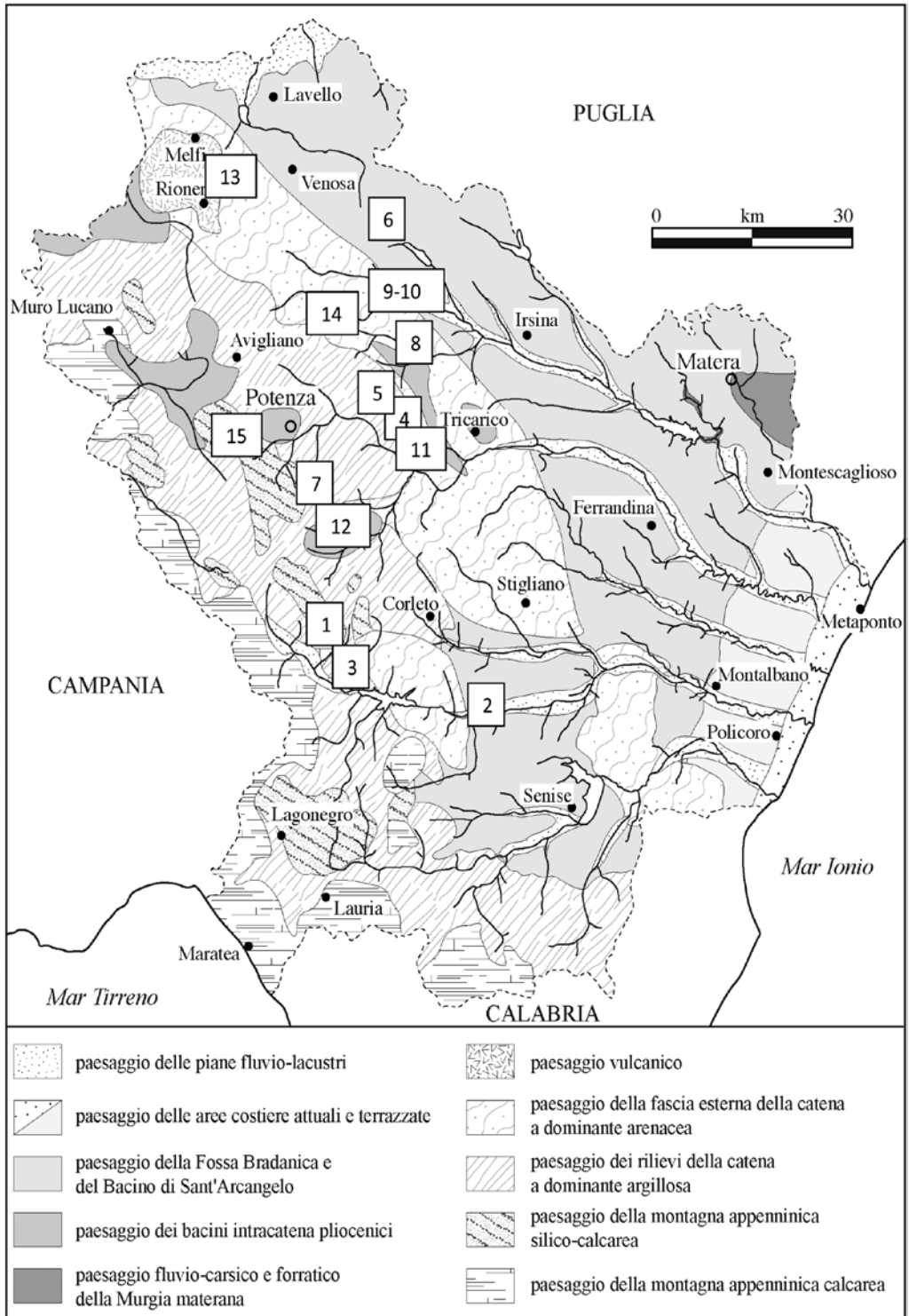
In studi precedenti (Lavecchia *et alii*, 2003) sono stati individuati ben 10 paesaggi geologici di assoluto rilievo entro cui è possibile apprezzare peculiarità legate alla geologia ed alla geomorfologia.

Ricordandoli brevemente, è possibile identificare il *Paesaggio delle aree costiere attuali e terrazzate*, il *Paesaggio fluvio-carsico e forratico della Murgia Materana*, il *Paesaggio della Fossa Bradanica e del Bacino di Sant'Arcangelo*, il *Paesaggio della fascia esterna della catena a dominante arenacea*, il *Paesaggio dei rilievi della catena a dominante calcarea*, il *Paesaggio dei bacini intracatena pliocenici*, il *Paesaggio della montagna appenninica silico-calcarea*, il *Paesaggio della montagna appenninica calcarea*, il *Paesaggio vulcanico*, il *Paesaggio delle aree fluvio-lacustri* (Tav. 1).

Percorrendo la regione da ovest verso est e da nord a sud è facile riconoscere diversi settori che già nel 1963 lo studioso Rossi Doria nella "Memoria Illustrativa della Carta di Utilizzazione del Suolo della Basilicata" divideva in tre aree, mettendo come limite tra la prima e la terza l'isoipsa 700 m, e lasciando una "zona grigia" che comprendeva aspetti ambientali sia della prima, la Basilicata Montana, sia della seconda, la Basilicata collinare-marina (AA.VV., 2007).

L'orogene appenninico, impostatosi a partire dal Miocene (D'Argenio *et alii*, 1973; Lentini *et alii*, 2002; AA.VV., 2008), caratterizza il settore occidentale, e le diverse successioni stratigrafiche in esso riconosciute, in parte carbonatiche ed in parte calcareo-silico-marnose, senza trascurare i flysch esterni presenti al margine esterno della catena, forniscono una serie di paesaggi davvero variegati, a luoghi bizzarri per i non addetti ai lavori, che sono il risultato oltre che della conformazione strutturale post-deformazione tettonica, anche dell'interazione dell'orogene ormai formatosi con gli agenti erosivi che hanno provveduto a modellare il paesaggio che ad oggi è sotto i nostri occhi.

Si possono apprezzare vette elevate con versanti abrupti, alternati a rilievi dalle forme più dolci, espressione della diversa resistenza dei litotipi all'erosione: ma anche ciò che per la geologia diventa un elemento di assoluto valore per la comprensione dell'assetto strutturale della regione può rappresentare un vero e proprio geosito di interesse turistico e culturale: esempi in tal senso sono le anticlinali del Monte Volturino (Fig. 1) o l'anticlinale di Sant'Arcangelo (Pieri *et alii*, 1994, Fig. 2), i cui perfetti affioramenti ne fanno pa-



Tav. 1 - Paesaggi geologici in Basilicata, con localizzazione dei siti citati (i numeri corrispondono alle figure nel testo) (Lavecchia *et alii*, 2003, modificata).



Fig. 1 - Anticlinale del Monte Volturnino.



Fig. 2 - Anticlinale sinsedimentaria nei conglomerati del Ciclo di S. Lorenzo (Bacino di S. Arcangelo) nella media valle dell'Agri (PZ).



Fig. 3 - Faccette trapezoidali lungo il versante del Massiccio del Monte Volturnino (PZ).

trimonio da salvaguardare. Così come le forme articolate delle montagne della Val d'Agri (Fig. 3) e delle Dolomiti lucane (Fig. 4) diventano espressione non soltanto di processi geomorfologici peculiari, ma bene paesaggistico che diventa risorsa turistica.

Quando poi il paesaggio interagisce con l'intervento antropico si possono sommare le valenze storico-artistiche e paesaggistiche: il castello del XII secolo di Brindisi di Montagna sulla monoclinale arenacea ne è un caratteristico esempio (Fig. 5). Le rovine dell'edificio fortificato, eretto presumibilmente nel periodo di dominazione arabo-saracena sembra prolungare l'evidente struttura plicativa che coinvolge gli strati arenacei del Flysch di Gorgoglione (Loiacono *et alii*, 1993), il cui affioramento limitato al settore che comprende il centro abitato ed uno stretto intorno può essere considerato un *klippen* della medesima formazione miocenica in contatto stratigrafico inconforme sui sottostanti terreni pelitici meso-cenozoici.



Fig. 4 - Panorama delle Dolomiti Lucane nei pressi di Pietrapertosa (PZ).



Fig. 5 - Monoclinale nelle arenarie del Flysch di Gorgoglione con alla sommità le rovine del Castello (XII sec.) di Brindisi di Montagna (PZ).

Allo stesso modo possono considerarsi interessanti sia dal punto di vista scientifico che di estetica del paesaggio alcune conformazioni geomorfologiche tipiche delle aree esterne alla catena appenninica, poste all'interno dell'*Avanfossa Bradanica* (Casnedi, 1988) laddove le forme ardite ed aspre delle montagne lasciano spazio a rilievi dalle forme tondeggianti con inclinazioni lievissime o dalle sommità tabulari (Fig. 6). Questi caratterizzano con le loro forme di veri e propri terrazzi principalmente la valle del Bradano e del Basento. Nell'ambito dei paesaggi geomorfologici dell'*Avanfossa* un ruolo di primo piano lo detengono i versanti calanchivi. Questi ultimi, che sono espressione di processi erosivi accentuati e che rientrano nella categoria dei dissesti idrogeologici, possono diventare per le forme peculiari che presentano e per la modellazione del paesaggio circostante una vera e propria risorsa economica e turistica, e quindi da salvaguardare e proteggere quando si opera a livello di Pianificazione Territoriale.

Tra gli aspetti paesaggistici degni di salvaguardia e che possono rientrare a pieno titolo nella catalogazione di geositi, sia per il loro interesse scientifico e sia per la bellezza intrinseca, si ritiene

siano da annoverare anche quegli affioramenti di successioni stratigrafiche la cui esposizione è tale da essere fruibile e ben visibile. Alcuni esempi in Basilicata sono rappresentati dall'affioramento di scisti silicei lungo la strada provinciale Potenza-Pignola (Fig. 7), o l'accostamento per sovrascorimento in località Rupe Chiaramonte, nei dintorni di Tolve, di Argille Varicolori e Argille plioceniche (Fig. 8) dove l'interesse scientifico per la peculiarità geologico-strutturale si fonde con la particolarità cromatica esaltata dalla forma geomorfologica dei calanchi (Riviello *et alii*, 1997).



Fig. 6 - Veduta dei rilievi tabulari nella media valle del Bradano (MT).

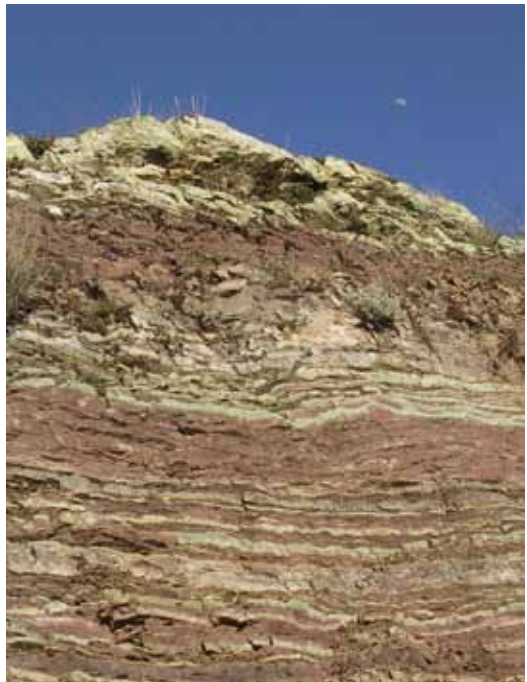


Fig. 7 - Affioramento di Scisti Silicei tra Potenza e Pignola.

Esempi di interazione tra paesaggio urbano e paesaggio geologico

A rendere ancora più affascinante il ricco paesaggio lucano, brevemente descritto nel precedente paragrafo, ci ha pensato nei secoli passati l'uomo, spinto, invero, da esigenze tutt'altro che riconducibili alla valenza turistica od alla ricerca del bello.

Infatti, i borghi di epoca medievale o ancora più antichi nascono in Lucania con la primaria necessità di difesa da attacchi esterni, portati da altre popolazioni quali potevano essere i Normanni, i Longobardi ed i Saraceni per fermarsi ai più "attivi" in termini di invasioni territoriali nell'alto Medioevo.

Il centro storico di Acerenza è un esempio di città-fortezza, in cui le abitazioni, sorte intorno alla Cattedrale, simbolo del potere ecclesiastico dell'epoca, si confondono quasi con la roccia calcarenitica su cui sono fondate (Fig. 9).



Fig. 8 - Contatto per sovrascorrimento tra le Argille Varicolori (Oligocene) e le Argille grigio-azzurre plioceniche nei pressi di Rupe Chiaromonte vicino Tolve (PZ).



Fig. 9 - Case del centro storico di Acerenza su rocce calcarenitiche plioceniche (Bacino di Potenza-Tricarico, Subsintema di Acerenza).

L'antica Acheruntia, già nota ad Orazio nelle sue Odi, rappresenta uno dei borghi più antichi della Lucania nordorientale, oltretutto importante dal punto di vista storico, essendo unica sede Metropolitana fin dal 1059, e strategico, essendo posta a difesa delle vie di comunicazione tra il territorio appenninico e la Puglia. L'insediamento urbano, a caratteristica pianta ellittica, svetta sulla cima di un rilievo collinare (Fig. 10), rompendo la continuità della superficie tabulare sommitale costituita da calcareniti e sabbie plioceniche (cfr. Unità del bacino di Potenza-Tricarico, Subsintema di Acerenza), (AA.VV., 2000, Centamore *et alii*, 1971, Maggiore & Walsh, 1975), andando a formare un vero e proprio fortino con ampie mura e contrafforti che proteggono le case.

Altra città-baluardo può essere considerata Pietrapertosa, le cui case oltre a sfidare la gravità, abbarbicandosi ai costoni di roccia arenacea (Flysch di Gorgoglione, facies arenacea, Boenzi *et alii*, 1970), si confondono con essa, essendo costruite con lo stesso materiale (Fig. 11).

In questo caso l'utilizzo della pietra locale rende l'agglomerato urbano una diretta emanazione dei picchi rocciosi, legando indissolubilmente il tessuto urbano con il paesaggio circostante.

Il tessuto urbano di Pietrapertosa è un raro esempio in Italia meridionale delle influenze della cultura araba su quella autoctona, in cui è possibile individuare gli elementi tipici delle città islamiche, in cui sono presenti innumerevoli vicoli ciechi (*sucac*), strade secondarie (*darb*) che confluiscono in una arteria principale (*snari*): non

è un caso che il centro storico del borgo è chiamato Rabatana, da *rabat*, ossia borgo in lingua araba.

Sempre rimanendo nel settore centrale della Lucania in pieno Appennino Lucano, un esempio di perfetta integrazione tra paesaggio urbano e paesaggio naturale è rappresentato dal borgo di Calvello. Qui anche l'espansione ottocentesca del borgo antico, che si è innestato su un impianto medievale già ampiamente sviluppato, ha mantenuto inalterata questa perfetta sintesi con il territorio circostante, non si sa quanto volontariamente: la collina su cui è posto il paese completamente urbanizzata fa da contraltare agli attigui rilievi ammantati di boschi (Fig. 12). In tale occasione la pianificazione urbanistica ha seguito alcune direttrici tutt'oggi ancora valide per una corretta integrazione con l'ambiente circostante evidenziate sia da una particolare compattezza dei volumi, che evita la separazione eccessiva tra di essi ed una conseguente polverizzazione degli edifici sul territorio, e sia dall'adattamento alla topografia del tessuto urbano che ha eliminato o comunque ridotto al minimo i movimenti terra ed i grandi muri di sostegno, sostituendoli con gli edifici stessi.

L'uso corretto del territorio e dei suoi elementi naturali ed il corretto sfruttamento per finalità puramente economiche e strumentali lo si può ritrovare in due esempi che ci conducono in due paesi quali Barile, al nord della regione, e nel settore nordorientale, a Pietragalla.

Nel primo caso ci troviamo nel comprensorio del Monte Vulture, zona di alto pregio sia paesaggistico che idrogeologico, storico e artistico. L'antico vulcano ormai spento, rappresenta uno dei maggiori bacini idrominerari dell'Italia; nel settore orientale del Monte insiste una riserva naturale

famosa per la presenza della farfalla *Brahmea* (unica in Europa) ed una peculiarità naturalistica rappresentata dalla coesistenza a circa 650 m slm di faggi, ontani e lecci ad una altitudine inferiore a quella usuale per tali specie, e dalla presenza di una cerreta di origine naturale a quote inferiori. Inoltre alle sue pendici sorgono i paesi di Melfi, Ripacandida, e poco oltre Venosa, particolarmente ricchi di evidenze storiche-artistiche ed architettoniche (Rondinella & Riviello, 2009).



Fig. 10 - Panorama di Acerenza (PZ).



Fig. 11 - Le case del centro storico di Pietrapertosa (PZ) abbarbicate ai costoni arenacei delle Dolomiti Lucane.



Fig. 12 - Panorama del centro storico di Calvello (PZ).



Fig. 13 - Cantine scavate lungo i versanti tufacei nel pressi di Barile (PZ).



Fig. 14 - I "Palmenti" di Pietragalla (PZ), esempio di architettura rupestre del 1500.



Fig. 15 - Masserie nell'hinterland di Potenza su versanti argillosi.

È anche la zona dove si coltiva il vitigno da cui si ricava il più famoso vino della Basilicata, ovvero l'Aglianico. Ed è proprio a Barile che si può ammirare l'intuizione dell'uomo nello sfruttare ciò che la natura offre, senza per questo stravolgere il paesaggio, ma anzi, arricchendolo di elementi che si integrano perfettamente con esso.

Lungo i versanti tufacei che degradano dalla cima del Vulture, solcati da incisioni torrentizie in approfondimento, si possono individuare gli ingressi della maggior parte delle cantine, dove viene riposto il vino prodotto e in produzione. Cantine scavate direttamente nella roccia a vista senza alcuna struttura posta in aggiunta (Fig. 13).

Il secondo caso riguarda una forma di architettura rupestre e la incontriamo alle porte del paese di Pietragalla, dove l'attenzione viene rapita da una serie di grotte scavate nella formazione quarzoarenitica del Flysch Numidico del Miocene inferiore (AA.VV., 2000). Al loro interno sono stati ricavati lo spazio per le vasche che servivano per la pigiatura dell'uva e la fermentazione del mosto. I locali, denominati "Palmenti" e realizzati intorno al 1598 probabilmente dai francesi durante l'occupazione della Puglia e dell'Abruzzo sono tutti interrati e l'unico elemento che fuoriesce è la facciata di ingresso, realizzata in pietra. Il complesso di queste costruzioni su più quote rende l'insieme armonico con il versante collinare, mimetizzandosi con gli affioramenti rocciosi e la vegetazione circostante (Fig. 14).

Ad un ambiente di media-alta montagna come quello che si individua nel settore centrale e occidentale della Basilicata molto spesso corrisponde un paesaggio agrario caratterizzato dalla presenza di minuscoli insediamenti rurali sparsi ovvero piccoli aggregati di case coloniche dalla fisionomia facilmente riconoscibile. Queste si sono cominciate ad affermare in epoca ottocentesca, allorché i grandi latifondi e proprietà terriere furono suddivise in appezzamenti di medie dimensioni ed affittate a coloni che vivevano in esse. Erano costituite da un insieme di piccoli

edifici, spesso ad un solo piano, ognuno di essi adibito a diverse funzionalità. Molto spesso, espandendosi in gruppi più o meno densi acquistavano la forma di vere e proprie contrade, altre volte conservavano la dimensione di casolari o masserie, individuate con il toponimo derivante dal cognome delle famiglie residenti. In zone isolate non di rado queste costruzioni assumevano l'aspetto di masserie fortificate con bastioni di guardia a difesa da azioni di brigantaggio; nelle zone meno isolate la conformazione risultava più semplice. La realizzazione di questi agglomerati nelle zone di montagna, come può essere considerato l'hinterland potentino, dove la configurazione geologica del substrato è sovente rappresentata da formazioni flyscioidi a componente pelitica prevalente ha dovuto fare i conti con forme del rilievo particolarmente articolate, in cui risulta evidente il contrasto tra la rigidità e la geometria degli edifici e le forme sinuose dei pendii (Fig.15). L'esempio riportato si riferisce proprio ad una di queste tipologie, nella zona di Potenza ovest, in località Serra Stantiere. La masseria, che ha perso purtroppo i caratteri delle tipiche case coloniche optando per un sistema costruttivo e un trattamento cromatico abbastanza discutibile, consta di quattro edifici distinti, le cui forme geometriche schematiche esaltate da una cinta muraria squadrata si impiantano come una nave all'interno di un versante il cui substrato argilloso denota al contrario forme del rilievo che disegnano delle curve all'interno delle quali si succedono lievi depressioni concave a dossi con pendenze poco accentuate.

Conclusioni

Una corretta gestione del paesaggio deve partire da una attenta lettura dell'intervento dell'uomo sul territorio nei secoli passati.

Le tracce ben visibili ancora oggi nei tessuti urbani dei borghi antichi necessariamente influenzano le pratiche per una nuova pianificazione territoriale, che oggi non deve limitarsi al solo ambito urbano ma deve tener conto anche e soprattutto del contesto ambientale e paesaggistico in cui esso si inserisce.

Nel breve *excursus* descritto in questo lavoro, per forza di cose incompleto data la numerosa casistica presente nella regione considerata, si è voluto mettere l'accento su alcuni aspetti inerenti l'interazione tra il paesaggio urbano, il cui impianto affonda le radici nei secoli passati ed il paesaggio geologico e geomorfologico, che entra in gioco prepotentemente.

Nei casi considerati, è stato possibile notare come entrambi i fattori possono non solo coesistere armonicamente, senza elementi deturpativi, ma possono anche in alcuni casi rappresentare una risorsa economica se visti nell'ottica di ambiti territoriali da salvaguardare e da valorizzare.

Bibliografia

- AA.VV. (2000) - *Note illustrative Foglio 470 "Potenza"*. Progetto CARG Servizio Geologico Nazionale, Regione Basilicata. Inedito.
- AA.VV. (2007) - *Linee guida per una corretta gestione del paesaggio*. Progetto europeo INTERREG III MEDOCC. Generalitat de Catalunya, 1° edizione, biblioteca de Catalunya, Barcellona.
- AA.VV. (2007) - *Buone pratiche per la lettura del paesaggio. L'alto Bradano*. Progetto pilota per lo studio del territorio e buone pratiche per l'adeguamento dei piani paesistici. PO MIBAC MIS. 1.2 azione c., Regione Basilicata.
- AA.VV (2008) - *Inquadramento geologico e geomorfologico dell'Appennino campano-lucano*. In "Studi di base sull'interazione tra clima, tettonica e morfoevoluzione in Italia meridionale durante il Quaternario. A cura di F. Boenzi, D. Capolongo, S. I. Giano & M. Schiattarella. Dibuono Edizioni, Villa d'Agri (PZ).
- BOENZI F., CIARANFI N. (1970) - *Stratigrafia di dettaglio del "Flysch di Gorgoglione" (Lucania)*. Mem. Soc. Geol. It., vol. 9, fasc. 1, 65-79.
- CASNEDI R. (1988) - *La Fossa Bradanica: origine, sedimentazione e migrazione*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 139-448.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINO U. & MORETTI A. (1971) - *Geologia della zona tra Acerenza e Avigliano (prov. di Potenza)*. Studi Geologici Camerti, i, 97-122.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T.S., SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti del conv. "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino". Acc. Naz. dei Lincei, vol. 183, 49-72.
- LAVECCHIA G., SCHIATTARELLA M. & TROPEANO M. (2003) - *Paesaggi geologici e linee guida per l'individuazione dei geositi in Basilicata*. Geologia dell'Ambiente, periodico della SIGEA, supplemento 1/2003, 53-54.
- LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A., GUARNIERI P. (2002) - *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution*. Journal of Geodynamics, 34, 141-158.
- LOIACONO F. (1993) - *Geometrie e caratteri deposizionali dei corpi arenacei nella successione stratigrafica del Flysch di Gorgoglione (Miocene sup., Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 112, fasc. 3-4, 909-922.
- MAGGIORE M., & WALSH N. (1975) - *I depositi plio-pleistocenici di acerenza (Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 93-109.
- PIERI P., SABATO L., LOIACONO F. E MARINO M. (1994) - *Il bacino piggy-back di Sant'Arcangelo: evoluzione tettonico-sedimentaria*. Boll. Soc. Geol. It., vol. 113, 465-481.
- PIZZONIA A., PIZZONIA V. (2006) - *La geologia nella pianificazione urbanistica e territoriale*. Falzea editore.
- POLI G. (2003) - *Geositi, un'occasione di valorizzazione e di integrazione allo sviluppo di aree marginali*. Geologia dell'Ambiente, periodico della SIGEA, supplemento 1/2003, 35-43.
- RIVIELLO A., SCHIATTARELLA M. & VACCARO M.P. (1997) - *Struttura geologica dell'area di Tolve (Basilicata) dedotta da dati di superficie e di sottosuolo*. Il Quaternario, 10, (2), 557-562.
- RONDINELLA A.T., RIVIELLO A. (2009) - *Viaggio in Basilicata*. Florencepackaging editore, Firenze.



Il Patrimonio Geologico nelle Aree Protette
Chairman - Mario Bentivenga
Università degli Studi della Basilicata

Sessione B

LA GEODIVERSITA' DEL PARCO NAZIONALE DEL CILENTO E VALLO DI DIANO: VERSO IL GEOPARCO

Aniello Aloia¹, Angelo De Vita¹, Domenico Guida², Andrea Toni¹ & Alessio Valente³

¹ Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano Vallo della Lucania (SA) - a.aloia@cilentoediano.it

² Università degli Studi di Salerno - Dipartimento. di Ingegneria Civile - Fisciano (SA)

³ Università degli Studi del Sannio - Dipartimento di Studi Geologici ed Ambientali - Benevento

Riassunto

Il Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano costituisce una realtà significativa nel panorama delle aree protette italiane sin dal 2001. I diversi riconoscimenti internazionali hanno già evidenziato come in questo territorio siano presenti delle emergenze eccezionali sugli aspetti della biodiversità e del patrimonio storico-culturale. Pertanto, in questo contesto non potevano essere tralasciati quei luoghi che conservano testimonianze geologiche significative, meritevoli di essere tutelati e valorizzati. L'individuazione di un gran numero di beni geologici (geositi), diversi per tipologia e valenza scientifica, nonché delle loro possibili relazioni con le altre caratteristiche naturali (fauna e flora) e con la storia e la cultura dell'uomo, hanno reso possibile la candidatura del Parco alla rete europea e mondiale dei geoparchi. Tale individuazione è avvenuta nell'ambito di porzioni di territorio omogenee dal punto di vista litologico, geomorfologico e idrografico (ambiti di paesaggio), in quanto si ritiene che la caratterizzazione fisico-morfologica influenzi le forme di antropizzazione e ne indirizzi il suo divenire nel tempo. A tal fine il Parco, indipendentemente dal successo della candidatura, ha promosso intorno ai geositi individuati delle attività e dei programmi per diffondere al pubblico informazioni utili alla comprensione dell'ambiente e allo sviluppo sostenibile del territorio.

Introduzione

Alla fine del 2009 si è concretizzata l'idea di presentare la candidatura della rete europea e mondiale dei geoparchi per il Parco Nazionale del Cilento e del Vallo di Diano (di seguito indicato con PNCVD). Questa idea nasce dalle numerose e significative emergenze geologiche di questo territorio (Santangelo *et alii*, 2005) e dalla volontà di rafforzare la tutela e la valorizzazione di questo patrimonio al fine di farla diventare una risorsa a disposizione di tutti. Al di là del prestigioso riconoscimento, che potrà avvenire solo nel 2010, i componenti del comitato scientifico hanno voluto sottolineare da subito l'importanza di promuovere l'educazione ambientale, lo sviluppo della ricerca scientifica nelle varie discipline delle Scienze della Terra, ed infine il miglioramento dell'ambiente naturale, affinché le future generazioni ne possano continuare a godere. Alcuni di questi principi sono stati già avviati attraverso interventi e programmi specifici, in modo da non farsi trovare impreparati a questo riconoscimento (Aloia *et alii*, 2007; Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano, 2009).

L'area proposta come Geoparco, pressoché identica a quella del Parco Nazionale, è localizzata nella parte meridionale della Regione Campania, ai confini con la Basilicata e ricade interamente nella provincia di Salerno. Il territorio proposto si estende per 1.814 kmq tra la Piana del Sele a Nord, l'Autostrada A3 ad Est, il Golfo di Policastro a Sud e la fascia costiera tirrenica ad Ovest. Dal punto di vista orografico i Monti Alburni (1800 m s.l.m.) ne costituiscono i rilievi più settentrionali, il complesso montuoso del Monte Cervati (1900 m s.l.m.) e del Monte Gelbison (1707 m s.l.m.) ne occupano il settore centrale, mentre verso il mare si elevano i massicci costieri del Monte Bulgheria (1225 m s.l.m.) a Sud e del Monte Stella ad Ovest (1100 m s.l.m.). La rimanente parte di territorio cilentano è costituita da paesaggi collinari e dalle piccole piane

alluvionali dei fiumi Alento, Mingardo, Lambro e Bussento. Il Parco, infine, si affaccia sul Mar Tirreno per un lungo tratto, pari ad un terzo dell'intera costa campana, caratterizzato da una morfologia più dolce a Nord e più accidentata verso Sud (Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano, 2010).

Una tale articolazione del paesaggio cilentano, caratterizzato da forti contrasti, è da attribuire essenzialmente alla diversa natura litologica delle rocce costituenti, nonché alla storia evolutiva, lunga e complessa, a cui quest'area è stata soggetta. Tra l'altro l'ampiezza e la geodiversità del territorio del Parco trovano riscontro nella varietà di ecosistemi di elevato valore ambientale, naturalistico e paesaggistico. Eccezionale è, inoltre, la presenza di testimonianze storico-culturali strettamente connesse al contesto fisico: basti pensare all'area archeologica di Paestum localizzata su di un esteso banco di travertino ed alla Certosa di Padula, alla base dei Monti della Maddalena, a cui si sommano una fitta trama di centri storici di indubbio interesse (quali ad esempio i borghi abbandonati di Roscigno Vecchio e di S. Severino etc.), di castelli, di vaste aree archeologiche (Velia, Roccagloriosa e Moio della Civitella), di chiese e luoghi di culto, spesso inquadrati in scenari di elevato valore paesaggistico ed ambientale, come nel caso del Santuario della Madonna di Novi sul Monte Gelbison. In tal senso, quindi, il Cilento costituisce un vero e proprio *living landscape* che, pur mantenendo un ruolo attivo nella società contemporanea, conserva i caratteri tradizionali che lo hanno generato, nell'organizzazione del territorio, nella trama dei percorsi, nella struttura delle coltivazioni e nel sistema degli insediamenti (Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano, 2010).

Tali peculiarità hanno già valso l'inserimento all'unanimità del Parco nella prestigiosa rete delle Riserve della Biosfera (Programma MAB Man and Biosphere) dell'UNESCO e il riconoscimento quale Patrimonio Mondiale dell'Umanità, con l'inserimento nel 1998, del Parco tra i Siti UNESCO.

Inquadramento geologico del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano

Il Cilento può essere definita una "Provincia Morfostrutturale" (Guida *et alii*, 1980) nell'ambito della Regione Tettonica Campano Lucana (Fig. 1). In generale, nel territorio del PNCVD affiora una delle porzioni geometricamente apicali del prisma orogenico sud-appenninico, costituito dalle unità interne, cioè terreni bacinali che derivano dalla deformazione di domini paleogeografici depositi su crosta oceanica o continentale assottigliata di età per lo più terziaria, sovrapposte tettonicamente durante il Miocene, sui depositi mesozoico-terziari delle unità esterne riferite al paleomargine occidentale della microplacca apula. Depositi miocenici sinorogeni poggiano in contatto stratigrafico, ovviamente discordante, sopra i terreni già deformati sia delle unità interne sia di quelle esterne (Patacca *et alii*, 1990). Su queste successioni si sono depositi nel corso del Quaternario svariati depositi continentali e costieri. Pertanto, si riconoscono le seguenti unità:

- Unità interne: in queste unità sono incluse l'Unità Nord Calabrese, l'Unità di Castelnuovo Cilento e le Unità sicilidi (Bonardi *et alii*, 1988; Cammarosano *et alii*, 2000), costituite principalmente da calcareniti marnose, calcilutiti, argilliti, spesso silicee, con arenarie e conglomerati, più frequenti verso l'alto, di età cretacico-paleogenica. Tali terreni sono stati depositi in bacini pelagici, la cui porzione più antica (tardo giurassica) data da ofioliti affiora al confine calabro-lucano (Bonardi *et alii*, 1988). Attualmente i principali affioramenti delle successioni litologiche su citate, spesso fortemente deformate, sono localizzate lungo la fascia costiera nei pressi dell'abitato di Ascea e lungo i fiumi Alento, Mingardo e Bussento.
- Unità esterne: a queste unità appartengono l'Unità Monte Bulgheria e l'Unità Alburno Cervati Pollino (D'Argenio *et alii*, 1975) costituiti da sedimenti principalmente carbonatici depositi in una piattaforma carbonatica e, subordinatamente e più spesso nelle porzioni superiori, da risedimenti calcarei, marne ed arenarie depositi in un'area di transizione a bacino, nonché di bacino prossimale. Esse derivano dalla deformazione di domini paleogeografici che persistero dal Trias superiore fino al Miocene medio ed

insistevano su crosta continentale. Queste unità costituiscono le principali morfostrutture del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano, come i M. Alburni, il M. Cervati, ed il M. Bulgheria.

- Depositi sinorogeni: sotto questo insieme sono considerate diverse formazioni del Miocene, di cui quelle più rappresentative sono comprese nel Gruppo del Cilento (Amore *et alii*, 1988; Cammarosano *et al.*, 2004). Esse sono costituite da successioni di depositi torbiditici arenacei e conglomeratici, con intercalazioni marnose, anche significative. Tale Gruppo affiora in discordanza sulle unità precedentemente descritte, per cui è considerato come un deposito sinorogeno di età Langhiano inferiore - Tortoniano medio (Cammarosano *et alii*, 2004). I depositi così descritti affiorano estesamente sul M. Stella, M. Gelbison e M. Centaurino. Le variazioni in litologia e in spessore osservabili nelle successioni nei diversi rilievi hanno consentito nuove denominazioni (ad esempio, Formazione del Torrente Bruca nel M. Gelbison e nel M. Centaurino: Guida *et alii*, 1988). Si fa presente che la successione affiorante su Monte Gelbison è sovrapposta da una serie conglomeratica (Conglomerati di Monte Sacro: De Pippo & Valente, 1991), di età pre-Messiniano superiore per posizione stratigrafica.
- Depositi quaternari: vi sono inclusi tutti i sedimenti continentali depositatisi alla fine dell'emersione dell'area, ovvero dal tardo Pliocene all'Olocene. Sono costituiti da: conglomerati e breccie affioranti alla base dei rilievi (ad esempio, Conglomerati di Centola su M. Gelbison: Guida *et alii*, 1980); depositi lacustri del Vallo di Diano; travertini, ben esposti presso le sorgenti di Capodifiume nella piana di Paestum (Celico *et alii*, 1982); sabbie eoliche e depositi marini costieri del Pleistocene medio e superiore, collegati ai vari livelli del mare (Cinque *et alii*, 1994); ed infine, sedimenti fluviali, antichi e recenti, distribuiti lungo le principali aste fluviali (Alento, Bussento, Lambro, Mingardo, Calore, ad esempio: Cinque *et alii*, 1995; Guida *et alii*, 1979; 1981).



Fig. 1 - Carta geologica schematica dell'area del Cilento su cui è riportato il limite in rosso del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano (originale inviato con il dossier di candidatura per la rete europea e mondiale dei geoparchi) Legenda (dal basso verso l'alto): Unità M. Bulgheria; Unità M. della Maddalena; Unità Sicilidi, Nord-Calabrese e Catelnuovo Cilento; Unità Alburno-Cervati; Gruppo del Cilento; Formazione di Monte Sacro; Depositi Pleistocenici; Depositi sedimentari Quaternari.

Definizione degli ambiti di paesaggio e dei geositi

Considerata l'alta valenza geologica del territorio del PNCVD e l'elevata geodiversità (Santangelo *et alii*, 2005) risultava importante individuare una metodologia per la selezione ed il censimento dei geositi. A tal proposito il Parco si è dotato di recente di uno strumento di gestione del territorio molto efficace quale il Piano del Paesaggio. Tale Piano ha individuato degli ambiti di paesaggio del PNCVD, definiti confrontando due differenti aspetti, uno fisico-geologico-morfologico-naturalistico e l'altro storico-insediativo (Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano, 2010).

Sono state individuate porzioni di territorio omogenee dal punto di vista litologico, geomorfologico, stratigrafico e idrografico, correlate con importanti e ben definiti elementi strutturali secondo le indicazioni di Guida *et alii*, (1996). Partendo quindi dalla carta dei "Sottosistemi di Paesaggio" prodotta per il Piano del Parco e ottenuta attraverso un processo di classificazione gerarchica del territorio, la zonazione è stata integrata e qualificata con ulteriori informazioni quali: i sistemi storico-insediativi nella loro articolazione (percorse e centri) in relazione alla morfologia, alle matrici storiche e alle relazioni con il contesto territoriale cilentano; i sistemi di beni storico-archeologici significativi e qualificanti l'ambito a livello locale e territoriale; le manifestazioni culturali legate o meno alla tradizione, testimonianza della vitalità culturale del territorio. Gli ambiti di paesaggio così definiti (Fig. 2) evidenziano come le forme di antropizzazione siano strettamente legate alla caratterizzazione fisico morfologica del territorio (Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano, 2010).



Fig. 2 - Carta degli ambiti di paesaggio, indicati con il tratto in verde, nel Cilento; anche in questa carta è riportato il limite in rosso del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano (originale inviato con il dossier di candidatura per la rete europea e mondiale dei geoparchi).

Successivamente sono stati individuati i singoli geositi, suddivisi e codificati per ambito di paesaggio, ai quali è stato attribuito sia l'interesse geologico sia l'"importanza". Per quanto concerne quest'ultimo parametro "importanza" sono stati definiti quattro livelli gerarchici, in base ai criteri suggeriti dall'European and Global Geoparks Network:

- Principale: geosito di particolare interesse geologico, sia come unicità/representatività a livello europeo, che come valenza didattico-scientifica;
- Focale: geosito principale, a cui si associa la reale o potenziale fruizione dal punto di vista del geoturismo. Si tratta di geositi già attrezzati con strutture e/o percorsi esplicativi o in via di strutturazione geoturistica;
- Complementare: geosito principale, a cui si associa la presenza di un sito archeologico o insediamenti antropici di grande valenza storico-architettonica;
- Secondario: geosito di interesse geologico a livello nazionale o regionale.

Infine, per ogni ambito di paesaggio, è stata predisposta una scheda di sintesi riportante le peculiarità dei singoli geositi.

Alla luce di quanto detto, sono stati individuati, sulla base della letteratura scientifica sviluppata negli ultimi decenni nell'area e delle conoscenze personali degli autori, 160 geositi (136 geositi ricadono all'interno del confine del parco e del futuro geoparco, mentre 24 rientrano nelle aree contigue, e sono strettamente correlati con i primi). Essi presentano caratteri stratigrafici, geomorfologici, paleoambientali, paleontologici, strutturali ed idrogeologici (Tabella 1).

Tab. 1 - Geositi del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano classificati secondo gli ambiti di paesaggio, la numerazione, l'importanza, la denominazione e la specificità (originale inviato con il dossier di candidatura per la rete europea e mondiale dei geoparchi).

Landscape areas	id_Geosites	Importance	Denomination	Interest
A-Calore Valley				
	1	Main	Albanella's sandstone - Aquara	Stratigraphic, paleoenvironmental
	2	Focal	Old Roscigno	Geomorphological - historical - aetnografic
	3	Complementary	Pruno Mountain	Stratigraphical - archeological
	4	Secondary	Rivers Carpineto and S. Vito	Geomorphological
B-Vallo di Diano- Maddalena Mountain				
	5	Main	River canyons of Campestrino-Polla	Geomorphological- historical
	6	Focal	Lacustrine deposits - Buonabitacolo	Stratigraphical - paleoenvironmental
	7	Complementary	Lacustrine basin - Padula	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological geomorphological
C-Chianello-Soprano Mountain				
	8	Main	Lady of Granato (M. Vesole)	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	9	Focal	Capodifume Springs	Hydrogeological
	10	Complementary	Paestum travertine	Stratigraphical - archeological
	11	Secondary	Vesole-Chianello Mountain	Panoramic, geomorphological, structural
	12	Secondary	River Karst canyons of Magliano Vetere,	Geomorphological
	13	Secondary	River Karst canyons of Trentinara	Geomorphological
	14	Secondary	Limestones of Vesole Mountain	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	15	Secondary	Fossils of Magliano Vetere	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	16	Secondary	Quarry of Roccadaspide	Stratigraphical
	17	Secondary	Soltano Mountain	Structural
	18	Secondary	North side of Vesole mountain	Stratigraphical
	19	Secondary	River Calore terrace- Castel San Lorenzo	Geomorphological
	20	Secondary	Landslide DGPV of Chianello Mountain	Geomorphological

Landscape areas	id_Geosites	Importance	Denomination	Interest
D-Stella Mountain				
	21	Main	Stella Mountain	Stratigraphical, paleoenvironmental
	22	Focal	Marine terraces of Punta Licosa	Stratigraphical, paleoenvironmental, geomorphological
	23	Complementary	Castellabate	Panoramic, geomorphological
	24	Secondary	Sandstones of S.Marco	Stratigraphical, paleoenvironmental, geomorphological
	25	Secondary	Autcrops of S.Marco	Stratigraphical, paleoenvironmental, geomorphological
	26	Secondary	Baia Arena	Panoramic, geomorphological
	27	Secondary	Ripe Rosse cliff	Geomorphological
	28	Secondary	Sandstones of Pollica - Rucchito Mountain	Stratigraphical, paleoenvironmental
	29	Secondary	Sandstone of Pollica- Cannicchio	Stratigraphical, paleoenvironmental, structural
	30	Secondary	Fossil dunes of Accliaroli	Geomorphological, paleoenvironmental
	31	Secondary	Sandstone of Serramezzana	Stratigraphical, paleoenvironmental
	32	Secondary	Black shales of Pioppi	Stratigraphical, paleoenvironmental
	33	Secondary	S. Mauro formation - Punta Tresino	Stratigraphical, paleoenvironmental
E-Vesalo Mountain				
	34	Main	Fold of Vesalo Mountain	Stratigraphical, structural
	35	Focal	Retara landslide	Geomorphological
	36	Complementary	Isolated relief of Gioi	Stratigraphical, geomorphological, historical
F-Alento Valley				
	37	Main	Alento River	Geomorphological
	38	Focal, Complementary	Conglomerate of Velia	Stratigraphical - archeological
G-Gelbison Mountain				
	39	Main	Olistostrome of Lagorusso	Stratigraphical
	40	Focal	Torrente Bruca Formation - Gelbison Mountain	Stratigraphical
	41	Complementary	Stone Stream of Gelbison Mountain - Novi Vella	Stratigraphical, geomorphological, historical
	42	Secondary	Fluvial terrace of Molino de Feo	Geomorphological
	43	Secondary	Palistro River	Geomorphological
	44	Secondary	Bruca River	Geomorphological
	45	Secondary	Torrente Bruca Formation, The Crociata - Santa Barbara and Cuccaro Vetere	Stratigraphical
	46	Secondary	Conglomerate of Centola - Cuccaro Vetere	Stratigraphical
	47	Secondary	Olistostrome of Pantanella Hill- Castagna Hill- Ferullo Hill	Stratigraphical
	48	Secondary	Marl "fogliarina" of Fulgenti mountain	Stratigraphical
H-Cervati Mountain				
	49	Main	River karst canyons of Laurino	Geomorphological
	50	Main	River karst canyons of Piaggine	Geomorphological
	51	Focal	Inferno river and sinkhole of Vallivona	Geomorphological, Hydrogeological
	52	Complementary	Isolated relief of Sanza	Geomorphological- storical
	53	Secondary	Caves of Vesalo	Geomorphological, Hydrogeological
	54	Secondary	Rofrano	Panoramic, structural
	55	Secondary	Raia del Pedale	Stratigraphical, geomorphological, structural
	56	Secondary	Faraone's Fistole Springs	Idrogeological
	57	Secondary	Sinkhole of Vallicelli	Stratigraphical, geomorphological, paleontological
	58	Secondary	Galcial circus of Cervati mountain	Stratigraphical, geomorphological, panoramic
	59	Secondary	Dry valley of Laurino	Geomorphological
	60	Secondary	karst plateau of Piano Mountain	Geomorphological
	61	Secondary	The Festole - Breccias of Caccialupi	Stratigraphical
	62	Secondary	Mingardo River's canyons	Stratigraphical, geomorphological
	63	Secondary	Monte San Giacomo - Canyon of Zia Francesca torrent	Geomorphological
	64	Secondary	Canyon of Peglio torrent	Geomorphological

Landscape areas	id_Geosites	Importance	Denomination	Interest
D-Stella Mountain				
	65	Secondary	karst plateau of Arsano mountain	Geomorphological
	66	Secondary	karst plateau of Copraneto	Geomorphological
	67	Secondary	karst plateau of Cerasulo Mountain	Geomorphological
	68	Secondary	karst plateau of Tomicelle Mountain	Geomorphological
	69	Secondary	karst plateau of Cugno	Geomorphological
	70	Secondary	karst plateau of Castagnella	Geomorphological
	71	Secondary	karst plateau of Cappellotto	Geomorphological
	72	Secondary	karst plateau of Nuovo Mountain	Geomorphological
I-Motola - Cocuzzo Mountains				
	73	Main	Sammaro's Spring	Idrogeological
	74	Main - Focal	River karst canyons of Sacco	Geomorphological
	75	Complementary	Pseudosaccaroide limestone of Teggiano	Stratigraphical, historical
	76	Secondary	Puglie Mountains	Panoramic, geomorphological, structural
	77	Secondary	Cave of Raccio	Stratigraphical, geomorphological
	78	Secondary	Cave of Pino, Sassano	Geomorphological, archeological
	79	Secondary	Rupa - Motola Mountains	Panoramic, geomorphological, structural
	80	Secondary	Palaeosnow-field of Motola Mountain	Geomorphological
	81	Secondary	Olistolite limestone of Sella of Corticato	Stratigraphical
	82	Secondary	River karst canyon of Buccana	Geomorphological
	83	Secondary	Mutola Mountain	Geomorphological
L-Pisciotta				
	84	Main	Rizzico landslide	Geomorphological
	85	Focal	Punta Telegrafo	Stratigraphical, paleoenvironmental, structural
	86	Complementary	Pisciotta	Stratigraphical, historical
	87	Secondary	Earth pyramids of Castelluccio	Geomorphological
	88	Secondary	Olistolite of S. Nicola	Stratigraphical
	89	Secondary	Units liguridi di Catona	Stratigraphical, paleoenvironmental
M-Bulgheria Mountain				
	90	Main	Mingardo's canyon	Geomorphological
	91	Main	Capo Palinuro -the Fenestrella natural arc	Geomorphological
	92	Main	Capo Palinuro - grotta di Cala fetente	Geomorphological, Hydrogeological
	93	Focal	Cliff of Capo Palinuro	Geomorphological
	94	Focal	Coastal caves of Camerota	Geomorphological, stratigraphical, paleoenvironmental, archeological
	95	Complementary	Medieval village- San Severino	Stratigraphical, paleoambientale, historical
	96	Secondary	Coast from White Cove to Porto Infreschi	Geomorphological
	97	Secondary	Fossil dunes of Palinuro	Geomorphological, stratigraphical, paleoenvironmental
	98	Secondary	Thyrenian deposits of Palinuro	Geomorphological, stratigraphical, paleoenvironmental
	99	Secondary	Marine deposits of Camerota	Geomorphological, stratigraphical, paleoenvironmental
	100	Secondary	The Piano- marine abrasion terrace	Geomorphological
	101	Secondary	Road to San Giovanni a Piro	Geomorphological, panoramic
	102	Secondary	Canyon of Marcellino river	Geomorphological
	103	Secondary	Dolomite of Luna Mountain	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	104	Secondary	Coastal caves of Cala Cefalo	Geomorphological, stratigraphical, paleoenvironmental
	105	Secondary	Dolomite of Torre Fenosa	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	106	Secondary	Lambo and Mingardo Rivers	Geomorphological
	107	Secondary	Conglomerate of Centola	Stratigraphical, paleoenvironmental
108	Secondary	Quarry of Chiancone Mountain	Stratigraphical	

Landscape areas	id_Geosites	Importance	Denomination	Interest
M-Bulgheria Mountain				
	109	Secondary	Residual cliff of rabbit -Capo Palinuro	Geomorphological
	110	Secondary	Licusati	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	111	Secondary	Side North of Bulgheria Mountain	Geomorphological
	112	Secondary	Side Est of Bulgheria Mountain	Stratigraphical, paleobiological
N-Centaurino Mountain				
	113	Main	Ophiolite olistolites of Centaurino Mountain	Stratigraphical
	114	Focal - Complementary	Autocrops of Rofrano	Stratigraphical, Historical
	115	Secondary	Landslides of Alfano's basin	Geomorphological
	116	Secondary	Landslides of Valle Scura's basin	Geomorphological
O-Roccagloriosa - Torre Orsaia				
	117	Main - Focal - Complementary	Tectonic window of Roccagloriosa	Stratigraphical, structural, archeological
P-Forcella and Serralunga Mountains - Busseto river				
	118	Main	Morigerati canyon	Geomorphological
	119	Focal - Complementary	Caves of Busseto- WWF Oasi	Geomorphological, Hydrogeological
	120	Secondary	Busseto River	Geomorphological, Hydrogeological
	121	Secondary	Varve lacustrine of Caselle in Pittari	Stratigraphical
	122	Secondary	Caselle in Pittari's landslide	Geomorphological, structural
	123	Secondary	Sant Michele Mountain' fault	Geomorphological
	124	Secondary	Tortorella canyon	Geomorphological
	125	Secondary	Casaleto canyon	Geomorphological
	126	Secondary	Perali's breccias of Tortorella	Structural, Stratigraphical
	127	Secondary	Tortorella fault	Structural
	128	Secondary	Sanza - Fometani Springs	Hydrogeological
	129	Secondary	Sanza - Fometani canyon	Geomorphological
	130	Secondary	I Pozzacchi- 13 fistole springs	Hydrogeological
	131	Secondary	Fistole canyon	Geomorphological
	132	Secondary	Sapri- Mucchie	Stratigraphical
	133	Secondary	Sapri- Timpone	Stratigraphical
	134	Secondary	Sapri-Prianchetta fault	Structural
	135	Secondary	Sapri-Torre di Mezzanotte cliff	Geomorphological
	136	Secondary	Sapri- Ruotolo marine spring	Geomorphological, Hydrogeological
	137	Secondary	Sapri -Ceraso Mountain	Geomorphological
	138	Secondary	Sapri - Fortino- marine terrace	Geomorphological, stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	139	Secondary	Bauxitic red clay of Torre Villammare	Stratigraphical
	140	Secondary	Bauxitic red clay -Cordici	Stratigraphical
	141	Secondary	Serritello canyon	Geomorphological
Q-Albano Mountain - Tanagro Valley				
	142	Main	karsic springs with fall of S. Maria Auso	Geomorphological, Hydrogeological
	143	Focal - Complementary	Caves of Castelcivita-Mulino's springs;	Geomorphological, Hydrogeological, Archeological
	144	Focal - Complementary	Caves of Pertosa	Geomorphological, Hydrogeological, Archeological
	145	Secondary	Sinkhole of Fumo-Frà Gentile	Geomorphological, Hydrogeological
	146	Secondary	Fossiliferous level of Petina	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	147	Secondary	Fault of Alburni Mountain -Il Figliolo	Panoramico, geomorphological
	148	Secondary	Fossiliferous level of Carbonara	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	149	Secondary	Grooved meanders of Calore river- Stazione di Sicignano	Panoramico, geomorphological
	150	Secondary	Carbonatic series of Postiglione	Stratigraphical, paleoenvironmental
	151	Secondary	Terraces of Calore river- Altavilla Silentina	Geomorphological

Landscape areas	id_Geosites	Importance	Denomination	Interest
Q-Alburno Mountain - Tanagro Valley				
	151	Secondary	Terraces of Calore river- Altavilla Silentina	Geomorphological
	152	Secondary	Limestone with fossil-Timpa del Prato	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	153	Secondary	Limestone with nummulites- Ottati	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	154	Secondary	Trentinara formation-road to Castelcivita ,	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	155	Secondary	Limestone with nummulites - road to Ottati	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	156	Secondary	karst plateau of Alburni Mountain	Geomorphological
	157	Secondary	Piaggine Formation-S. Rufo	Stratigraphical
	158	Secondary	Fossil of Lady Mountain	Stratigraphical, paleoenvironmental, paleobiological
	159	Secondary	Richter side -Controne	Geomorphological
	160	Secondary	Conglomerate of Auletta	Stratigraphical

Il 43% ha un interesse stratigrafico e paleontologico ad esempio l'affioramento: sul Monte Bulgheria in località Licusati (geosito 110) è l'unico ritrovamento in Campania di ammoniti giurassiche; il livello fossilifero di Petina con microfauna di pesci e *Decapoda Crustacea* dell'Albiano medio (146) (Bravi e Garassino, 1998) eguaglia quello di Pietrarroia nel Matese, entrambi sono gli unici esempi segnalati al di fuori di una regione extra alpina; le sequenze terrigene del Monte Gelbison, del Monte Stella e del Monte Centaurino sono considerate tra le migliori esposte nell'Appennino, anche per la presenza di livelli stratigrafici importanti, quali le megatorbiditi calcareo-marnose (fogliarina), gli olistostromi e i livelli con blocchi di ofioliti (21-28-29-31-33-39-40-47-48-113) (Cammarosano *et alii*, 2004 *cum bibl.*).

I siti di interesse geomorfologico costituiscono il 54% dei geositi censiti. Nel territorio del Parco si distinguono quelli carsici-idrogeologici, come le grotte carsiche del Monte Alburni e del Monte Cervati, tra cui quelle di Pertosa e di Castelcivita (143-144), le grotte costiere di Camerota e Palinuro (94 e 104) e la grotta di Morigerati lungo il fiume Bussento (119) (Russo *et alii*, 2005); quelli strutturali, quali le forre fluvio carsiche (di tipo sovrainposte, susseguenti ed epigenetiche) lungo i fiumi Calore, Mingardo e Bussento (12-49-50-59-74-82-90-102-118) (Brancaccio *et alii*, 1978; Iaccarino *et alii*, 1988) e le scarpate di faglia rilevate lungo la dorsale Vesole-Chianello, il Monte Motola e i Monti Alburni (11-83-147) (Berardi *et alii*, 1996; Torrente *et alii*, 2000; Putignano & Schiattarella, 2009); quelli costieri con i terrazzi marini del medio e tardo Pleistocene (22) e le falesie di Palinuro (93) (Antonoli *et alii*, 1994).



Fig. 3 - Geosito 118 (in tabella 1) di tipologia principale: visione della forra sul cui fondo scorre il F. Bussento.

I restanti geositi che rappresentano il 3% sono di interesse strettamente idrogeologico e risultano legati ad importanti acquiferi presenti nel territorio del Parco Nazionale. Possiamo ricordare le sorgenti di Capodifiume (9) connesso al travertino dei templi di Paestum, le sorgenti del Sammarò (72) correlate all'omonima forra sovrainposta, le sorgenti delle Fistole del Faraone (56) e tante altre sorgenti, spesso connesse a cavità carsiche.

Per una maggiore chiarezza e valorizzazione dei geositi del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano si riporta di seguito la descrizione sintetica di alcuni di essi, scelti tra quelli oggetto della visita dei valutatori della rete europea e mondiale dei Geopark. La forra epigenetica sul cui fondo scorre il Bussento (118) (Fig.3), che è l'unico fiume dell'Italia peninsulare con percorso in parte sotterraneo per circa 4 Km. Tale forra è incassata lungo il versante occidentale del Monte le Chiappe e ubicata ai piedi

del ripiano morfologico su cui sorge l'abitato di Morigerati. Essa è interamente impostata nei calcari (Unità Alburno-Cervati-Pollino) per una lunghezza di circa 700 metri. Si presenta con andamento rettilineo a testimonianza di un controllo tettonico dell'area. Le quote delle pareti della forra sono correlabili con quelle della cavità ivi presente (omonima grotta carsica inserita nell'Oasi di Morigerati: 119), per questo la sua formazione potrebbe essere avvenuta per crollo o collasso di un antico canale carsico (D'Elia *et alii*, 1987; Iaccarino *et alii*, 1988).

L'Olistostroma del Monte Gelbison (40-47) (Fig.4) si ritrova nella parte alta della successione del Gruppo del Cilento. Esso un corpo di spessore variabile a struttura caotica, anche se può contenere dei blocchi decametrici stratificati (Valente, 1993). Negli affioramenti dei geositi considerati esso è caratterizzato da un colata basale con blocchi poligenici ed eterometrici, tra cui pacchi stratificati di torbiditi calcaree con liste di selce, a cui seguono argille rosse scagliettate e tettonizzate con rare calcareniti. L'Olistostroma rappresenta un importante livello guida del Miocene superiore, connesso con le instabilità verificatesi sui margini orogenici emersi nelle aree tirreniche, che producevano gigantesche frane sottomarine (Valente, 1993). Le grotte dell'Angelo di Pertosa (144) (Fig.5) area carsica con diverse emergenze geomorfologiche interessanti anche dal punto di vista speleologico ed archeologico. Esse presentano uno sviluppo di oltre 3 km dal quale riemerge, lungo un ramo laterale, un torrente sotterraneo alimentato dalla falda di base, e si snodano in una suggestiva serie di cunicoli ed antri, fino a terminare in tante "Sale" naturali, ognuna con una caratteristica diversa da lasciare i visitatori ammirati ed incantati (Russo *et alii*, 2005). Abitate fin dall'età del Bronzo, e forse anche precedentemente, l'uomo scelse questi luoghi per costruire le loro palafitte, le uniche, di cui si ha testimonianza, costruite all'interno di un sito come questo delle Grotte di Pertosa (Trucco, 1991). Elea-Velia è un'area archeologica (38), dove sono visibili i resti della città fondata nel 540 a.C. dai Focci. Essa è ricordata ancora oggi per essere stata sede la scuola filosofica (eleatica) di Parmenide e Zenone. Elea-Velia fu anche sede della Scuola Medica Eleatica, la cui diretta discendente fu la Scuola Medica Salernitana, che perpetuò nei secoli i suoi principi ispiratori. Questo sito assume un ruolo importante per gli aspetti stratigrafici e paleoambientali, in quanto l'analisi della successioni di sedimenti ivi affioranti consentono di evidenziare l'evoluzione ambientale di quest'area costiera tra le foci dei Fiumi Alento e Fiumarella, nonché di ricostruire i cambiamenti climatici degli ultimi 2500 anni (Cinque *et alii*, 1995; Ortolani *et alii*, 1991).



Fig. 4 - Geosito 40 (in tabella 1) di tipologia focale: visione parziale dell'olistostroma intercalato nella successione torbiditica di M. Gelbison.



Fig. 5 - Geosito 144 (in tabella) di tipologia sia focale, che complementare: la suggestiva grotta dell'Angelo di Pertosa, abitata, come rilevano diverse testimonianze, sin dall'età del Bronzo.

Le grotte di Camerota (94) (Fig.6) si aprono lungo le falesie, sia attive che fossili, della costa di questo comune cilentano. Alcune di esse ancora parzialmente invase dal mare, altre ormai asciutte perché ubicate al di sopra del livello marino. L'origine e lo sviluppo di queste cavità è alquanto differenziata, come osserva Esposito *et alii*, (2003), in particolare, quelle nei litotipi calcarei sono impostate lungo piani di faglia e frattura, spesso associate con fasce cataclastiche, e la loro genesi è dovuta a processi carsici legati a percolazione di acque freatiche, cui si è associata l'azione meccanica e dissolutiva del mare, come, ad esempio, Grotta del Noglio e della Serratura. Per altre cavità l'origine è da mettere in relazione al recapito in mare della falda basale dell'Unità Idrogeologica del Monte Bulgheria (Celico, 1979), e quindi al modellamento operato dalle acque dolci. Infatti, nella zona di Cala Bianca e di Porto Infreschi, in corrispondenza di queste grotte si trovano una miriade di sorgenti sottomarine. Molte di esse rappresentano dei siti preistorici, che coprono un ampio arco cronologico da 500.000 anni fa fino alle soglie della storia. Oltre a strumenti di pietra, anche di straordinaria fattura, relativi al Paleolitico inferiore, rilevante è il resto fossile dell'uomo di Neanderthal scoperto nel Riparo del Poggio in località Lentiscelle (Boscatto *et alii*, 2009).



Fig. 6 - Geosito 94 (in tabella 1) di tipologia focale: l'imponente grotta del Noglio nel cui interno sono presenti depositi connessi ad un insediamento preistorico.

Conclusioni

I geositi individuati nell'ambito del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano dà la possibilità di comprendere come sia possibile "leggere" la storia geologica di questi luoghi, che hanno visto l'uomo sfruttare le sue risorse sin dalla preistoria. La maggior parte di questi siti geologici è già sotto tutela perché entro i confini del Parco. Tuttavia è necessario che vengano ancor di più valorizzati attraverso attività e programmi, che promuovano conoscenze, specie nelle fasce dei più giovani, e coinvolgano un numero crescente di turisti interessati alla scoperta della storia racchiusa nelle rocce e nei paesaggi. Il successo della candidatura potrà favorire questo processo e usarlo per accrescere gli standard occupazionali dell'intero territorio.

Bibliografia

- ALOIA A., GUIDA D., IANNUZZI A., LAZZARI M., SIERVO V. (2007) - *Guida al patrimonio geologico-ambientale del Monte Gelbison, quale premessa per l'istituzione del «Geoparco del Cilento»*. Atti del 3° Congresso Nazionale Associazione Italiana Geologia e Turismo, Bologna, 28-35.
- AMORE F.O., BONARDI G., CIAMPO G., DE CAPOA P., PERRONE V., SGROSSO I. (1988) - *Relazione tra «flysch interni» e domini appenninici: reinterpretazione delle Formazioni di Pollica, S. Mauro e Albidona e il problema dell'evoluzione inframiocenica delle zone esterne appenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 285-297.
- ANTONIOLI F., CINQUE A., FERRANTI L. & ROMANO P. (1994) - *Emerged and submerged Quaternary marine terraces of Palinuro cape (southern Italy)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., LII, 237-260.
- BERARDI F., DE ROSA G., TOZZI M. (1996) - *Vincoli strutturali di superficie per una ricostruzione geometrica del massiccio dei Monti Alburni (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 13-21.
- BONARDI G., AMORE P. CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P., PERRONE V. (1988) - *Il Complesso Liguride auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'arco calabro*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 17-35.
- BOSCATO P., BOSCHIAN G., CARAMIA F., GAMBASSINI P. (2009) - *Il riparo del poggio a Marina di Camerota (Salerno): Culture ed Ambiente*. Rivista di scienze preistoriche, LIX, 5-41.
- BRANCACCIO L., NICOLETTI E., PATTI O. (1978) - *La forra epigenetica del torrente Sammarò (Cilento). Un problema geomorfologico e le sue implicazioni antropogeografiche*. Boll. Soc. Natur. Napoli, 87, 265-287.
- BRAVI S. & GARASSINO A. (1998) - *"Plattenkalk" of the lower Cretaceous (Albian) of Petina, in the Alburni Mounts (Campania, s. Italy), and its decapod crustacean assemblages*. Atti Soc. It. Sci. Nat. museo civico storia naturale, Milano, 138 (1-2), 89-118.
- CAMMAROSANO A., DANNA M., DE RIENZO F., MARTELLI L., MIELE F., NARDI G. (2000) - *Il substrato del gruppo del Cilento tra il M. Vesalo e il M. Sacro (Cilento, Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 119, 395-405.
- CAMMAROSANO A., CAVUOTO G., DANNA M., DE CAPOA P., DE RIENZO F., DI STASO A., GIARDINO S., MARTELLI L., NARDI G., SGROSSO A., TOCCACELI R.M., VALENTE A. (2004) - *Nuovi dati sul Flysch del Cilento (Appennino meridionale, Italia)*. Boll. Soc. Geol. It., 123, 253-273.
- CELICO P. (1979) - *Considerazioni sull'idrogeologia di alcune zone dell'Italia centro-meridionale alla luce dei risultati di recenti indagini geognostiche*. Mem. e note Ist. Geol. Appl. Napoli, 15, 13-17.
- CELICO P., DE GENNARO M., FERRERI V., STANZIONE D. (1982) - *Geochimica delle sorgenti mineralizzate della piana di Paestum (Campania, Italia)*. Periodico di mineralogia, 51.
- DE PIPPO T. & VALENTE A. (1991) - *Osservazioni sedimentologiche preliminari sui «Conglomerati di Monte Sacro» (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., 110, 47-51.
- CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., SANTANGELO N. & SANTO A. (1994) - *Morfologie costiere e depositi quaternari tra Agropoli e Ogliastro marina (Cilento - Italia meridionale)*. Il Quaternario, 7(1), 3-16.

- CINQUE A., ROSSKOPF C., BARRA D., CAMPAJOLA L., PAOLILLO G., & ROMANO M. (1995) - *Nuovi dati stratigrafici e cronologici sull'evoluzione recente della piana del F. Alento (Cilento - Campania)*. Il Quaternario, 8 (2), 323-338.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T., SCANDONE P. (1975) - *Structural pattern of the Campania - Lucania Apennines*. In: Ogniben L., Parotto M., Praturlon A (Eds.) *Structural model of Italy*, quaderni della ricerca scientifica, 90, 313 - 327, CNR - Roma.
- D'ELIA G., GUIDA M., TERRANOVA C. (1987) - *Osservazione sui fenomeni di deformazione gravitativa profonda nel bacino del Fiume Bussento (Campania)*. Boll. Soc. Geol. It., 119, 733-747.
- ESPOSITO C., FILOCAMO F., MARCIANO R., ROMANO P., SANTANGELO N., SANTO A. (2003) - *Genesis, evoluzione e paleogeografia delle grotte costiere di Marina di Camerota (Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano, Italia meridionale)*. Thalassia Salentina, 26, 165-173.
- GUIDA D., GUIDA M., IACCARINO G., METCALF G., VALLARIO A., VECCHIO V., ZICARI G. (1979) - *Il Bacino del Mingardo (Cilento): evoluzione geomorfologica, fenomeni franosi e rischio a franare*. Geol. Appl. Idrolog., 15, Bari.
- GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO G., VALLARIO A. (1980) - *Ricostruzione di sequenze morfoevolutive nell'area ad W di M. Sacro (Cilento)*. Geol. Appl. e Idrolog., 15, 1-22, Bari.
- GUIDA D., GUIDA M., LUISE D., SALZANO G., VALLARIO A. (1981) - *Geologia e franosità del Fiume Lambro (Cilento)*. Geologia Romana, 20, 197-218.
- GUIDA D., IACCARINO G., PERRONE (1988) - *Nuovi dati sulla successione del Flysch del Cilento nell'area di M.te Centaurino: relazione tra unità litostratigrafiche, unità litotecniche e principali sistemi franosi*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 299-310.
- GUIDA D., GUIDA M., LANZARA R., VALLARIO A. (1996) - *Unità territoriali di riferimento per la pianificazione ambientale: esempi a diversa scala nell'area di Monte Bulgheria (Cilento, Campania)*. Geol. Tecn. & Amb., 3/96, 39-66.
- IACCARINO G., GUIDA D., BASSO C. (1988) - *Caratteristiche idrogeologiche della struttura carbonatica di Morigerati (Cilento meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 119, 733-747.
- ORTOLANI F., PAGLIUCA S., TOCCACELI R. (1991) - *Osservazioni sull'evoluzione geomorfologica della piana costiera di Velia (Cilento, Campania) sulla base di nuovi rinvenimenti archeologici*. Geogr. Fis. Din. Quat. 14, 163-169.
- PARCO NAZIONALE DEL CILENTO E VALLO DI DIANO (2009) - *Applicant dossier for candidate member 2010 to european/global geopark network, Vallo della Lucania (SA)*.
- PARCO NAZIONALE DEL CILENTO E VALLO DI DIANO (2010) - *Piano del parco, Vallo della Lucania (SA)*.
- PATACCA E., SARTORI R., SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and appenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. It., 45, 425-451.
- PUTIGNANO M.L. & SCHIATTARELLA M. (2008) - *Struttura, esumazione ed evoluzione geomorfologica del nucleo mesozoico del Monte Motola (Cilento, Italia meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 127, 477-493.

- RUSSO N., DEL PRETE S., GIULIVO I., SANTO A. (2005) - *Grotte e speleologia della Campania*. Elio Sellino editore.
- SANTANGELO N., SANTO A., GUIDA D., LANZARA R., SIERVO V. (2005) - *The geosites of Cilento - Vallo di Diano National Park (Campania Region, Southern Italy)*. *Il Quaternario*, volume speciale, 18(1), 103-114.
- TORRENTE M.M., CIVILE D., MARTINO C., MILIA A. (2000) - *Assetto strutturale ed evoluzione tettonica dell'area di Monte Vesole-Monte Chianello (Cilento, Appennino meridionale)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 119, 733-748.
- TRUCCO F. (1991) - *Revisione del materiale di grotta Pertosa*. In: *l'età del bronzo in Italia nei secoli XVI al XIV a.C.*, atti del congresso, Viareggio 1989, *rassegna di archeologia*, 10, 471-479.
- VALENTE A. (1993) - *Studi geologici e sedimentologici sulla successione di Monte Sacro (Flysch del Cilento, Appennino meridionale)*. Tesi di dottorato in geologia del sedimentario, Università di Napoli e Palermo, 1-170.

VALUTAZIONE DEI GEOMORFOSITI DEL MAJJISTRAL NATURE AND HISTORIC PARK (MALTA): DUE METODOLOGIE A CONFRONTO

Viola Maria Bruschi ¹, Paola Coratza ², Daniela Piacentini ², Darren Saliba ³ & Mauro Soldati ²

¹ *Departamento de Ciencias de la Tierra y Física de la Materia Condensada, Universidad de Cantabria - Avda. De Los Castros s/n, 39005 Santander, Spagna - viola.bruschi@unican.es*

² *Dipartimento Scienze della Terra, Università di Modena e Reggio E. - Largo S. Eufemia 19, 41121 Modena, Italia.*

³ *The Heritage Parks Federation, c/o 133, Melita Street, Valletta.*

Abstract

Il-Majjistral Nature and History Park, located in the north-west coast of the Island of Malta, is a protected area with natural, cultural and tourist interests. The Park, which was registered in 2008, is characterised by a landscape dominated by limestones and clays. Geomorphological features are highly controlled by the presence of faults and rock masses characterised by different physical and mechanical properties. Coastal cliffs, bays and sandy beaches are the most outstanding geomorphological features of the Park, creating a breathtaking landscape which is an attraction for a number of visitors.

In the framework of an international research project, a study for the identification, selection and enhancement of the rich geomorphological heritage of the area has been carried out. In particular, the quantitative assessment of geomorphosites on the basis of two different methodologies has been developed and the results have been compared to establish the reliability of the methodologies. The identification and the quantitative assessment of geomorphosites represent the first step and a necessary basic knowledge for their possible enhancement and the promotion of tourism activities at Il-Majjistral Nature and History Park which can be carried out by environmental agencies.

Riassunto

Il-Majjistral Nature and History Park è un'area protetta, situata nel settore nord-occidentale dell'isola di Malta, caratterizzata da un importante patrimonio naturale e culturale che attrae ogni anno molti visitatori sia locali che stranieri. Per quanto riguarda gli aspetti geologici, la successione affiorante nella zona di studio comprende litologie mioceniche, costituite essenzialmente da calcari e argille. Nella zona le forme del paesaggio sono strettamente connesse a fattori geologico-strutturali, a processi carsici e ad intensi fenomeni gravitativi, così come testimoniato dalle numerose frane di diversa tipologia presenti. È presente anche l'azione meccanica delle onde marine che agisce principalmente rimodellando le scogliere sub-verticali e contribuendo alla formazione delle uniche due spiagge sabbiose presenti nella zona.

Nell'ambito di un progetto di ricerca internazionale è stato svolto uno studio per l'identificazione, la selezione e la valutazione del ricco patrimonio geomorfologico dell'area. In particolare, si è proceduto, in questa prima fase, alla selezione e alla valutazione quantitativa dei geomorfositi sulla base di due metodologie con caratteristiche diverse. Un'analisi critica dei risultati ottenuti ha permesso di selezionare i geomorfositi più significativi, secondo entrambe le valutazioni, per i quali si elaborerà una proposta di inserimento all'interno degli itinerari del parco unitamente agli elementi naturalistici e culturali presenti, fornendo così una proposta turistica integrata.

Introduzione

L'isola di Malta è situata al centro del Mar Mediterraneo, circa 90 km a sud delle coste siciliane e 290 km a nord dell'Africa. Oltre al turismo più strettamente balneare, esiste sull'isola un forte richiamo dovuto al ricco patrimonio culturale e naturale, che tuttavia non è adeguatamente valorizzato per quanto riguarda gli aspetti geologici. Nonostante la forte antropizzazione, sono preservati nell'isola paesaggi di grande rilevanza non solo scenica, ma anche scientifica, caratterizzati da aspetti geologici e geomorfologici di particolare interesse, soprattutto in alcune aree costiere (Soldati *et alii*, 2008).

L'economia maltese dipende fortemente dal turismo, che è aumentato in maniera vertiginosa negli ultimi anni e soprattutto a partire dagli anni settanta, determinando alcune conseguenze negative soprattutto nell'area costiera. Malta ha la più alta densità abitativa in Europa a cui si aggiunge un ragguardevole afflusso turistico. Durante la stagione turistica si registra infatti un incremento del 385% di densità abitativa, contribuendo a determinare un elevato grado di vulnerabilità (Trumbic, 2004).

Dunque, lo sviluppo di un turismo sostenibile diventa una priorità ed un'importante sfida a Malta così come in altre aree a forte vocazione turistica. Così infatti come definito dall'Organizzazione Mondiale del Turismo (OMT) nel 1988: "Le attività turistiche sono sostenibili quando si sviluppano in modo tale da mantenersi vitali in un'area turistica per un tempo illimitato, non alterano l'ambiente (naturale, sociale ed artistico) e non ostacolano o inibiscono lo sviluppo di altre attività sociali ed economiche". Dunque, lo sviluppo di un turismo sostenibile e responsabile può essere affrontato, con speranza di ottenere buoni risultati, solo favorendo la conoscenza e la comprensione dell'ambiente e delle sue pericolosità.

Partendo da queste premesse, nell'ambito di un progetto internazionale che vede coinvolti ricercatori italiani, maltesi e spagnoli sono state svolte ricerche per il censimento, valutazione e valorizzazione del ricco patrimonio geologico, con particolare riferimento ai geomorfositi, al fine di individuare e promuovere iniziative per un geoturismo sostenibile. Tali ricerche sono state condotte nell'unico parco naturale presente sull'isola, Il Majjistral Nature and History Park.

Inquadramento geologico e geomorfologico de Il-Majjistral Nature and History Park

Il-Majjistral Nature and History Park, istituito nel 2008, è situato nel settore nord-occidentale dell'isola di Malta e comprende un tratto di costa di circa 7 km, da Il-Prajjet a Golden Bay (Fig. 1). All'interno di questo parco, dove gli aspetti di naturalità sono meglio preservati che in altre parti dell'isola, è possibile osservare spettacolari scogliere, che attraggono ogni anno molti visitatori sia locali che stranieri, oltre che importanti habitat di flora e fauna e un rilevante patrimonio culturale, in particolare storico-architettonico e rurale. Tale patrimonio è intimamente collegato all'assetto geologico e alle caratteristiche geomorfologiche del territorio, il che contribuisce a costituire un importante e significativo paesaggio culturale.

Per quanto riguarda gli aspetti geologici, la successione affiorante nella zona di studio comprende litologie mioceniche, essenzialmente calcari e argille, appartenenti rispettivamente alle formazioni dell'Upper Coralline Limestone e delle Blue Clay (Geological Map of the Maltese Islands, 1993). Queste formazioni generalmente a giacitura orizzontale, sono interessate da un sistema di faglie e fratture sub-verticali, che hanno condizionato e condizionano tuttora l'evoluzione geomorfologica della costa.

La formazione delle Blue Clay è costituita da una sequenza di argille grigio chiaro e grigio scuro alternate a marne con un alto contenuto di carbonato di calcio, la cui deposizione si è verificata in un ambiente di mare profondo, durante la principale fase tettonica del sollevamento della catena Siculo-Magrebina (Murray, 1890). I versanti in cui affiorano tali argille sono poco acclivi, generalmente ricoperti da suolo e vegetazione e inoltre comunemente interessati da frane di scivolamento e colata.

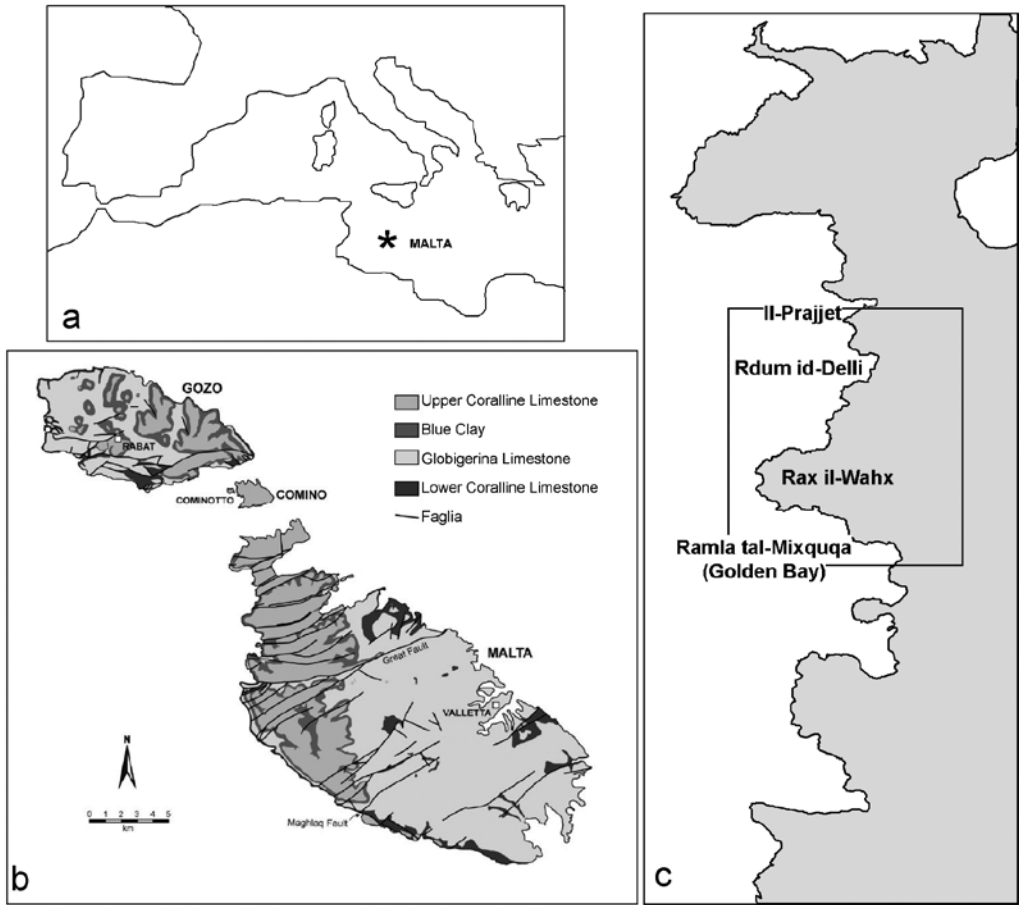


Fig. 1 - Inquadramento e schema geologico dell'area di studio.

La formazione dell'Upper Coralline Limestone, costituita da sedimenti di mare poco profondo, con caratteristiche tipiche di ambienti marini e tidali, presenta una grande variabilità laterale e verticale di facies. I calcari corallini formano spettacolari scogliere che raggiungono i 140 m d'altezza e sono interessate da diffusi fenomeni di crollo (Pedley *et alii*, 2002), nonché da pronunciati processi carsici.

Nella zona d'indagine le forme del paesaggio sono strettamente connesse ai fattori geologico-strutturali, ed in particolare ad un sistema di faglie con orientamento ESE-OSO (Alexander, 1988). Le principali forme strutturali sono rappresentate da plateau e scarpate rimodellate da processi di erosione costiera e/o da processi gravitativi principalmente nei calcari. In generale, la regione costiera nord occidentale dell'isola di Malta è caratterizzata da intensi fenomeni gravitativi così come testimoniato dalle numerose frane di diversa tipologia presenti. In particolare laddove si verifica la sovrapposizione dei calcari corallini sulle argille della formazione delle Blue Clay si verificano evidenti fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante, consistenti in espansioni laterali in roccia (Magri *et alii*, 2007). Frane di crollo interessano invece i margini dei plateau calcarei e frane di scivolamento e colata i sottostanti terreni argillosi. Tali fenomeni, che si presentano con caratteristiche di esemplarità, minacciano localmente la stabilità di beni storico-architettonici ed implicano situazioni di pericolo per turisti ed escursionisti che sono particolarmente numerosi nella zona.

L'azione meccanica delle onde marine agisce principalmente rimodellando le scogliere sub-verticali (Paskoff, 1985) e contribuendo alla formazione delle uniche due spiagge sabbiose presenti nella zona.

Per quanto riguarda le forme legate alle acque correnti, particolarmente interessanti sono le piccole valli a V incise nei calcari, forme relitte pluviali riconducibili a fasi climatiche più umide, attualmente utilizzate come terreni agricoli talvolta terrazzati. Altre forme legate all'azione delle acque correnti sono i coni alluvionali/colluviali e le forme a calanchi caratteristiche dei versanti argillosi privi di vegetazione.

Il carsismo è particolarmente ben sviluppato nell'area, soprattutto dove affiorano i calcari soggetti a intensa fatturazione (Paskoff & Sanlaville, 1978). Le principali forme carsiche che si rinvencono nell'area sono campi solcati di stadio evolutivo più o meno avanzato, superfici di dissoluzione, soprattutto sulla sommità dei plateau, e doline.

Geomorfositi

Come ampiamente riconosciuto in letteratura, i geositi sono elementi del territorio particolarmente importanti per la comprensione della storia della Terra (Reynard, 2004). Più precisamente i geomorfositi sono definiti come forme del paesaggio con particolari e significativi attributi geomorfologici, che le qualificano come componente del patrimonio culturale in senso lato di un territorio (Panizza, 2001).

In questo senso, nel presente lavoro sono stati scelti gli elementi del paesaggio che, oltre ad essere spettacolari, possono dare un contributo significativo per la comprensione della storia geomorfologica della zona. Ai fini della loro valutazione sono state inoltre considerate la rarità nel contesto regionale, la rappresentatività, lo stato di conservazione e di naturalità, il valore scientifico e didattico e il possibile interesse da un punto di vista ecologico, scenico, storico, culturale e turistico. Attraverso campagne di rilevamento, accompagnate da foto interpretazione, sono stati così individuati differenti geomorfositi che comprendono peculiari esempi di fenomeni franosi, calanchi, forme carsiche e valli relitte per i quali è stata valutata la qualità scientifica. In figura 2 vengono illustrate le principali tipologie di geomorfositi individuati.

Nel parco le forme del paesaggio più significative sono rappresentate dai numerosi fenomeni franosi ubicati per lo più lungo la costa e favoriti dalla sovrapposizione dei calcari sulle argille (geomorfositi 6, 9, 10 in figura 2). Queste forme sono state selezionate specialmente per la loro rappresentatività e unicità e perché rappresentano il risultato dei processi chiave per la comprensione dell'evoluzione geomorfologica dell'area. Si tratta di fenomeni franosi di diversa tipologia ed in particolare di espansioni laterali, scivolamenti e crolli legati al distacco, dislocamento e collasso di materiale proveniente dai plateau calcarei.

Particolarmente interessanti sono inoltre le forme calanchive sviluppate nei versanti costituiti dalle Blue Clay in località Rdum id-Delli Bay, selezionate per il loro valore didattico ed estetico (geomorfosito 1 in figura 2).

La grande abbondanza di affioramenti di calcari fa sì che nell'area i processi carsici abbiano prodotto diffuse morfologie epicarsiche alcune delle quali sono state considerate geomorfositi per il loro valore didattico e per la loro rarità. Tra queste, particolarmente degne di nota sono le doline in località Rdum id-Delli (geomorfositi 2 e 5 in figura 2), di cui una rimodellata dagli intensi processi attivi lungo la costa (geomorfosito 5 in figura 2). Altre forme carsiche superficiali si rinvencono sulla sommità dei plateau, caratterizzati da una topografia irregolare ed una tipica vegetazione a garriga. Un'altra tipologia di geomorfosito individuata nell'area di studio è costituita dalle valli relitte; sono stati in particolare selezionati tre siti, due nel settore settentrionale del parco e una in quello meridionale. Queste forme corrispondono a piccole vallecicole a V sviluppatesi in un clima più umido e attualmente utilizzate come terreno agricolo o terrazzate.



Fig. 2 - Principali geomorfositi individuati nel parco: 1) calanxio; 2-5) doline (la 2 è molto estesa, la linea tratteggiata evidenzia il limite esterno della dolina stessa; la 5 corrisponde alla dolina ubicata lungo la costa); 6-9-10) espansioni laterali in roccia accompagnate da scivolamenti e crolli (foto dei geomorfositi 5, 6, 9, e 10 per gentile concessione del Ten. Col. M. Marchetti). I numeri corrispondono anche all'identificativo dei geomorfositi (cfr. Tab. 3).

Valutazione quantitativa dei geomorfositi

Nell'ottica di una corretta politica di conoscenza e di gestione del paesaggio, emerge chiara la necessità di fornire criteri e strumenti per una valutazione delle forme del paesaggio, il più oggettiva possibile, che consenta di selezionarne gli aspetti che meritano, più di altri, di essere conosciuti e tutelati. Infatti, una valutazione quantitativa dei geomorfositi si rende necessaria sia per una comparazione fra i siti stessi o con altri beni ambientali e anche ai fini di compiere scelte e definire delle strategie, priorità e scale di valori per una corretta conservazione e valorizzazione.

In letteratura esistono numerose metodologie per la valutazione qualitativa e quantitativa delle forme del paesaggio; le prime risalgono agli anni Settanta e sono state generalmente sviluppate da studiosi di origine anglosassone, anche se più di recente si è registrata una considerevole spinta alla ricerca su questo tema, soprattutto in Europa (*vide* Reynard, 2009).

In generale si può affermare che la soggettività è un problema che permea tutte le fasi di un procedimento di valutazione, in quanto si giudica e si quantifica l'importanza relativa di una componente dell'ambiente, che non è realmente misurabile. Pur non essendo possibile eliminare la soggettività si può, tuttavia, tentare di ridurla definendo gli obiettivi della valutazione e selezionando parametri quanto possibile commensurabili. In generale, pur non essendo possibile mettere a punto una metodologia per la valutazione quantitativa standardizzata e valida per tutti gli scopi e per aree con caratteristiche geologiche e geomorfologiche diverse, è tuttavia possibile individuare alcuni criteri/parametri e una serie di indicatori più o meno comuni alle diverse metodologie (Reynard, 2009).

Partendo da queste considerazioni, due differenti metodologie per la valutazione quantitativa della qualità scientifica dei geomorfositi sono state applicate all'area di studio. Entrambi i metodi (quantitativo parametrico e semi-quantitativo) sono stati sviluppati in studi precedenti e testati in contesti geologici e geomorfologici differenti.

Applicazione del metodo quantitativo parametrico

Sulla base di precedenti lavori (Bruschi & Cendrero, 2005; Bruschi, 2007) è stato applicato un metodo quantitativo parametrico per la valutazione dei geomorfositi individuati nel parco. Questo metodo si basa su 19 parametri, individuati attraverso interviste a 20 esperti in Scienze della Terra, e suddivisi in tre gruppi: qualità intrinseca (direttamente correlata agli aspetti scientifici); potenziale d'uso (come risorsa turistica, culturale o didattica); potenziali minacce e necessità di protezione.

Attraverso una semplice somma dei valori che gli esperti hanno assegnato ai parametri e la normalizzazione dei risultati attraverso una scala numerica (da 0 a 1), è stato calcolato il peso relativo di ogni parametro (tabella 1). Ad ogni geomorfosito è stato poi assegnato un valore (scala da 1 a 3) per ogni parametro. La Qualità del geomorfosito (Q_g) viene calcolata attraverso la seguente espressione:

$$Q_g = (IQ + P + C)/3$$

dove: Q_g = Qualità del geomorfosito (0-1); IQ = Qualità intrinseca del sito (1-3); P = Potenziale d'uso del sito (1-3); C = Potenziali minacce e necessità di protezione (1-3).

Il valore d'ogni gruppo di parametri è stato definito sulla base delle espressioni e criteri descritti nella tabella 2. Dall'analisi della tabella 3, che mostra i valori della qualità dei geomorfositi (Q_g) selezionati nell'area di studio, è evidente che i siti con i valori più elevati (da 0.777 a 0.790) corrispondono alle aree interessate da espansioni laterali (ID 8, ID 6 and ID 9), che mostrano elevati valori di Qualità intrinseca (IQ) e di Poten-

ziale d'uso (P). Questi geomorfositi, caratterizzati da un'alta qualità scientifica, rappresentano infatti casi esemplari di forme del paesaggio di costa alta e utili per la comprensione dell'evoluzione geomorfologica dell'area. Costituiscono, inoltre, un importante strumento didattico e una importante fonte d'informazione per la ricerca scientifica.

PARAMETRI (PESI)	VALORE	DESCRIZIONE	GRUPPO DI PARAMETRI
EP (0.08)	3	Processo attivo chiaramente visibile/interpretabile	QUALITÀ INTRINSECA (IQ)
	2	Forme d'erosione/deposizione associate a processi non chiaramente definiti	
	1	Forme fossili d'erosione e/o deposizione di difficile uso per l'interpretazione di processi passati	
R (0.08)	3	Solo un esempio nell'area	
	2	1-5 esempi nell'area	
	1	> 5 esempi nell'area	
VE (0.06)	3	> 5 elementi	
	2	2-5 elementi	
	1	< 2 elementi	
Pr (0.05)	3	> 1 processo geomorfologico associato	
	2	1 processo geomorfologico associato	
	1	Non vi sono processi geomorfologici associati	
K (0.04)	3	Articoli in riviste scientifiche nazionali/internazionali	
	2	Guide regionali	
	1	Non esistono pubblicazioni	
EI (0.07)	3	Rilevante per la docenza universitaria	POTENZIALE D'USO (P)
	2	Rilevante per la docenza nelle scuole primarie e secondarie	
	1	Rilevante per illustrare concetti semplici	
IP (0.06)	3	Iconografie internazionali e nazionali	
	2	Fotografie d'autore e cartoline con rilevanza regionale/locale	
	1	Non esistono rappresentazioni	
O (0.06)	3	Senza limitazioni d'accesso, nè barriere visuali	
	2	Limitazioni d'accesso e visibilità parzialmente limitata	
	1	Visibilità totalmente ostruita	
IC (0.06)	3	> 1 elemento culturale associato	
	2	1 elemento culturale associato	
	1	Non vi sono elementi culturali associati	
AC (0.04)	3	Accesso diretto dalla via principale	
	2	Accesso attraverso pista	
	1	A piedi > 50 m	
SA (0.04)	3	Guide, brochure, itinerari, pannelli	
	2	Solo brochure e guide turistiche	
	1	Non vi sono servizi ambientali disponibili	
E (0.02)	3	Possibilità di attività economiche dirette	
	2	Possibilità di attività economiche indirette	
	1	Non vi è la possibilità di stabilire attività economiche	
C (0.07)	3	Ben preservato, nessun degrado	POTENZIALI MINACCE E NECESSITÀ DI PROTEZIONE (PTN)
	2	Parzialmente degradato, gli elementi principali si conservano	
	1	Degrado intenso, perdita delle caratteristiche principali	
N (0.06)	3	Non vi sono centri o strutture nel raggio di 500 m	
	2	1 o 2 centri o strutture nel raggio di 500 m	
	1	>2 centri o strutture nel raggio di 500 m	
F (0.06)	3	Elemento sensibile alla presenza umana	
	2	Elemento di piccole dimensioni che può subire un certo degrado a causa di attività umane	
	1	Elemento di grandi dimensioni che solo può soffrire degrado a causa di attività estrattive o costruttive	
H (0.04)	3	Processo/forma rilevante per le attività umane	
	2	Possibile relazioni con attività umane	
	1	Non rilevante per attività umane	
IR (0.04)	3	Proprietà privata	
	2	Proprietà privata e pubblica	
	1	Proprietà pubblica	
ENP (0.04)	3	Inserito in un'Area Naturale Protetta	
	2	< 1 km da un'Area Naturale Protetta	
	1	> 1 km da un'Area Naturale Protetta	
T (0.03)	3	> 10 ⁶ m ²	
	2	10 ⁴ -10 ⁶ m ²	
	1	< 10 ⁴ m ²	

Tab. 1 - Descrizione dei parametri e dei corrispondenti pesi.

GRUPPO DI PARAMETRI	ESPRESSIONE	PARAMETRI
IQ Qualità intrinseca del sito	$W_{EP} \cdot EP + W_{R} \cdot R + W_{VE} \cdot VE + W_{IP} \cdot P + W_{R} \cdot K$	EP = Buon esempio di processo (1-3) R = Abbondanza/Rarità (1-3) VE = Diversità di elementi (1-3) PI = Altri processi associati (1-3) K = Grado di conoscenza (1-3)
P Potenziale d'uso	$W_{PI} \cdot P + W_{CO} + W_{IC} \cdot IC + W_{AC} \cdot AC + W_{SA} \cdot SA + W_{EI} \cdot EI$	IP = Interesse paesaggistico (1-3) O = Condizioni d'osservazione (1-3) IC = Interesse culturale (1-3) AC = Accessibilità (1-3) SA = Servizi ambientali disponibili (1-3) E = Importanza economica (1-3) EI = Interesse didattico (1-3)
C Potenziali minacce e necessità di protezione	$W_{N} \cdot N + W_{F} \cdot F + W_{H} \cdot H + W_{R} \cdot IR + W_{ENP} \cdot ENP + W_{T} \cdot T + W_{C} \cdot C$	N = Naturalità (1-3) F = Fragilità (1-3) H = Associato ad aspetti antropici (1-3) IR = Interesse ricreativo (1-3) ENP = Area naturale protetta (1-3) T = Area (1-3) C = Grado di conservazione (1-3)
$W_{SA}, etc. =$ Peso relativo corrispondente ad ogni parametro		

Tab. 2 - Descrizione dei valori per ogni gruppo di parametri.

ID	GEOMORFOSITI	QUALITÀ INTRINSECA (IQ)										POTENZIALE D'USO (P)										POTENZIALI MINACCE E NECESSITÀ DI PROTEZIONE (PTN)										Q _G
		EP*	R*	VE*	P*	K*	EI*	IP*	O*	IC*	AC*	SA*	E*	C*	N*	F*	H*	IR*	ENP*	T*	IQ	P	PTN	Q _G								
1	Calanco	0,24	0,24	0,12	0,10	0,12	0,21	0,06	0,12	0,12	0,04	0,08	0,04	0,21	0,18	0,06	0,08	0,12	0,12	0,03	0,82	0,67	0,80	0,763								
2	Dolina	0,16	0,24	0,06	0,05	0,04	0,14	0,06	0,12	0,06	0,12	0,04	0,04	0,07	0,18	0,06	0,12	0,12	0,08	0,06	0,55	0,58	0,69	0,607								
3	Valle rellita	0,16	0,16	0,12	0,05	0,08	0,14	0,06	0,18	0,06	0,12	0,08	0,04	0,14	0,18	0,06	0,04	0,12	0,12	0,06	0,57	0,68	0,72	0,657								
4	Valle rellita	0,16	0,16	0,12	0,05	0,04	0,14	0,06	0,18	0,06	0,04	0,04	0,04	0,14	0,18	0,06	0,04	0,12	0,08	0,06	0,53	0,56	0,68	0,590								
5	Dolina	0,08	0,24	0,18	0,15	0,08	0,14	0,06	0,18	0,12	0,04	0,08	0,04	0,07	0,18	0,12	0,08	0,12	0,12	0,06	0,73	0,66	0,75	0,713								
6	Espansione laterale	0,24	0,08	0,18	0,15	0,12	0,21	0,12	0,12	0,12	0,04	0,08	0,04	0,21	0,18	0,06	0,08	0,12	0,12	0,06	0,77	0,73	0,83	0,777								
7	Calanco	0,24	0,24	0,12	0,10	0,12	0,21	0,06	0,12	0,12	0,04	0,08	0,04	0,21	0,18	0,06	0,08	0,12	0,12	0,03	0,82	0,67	0,80	0,763								
8	Espansione laterale	0,24	0,08	0,18	0,15	0,12	0,21	0,12	0,12	0,12	0,08	0,08	0,04	0,21	0,18	0,06	0,08	0,12	0,12	0,06	0,77	0,77	0,83	0,790								
9	Espansione laterale	0,24	0,08	0,18	0,15	0,12	0,21	0,12	0,12	0,12	0,04	0,08	0,04	0,21	0,18	0,06	0,08	0,12	0,12	0,06	0,77	0,73	0,83	0,777								
10	Espansione laterale	0,24	0,08	0,18	0,15	0,12	0,21	0,12	0,12	0,06	0,04	0,08	0,04	0,21	0,18	0,06	0,08	0,12	0,12	0,06	0,77	0,67	0,83	0,757								
11	Forma carsica epigea	0,24	0,24	0,06	0,10	0,08	0,07	0,12	0,18	0,06	0,08	0,08	0,04	0,14	0,18	0,06	0,08	0,12	0,12	0,06	0,72	0,63	0,76	0,703								
12	Forma carsica epigea	0,24	0,24	0,06	0,10	0,08	0,07	0,12	0,18	0,06	0,04	0,08	0,04	0,14	0,18	0,06	0,08	0,12	0,12	0,06	0,72	0,59	0,76	0,690								
13	Valle rellita	0,16	0,16	0,12	0,05	0,08	0,07	0,06	0,18	0,18	0,04	0,08	0,04	0,14	0,12	0,06	0,04	0,12	0,12	0,06	0,57	0,65	0,66	0,627								

Tab. 3 - Qualità dei geomorfositi (Q_G) secondo una scala 0-1. I valori dei parametri indicati con l'asterisco sono moltiplicati per il corrispondente peso.

Applicazione del metodo semi-quantitativo

La seconda procedura di valutazione quantitativa applicata ai geomorfositi selezionati nell'area di studio si basa sulla metodologia elaborata e sperimentata da Coratza & Giusti (2005), nell'ambito di una procedura di valutazione d'impatto ambientale. La metodologia è un esempio di come si possa arrivare a valutazioni di tipo quantitativo attraverso un procedimento che permette di assegnare pesi ai diversi parametri in relazione a standard di riferimento (cfr. Tab. 4). In particolare la Qualità scientifica (Q) del geomorfosito viene valutata attraverso una serie di parametri, alcuni strettamente legati alla connotazione scientifica di questo, altri indirettamente.

La tabella 4 mostra i valori che possono essere assegnati a ciascun parametro e le linee guida per l'attribuzione dei valori stessi. La Qualità scientifica (Q) viene calcolata con la formula:

$$Q = sS + dD + aA + rR + cC + eE + zZ$$

Dove: S, D, A, R, C, E, Z sono i valori e s, d, a, r, c, e, z i rispettivi pesi. I pesi, tra 0 e 1, da assegnare ad ogni parametro sono indicati nella tabella 4.

Naturalmente il parametro considerato più importante è il valore scientifico del sito a cui è stato assegnato il peso più alto. Tuttavia, poiché lo scopo del lavoro è quello di selezionare siti geomorfologici ai fini turistici e didattici, è stata data importanza anche a quei parametri - valore didattico, esposizione, accessibilità, visibilità, valore aggiunto - più direttamente collegati al loro utilizzo ai fini turistici.

PARAMETRI (PESI)	VALORE	SCALA	LINEE GUIDA
Valore scientifico (S) (1)	0,25	basso	Il valore deve essere assegnato riferendosi alle seguenti linee guida: numero e qualità delle pubblicazioni scientifiche che riguardano il sito; se ci sono state o ci sono ricerche o progetti di ricerca che lo coinvolgono e in che modo; quanto può essere rappresentativo per ricostruire l'evoluzione geomorfologica di quel territorio; se è un sito importante per la storia della geomorfologia in generale.
	0,50	medio	
	0,75	alto	
	1	molto alto	
Valore didattico (D) (0,75)	0	nessun valore	Il valore deve essere assegnato riferendosi alle seguenti linee guida: rappresentatività di quella forma o processo; se e come è citato in testi rivolti alla didattica come geomorfosito con una certa importanza; se il geomorfosito è inserito in qualche itinerario didattico e/o turistico; livello educativo di tali itinerari; se è conosciuto anche al di fuori dell'ambiente scientifico; il geomorfosito, pur non essendo supportato da materiale didattico ha comunque un "valore didattico".
	0,25	basso	
	0,50	medio	
	0,75	alto	
Rarità (R) (0,75)	0,25	basso	Il valore deve essere assegnato riferendosi alle seguenti linee guida: la rarità del geomorfosito è un fattore molto importante soprattutto se inserito in un discorso di VIA o di Pianificazione Territoriale, in cui il territorio in esame è circoscritto e ben delimitato; il numero di elementi da considerare per dare il valore dipende dalla tipologia dell'oggetto; il numero di elementi da considerare per dare il valore dipende dal territorio in esame.
	0,50	medio	
	0,75	alto	
	1	molto alto	
Grado di conservazione (C) (0,75)	0,25	basso	Il valore deve essere assegnato riferendosi alle seguenti linee guida: il grado di degradazione naturale cui è soggetto il geomorfosito; se intervengono, e con che grado, altri fattori naturali a degradarlo e/o parzialmente distruggerlo; se ci sono elementi antropici che lo alterano o in parte lo hanno distrutto; presenza di atti di vandalismo; se ci sono strutture che lo proteggono da agenti sia naturali sia antropici.
	0,50	medio	
	0,75	alto	
	1	molto alto	
Esposizione (E) (0,75)	0,25	basso	Il valore deve essere assegnato riferendosi alle seguenti linee guida: il geomorfosito è condizionato dall'antropizzazione, per vederlo bene bisogna avvicinarsi molto; raggiungere il sito può essere difficoltoso; ci sono alcuni elementi antropici che ne disturbano la visione da lontano; ci sono alcuni elementi antropici di disturbo nelle vicinanze del geomorfosito; il geomorfosito è ben visibile da tutte le angolazioni; il geomorfosito si trova in un punto panoramico ed emerge sul paesaggio circostante.
	0,50	medio	
	0,75	alto	
	1	molto alto	
Valore aggiunto (Z) (0,75)	0	nessun valore	Il valore deve essere dato riferendosi alle seguenti linee guida: il geomorfosito ha anche una certa valenza ecologica e/o naturalistica; nell'intorno del sito ci sono elementi geologici che lo "arricchiscono" ulteriormente; il geomorfosito ha un certo valore turistico/economico; il sito ha un certo valore storico-culturale; il geomorfosito è inserito in un'area protetta.
	0,25	basso	
	0,50	medio	
	0,75	alto	

Tab. 4 - Descrizione dei parametri, dei corrispettivi valori e pesi e delle linee guida utili per l'assegnazione dei valori.

Il valore di Q ottenuto viene poi normalizzato, per ottenere valori tra 0 e 1, secondo la formula: $Q = Q_n / Q_{max}$.
 Dove: Q_n = Qualità scientifica del geomorfosito e Q_{max} = valore massimo che può avere un geomorfosito.
 In tabella 5 vengono riportati i valori ottenuti.

Dall'analisi della tabella 7, che mostra i valori della qualità dei geomorfositi (Q_G) selezionati, è evidente che i siti con i valori più elevati sono rappresentati dalle aree interessate da espansioni laterali (ID 8, 9, 10), che mostrano elevati valori dei parametri valore scientifico, valore didattico, esposizione e grado di conservazione. Questi siti infatti, oltre ad essere importanti dal punto di vista scientifico, rappresentano anche le forme del paesaggio più caratteristiche e spettacolari dell'area.

ID	GEOMORFOSITI	S	D	R	C	E	Z	S*	D*	R*	C*	E*	Z*	Q	Q _n
1	Calanco	1	0,75	0,5	1	0,75	0,5	1,00	0,56	0,12	0,75	0,56	0,37	3,36	0,85
2	Dolina	1	0,75	0,75	0,5	0,5	0,5	1,00	0,56	0,01	0,37	0,37	0,37	2,68	0,68
3	Valle relitta	0,5	0,75	0,5	0,5	0,75	0,5	0,50	0,56	0,12	0,37	0,56	0,37	2,48	0,63
4	Valle relitta	0,5	0,75	0,5	0,5	0,75	0,5	0,50	0,56	0,12	0,37	0,56	0,37	2,48	0,63
5	Dolina	1	1	0,75	1	1	0,5	1,00	0,75	0,19	0,75	0,75	0,37	3,81	0,96
6	Espansione laterale	1	1	0,5	1	0,75	0,75	1,00	0,75	0,12	0,75	0,56	0,56	3,74	0,95
7	Calanco	1	1	0,5	1	0,75	0,75	1,00	0,75	0,12	0,75	0,56	0,56	3,74	0,95
8	Espansione laterale	1	1	0,5	1	1	0,75	1,00	0,75	0,12	0,75	0,75	0,56	3,93	1,00
9	Espansione laterale	1	1	0,5	1	1	0,75	1,00	0,75	0,12	0,75	0,75	0,56	3,93	1,00
10	Espansione laterale	1	1	0,5	1	1	0,75	1,00	0,75	0,12	0,75	0,75	0,56	3,93	1,00
11	Forma carsica epigea	1	0,75	0,5	1	1	0,75	1,00	0,56	0,12	0,75	0,75	0,56	3,74	0,95
12	Forma carsica epigea	1	0,75	0,5	1	1	0,75	1,00	0,56	0,12	0,75	0,75	0,56	3,74	0,95
13	Valle relitta	0,5	0,5	0,5	0,75	0,5	0,5	0,50	0,37	0,12	0,56	0,37	0,37	2,29	0,58

Tab. 5 - Qualità dei geomorfositi (Q_G) selezionati. I valori dei parametri indicati con l'asterisco rappresentano i valori moltiplicati per i corrispettivi pesi.

Q _G (0-1)	Metodo parametrico quantitativo	ID	ID	Metodo semi-quantitativo	Q _n (0-1)
0,790	Espansione laterale	8	8	Espansione laterale	1
0,777	Espansione laterale	6	9	Espansione laterale	1
0,777	Espansione laterale	9	10	Espansione laterale	1
0,763	Calanco	7	5	Dolina	0,96
0,763	Calanco	1	6	Espansione laterale	0,95
0,757	Espansione laterale	10	7	Calanco	0,95
0,713	Dolina	5	11	Forma carsica epigea	0,95
0,703	Forma carsica epigea	11	12	Forma carsica epigea	0,95
0,690	Forma carsica epigea	12	1	Calanco	0,85
0,657	Valle relitta	3	2	Dolina	0,68
0,627	Valle relitta	13	3	Valle relitta	0,63
0,607	Dolina	2	4	Valle relitta	0,63
0,590	Valle relitta	4	13	Valle relitta	0,58

Tab. 6 - Confronto tra i risultati ottenuti dall'applicazione dei due metodi quantitativi.

Discussione dei risultati e considerazioni conclusive

Nell'area di studio sono stati applicati due differenti metodi già sperimentati in contesti geologici e geografici diversi. Il primo procedimento applicato, di tipo quantitativo, si basa su parametri, nella maggior parte dei casi, indipendenti dalla percezione dell'esperto. Tuttavia, risulta più complesso a causa dell'elevato numero di dati necessari e parametri considerati. Il secondo metodo, di tipo semi-quantitativo, si basa sull'assegnazione di valori e pesi ai parametri in relazione a standard di riferimento, introducendo però un maggior grado di soggettività. Il procedimento risulta tuttavia più semplice dal punto di vista operativo rispetto al primo per il minor numero di parametri considerati.

Dai risultati ottenuti (tabella 6) (oltre l'84% dei siti mostrano valori simili in entrambe le valutazioni) è possibile concludere che entrambe le metodologie possono fornire utili classificazioni dei geomorfositi e che, nonostante i diversi criteri applicati, presentano un'elevata correlazione.

Un'analisi critica dei risultati ottenuti ha permesso di selezionare i geomorfositi più significativi, secondo entrambe le valutazioni (ID 6, 7, 8, 9,10), per i quali si elaborerà una proposta di inserimento all'interno degli itinerari del parco unitamente agli elementi naturalistici e culturali presenti, fornendo così una proposta turistica integrata.

Ringraziamenti

Le ricerche si inquadrano nell'ambito del Progetto "Ricerche multidisciplinari nel laboratorio naturale dell'isola di Malta: un network internazionale per la valutazione della pericolosità da frana in aree costiere" finanziato dalla Fondazione Cassa di Risparmio di Modena (2008-2010). Si ringrazia il Dr. John A. Schembri, del Mediterranean Institute dell'University of Malta per la preziosa collaborazione nell'ambito di tale progetto.

Le ricerche della Dott.ssa Viola Maria Bruschi sono state svolte grazie al supporto economico di una borsa di studio del "Programa José Castillejo" del "Ministerio de Ciencia e Innovación" del Governo Spagnolo.

Bibliografia

- ALEXANDER D. (1988) - *A review of the physical geography of Malta and its significance for tectonic geomorphology*. Quaternary Science Reviews 7: 41-53.
- BRUSCHI V.M. (2007) - *Development of a methodology for the characterization, assessment and management of geodiversity resources*. Dissertation, Universidad de Cantabria.
- BRUSCHI V.M. & CENDRERO A. (2005) - *Geosite evaluation; can we measure intangible values?* Il Quaternario 18 (1): 293-306.
- CORATZA P. & GIUSTI C. (2005) - *Methodological proposal for the assessment of the scientific quality of geomorphosites*. Il Quaternario, 18 (1): 307-313.
- GEOLOGICAL MAP OF THE MALTESE ISLANDS (1993) - *Oil Exploitation Directorate, Office of the Prime Minister*. Malta. Sheets 1 and 2, scale 1: 25.000.
- MAGRI O., MANTOVANI M., PASUTO A., SOLDATI M. (2007) - *Monitoring the state of activity of lateral spreading phenomena along the north-west coast of Malta using the GPS technique*. Analele Universitatii Din Oradea, 17: 5-10.
- MURRAY J. (1890) - *The Maltese Island with special reference to their geological structure*. Scottish Geographical Magazine, 6: 449-489.
- PANIZZA M. (2001) - *Geomorphosites: Concepts, methods and examples of geomorphological survey*. Chinese Science Bulletin, 46: 4-6.
- PASKOFF R. (1985) - Malta. In Bird EC, Schwartz ML (Eds) *The World's Coastlines*. Van Nostrand Reinhold Company, New York, 431-437.
- PASKOFF R. & SANLAVILLE P. (1978) - *Observations géomorphologiques sur les côtes de l'archipel Maltais*. Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge, 22: 310-28.
- PEDLEY H.M., HUGHES CLARKE M., GALEA P. (2002) - *Limestone isles in a crystal sea*. The Geology of the Maltese Islands. PEG Ltd, Malta.
- REYNARD E. (2004) - *Geosites*. In: Goudie AS (Ed) *Encyclopedia of Geomorphology*. London, Routledge, 440.
- REYNARD E. (2009) - *The assessment of geomorphosites*. In: Reynard E., Coratza P. & Regolini-Bissig G. (Eds): *Geomorphosites*. Pfeil, Munich, 63-71.
- SOLDATI M., BUHAGIAR S., CORATZA P., PASUTO A., SCHEMBRI J.A. (2008) - *Integration of the geomorphological environment and cultural heritage: a key issue for present and future times*. Geogr. Fis. Dinam. Quat. 31: 95-96.
- TRUMBIC I. (2004) - *Tourism Carrying Capacity in Mediterranean Coastal Tourist Destinations*. In Coccossis H, Mexa A (Eds) *The Challenge of Carrying Capacity Assessment for Tourism*. Ashgate: London, 135-150.
- WORLD TOURISM ORGANIZATION (2004) - *Sustainable Development of Tourism Conceptual Definition*. http://www.world-tourism.org/frameset/frame_sustainable.html.

PROPOSTA DI UN PERCORSO GEOLOGICO-CULTURALE TRA I CALANCHI DEL GEOSITO DI MONTALBANO JONICO (BASILICATA)

Neri Ciaranfi ¹, Salvatore Gallicchio ^{1,2}, Angela Girone ^{1,2}, Patrizia Maiorano ¹ & Maria Marino ¹

¹ Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università degli Studi di Bari - via E. Orabona 4, 70125 Bari; ² SIGEA

Riassunto

I "Calanchi" di Montalbano Jonico presentano sia aspetti paesaggistici di notevole pregio, che affioramenti di sedimenti quaternari di particolare interesse stratigrafico e paleontologico. In quest'area, infatti, affiora una successione sedimentaria che rappresenta l'espressione fisica della transizione tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio. I precisi vincoli stratigrafici e cronologici qui individuati hanno permesso di poter candidare all'INQUA (International Union for Quaternary Research) la sezione di Montalbano Jonico per il GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point) del Piano Ioniano che rappresenta il limite Pleistocene inferiore - Pleistocene medio.

Al fine di valorizzare e promuovere le conoscenze di quest'area vengono suggeriti due percorsi geologico - culturali alternativi da godersi lungo due mulattiere storiche (*Appiett u Castiedd* e *Appiett u Mulin*) che collegano la "Terra Vecchia" (centro storico di Montalbano) con il fondovalle dell'Agri attraversando tutta l'area dei calanchi.

La salvaguardia e la valorizzazione dell'area dei "Calanchi" di Montalbano Jonico, fortemente voluta oltre che dai ricercatori dell'Università di Bari anche dalla comunità montalbanese, si è concretizzata con l'approvazione di un disegno di legge della Regione Basilicata che ai sensi della L.R. 28/84 istituisce: la Riserva dei calanchi di Montalbano Jonico.

Introduzione

I calanchi che circondano il centro storico di Montalbano Jonico sono stati, negli ultimi due decenni, oggetto di studio di un gruppo di ricercatori del Dipartimento di Geologia e Geofisica dell'Università di Bari. Queste ricerche hanno consentito di ottenere preziose informazioni stratigrafiche e paleontologiche sulla successione argillosa qui affiorante e di ricostruire in dettaglio la storia dell'evoluzione stratigrafico-ambientale di questa regione nell'ultimo milione di anni. La successione stratigrafica di Montalbano Jonico costituisce un riferimento stratigrafico per gli studiosi del Quaternario. A quest'ultimo proposito è stata avanzata all'INQUA (International Union for Quaternary Research) la proposta - attualmente in discussione - di istituire nella parte mediana della sezione stessa lo stratotipo del limite inferiore (Global Boundary Stratotype Section and Point - GSSP) del Piano Ioniano: ciò renderebbe le argille di Montalbano un riferimento mondiale marcato dal *golden spike* (chiodo d'oro) per il passaggio tra il Pleistocene inferiore (Piano Calabriano) ed il Pleistocene medio (Piano Ioniano) nella scala dei tempi geologici.

L'importanza dei calanchi da un punto di vista scientifico, inizialmente nota a pochi addetti ai lavori, è stata percepita anche dalla comunità montalbanese che, grazie a numerose manifestazioni di tipo divulgativo, ha smesso di considerare queste aree come un vincolo per lo sviluppo territoriale: a Montalbano, infatti, sono nati diversi gruppi di lavoro, tra cui molto attivi quelli di Lega Ambiente e dell'Associazione Terra dei Calanchi che, insieme alle Amministrazioni comunali, hanno promosso numerose iniziative al fine di arrivare al riconoscimento regionale e all'istituzione di un'area protetta. A tale proposito, in data 18 gennaio 2011, il Consiglio Regionale della Basilicata ha approvato all'unanimità il Disegno di legge per l'istituzione della Riserva dei Calanchi di Montalbano Jonico.

Si rende, quindi, necessario ed opportuno promuovere azioni che tendano a valorizzare e rendere fruibile anche alla collettività la realtà dei calanchi e, più in generale, del patrimonio geologico. In quest'ottica, nel presente lavoro, vengono proposti due itinerari geo-culturali lungo due mulattiere storiche. Arricchendo tali percorsi di pannelli illustrativi, da ubicare in corrispondenza dei punti di osservazione di seguito indicati, su cui riportare poche e chiare informazioni, si potrebbe fornire alla collettività la possibilità di decifrare tutte le informazioni racchiuse nelle argille affioranti.

Interesse scientifico della successione di Montalbano Jonico

Nell'area di Montalbano Jonico affiorano depositi riferibili alle "argille subappennine" (Azzaroli *et alii*, 1968) depositatisi in un ampio bacino di sedimentazione, la Fossa bradanica (Migliorini, 1937) (Fig. 1a-b) (*inter alios*: Patacca & Scandone, 2007; Casnedi, 1988; Sella *et alii*, 1988; Balduzzi *et alii*, 1982; Crescenti, 1975). In tale area (Fig. 2) è stata ricostruita una sezione stratigrafica composta, spessa oltre 450 m (Ciaranfi *et alii*, 2001, *cum biblio*) (Fig.3). Essa consta, nella parte inferiore e media, di una sequenza irregolarmente stratificata di silt argillosi e di argille siltose, che nella parte sommitale (per circa 50 m) è sostituita da sabbie fini alternate ad argille siltose (Fig. 3a).

La successione è sormontata da depositi sabbioso-conglomeratici riferibili ai marini terrazzati del settimo ed ottavo ordine (*sensu* Bruckner, 1980), che questo autore attribuisce al "post-Siciliano" (Pleistocene medio e superiore basale).

La successione argillosa contiene, a varie altezze stratigrafiche, nove livelli vulcanoclastici (V1-V9) che si differenziano l'uno dall'altro sia per la diversa composizione mineralogica e petrografica che per le associazioni a macrofossili che caratterizzano gli intervalli stratigrafici prossimi a ciascun livello. Si tratta di veri e propri *marker* stratigrafici ad ampia distribuzione areale che, nell'insieme, hanno permesso di realizzare sul campo un'accurata correlazione fra le diverse "sezioni parziali", affioranti nell'area (Fig. 2-3a). I singoli livelli vulcanoclastici (V1-V9) hanno spessori variabili da pochi cm ad un massimo di 40 cm (V5); accurate datazioni radiometriche (con il metodo Ar/Ar) sono state possibili al momento per i soli livelli V3 e V5: queste, hanno permesso di ottenere età rispettivamente di 801.2 ± 19.5 kyr e 719.5 ± 12.6 kyr (Ciaranfi *et alii*, 2010; Maiorano *et alii*, 2010).



Analisi biostratigrafiche condotte sulle associazioni a nannofossili calcarei (alghe unicellulari marine con scheletro carbonatico), hanno permesso di riferire l'intera successione al Pleistocene inferiore e medio (Ciaranfi *et alii* 2010, *cum biblio*). In particolare, sono state riconosciute la Zona a "small" *Gephyrocapsa* e la Zona a *Pseudoemiliana lacuno-*

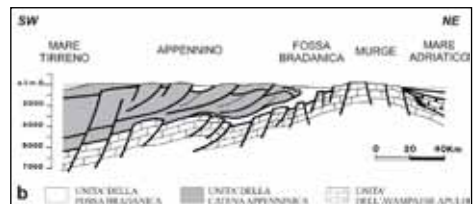


Fig. 1a) - Ubicazione dell'area studiata in relazione al Sistema appenninico catena-avanfossa-avampaese; 1b) Schema strutturale dell'Appennino meridionale (Da Sella *et alii*, 1988, modificato).

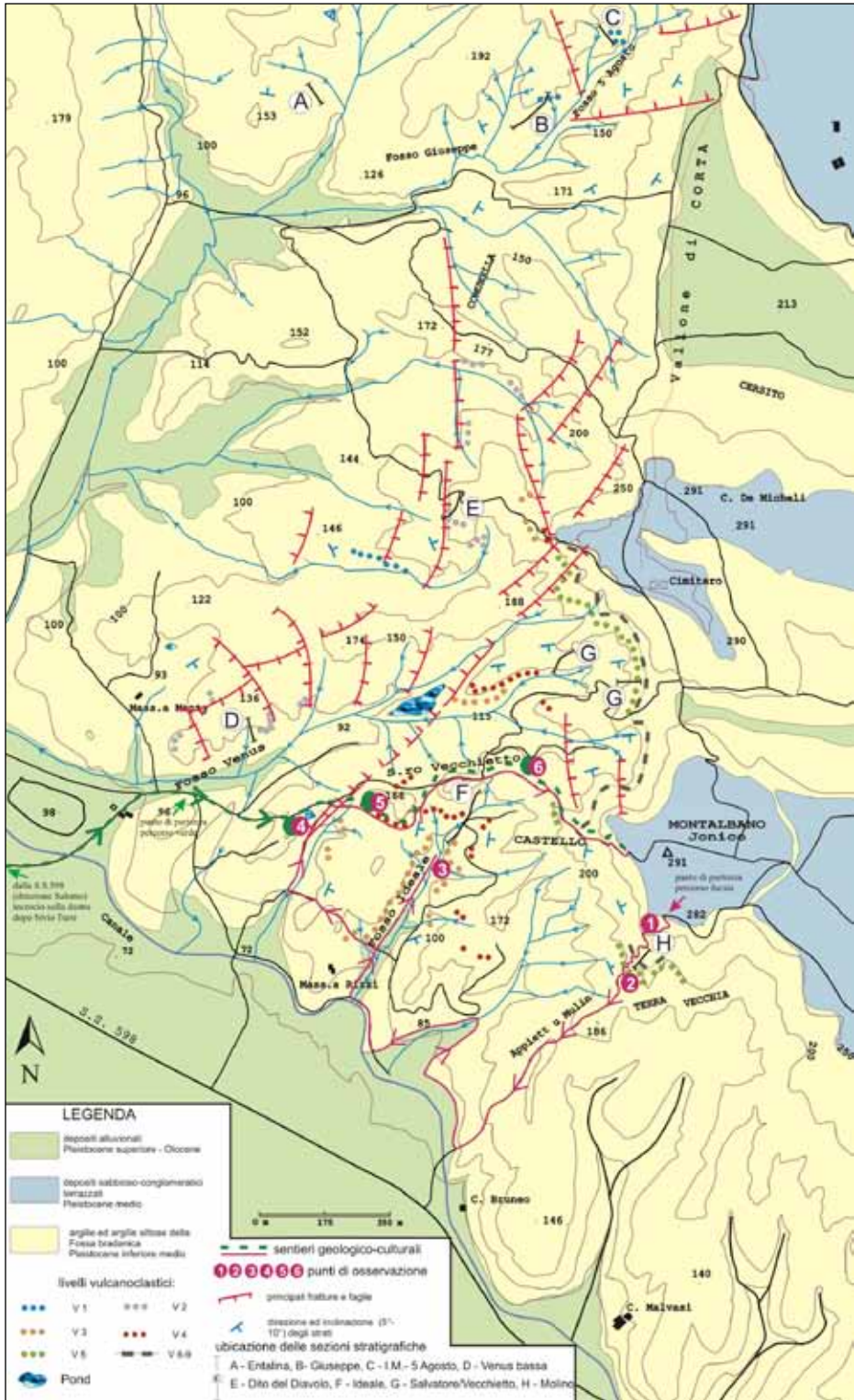


Fig. 2 - Schema geologico dell'area di Montalbano Jonico con ubicazione dei percorsi geologico-culturali e delle sezioni parziali utilizzate per la ricostruzione della successione di Montalbano Jonico e le nove vulcanoclastiti.

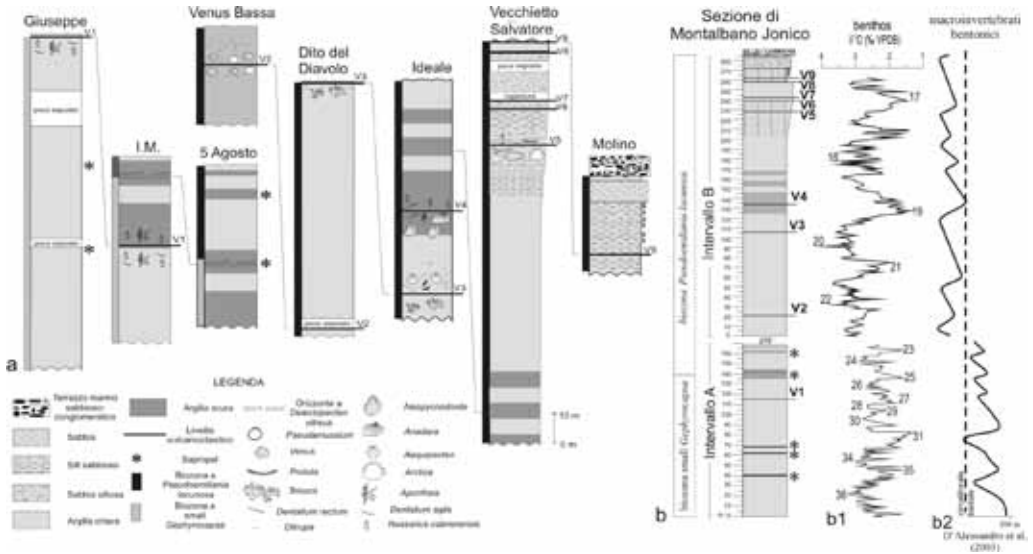


Fig. 3a) - correlazione delle sezioni stratigrafiche parziali riconosciute nell'area di Montalbano Jonico; b) sezione composta di Montalbano Jonico; b1) curva degli isotopi dell'ossigeno dei foraminiferi bentonici; b2) curva paleobatimetrica ottenuta dall'analisi delle associazioni a macroinvertebrati. Da Ciaranfi *et alii*, 2001; D'Alessandro *et alii*, 2003, modificato.

sa (Fig. 3b). Lo studio delle associazioni a foraminiferi bentonici ha permesso inoltre di individuare cinque livelli sapropelitici (ovvero livelli che si sono depositi in condizioni ambientali a basso contenuto di ossigeno) (Stefanelli *et alii*, 2005), che sono risultati molto importanti per la calibrazione (datazione) su scala astronomica dell'intera successione (Fig. 3b).

Analisi paleontologiche, ed in particolare paleoecologiche, tafonomiche ed icnologiche, sono state utilizzate per dedurre le fluttuazioni paleobatimetriche e l'evoluzione paleoambientale del bacino in cui si è deposta la successione di Montalbano Jonico (D'Alessandro *et alii*, 2003; Girone, 2004; Stefanelli, 2003; Soldani, 2000).

Le principali associazioni fossilifere analizzate sono quelle costituite prevalentemente da microinvertebrati quali foraminiferi bentonici, e macroinvertebrati, principalmente molluschi, oltre che resti di vertebrati come otoliti. Resti di decapodi (granchi), di echini e di briozoi sono frequenti e in diversi casi risultano ben conservati (Fig. 4).

Le paleocomunità dell'intervallo inferiore della successione (intervallo A, Fig. 3b) permettono di dedurre ambienti sedimentari localizzati a profondità variabili fra il batiale superiore (circa 400-500 metri di profondità) ed il margine della piattaforma (circa 200 m di profondità) (Fig. 3b). Nell'intervallo B, le paleobatimetrie variano tra il margine di piattaforma e la transizione alla spiaggia sommersa (Fig. 3b), cioè da circa 200 metri fino a pochi metri di profondità. Nell'ambito di una generale diminuzione della paleoproprietà del bacino di sedimentazione, sono stati riconosciuti diversi cicli di innalzamento e abbassamento relativi del livello del mare, rappresentati graficamente dalle curve riportate in figura 3b, documentati dai cambiamenti, in verticale, delle associazioni fossili. Questi cicli, sebbene con qualche eccezione, sono principalmente influenzati dal fattore climatico e cioè dall'alternanza glaciali e interglaciali che hanno caratterizzato il Pleistocene. Le analisi geochimiche, effettuate per misurare le variazioni negli isotopi stabili dell'ossigeno ($\delta^{18}\text{O}$) dei gusci dei foraminiferi, ha permesso di ottenere la curva del $\delta^{18}\text{O}$, le cui oscillazioni sono indicative delle variazioni climatiche quaternarie. Queste ultime consentono di individuare, per la Sezione di Montalbano, una successione di oscillazioni tra gli stadi isotopici 37 e 17 (Fig. 3b). L'analisi della curva

del $\delta^{18}\text{O}$, unitamente agli altri vincoli stratigrafici, ha permesso di calibrare su scala astronomica l'intera sezione di Montalbano, ricavandone così una precisa cronologia in base alla quale la parte bassa della successione ha un'età di 1,24 Ma, mentre il suo tetto si estende fino a 0,645 Ma (Ciaranfi *et alii*, 2010).

La successione di Montalbano Jonico, contiene l'intervallo stratigrafico corrispondente al limite paleomagnetico Matuyama/Brunhes, considerato da parte della comunità scientifica come un criterio guida per la definizione del Piano Ioniano. Nella successione di Montalbano il segnale magnetico risulta alterato (Sagnotti *et alii*, 2010); tuttavia la successione contiene lo stadio isotopico 19, correlabile con il limite magnetico citato. La successione può quindi ugualmente ritenersi una buona candidata per il GSSP del Piano Ioniano grazie alla sua eccellente esposizione, ai numerosi vincoli stratigrafici e cronologici ed al ricco contenuto paleontologico (Ciaranfi *et alii*, 2010; Maiorano *et alii*, 2010).

Itinerari Geologico-culturali

I percorsi proposti si snodano lungo i calanchi del versante occidentale della collina di Montalbano Jonico (Fig. 2). In questa località affiorano estesamente tratti della successione di età Pleistocene inferiore e medio, che questa si presenta debolmente inclinata verso SE (5-8°) ed è sormontata dai depositi sabbioso-



Goneplax rhomboides completamente pirtizzato



Geryon sp.



Brissopsis lyrifera pirtizzata e con le spine articolate



Quercus sp.

Fig. 4a-b) - Decapodi (granchi) articolati; c) echino con spine ancora articolate; d) esemplare di foglia di *Quercus* sp.

conglomeratici riferibili ai terrazzi marini più antichi presenti nell'area.

L'itinerario più impegnativo (percorso fucsia, Fig. 2) è di circa 2 Km e si realizza in tre ore con partenza ed arrivo al centro storico dell'abitato di Montalbano Jonico; quello più breve (percorso verde, Fig. 2), con durata di circa due ore, prevede un percorso di 1 Km che si sviluppa nella parte bassa e medio-alta dei calanchi.

Il primo itinerario parte dal centro storico dell'abitato da Via P. Micca e si addentra nell'area dei calanchi seguendo una mulattiera storica conosciuta come "Appiett u Mulin" (Fig. 2, STOP 1 e 2); questa condurrà fino alla base del versante; da qui ci sposteremo verso nord dirigendoci verso una vecchia masseria diroccata (Masseria Rizzi) (STOP 3) per poi risalire, collegandoci al percorso verde, lungo un'altra mulattiera storica nota come "Appiett u Castiedd" (Sentiero Vecchietto, Fig. 2), che permette di ritornare al centro storico (STOP 4, 5 e 6). Il punto di partenza del secondo itinerario si raggiunge percorrendo la S.S. 598 in direzione Salerno ed imboccando il primo incrocio sulla destra subito dopo il bivio per Tursi (Fig. 2). Giunti alla base dell'"Appiett u Castiedd", Fig.2, si risale su verso l'area dei calanchi soffermandosi agli STOP 4, 5 e 6 e poi si ritorna indietro.

STOP 1 - Sezione Molino

Lo stop consente di osservare l'intervallo sommitale della successione di Montalbano Jonico. Questo (sezione il Molino, Fig. 5) è spesso circa 15 m ed è costituito da silt passanti verso l'alto a sabbie e marne. La parte basale è caratterizzata da differenti associazioni a macrofossili (Fig. 5): nei primi metri l'associazione è dominata da gasteropodi (molluschi) riferibili a *Turritella* gr. *communis*, dispersi nel sedimento oppure concentrati in piccoli gruppi (*clumps*). Con contatto erosivo (messo in evidenza dalla ben visibile superficie ondulata che si osserva in affioramento) si sovrappone uno strato conchigliare spesso circa 80 cm (facies 2 in Fig. 5), caratterizzato in prevalenza da bivalvi come *Aequipecten opercularis*, *Arctica islandica*, ostréidi e da gasteropodi tra cui *Turritella mediterranea*. I bivalvi, in gran parte disarticolati e mescolati a rari gusci



Fig. 5 - Stop 1a) descrizione della sezione; b) foto dell'affioramento con ubicazione delle associazioni fossilifere riconosciute; c) esemplare attuale di *Arctica islandica*; d) "clump" fossile di *Arctica islandica* in sezione orizzontale e sezione verticale e); f) esemplari articolati di ofiuridi riconosciuti nella sezione Molino in associazione con *A. islandica*.

articolati ma non in posizione di vita, riflettono un ambiente di sedimentazione soggetto a correnti e con un tasso di sedimentazione medio-basso influenzato da eventi di tempesta che hanno riorganizzato e concentrato i resti, seppellendo rapidamente molluschi vivi o appena morti che si sono conservati articolati. La parte più alta della sezione è formata da sabbie con piccole concentrazioni di bivalvi articolati dominati da *Arctica islandica* e ofiuridi (stelle marine) ben articolati. *A. islandica* è un bivalve di bassa profondità che attualmente non è presente nel Mediterraneo e vive solo nelle acque fredde del Nord Atlantico. La sua presenza in questi depositi è strettamente collegata ad uno dei deterioramenti climatici registrati durante il Pleistocene: durante questi "periodi freddi" si realizzarono ripetute migrazioni di taxa, noti in letteratura come "ospiti

nordici”, dal Nord Atlantico nel Mediterraneo. In corrispondenza dei più marcati periodi “temperato-caldi” del Pleistocene medio, sono state registrate invece migrazioni di taxa atlantici ad affinità tropicale-subtropicale come è documentato dalla presenza dei teleostei *Bonapartia pedaliota* (vedi stop 3) (Girone & Varola, 2001).

STOP 2 - “Appiett u Mulin”

Seguendo la mulattiera che prosegue dalla sezione Molino verso il fondovalle, ci si immerge nel singolare paesaggio dei calanchi, elementi geomorfologici tipici dei versanti argillosi in regioni con clima mediterraneo (e.g. Guerricchio & Melidoro, 1979; Dramis *et alii*, 1982; Bentivenga *et alii*, 2005; Piccarreta *et alii*, 2006). Nella parte alta della successione si possono osservare morfologie caratterizzate da pareti verticali con altezze dell'ordine della decina di metri, legate all'arretramento del versante in seguito a frane da crollo. Le parti medio-alte dei versanti costituiti da terreni argilloso-siltosi sono scolpite da una moltitudine di profonde e strette “vallecole” (con “bizzarre” geometrie ramificate) separate da stretti crinali a “lama di coltello” che localmente si elevano verso l'alto formando guglie aguzze. Da questa posizione, inoltre, si apprezza la bellezza del fondovalle del Fiume Agri che, con un alveo caratterizzato sia da tratti di canali intrecciati che meandriformi, attraversa un'ampia piana alluvionale coltivata ad aranceti, la classica coltura dei contadini montalbanesi.

STOP 3 - Fosso Ideale e Sezione Ideale

Giunti nel fondovalle, in corrispondenza dei ruderi di masseria Rizzi, si risale lungo un'ampia incisione calanchiva, l'attenzione è attratta da un gran numero di resti scheletrici di macroinvertebrati ed in particolare da valve di pettinidi quale *A. opercularis*, di serpulidi (un tipo di “vermi” che vivono all'interno di un tubo calcareo) come *Ditrupa* sp., oltre ad una gran varietà di gusci appartenenti a diversi taxa di gasteropodi e bivalvi (Fig. 6). In questa località si osserva in più tratti la vulcanoclastite V3, strato centimetrico di colore biancastro di cenere vulcanica, che risalta sul grigio delle argille siltose.

Lungo il ripido fianco sinistro dell'incisione è stata ricostruita la Sezione Ideale (Fig. 7), così denominata in quanto in essa sono contenuti elementi stratigrafici utili alla localizzazione del GSSP del Pleistocene medio (base del Piano Ioniano).

La Sezione Ideale, che si sviluppa per uno spessore di circa 80 metri comprende, a circa 8,2 metri dalla base, il livello vulcanoclastico V3 e, più in alto, quello denominato V4 (Fig. 7). L'intervallo inferiore (i primi 2 m circa), è caratterizzato dalla presenza di livelli a briozoi, che si presentano eretti e con le delicate ramificazioni ancora articolate. La presenza di queste colonie indica un ambiente con tasso di sedimentazione moderato che, quando diveniva superiore al tasso di crescita delle colonie, ne provocava il graduale soffocamento (D'Alessandro *et alii*, 2003). Verso l'alto i livelli a briozoi si alternano, sino a scomparire, a livelli ricchi del serpulide *Ditrupa*, un organismo “opportunist” che prolifera in ambienti ad alta torbidità. I livelli a *Ditrupa* si possono osservare anche per qualche metro al di sopra della V3. Circa 5-6m sopra la vulcanoclastite sono presenti superfici erosive caratterizzate dalla presenza di noduli rossi e/o “pavements” (strato conchigliare dello spessore di una o due conchiglie). Altri aspetti peculiari di questa sezione sono i livelli a *Neopycnodonte cocklear* (bivalve), che affiorano in prossimità della vulcanoclastite V4. Una caratteristica della sezione Ideale è quella di contenere a diverse altezze stratigrafiche, i resti scheletrici ancora articolati e ben conservati di decapodi ed in particolare della specie *Goneplax rhomboides* (Fig. 4).

L'intervallo della sezione compreso tra il livello a *Neopycnodonte* e la V4 affiora anche in corrispondenza dello stop 5 (STOP PADOVANI). Quindi, dopo aver osservato i primi 15m della sezione, è consigliabile ritornare indietro e dirigersi verso lo stop 4.



Fissidentalium rectum



Nassarius cabrierensis



Chlamys septemradiata



Cassidaria echinophora



Aequipecten opercularis



Neopychnodonte cochlear



Ditrupa arietina



A. opercularis



Esempio di *clump* di briozoi

Fig. 6 - Esempri di macrofossili riconosciuti lungo la sezione Ideale. La barretta di riferimento indica 1 cm.

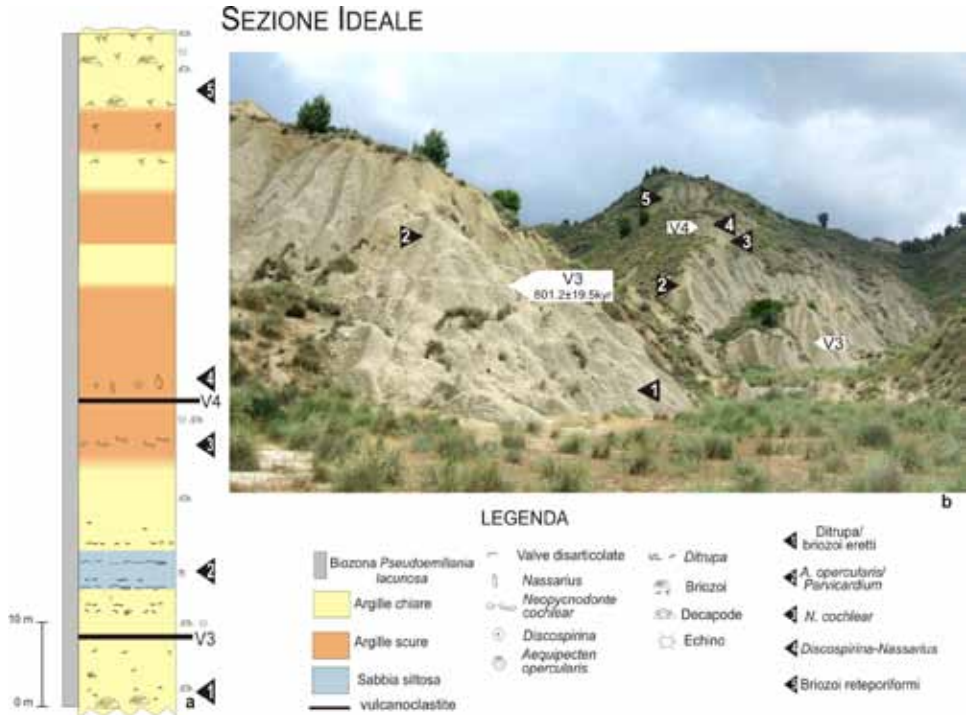


Fig. 7 - Stop 3) Sezione Ideale e Fosso ideale: a) descrizione della sezione ideale; b) foto dei crinali lungo i quali è stata ricostruita la sezione Ideale con ubicazione delle principali associazioni fossilifere riconoscibili lungo la sezione.

STOP 4 - Livelli Carlucci

Questo STOP si trova in prossimità della mulattiera conosciuta come “*appiett u castiedd*” (sentiero del Vecchietto in Fig. 2). Si osservano diversi piccoli affioramenti nei quali si notano resti scheletrici di briozoi, che assumono una tipica colorazione rosata che ne permette la facile individuazione sul terreno. I resti scheletrici presenti in superficie sono il risultato di lunghi periodi di dilavamento.



Fig. 8 - Stop 6: veduta panoramica dei calanchi dalla mulattiera “*Appiett u Castiedd*” (Sentiero Vecchietto in Fig.2).

STOP 5 - La Padovani

In questa località affiora un tratto di successione correlabile con l'intervallo che si osserva nella "sezione Ideale", compreso tra il livello a *Neopycnodonte* e la vulcanoclastite V4 (stop 3). Tra i fossili più caratteristici, che risultano concentrati per dilavamento su di un piccolo pianoro, si osservano esemplari di *Fissidentalium rectum*, uno scafopode molto comune lungo tutta la successione di Montalbano, oltre a valve spaiate di *N. cochlear* e *Anadara diluvii* e, gusci del gasteropode *Cassidaria echinophora*. Rispetto alle associazioni riconosciute nei primi 15 metri della Sezione, le associazioni individuate in questo intervallo e, in particolare la presenza di *N. cochlear*, indicano chiaramente l'approfondimento del bacino di deposizione, che è anche testimoniato dallo stadio isotopico 19 della curva del $\delta^{18}\text{O}$; quest'ultimo indica che questa porzione di successione si è deposta in corrispondenza di un *highstand* (livello del mare alto) interglaciale. In un campione prelevato in corrispondenza del pianorino a *Neopycnodonte* e in uno prelevato subito sotto la V4 sono stati rinvenuti otoliti della specie *Bonapartia pedaliota*, taxon ad affinità tropicale-subtropicale, che confermano la deposizione durante una fase climatica temperato-calda.

STOP 6 - Panoramico

Risalendo verso l'abitato, lungo il sentiero Vecchietto, non si può fare a meno di essere colpiti dallo straordinario scenario calanchivo che appare sulla nostra sinistra: sullo sfondo si erge un versante modellato da forme calanchive, la cui altezza supera abbondantemente il centinaio di metri (Fig. 8). Innumerevoli crinali a lama di coltello separati da forre strette e profonde che si sviluppano con andamento radiale, con punto di incontro ubicato alla base del versante. Intervallati ai sedimenti argillosi spiccano i livelli vulcanoclastici che caratterizzano la sezione di cui quello più evidente per spessore e colore è rappresentato dalla V5. Rivolgendo lo sguardo verso valle, si osservano le forme calanchive più mature caratterizzate da rilievi poco elevati dalle tipiche forme mammellonari a dorso di elefante note anche come biancane (Fig. 8). Sebbene un po' in affanno il primo itinerario termina tra le stradine della "Terra Vecchia".



Conclusioni

I calanchi di Montalbano Jonico rappresentano una risorsa di notevole importanza scientifica e naturalistica. I peculiari aspetti stratigrafico-paleontologici consentono di inquadrarli in un preciso contesto di dinamica paleoambientale durante il Pleistocene inferiore-medio, mentre l'insieme dei caratteri cronostratigrafici riconosciuti possono contribuire ad inserire la sezione di Montalbano Jonico e, l'intera area calanchiva, in un contesto scientifico a livello internazionale. La Sezione di Montalbano Jonico è stata, infatti, proposta come stratotipo del limite Pleistocene inferiore-medio.

Il valore geologico unico dei calanchi di Montalbano, quali custodi di una parte della storia e dell'evoluzione della Terra, può essere sicuramente il punto di partenza per la salvaguardia e la valorizzazione di questa parte di territorio che, sotto certi aspetti, sembrava destinata ad un degrado crescente. La realizzazione dei percorsi geologico-culturali proposti può rappresentare il primo passo verso una politica di tutela e valorizzazione del patrimonio geologico che sarebbe da espandere anche alle aree limitrofe a quelle di Montalbano Jonico. Esperienze maturate in molte regioni italiane hanno evidenziato che, se la tutela del patrimonio geologico è sostenuta dalle Amministrazioni locali e centrali, non solo favorisce una corretta gestione dell'ambiente, ma può rappresentare una fonte di occupazione, di sviluppo sociale, di crescita economica e turistica promuovendo la formazione di nuove figure professionali e valorizzando aree collinari interne collinari che non possiedono le classiche attrazioni turistiche naturali come il mare o la montagna. Queste iniziative possono svolgere, inoltre, un compito sociale ben più importante ovvero quello di educazione ambientale per l'intera collettività.

Ringraziamenti

Gli autori sono grati all'intera comunità montalbanese e alle Amministrazioni Comunali che si sono succedute nel tempo per aver sempre creduto nel valore dei calanchi come patrimonio paesaggistico e culturale e per le innumerevoli iniziative intraprese per aiutarci a studiare e valorizzare i segreti e i tesori custoditi nel geosito di Montalbano Jonico. Gli autori, infine, ringraziano due anonimi revisori per i loro utili suggerimenti.

Bibliografia

- AZZAROLI A., PERNO U., RADINA B. (1968) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia F° 188 "Gravina di Puglia"*. Servizio Geologico d'Italia.
- BALDUZZI A., CASNEDI R., CRESCENTI U., MOSTARDINI F., TONNA M. (1982) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo del bacino lucano (Avanfossa appenninica)*. *Geologica Romana* 21, 89-111.
- BENTIVENGA M., CAPOLONGO D., PALLADINO G., PICCARRETA M. (2008) - *Il ruolo del rilievo sull'evoluzione e distribuzione delle forme calanchive in Fossa Bradanica, Basilicata (Italia Meridionale)*. In: Boenzi F., Capolongo D., Giano S.I., Schiattarella M.. *Studi di base sull'interazione tra clima, tettonica, e morfoevoluzione in Appennino meridionale durante il Quaternario*. 157-167, Villa d'Agri (PZ): Dibuono edizioni.
- BRUCKNER A. (1980) - *Marine terrassen in Suditalien: eine quaternarmorphologische studien uber das Kustentiefeland von Metapont*. *Dusserdofler Geograph. Schr.* 14, 1-235.
- CASNEDI R. (1988) - *La Fossa bradanica: origine, sedimentazione e migrazione*. *Memorie Società Geologica Italiana* 41, 439-448.
- CIARANFI N., D'ALESSANDRO A., GIRONE A., MAIORANO P., MARINO M., SOLDANI D., STEFANELLI S. (2001) - *Pleistocene sections in the Montalbano Jonico area and the potential GSSP for Early-Middle Pleistocene in the Lucania Basin (Southern Italy)*. *Memorie di Scienze Geologiche* 53, 67-83.
- CRESCENTI U. (1975) - *Sul substrato pre-pliocenico dell'Avanfossa appenninica dalle Marche allo Ionio*. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 94, 583-634.
- CIARANFI N., LIRER F., LIRER L., LOURENS L.J., MAIORANO P., MARINO M., PETROSINO P., SPROVIERI M., STEFANELLI S., BRILLI M., GIRONE A., JOANNIN S., PELOSI N., VALLEFUOCO M. (2010) - *Integrated stratigraphy and astronomical tuning of Lower-Middle Pleistocene Montalbano Jonico land section (Southern Italy)*: *Quaternary International*, 219, 109-120.
- D'ALESSANDRO A., LA PERNA R., CIARANFI N. (2003) - *Response of macrobenthos to changes in palaeoenvironments in the Lower-Middle Pleistocene (Lucania Basin, Southern Italy)*: *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 16, 167-182.
- DRAMIS F., GENTILI B., COLTORTI M. & CHERUBINI C. (1982) - *Osservazioni geomorfologiche sui calanchi marchigiani*. *Geografia Fisica Dinamica Quaternario* 5, 38-45.
- GIRONE A. (2004) - *Response of otolith assemblages to sea-level fluctuations at the Lower Pleistocene Montalbano Jonico Section (southern Italy)*. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 44(1): 35-45.
- GIRONE A. & VAROLA A. (2001) - *Fish otoliths from the Middle Pleistocene deposits of Montalbano Jonico (Southern Italy)*. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 40 (3): 431-443.
- GUERRICCHIO A. & MELIDORO G. (1979) - *Contributo alle conoscenze dell'origine dei calanchi nelle argille grigio-azzurre calabriane della Lucania*. *Annali della Facoltà di Ingegneria, nuova serie* 4: 100-116.
- MAIORANO P., CAPOTONDI L., CIARANFI N., GIRONE A., LIRER F., MARINO M., PETROSINO P., PISCITELLI A. (2010) - *Vrica-Crotone and Montalbano Jonico sections: a potential unit-stratotype of the Calabrian Stage*. *Episodes*, 33 (4): in stampa.

- MIGLIORINI C. (1937) - *Short account of the geological conditions and of the oil prospection of a zone in southern Italy*. 2nd Congr. Mon. Petrol. di Parigi, 1-11.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Constraints on the interpretation of the CROP - 04 seismic line derived from Plio-Pleistocene foredeep and trust-sheet-top deposits (Southern Apennines, Italy)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, special issue, 7: 241-256.
- PICCARRETA, H. FAULKNER, M. BENTIVENGA, CAPOLONGO D. (2006) - *The influence of physico-chemical material properties on erosion processes in the badlands of Basilicata, Southern Italy*. GEOMORPHOLOGY, 81: 235-251.
- SAGNOTTI L., CASCELLA A., CIARANFI N., MACRÌ P., MAIORANO P., MARINO M., TADDEUCCI J. (2010) - *Rock magnetism and paleomagnetism of the Montalbano Jonico section (Italy): evidence for late diagenetic growth of greigite and implications for magnetostratigraphy*: Geophysical Journal International, 180: 1049-1066.
- SELLA M., TURCI C. & RIVA A. (1988) - *Sintesi geopetrolifera della Fossa bradanica (Avanfossa della catena appenninica meridionale)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41: 87-107.
- SOLDANI D. (2000) - *Utilizzo e limiti di applicabilità delle tafofacies nelle analisi di bacino*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università degli Studi di Bari, 1-114.
- STEFANELLI S. (2003) - *Benthic foraminiferal assemblages as tools for paleoenvironmental reconstruction of the early-middle Pleistocene Montalbano Jonico composite section*: Bollettino della Società Paleontologica Italiana, 42: 281-299.
- STEFANELLI S., CAPOTONDI L., CIARANFINI. (2005) - *Foraminiferal record and environmental changes during the deposition of the early-middle Pleistocene sapropels in southern Italy*: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 216: 27-52.

DA CAVA A GEOPARCO: UNA OPPORTUNITÀ DI SVILUPPO. L'ESEMPIO DELLA CAVA "MINERVINO BETON" A MINERVINO MURGE (PUGLIA)

Erwan Gueguen & Ivana Adurno

IMAA-CNR, Tito Scalo (PZ); CARS, Altamura (BA) - gueguen@imaa.cnr.it, adurno@imaa.cnr.it

Riassunto

La Puglia è una delle regioni italiane col maggior numero di cave attive e, negli ultimi decenni, l'attività estrattiva è addirittura aumentata, determinando un notevole cambiamento paesaggistico. Casi emblematici dell'aggressività dell'attività estrattiva nei confronti del territorio sono riscontrabili nelle Murge Alte, in particolare nei territori dei Comuni di Ruvo e di Minervino Murge. Però, paradossalmente, la coltivazione delle cave, pur provocando, nella maggior parte dei casi, enormi danni al territorio, permette di mettere alla luce nuove prospettive di osservazione sia a livello geologico che paesaggistico. La cava di Minervino Murge, oggetto di questo studio, costituisce uno dei casi emblematici relativi a queste realtà e un esempio di come una cava possa diventare un geosito.

Introduzione

La Puglia rappresenta, da tempo immemorabile, una delle regioni italiane col maggior numero di cave attive e, negli ultimi decenni, l'attività estrattiva è addirittura aumentata determinando un notevole cambiamento paesaggistico, sia per l'interruzione della continuità ecologica del territorio che per la distruzione di vaste aree rurali. Il problema nasce quando la legittima attività estrattiva, importante fonte di sviluppo economico e sociale, si scontra con la tutela del territorio e dei valori ambientali e paesaggistici.

Esempi evidenti sono le cave costiere sul litorale di Monopoli, quelle in sotterraneo di Canosa, Ginosa o Mottola e alcune cave storiche dismesse nel territorio dell'Alta Murgia (cave di bauxite presso Spinazzola, cave di "tufo" nei pressi di Poggiorsini e di Altamura). Inoltre, una volta terminata l'attività estrattiva, si originano situazioni di abbandono e degrado molto complicate e costose da risanare.

Casi emblematici dell'aggressività dell'attività estrattiva nei confronti del territorio sono riscontrabili nelle Murge Alte, in particolare nei territori dei Comuni di Ruvo e di Minervino Murge, dove numerose nuove cave vengono aperte, in molti casi senza controllo e, in particolare quelle dismesse, vengono poi abbandonate o trasformate abusivamente in discariche con accumuli di rifiuti di ogni genere.

I NOE (Nucleo Operativo Ecologico dei Carabinieri), per esempio, hanno sottoposto a sequestro preventivo ben 13 cave nel territorio di Ruvo (nel 2001) e 22 nel territorio di Minervino Murge (nel 2002), tutte prive delle prescritte autorizzazioni, sia per l'attività estrattiva che per l'utilizzo come discariche.

Però, paradossalmente, la coltivazione delle cave, pur provocando, nella maggior parte dei casi, enormi danni al territorio, permette di mettere alla luce nuove prospettive di osservazione sia a livello geologico che paesaggistico.

Gli squilibri ambientali, generati dalle attività estrattive potrebbero, invece, essere risolti attraverso una attenta pianificazione ed un puntuale controllo sul territorio, che tenga in considerazione sia l'importanza economica ed occupazionale che il settore riveste, che l'obiettivo della massima compatibilità tra il territorio e le attività estrattive stesse.

La cava di Minervino Murge (Fig. 1), oggetto di questo studio, costituisce uno dei casi emblematici relativi a queste realtà. Essa fu sottoposta a vincolo paesaggistico, in seguito ad un procedimento legale ed ambientale, in riferimento alla Legge Regionale n.32/86 sulla tutela degli ipogei e, la sua esplorazione, da parte

di alcuni membri del CARS (Centro Altamurano di Ricerche Speleologiche), ha rivelato la sua importanza, visto l'elevato numero di grotte e l'ingente varietà di fenomeni carsici.

Inoltre, dai piazzali posti a quote più elevate, è possibile godere di un panorama molto suggestivo ed interessante anche dal punto di vista scientifico. Infatti, dalla cava, situata sul bordo occidentale dell'Avampaese, si può osservare l'Avanfossa, colmata dai depositi plio-pleistocenici in assetto sub-orizzontale e la Catena Sud Appenninica, dalla quale emerge nettamente il rilievo più elevato del settore sud-orientale, il Monte Vulture (1327 m s.l.m.), edificio vulcanico attualmente inattivo.



Fig. 1 - Cava di Minervino Murge (Puglia).

Inquadramento geologico regionale

Il settore meridionale della penisola italiana (Fig. 2a), a Sud dell'allineamento Volturno-Fortore, è caratterizzato dalla presenza delle unità di un sistema orogenico, in cui, da W verso E, si riconoscono, attualmente, il Mar Tirreno (bacino di retroarco), l'Appennino Campano-Lucano (catena), la Fossa Bradanica (avanfossa) e l'Avampaese Apulo. Questo schema è il risultato di una lunga evoluzione geologica, iniziata nel Mesozoico con il *rifting* della Neotetide.

Durante tutto il Mesozoico, il settore settentrionale del paleocontinente africano, viene interessato da una intensa tettonica estensionale e/o trascorrente, e caratterizzato dalla formazione di bacini e piattaforme carbonatiche, tra cui quella Apula (D'Argenio, 1974; Stampfli *et alii*, 2002).

Nel Paleogene, il regime tettonico regionale cambia e inizia l'orogenesi appenninica. I relativi sovrascorimenti coinvolgono progressivamente, da W verso E, i domini paleogeografici mesozoici, compreso il margine occidentale della Piattaforma Apula (Mostardini & Merlini, 1986; Sella *et alii*, 1988; Casero *et alii*, 1988; Carbone & Lentini, 1990).

Per tutto il Pliocene e fino al Pleistocene medio il sistema è caratterizzato dalla migrazione dell'insieme catena-avanfossa verso NE, accompagnata da un coinvolgimento progressivo delle aree di avampaese nel settore di avanfossa (Ciaranfi *et alii*, 1979; Casnedi *et alii*, 1982).

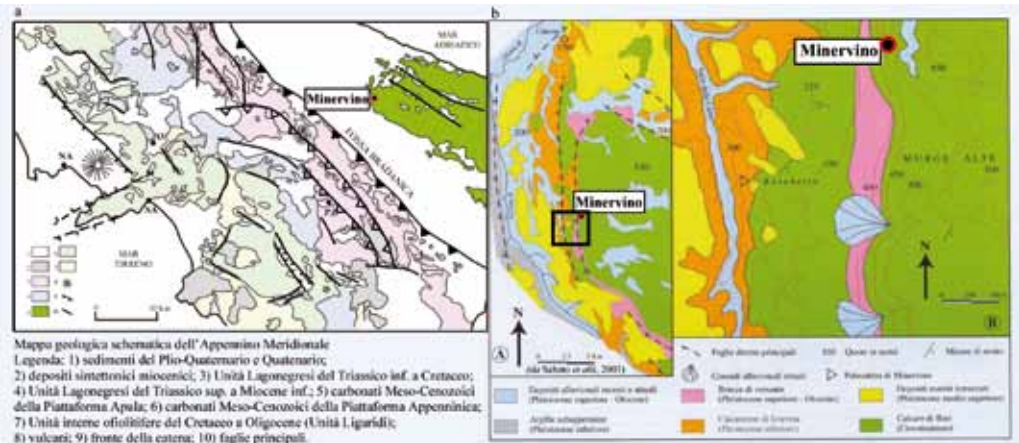


Fig. 2 - Carta geologica schematica dell'Appennino Meridionale.

a - 1) sedimenti del Plio-Quaternario e Quaternario; 2) depositi sintettonici miocenici; 3) Unità Lagonegresi del Triassico inf.-Cretaceo; 4) Unità Lagonegresi del Triassico sup.-Miocene inf.; 5) carbonati Meso-Cenozoici della Piattaforma Apula; 6) carbonati Meso-Cenozoici della Piattaforma Appenninica; 7) Unità interne ofiolitifere del Cretaceo a Oligocene (Unità Liguridi); 8) vulcani; 9) fronte della catena; 10) faglie principali.

b - Carta geologica schematica dell'area di Minervino (mod. da Sabato, 2003).

Soltanto la parte più orientale della Piattaforma Apula non viene interessata dai sovrascorrimenti appenninici, ovvero l'Avampaese Apulo, di cui le Murge ne rappresentano una porzione emersa (Pieri, 1980; Ricchetti, 1980; Iannone & Pieri, 1982; Ciaranfi *et alii*, 1979; 1983; Auroux *et alii*, 1985).

Dalle esplorazioni del sottosuolo condotte da società petrolifere e dallo studio sul terreno, la successione stratigrafica della Piattaforma Apula indica una sedimentazione *sin-rift* di margine passivo, con uno spessore pari a circa 7000 m di sedimenti prevalentemente carbonatici (Ricchetti *et alii*, 1988).

Le formazioni affioranti nell'area di studio, oggetto di questo lavoro, corrispondono alla parte superiore di questa spessa successione.

Esse sono costituite da serie cretache in cui si distinguono, dal basso verso l'alto, il Calcere di Bari (Cretaceo inferiore) per 2000 m ed il Calcere di Altamura (Cretaceo superiore) per 1000 m. Queste ultime due unità sono separate da una lacuna datata mediamente al Turoniano (90 Ma), marcata a scala regionale da una discordanza angolare o da orizzonti di depositi continentali (depositi di bauxiti).

Costituite prevalentemente da calcari micritici microfossiliferi ed in parte da dolomie in sequenze cicliche e ben stratificate, le due formazioni si differenziano per una maggiore frequenza di livelli a Rudiste nel Calcere di Altamura (Ciaranfi *et alii*, 1988).

Il fronte più avanzato del thrust belt appenninico, con vergenza a NE, è intercalato nella successione plio-pleistocenica della Fossa Bradanica (Ogniben, 1969; Casnedi *et alii*, 1982; Balduzzi *et alii*, 1982; Mostardini & Merlini, 1986; Sella *et alii*, 1988).

La Fossa Bradanica è il bacino di sedimentazione plio-pleistocenico compreso fra i rilievi della catena appenninica campano-lucana (ad W) e quelli della dorsale apula del Gargano e delle Murge (ad E).

Nel settore N-orientale della Fossa Bradanica, il substrato pre-pliocenico è caratterizzato da una struttura a gradinata, in cui i calcari mesozoici della Piattaforma Apula vengono ribassati verso l'Appennino da una serie di faglie normali, con direzione variabile da WNW-ESE a NW-SE. Il rigetto complessivo prodotto da queste faglie è, attualmente, di oltre 3500 m su una distanza di 50 km circa, misurata a partire dal blocco più sollevato che coincide con le Murge alte (Ricchetti, 1980).

La forte subsidenza, sopravvenuta durante il Plio-Pleistocene, ha determinato l'accumulo di potenti corpi sabbiosi torbiditici, provenienti dal margine appenninico (Balduzzi *et alii*, 1982; Casnedi *et alii*, 1982), nelle parti più profonde situate nel settore occidentale del bacino. Nel contempo, la trasgressione è proseguita verso NE ricoprendo la fascia interna delle Murge finora emersa (Ciaranfi *et alii*, 1979; Iannone & Pieri, 1982; Casnedi, 1988).

La successione plio-pleistocenica si chiude, verso l'alto, con una potente sedimentazione argillosa in facies di piattaforma, anche se le zone di massima subsidenza sono caratterizzate da importanti accumuli sabbiosi (Casnedi *et alii*, 1982; Balduzzi *et alii*, 1982).

Sul bordo S-occidentale delle Murge, la trasgressione è segnata, alla base, dalla presenza di livelli di biocalciruditi e biocalcareni plio-pleistocenici, spessi da 20 a 70 m, caratteristici di sistemi costieri ad alta energia, provenienti dallo smembramento della Piattaforma Apula, conosciuti nella letteratura come Calcarenite di Gravina. Durante il Pleistocene superiore, questi sedimenti, a causa della subsidenza in atto, vengono poi annegati dalle Argille subappennine, costituite da argille ed argille siltose in facies di piattaforma terrigena (Pieri *et alii*, 1994). A cominciare dalla fine del Pleistocene inferiore, la Fossa Bradanica comincia a subire gli effetti della migrazione del fronte appenninico che provoca un sollevamento differenziale secondo due direttrici principali: lungo l'asse dell'avanfossa (da NW a SE) e trasversalmente ad esso (da SW a NE) e che, con il passare del tempo, risulta essere maggiore nelle direzioni NW e SE (Ciaranfi *et alii*, 1979; 1983).

A partire dal Pleistocene inferiore, quindi, il sollevamento determina una generale regressione marina, in direzione SW, che porta la linea di costa al livello attuale del Mare Ionio, causando la deposizione di sabbie e conglomerati regressivi in facies sia di mare sottile che di piana alluvionale, conosciuti come depositi regressivi del ciclo della Fossa Bradanica. Essi poggiano stratigraficamente sulle argille, generalmente con un passaggio graduale anche se rapido, ma a volte anche con contatto erosivo (Pieri *et alii*, 1994). Lo spessore dei sedimenti plio-pleistocenici aumenta progressivamente verso SW, variando da un minimo di pochi metri, in prossimità delle Murge, ad oltre 1500 m nell'area a NE di Pisticci (Ciaranfi *et alii*, 1979). In uno studio di Doglioni *et alii*, (1994) si interpreta il sollevamento in atto dell'Avampaese Murgiano, come il risultato della difficoltà che incontra la Microplacca Apula ad andare in subduzione nel settore di spessore crostale maggiore corrispondente alle Murge, provocando un piegamento litosferico, tipo *buckling*, legato alla resistenza elastica della Placca Apula. Nel Pleistocene, questo meccanismo ha causato un sollevamento regionale e quindi l'emersione di una parte della Fossa Bradanica e dell'avampaese, di cui le Murge fanno parte. Secondo gli Autori, il *buckling* ha determinato una distensione nella parte superiore della piega litosferica, portando alla riattivazione di alcune faglie preesistenti e alla formazione di nuove faglie a carattere distensivo, con andamento NW-SE, E-W e N-S (Ciaranfi *et alii*, 1979). Questa ultima fase tettonica, associata alle variazioni del livello del mare causate dai cambi climatici (periodi glaciali ed interglaciali), ha influenzato l'evoluzione recente del carsismo in Puglia. Infatti, sia la tettonica che le variazioni eustatiche hanno provocato dei cambiamenti importanti del livello piezometrico di base permettendo lo sviluppo di un nuovo livello carsico. Questo fenomeno è ben visibile sulla scarpata delle Murge tra Altamura e Minervino. In particolare, nella cava di Minervino Beton sono presenti diversi esempi di fenomeni carsici che illustrano bene questo meccanismo, come vedremo in seguito.

Geologia dell'area di Minervino Murge

Dal punto di vista geologico, l'area di Minervino è situata al confine tra il dominio della Piattaforma Carbonatica Apula ad E e l'avanfossa Bradanica ad W, esattamente al bordo occidentale delle Murge Alte. Verso l'avanfossa la serie carbonatica è ritagliata e ribassata da una serie di faglie. Nella parte ribassata è presente l'altra unità carbonatica pleistocenica: la Calcareniti di Gravina e, al di sopra, le argille subappennine e i depositi alluvionali recenti (Fig. 2b).

I - Stratigrafia

La Successione carbonatica mesozoica

Il dominio Apulo è caratterizzato dalla presenza di importanti successioni giurassico-cretaciche della Piattaforma Carbonatica Apula. Queste successioni si sono formate in un contesto geodinamico di margine estensionale, durante l'apertura dell'oceano Tetide, in un ambiente di piattaforme carbonatiche di tipo Bahamas.

Nella zona di Minervino affiora una successione di laguna presente anche sul Promontorio del Gargano e sulle Serre Salentine. Essa, nel suo complesso, è rappresentata da una successione carbonatica ben stratificata, con spessore complessivo non inferiore ai 5000 m organizzata in diversi cicli di sedimentazione. Le facies variano arealmente e verticalmente da subtidali a sopratidali e mostrano effetti idrodinamici sia di alta che di bassa energia. Nell'ambito della successione sono evidenti gli effetti sia di emersioni arealmente estese sia di ripetute e brevi emersioni locali documentate da lacune stratigrafiche di varia ampiezza contrassegnate da discordanze geometriche e da tipici depositi continentali (depositi bauxitici e sottili livelli argilloso terrosi), come possiamo osservare, ad esempio, nella cava in corrispondenza dell'apertura delle Grotte Montenero - Dellisanti 1 e 2.

Le facies più diffuse sono rappresentate da calcari micritici a grana fine (calcolutiti), di colore grigio e avano, di ambiente tidale e intertidale-sopratidale di bassa e di media energia.

Le facies a più alta energia, localmente nelle aree di margine, corrispondono a calcari granulari (calcareniti) fossiliferi, a calcari oolitici e calciruditi.

Le facies subtidali, più profonde, sono caratterizzate da banchi e strati di calcari organogeni, che assumono l'aspetto di corpi biocostruiti, al passaggio Giurassico-Cretaceo e nell'intervallo di età supracretacea (Calcari a Rudiste). Secondo i luoghi, ma indipendentemente dalla posizione stratigrafica, tutte queste facies possono presentare gli effetti di una dolomitizzazione più o meno spinta; queste litofacies presentano un caratteristico colore grigio-nerastro a causa di una diffusa presenza di sostanza organica.

Nella cava possiamo anche osservare un livello costituito da una bancata di dolomie cristalline di colore nerastro, con evidente struttura vacuolare. Nell'area murgiana, questo livello è generalmente riconosciuto come un intervallo stratigrafico del Cretaceo superiore (Cenomaniano) e assunto come "strato guida", corrispondente ad una sedimentazione prodottasi in un ambiente di piana costiera, con caratteri di *sebkha*.

La successione in esame è caratterizzata dalla presenza di una importante lacuna di sedimentazione, datata al Turoniano, contrassegnata stratigraficamente da depositi di argille bauxitiche di colore rosso cupo. Tali depositi si rinvencono come giacimenti stratiformi (area garganica) e/o come accumuli in cavità carsiche (area murgiana).

Calcarenite di Gravina

In trasgressione sui calcari mesozoici poggiano depositi calcarenitici di età Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, noti come Calcarenite di Gravina.

Questa formazione, spesso fino a 70 m, è caratteristica di una sedimentazione carbonatica di clima temperato e di ambiente litorale più o meno profondo. Questi depositi, costituiti da detrito calcareo essenzialmente bioclastico, presentano granulometria e struttura sedimentaria molto eterogenee; sia a causa della fonte dei sedimenti che per la variabilità dell'ambiente di sedimentazione.

Nell'area del Boschetto, vicino a Minervino, questa formazione è spessa circa 40 m, e include nella parte superiore un corpo conglomeratico, spesso circa 12 m, di origine deltizia di tipo Gilbert, oggetto di diverse pubblicazioni scientifiche (Sabato, 1993; 1996; 2003).

Argille subappennine

Sui depositi calcarenitici poggiano in continuità dei depositi argillosi di mare poco profondo, conosciuti in letteratura come Argille subappennine, costituite da sedimenti argillosi e sabbio-argillosi caratteristici della Fossa Bradanica, spessi alcune centinaia di metri.

Depositi terrazzati

Nella zona di Minervino, il piede della scarpata delle Murge è limitato da una superficie spianata a quota 325 m di età pleistocenica, corrispondente ad una paleosuperficie di abrasione lungo una paleolinea di costa. La superficie di abrasione è coperta di depositi marini in facies costiera costituiti da conglomerati e di cordoni litorali.

Detrito di versante

Sono depositi continentali costituiti da detriti di versante di origine periglaciale e da detriti di falda o conoidi. Affiorano spesso ai piedi della scarpata delle Murge. La loro origine è legata ad un trasporto gravitativo, mediante meccanismi di soliflusso e/o ruscellamento di detriti prodottisi durante le fasi di clima freddo del Pleistocene medio-superiore su rocce carbonatiche mesozoiche intensamente fratturate. Sono costituiti da breccie eterometriche più o meno cementate con matrice rossastra. Nell'area oggetto di studio, affiorano a contatto dei calcari sul bordo occidentale della cava.

II - Strutture tettoniche

Dal punto di vista strutturale, nei pressi di Minervino, il tratto geologico, morfologico e strutturale più evidente è rappresentato da una ripida scarpata alta circa 150 m, orientata N-S che delimita verso O l'altipiano delle Murge Alte, posta a circa 500 m di quota. La scarpata ritaglia i calcari cretacei dell'Avampese Apulo (Formazione dei Calcari di Bari, età Cenomaniano) e corrisponde ad un antico piano di faglia, oggi arretrato a causa dell'erosione. Inoltre, la superficie attuale ritaglia numerosi piani di faglia di minore importanza e di diverse famiglie di fratture che hanno favorito una morfologia a gradini. A livello regionale si riscontrano due grandi famiglie di faglie in base all'età della deformazione. La prima, coeva alla sedimentazione, è legata all'apertura dell'oceano della Tetide e alla strutturazione dei suoi margini passivi. Le faglie prodottesi durante questa fase hanno uno sviluppo maggiore e immergono generalmente verso E o ESE. Queste discontinuità sono state riattivate durante le prime fasi della chiusura della Tetide e hanno quindi favorito le fasi più antiche del carsismo pugliese. La seconda famiglia, invece, è legata alla storia più recente, di età plio-pleistocenica, dovuta alla formazione della catena appenninica e alla corrispondente deformazione

dell'avanfossa bradanica e al sollevamento generale dell'area delle Murge. Queste faglie immergono sia verso E che verso W e ritagliano spesso le strutture più antiche aumentando la permeabilità dei terreni calcarei. Quest'ultimo episodio di sollevamento, associato a cambi del livello eustatico di origine climatica, ha fatto emergere nuove aree e cambiato il livello di base favorendo quindi una nuova fase di attività carsica. La realizzazione di un *rose diagram* della popolazione di discontinuità riscontrate nell'area della cava mostra che fratture e giunti si ripartiscono in quattro famiglie orientate N-S, N30-N40, E-W e N130-N140. Queste quattro direzioni sono state ripetutamente riscontrate nell'andamento delle grotte esplorate (Fig. 3). Nella cava, la fratturazione è importante a causa della vicinanza del piano sepolto di faglia principale ad

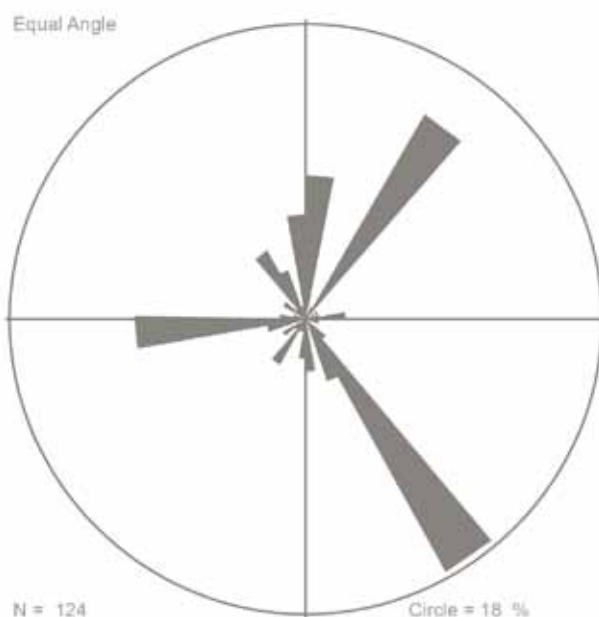


Fig. 3 - *Rose diagram* della fratturazione misurata nella cava.

andamento N130-140 di cui abbiamo parlato prima. La deformazione è quindi localizzata principalmente lungo fasce di fratture orientate N130-N140 che attraversano tutta la cava. Questa direzione principale è in accordo con la fratturazione indicata, a livello regionale, da Ciaranfi *et alii*, (1979) e da Sella *et alii*, (1988) come faglie ad andamento longitudinale. Queste faglie presentano caratteri transtensivi con movimento generalmente sinistro, in cui la componente *dip-slip* prevale rispetto a quella *strike-slip*. Questa famiglia è interpretata come faglie normali mesozoiche riprese nelle fasi più recenti di strutturazione dell'Appennino del Plio-Pleistocene.

L'analisi di dettaglio permette di mettere in evidenza come le diverse famiglie di discontinuità (fratture, faglie e giunti) influiscano sullo sviluppo carsico nell'area della cava. Da notare, in particolare, che le cavità osservate si localizzano preferenzialmente all'intersezione tra due o più famiglie di fratture. Per completare il quadro strutturale occorre segnalare che si possono anche osservare alcuni esempi di *duplex*, pieghe e *fault-bend fold*. La qualità dell'esposizione e la presenza di tre piani di scavo perpendicolari fanno della cava un ottimo laboratorio di studi strutturali per studenti universitari.

Il carsismo dell'area

Il complesso ipogeo della cava rappresenta una parte di un sistema molto più ampio già conosciuto nella zona, sistema che comprende alcune delle grotte più importanti delle Murge: Grave Campanelli grande e piccola, Abisso della Gorgona, ecc.. È da notare che alcune cavità di questo sistema (Grave Campanelli media per esempio) sono state distrutte durante l'attività estrattiva della cava.

Il carsismo dell'area oggetto di studio è caratterizzato da un numero elevato di cavità la cui formazione è strettamente controllata dalla fratturazione delle rocce e presenta una importante varietà di fenomeni carsici di diversa natura.

La Grotta Montenero - Dellisanti 1

Dal punto di vista della speleogenesi, la grotta 1 rappresenta un esempio di carsismo polifasico. La prima fase è legata ai fenomeni di emersione mesozoici di cui abbiamo parlato nel capitolo introduttivo sulla geologia dell'area di Minervino. Queste emersioni sono la causa non solo delle lacune di sedimentazione, ma anche della formazione di superfici di erosione. Infatti, durante questi periodi di emersione, i banchi calcarei della piattaforma sono stati sottoposti all'azione erosiva particolarmente efficiente del clima di tipo tropicale o subtropicale che regnava in quel periodo. Questi fenomeni climatici sono quindi responsabili di importanti fenomeni carsici in Puglia e delle concrezioni fossili osservate all'imbocco della grotta, anche se, per esserne sicuri, occorrerebbe effettuare una datazione.

La seconda fase è più recente, probabilmente legata al sollevamento pleistocenico delle Murge che ha avuto come conseguenze la formazione di nuove famiglie di faglie e fratture e la attivazione di una nuova fase di carsismo che è caratterizzata principalmente da fenomeni di dissoluzione e erosione inversa che si sovrappongono ai fenomeni precedenti o che si collegano ad essi ampliando le cavità.

La Grotta Montenero - Dellisanti 3 (Abisso Igor)

Questa grotta sembra essersi formata principalmente per erosione inversa dovuta a crolli e dissoluzione. Probabilmente non raggiungeva il piano di campagna originale almeno non come si può osservare nella vicina Grave Campanelli Grande, ma i condotti che si possono osservare sulla parte alta della parete NE proseguono sicuramente verso l'alto fino ad un livello vicino al piano di campagna originale.

Questa cavità, anche se parzialmente distrutta e ostruita, rimane uno dei pozzi più profondi e più larghi della Puglia ed era, probabilmente, all'origine di uno sviluppo simile alla Grotta di Faraualla, che è attualmente la grotta esplorata più profonda dell'Alta Murgia. È un bellissimo esempio dell'importanza della relazione tra fratturazione e carsismo.

In effetti, sul piano di cava e sulle pareti della grotta, appare chiaramente come questa si è formata, proprio tra due piani principali di fratture orientati N130-N140 particolarmente ben rappresentati in tutta l'area della cava. È evidente che l'alto grado di fratturazione dei calcari compresi tra due importanti discontinuità ha fortemente favorito i fenomeni di crollo e ha permesso alla cavità di raggiungere le attuali dimensioni.

Le concrezioni rimaste sulla parete NE della grotta sono molto belle e mostrano diversi esempi di formazione differente. Per tutte le sue caratteristiche questa grotta rappresenta un ottimo esempio di formazione carsica, anche dal punto di vista didattico, che andrebbe tutelato ed inserito in un programma di educazione al carsismo.

La Grotta Montenero - Dellisanti 6

La grotta è strettamente controllata dalla fratturazione e si è formata sia per fenomeni di crollo che per dissoluzione. In particolare, la morfologia di cavità da crollo è estremamente ben visibile nell'ambiente principale mentre, i cunicoli presentano una morfologia riconducibile a fenomeni di dissoluzione seguiti da deposito di calcite e formazione di piccole concrezioni.

Il fango presente in abbondanza in alcune parti della cavità può avere due origini:

- una provenienza esterna, cioè fango proveniente dalla cava trasportato dalle piogge;
- una provenienza interna, come residuo dell'alterazione dei calcari.

Progetto di valorizzazione

Anche se non esistono formule prestabilite per costruire un progetto di valorizzazione di una cava, esistono, dei criteri e dei metodi di carattere generale a cui ci si può riferire per indirizzare la progettazione. In uno stesso sito possono essere delimitati diversi campi di utilizzo: per lo sfruttamento economico, per l'uso turistico, per la didattica all'aperto per studenti di scuole medie e universitari, per l'esclusiva ricerca scientifica, ecc..

Una volta selezionati i siti, si può procedere alla pianificazione di un vero e proprio percorso, da organizzare assieme agli attori locali (organismi di gestione, proprietari terrieri, progettisti del recupero, ecc.) considerando le esigenze collettive.

Per creare un percorso, sulla base degli obiettivi da raggiungere e delle possibilità offerte dai siti, gli approcci possibili dal punto di vista geologico sono i seguenti:

- per TEMI (geologia, geomorfologia, paleontologia, ecc.), consentono di approfondire le conoscenze in un settore specifico;
- per EPOCHE (Giurassico, Cretaceo, Terziario, Quaternario, ecc.), aiutano a comprendere l'idea della dinamicità dell'ambiente fisico, fornendo indicazioni sulle possibili evoluzioni future;
- per AREE geografiche o AMBITI geologici, permettono di sviluppare una buona visione dell'area e delle emergenze presenti, consentendo di avere un buon quadro d'insieme, anche se non sempre danno una visione cronologica ed entrano nel merito dei problemi evolutivi;
- per EVENTI (estinzioni, orogenesi, glaciazioni, ecc.), permettono di approfondire gli aspetti relativi ad una "fase di cambiamento" e consentendo di leggere nei diversi campi e nei diversi luoghi tutto ciò che è in relazione con quell'evento;
- per PROCESSI (forme generate dall'attività vulcanica, sismica, dai cicli erosivi e deposizionali, ecc.), spiegano dettagliatamente un fenomeno in tutte le sue sfaccettature, consentendo di capire i fattori che lo influenzano.

Proposte e progetti per Minervino

Come già esposto in precedenza, la cava di Minervino, ormai dismessa con l'applicazione della legge regionale n. 32/86, ha tutte le carte in regola per diventare un geosito.

Ovviamente, come primo passo sarà indispensabile una messa in sicurezza della cava, per le zone adibite ai percorsi, magari coinvolgendo nuovamente il vecchio personale, lasciando però alcune porzioni nel loro stato attuale, per poterle mostrare ai visitatori.

Per quanto concerne gli aspetti geologici del territorio invece, essi sono estremamente interessanti, non solo per gli studiosi e per gli appassionati della materia, ma anche per i visitatori non particolarmente esperti delle Scienze della Terra, ma amanti della bellezza dei paesaggi naturali.

Il magnifico panorama dalla cava potrebbe essere, per esempio, ideale dal punto di vista didattico, per la descrizione dei diversi domini geologici, quindi per un completo inquadramento geologico dell'area. La parte superiore della cava potrebbe ospitare un percorso pedonale di educazione alla geologia che, tramite una guida o dei pannelli descrittivi, potrebbe illustrare gli elementi e la storia geologica e strutturale della regione osservabile direttamente in situ!

I percorsi potrebbero essere tracciati, proprio come avviene a "Il Micromondo", primo parco tematico sulla geologia in Basilicata, a Nemoli (PZ), con l'ausilio di diversi professionisti, esperti nei campi della geologia e della speleologia e da cultori del patrimonio storico e archeologico.

Come accade negli altri *geopark*, anche qui sarebbe possibile creare una serie di laboratori didattici all'aperto, per fornire nozioni sul fenomeno carsico e sulle forme ad esso connesse, (stalattiti, stalagmiti, inghiottitoi, ecc...) ben visibili su campo; riconoscimento delle rocce e della stratigrafia; riconoscimento delle strutture geologiche (come pieghe e faglie e relazione tra fratturazione e carsismo); riconoscimento nel paesaggio delle diverse forme di evoluzione geomorfologica.

Per avere un quadro più completo sarebbe opportuno inserire una esposizione permanente, sia all'interno (attraverso un centro visita) che all'esterno (*open-air museum*), che introduca il fenomeno carsico e la descrizione geologica del territorio, con particolare riferimento a quello murciano. A tal proposito, potrebbe essere utile la realizzazione di uno spaccato 3D di un sistema carsico, come quello presente nel Museo di Castellana Grotte (BA).

Vista la grande rilevanza geologica è bene fare della cava un sito di studi e ricerche che possa ospitare conferenze e convegni, in collaborazione con altri enti. Un esempio ci viene dal Geopark Madonie, parco regionale che comprende diversi comuni siciliani e che ha ospitato il Congresso Annuale della Rete Europea dei Geoparks, in cui erano presenti tutti i rappresentanti dei territori coinvolti in processi di valorizzazione e protezione del patrimonio geologico per uno sviluppo locale sostenibile. Inoltre, non essendo le grotte accessibili al turista, sarebbe ideale ricostruire, all'interno del museo, *l'ambiente grotta*, sia dal punto di vista morfologico che climatico, per dare al visitatore l'impressione di essere all'interno di una cavità carsica. Per creare gli itinerari di cui si è parlato prima, è necessario inserire il sito innanzitutto in una rete locale, che includa, ad esempio: la Grotta di S. Michele, Castel del Monte, le cave di bauxite di Spinazzola e Poggiorsini; o in una rete regionale, in cui far rientrare Castellana Grotte, Altamura, ecc..

Sarebbe così possibile creare interconnessioni tra "turismo culturale-religioso" e "turismo ambientale".

Conclusioni

In questo contesto, pertanto, è auspicabile che la cava di Minervino possa diventare, un parco geologico, fruibile sia da studenti che da turisti particolarmente amanti della natura, in cui si potrebbe creare un centro per l'osservazione di processi geologici e speleologici a valenza sia didattica che scientifica.

Gli aspetti geologici del territorio sono di estremo interesse, non solo per gli studiosi e gli appassionati della materia, ma anche per i visitatori non particolarmente esperti delle Scienze della Terra ma amanti della bellezza dei paesaggi naturali.

La posizione della cava che mostra un panorama ideale dal punto di vista didattico per la descrizione dei diversi domini geologici, quindi per un completo inquadramento geologico dell'area; potrebbe essere inserita in una serie di itinerari culturali-ambientali che illustrano le ricchezze dell'intera zona.

Anche qui, come accade negli altri *geopark*, sarebbe possibile creare una serie di laboratori didattici all'aperto per nozioni sul fenomeno carsico e sulle forme ad esso connesse, (stalattiti, stalagmiti, inghiottitoi, ecc.) ben visibili in situ, sul riconoscimento delle rocce, della stratigrafia e delle strutture geologiche e

anche sulla interpretazione delle diverse forme di evoluzione geomorfologica.

Inoltre, essendo le grotte non accessibili al turista, sarebbe ideale ricostruire, all'interno di un museo, *l'ambiente grotta*, sia dal punto di vista morfologico che climatico, per dare al visitatore l'impressione di essere all'interno di una cavità carsica. In conclusione, la cava di Minervino, vista la ricchezza paesaggistica e gli aspetti geologici estremamente interessanti, presenta tutte le caratteristiche e le qualità necessarie per diventare un geoparco.

Bibliografia

- AUROUX C., MASCLE J., CAMPREDON R., MASCLE G & ROSSI S. (1985) - *Cadre géodynamique et évolution récente de la Dorsale Apulienne et de ses bordures*. Giorn. Geol., 47, 101-127.
- BALDUZZI A., CASNEDI R., CRESCENTI U. & TONNA M. (1982) - *Il Plio-Pleistocene nel sottosuolo del bacino pugliese (Avanfossa Appenninica)*. Geologica Romana, 21: 1-28.
- CARBONE S., & LENTINI F. (1990) - *Migrazione neogenica del sistema Catena Avampaese nell'Appennino meridionale: problematiche paleogeografiche e strutturali*. Riv. It. Paleont. Strat., 96, 271-296.
- CASERO P., ROURE F., EDIGNOUX L., MORETTI I., MULLER C., SAGE L & VIALI R. (1988) - *Neogene geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 109-120.
- CASNEDI R., CRESCENTI U., TONNA M. (1982) - *Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene, sulla base di dati di sottosuolo*. Mem. Soc. Geol. It., 24, 243-260.
- CASNEDI R. (1988) - *La Fossa Bradanica: origine, sedimentazione e migrazione*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 439-488.
- CIARANFI N., MAGGIORE M., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G. & WALSH N. (1979) - *Considerazioni sulla neotettonica della Fossa Bradanica*. In: contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia. Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl. N° 251, 73-95.
- CIARANFI N., GHISSETTI F., GUIDA M., IACCARINO G., LAMBIASE S., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., TORRE M., TORTORICI L. & VEZZANI L. (1983) - *Carta Neotettonica dell'Italia meridionale*. Prog. Fin. Geodinamica. Pubbl. n° 251, 1-62.
- D'ARGENIO B. (1974) - *Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico mesozoico dell'area mediterranea*. Memorie della Società Geologica Italiana, 1974, vol. 13, fasc. Supplemento 2, 137-159.
- DOGLIONI C., MONGELLI F. & PIERI P. (1994) - *The Puglia uplift (SE-Italy): an anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere*. Tectonics, 13, 5, 1309-1321.
- IANNONE & PIERI, 1982 - *Caratteri neotettonici delle Murge*. Geol. Appl. e Idrogeol., XVII, 147-159.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale: sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 177-202.

- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. Ital., 8, 831-843.
- PIERI P. (1980) - *Principali caratteri geologici e morfologici delle Murge*. Murgia sotterranea. Boll. Speleo. Martinese, Anno II, 2, 13-19, Martina Franca.
- PIERI P., SABATO L. & TROPEANO M. (1994) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria della Fossa Bradanica a Sud dell'Ofanto nel Pleistocene*. In: Guida alle escursioni, 77° Congr. Soc. Geol. It. Bari., Quad. Bibl. Prov. Matera, 15: 35-54. (Eds.) Osanna, Venosa (PZ).
- RICCHETTI G. (1980) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa bradanica e delle Murge*. Boll. Soc. Geol. It., 99: 421- 430.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F. & PIERI P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'Avampaese Apulo*. Mem. Soc. It., vol. 41, 57-82.
- SABATO L. (1993) - *Gravelly terraced delta in the Lower Pleistocene "Calcarene di Gravina" Formation (Southern Italy)*. In: 3rd Int. Workshop on Fan Deltas, organized by Korean Sed. Res. Group, Abstract, 32-33, Korea.
- SABATO L. (1996) - *Delta calcareo terrazzato nella Calcarene di Gravina (Pleistocene inferiore) (Minervino, Murge nord-occidentali)*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 517-526.
- SABATO L. (2003) - *Il sito del paleodelta di Minervino (Murge nord-occidentali)*. In: Conservazione e valorizzazione del patrimonio geologico". Suppl. Fasc 1/2003 Geologia dell'Ambiente, Atti Convegno Rionero in Vulture, 13-14 aprile 2002, 193-200.
- SELLA M., TURCI C. & RIVA A. (1988) - *Sintesi geopetrolifera della Fossa Bradanica (Avanfossa della catena Appenninica)*. Mem.Soc. Geol. It., 41: 87-107.

IL MONTE CARPEGNA (MARCHE SETTENTRIONALI): UN ATLANTE DEI GRANDI MOVIMENTI FRANOSI

Pierluigi Pieruccini & Mauro Coltorti

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena, Via Laterina 8, 53100 Siena - pieruccini@unisi.it

Riassunto

I versanti del Monte Carpegna (Marche settentrionali) sono interessati da una eccezionale varietà di grandi movimenti franosi, in atto o quiescenti, con morfologie associate molto evidenti. La presenza di grandi fenomeni gravitativi è prevalentemente dovuta al peculiare assetto geologico-strutturale dell'area e alla sua più recente evoluzione geomorfologica. La facilità di accesso ai versanti del M.Carpegna, le dimensioni dei fenomeni franosi e la loro varietà tipologica costituisce un patrimonio di alto valore didattico e scientifico da valorizzare per l'unicità dell'ambiente.

Introduzione

La salvaguardia del Patrimonio geologico e dei geositi, che ne rappresentano le emergenze più significative, sta acquisendo maggiore interesse sia per il diffondersi di un turismo ecosostenibile sia per una cresciuta sensibilità nei confronti della tutela del patrimonio naturalistico e paesaggistico. Si è trattato di una vera e propria rivoluzione culturale culminata con l'introduzione del concetto di geodiversità (Sharples, 1995). Successivamente, anche grazie all'interessamento dell'UNESCO, sono stati quindi proposti i geositi (Wimbledon, 1996) cioè le località o porzioni di territorio dove sia possibile definire un interesse geologico o geomorfologico volto alla loro tutela, conservazione e valorizzazione. In questo senso più recentemente maggiore attenzione anche all'individuazione di siti di particolare interesse geomorfologico (Geomorfositi, Panizza, 2001) cioè quelle forme del paesaggio che fanno parte a tutti gli effetti del patrimonio culturale, ecologico ed economico (geoturismo) di una determinata area (Panizza & Piacente 1993, Carton *et alii*, 1994, Panizza & Piacente, 2003). Secondo altre definizioni i geomorfositi dovrebbero avere un significato più strettamente scientifico e cioè di particolare importanza per la conoscenza della storia della Terra e per la ricostruzione dell'evoluzione della vita del clima e della Terra nel suo complesso (Reynard, 2004, 2005a, 2005b, Reynard *et alii*, 2007). In questo lavoro vengono illustrate le caratteristiche geomorfologiche salienti utili come proposta per la creazione e valorizzazione di un esteso geosito di carattere prevalentemente geomorfologico, il Monte Carpegna. In uno spazio relativamente limitato sono presenti movimenti franosi di grandi dimensioni e diversa tipologia, geometria e stato di attività, con una chiarezza delle morfologie associate che raramente sono osservabili in altri contesti geomorfologici di così facile accesso.

Lo studio dell'area, i cui tratti salienti sono associati a movimenti gravitativi di grandi dimensioni, è stato condotto attraverso il rilevamento geomorfologico di campagna e la foto interpretazione e riportato sulle Carte Tecniche Regionali alla scala 1:10.000 (Pieruccini, 2001; Regione Marche, 2003). Per la sintesi dei dati cartografati e l'analisi statistica della distribuzione dei fenomeni franosi la scala scelta per la rappresentazione finale è stata 1:25.000 (Pieruccini, 2001).

Inquadramento geologico e geomorfologico

Il Monte Carpegna (m 1415 s.l.m.) si trova nella Regione Marche nella porzione settentrionale dell'Appennino Umbro-Marchigiano al confine con le regioni Emilia-Romagna e Toscana. Ricade in gran parte all'interno della Carta Geologica d'Italia F° 267 San Marino (ISPRA, 2010) e in misura minore all'interno dei FF. 266 Mercato Saraceno, 278 Pieve S. Stefano e 279 Urbino. Si tratta di un rilievo isolato che costituisce lo spartiacque tra il Fiume Marecchia a NO e il Fiume Foglia a SE. I versanti sono asimmetrici, più acclivi a SSE e NNO e meno acclivi a NE (Fig. 1).

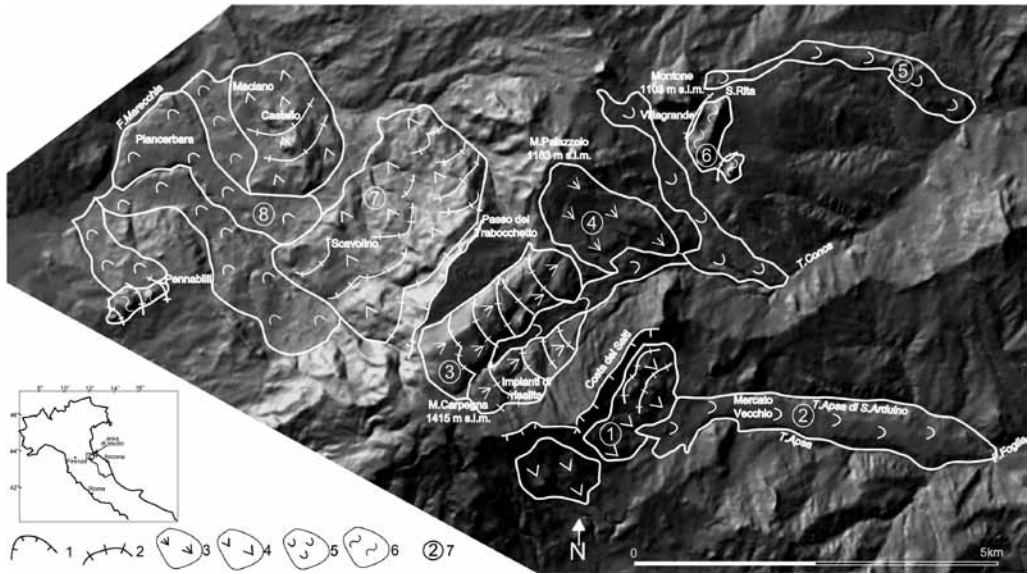


Fig. 1 - Schema geomorfologico dell'area di studio.

1- Corona di frana; 2- Trincea; 3- Corpo di frana per scivolamento traslazionale; 4- Corpo di frana per scivolamento rotazionale; 5- Corpo di frana per colamento; 6- Corpo di frana per espansione laterale; 7- Frane citate nel testo.

Dal punto di vista geologico il rilievo è ubicato nell'unico tratto dell'Appennino Umbro-Marchigiano caratterizzato dalla sovrapposizione, più o meno caotica, delle Unità Liguri, Sub-Liguri ed Epiliguri sulle Unità Umbro-marchigiane-romagnole, a loro volta costituite da più unità sovrapposte tettonicamente (Fig. 2). Nell'Appennino si tratta dell'area più orientale di affioramento delle Unità Liguri e Sub-Liguri (Cretacico-Eocene), in posizione alloctona, ed Epiligure (Oligocene superiore-Messiniano) in posizione semialloctona. Esse costituiscono la Coltre della Val Marecchia, la cui messa in posto sarebbe avvenuta per meccanismi prevalentemente gravitativi (Conti *et alii*, 1987; De Feyter, 1991; Conti, 1994). La sottostante successione Umbro-marchigiana-romagnola (Langhiano-Pliocene medio), considerata neoautoctona, nella porzione più occidentale è stata coinvolta nelle fasi di messa in posto della Coltre e risulta deformata mentre in quella più orientale (Pliocene inferiore e medio) la deformazione è blanda.

Le formazioni affioranti sono (dal basso verso l'alto):

- 1) Argille Varicolori (AVV), argille e argilliti policrome e subordinatamente calcareniti, arenarie, siltiti nocciola e calciliti verde chiaro. Raramente sono presenti olistoliti di breccie diasprigne e ofiolitiche. Lo spessore massimo è di circa 600 m. Età: Cretacico inf.-Paleocene.
- 2) Formazione di Sillano (SIL), alternanze di peliti grigie e policrome e calcari marnosi verdastri. Lo spessore varia da 0 a 350 metri; è presente solo sul versante nordoccidentale in continuità o eteropia con AVV e con passaggio netto al soprastante FMM. Età: Cretacico sup.-Eocene inf.

- 3) Formazione di Monte Morello (FMM), costituita da un'alternanza di calcari e calcari marnosi torbiditici, calcareniti e marne di colore chiaro. La base delle calcareniti è talora marcata da micro conglomerati e localmente sono presenti livelli di breccie a nummuliti. Lo spessore massimo è di circa 700 m. Età: Eocene inf.-medio.
- 4) Formazione di San Marino (SMN), calcari di piattaforma massivi grigi, areniti glauconitiche e calcareniti bioclastiche. Lo spessore è di circa 200m. Età: Burdigaliano sup.-Serravalliano inf. (Fig. 2)

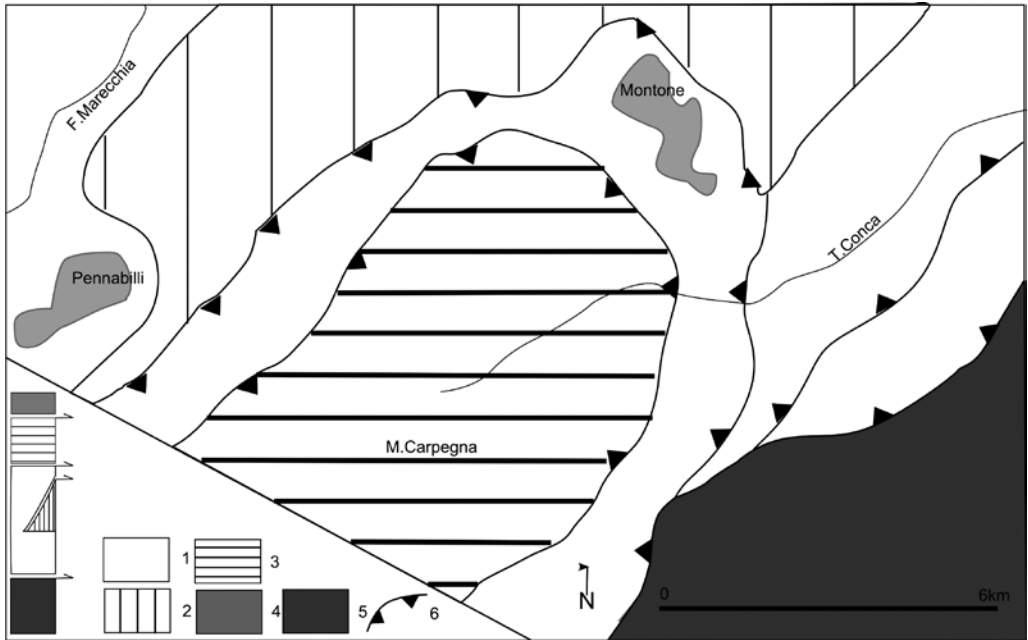


Fig. 2 - Schema strutturale e dei rapporti strutturali dell'area di studio.

1- AVV; 2- SIL; 3- FMM; 4 - SMN; 5 - Successione Umbro-Marchigiana; 6 - Sovrascorrimenti.

Dal punto di vista geomorfologico l'area è caratterizzata da due grandi unità fisiografiche che corrispondono a quelle strutturali. L'unità occidentale corrisponde al rilievo del Monte Carpegna, mentre quella orientale ai rilievi collinari del bacino 'periadriatico'. La sommità del Monte Carpegna è caratterizzata dai lembi residui di una superficie di spianamento modellatasi a quote prossime al livello del mare, alla fine del Pliocene inferiore (Deamngeot, 1965; Calamita *et alii*, 1999a,b; Coltorti & Pieruccini, 2002). Questa superficie marca l'inizio del sollevamento delle dorsali dell'Appennino Umbro-Marchigiano, mentre nell'area periadriatica proseguiva la sedimentazione marina. Poco più ad oriente i depositi marini deformati della Coltre della Val Marecchia e del Pliocene inferiore sono seppelliti in discordanza da depositi marino-costieri del Pliocene inferiore finale e medio che marcano la fine degli accavallamenti tettonici. La definitiva emersione dell'area può essere attribuita al Pleistocene inferiore-medio, età dei depositi marini più recenti presenti alla sommità delle sequenze nel bacino periadriatico (Ambrosetti *et alii*, 1982; Calamita *et alii*, 1999a,b).

La presenza di terreni con forte contrasto di competenza ha favorito l'erosione selettiva e generato un paesaggio caratterizzato da forme di erosione di tipo calanchivo in corrispondenza dei litotipi argillosi (AVV, SIL) e di morfologie rupestri in presenza delle formazioni litoidi più competenti (FMM, SMN). L'agente morfogenetico principale è comunque la gravità. I versanti sono infatti interessati da numerosissimi fenomeni franosi (circa 4200 su un'area di circa 650 km², Pieruccini, 2001) di diversa tipologia ed estensione. Di conseguenza l'evoluzione dei versanti, l'idrografia superficiale, l'attività antropica passata e attuale e

l'uso potenziale del suolo risultano fortemente condizionati dalla presenza di movimenti gravitativi diffusi. La forma dei versanti subisce continue modificazioni indotte dall'attivarsi di movimenti franosi più o meno superficiali principalmente in corrispondenza degli eventi piovosi, anche di breve durata e scarsa intensità che frequentemente arrivano a modificare anche la rete idrografica. L'intensità di tali dinamiche genera pericolosità e rischi geologici elevati, condizionando fortemente l'attività antropica, la stabilità dei centri abitati e delle infrastrutture e costringendo la comunità a sopportare alti costi per la mitigazione del rischio, per le riparazioni dei danni e per la programmazione di ulteriori opere. Nell'area esiste un'ampia letteratura di carattere applicativo riguardanti le frane e le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (Cancelli *et alii*, 1987; Gori *et alii*, 1986; Gori & Vannucci, 1987; Conti & Tosatti, 1991; Antonini *et alii*, 1993; Angeli *et alii*, 1996; Bisci *et alii*, 1996; Guzzetti *et alii*, 1996).

La franosità del territorio della Val Marecchia e dell'area del Montefeltro è nota nelle cronache sin dal Medio Evo (Persi *et alii*, 1993). Frane disastrose o riattivazioni di antiche frane sono segnalate nell'area di Maciano nel XIV secolo circa e in alcuni centri abitati a nord e ad est dell'area di studio quali S. Agata Feltria nel 1561, Maiolo nel 1700 e Peticara nel 1885. Documenti storici testimoniano come le diverse Amministrazioni del Montefeltro ebbero problemi nella regolare riscossione dei tributi a causa dei danni provocati alla rete viaria dalle frane (la strada Novafeltria-Badia Tedalda viene realizzata definitivamente solo dopo l'Unità d'Italia) che isolavano i centri abitati e gli insediamenti agricoli per intere stagioni, impedendo un normale sfruttamento delle risorse agricole e silvicole dell'area (Persi *et alii*, 1993). Nonostante ciò tra il 1300 e il 1500, durante il Ducato dei Montefeltro, quasi tutta l'area aveva vissuto un periodo di particolare floridità economica, testimoniata dalla costruzione di numerosi castelli e borghi fortificati e dalla nascita di numerosi insediamenti agricoli e pastorali. Alla fine del 1500 con la crisi dei Montefeltro e il mutato scenario politico e sociale tutta l'area subisce un tracollo economico e viene in gran parte spopolata. Le cronache riferiscono di frequenti e disastrosi episodi franosi le cui cause possono ricercarsi anche nel peggioramento climatico della Piccola Età Glaciale (1550-1850 AD circa, Lamb, 1969). Non si devono però escludere le conseguenze dell'intenso sfruttamento del territorio seguito all'incremento demografico e al "boom" economico del periodo dei Montefeltro. Tale congiuntura demografica ed economica aveva condotto al disboscamento e alla messa a coltura della maggior parte del territorio, sia collinare sia montano, con conseguente denudamento dei versanti ed erosione della copertura pedogenetica, tutt'oggi quasi completamente assente. In questo quadro è perciò difficile analizzare e distinguere il ruolo avuto dalle presunte variazioni climatiche (soprattutto in termini di aumento della piovosità) e l'effetto di *feed-back* dovuto al concomitante impatto antropico sul territorio.

La morfogenesi gravitativa nell'area del Monte Carpegna

I versanti sono interessati su ogni lato da frane spesso indicate in letteratura come Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV) di dimensioni plurichilometriche (*sensu* Dramis & Sorriso-Valvo, 1994 *cum bib.*). Queste ultime sono riconducibili a *Sackung* (*saggings*), *rock-block slides*, *rock-flows*, espansioni laterali e movimenti complessi (Jahn, 1964; Zischinsky, 1969; Nemčok *et alii*, 1972; Varnes, 1978; Hutchinson, 1988). I caratteri peculiari delle DGPV sono:

- a) le grandi dimensioni della massa coinvolta nel movimento e spessori dell'ordine delle centinaia di metri;
- b) la superficie di distacco non ben individuata ed il movimento ad uno stadio embrionale (Hutchinson, 1988; Coltorti *et alii*, 2009);
- c) lo spostamento della massa insignificante rispetto al volume interessato dal fenomeno;
- d) velocità bassa (anche se con periodi di accelerazione e stasi), spesso non osservabile senza misura-

zioni di precisione. Riattivazioni generalizzate si possono avere durante importanti sismi (DGPV co-sismiche, Dramis & Sorriso-Valvo, 1983). Nel caso del Monte Carpegna, i movimenti gravitativi hanno in genere geometrie, spessori, volumi e tipologie di movimento ben identificabili per cui rientrano in genere tra i "grandi movimenti franosi".

L'attivazione e l'evoluzione di tali movimenti è legata principalmente alle caratteristiche litologiche ed all'assetto strutturale delle formazioni affioranti che costituiscono evidenti fattori predisponenti. Alla base dei versanti del Monte Carpegna sono infatti presenti terreni prevalentemente argillosi (AVV, SIL) con proprietà geotecniche scadenti e predisposizione al rammollimento (Esu, 1977, Gori & Vannucci, 1987, Morgestern & Cruden, 1977). Essi sono sovrastati da formazioni litoidi (FMM, SMN) che determinano un assetto idrogeologico caratterizzato da due corpi sovrapposti a forte contrasto di permeabilità, con formazione, al contatto tra i due litotipi, di sovrappressioni dovute al carico e risorgenze di acqua. L'approfondimento del reticolo idrografico è favorito sia dalla impermeabilità del substrato argilloso, che dalla sua facile erodibilità con formazione di una elevata energia del rilievo e conseguente forte acclività dei versanti. Infine, non deve essere sottovalutato il ruolo delle pratiche agricolo-pastorali e del disboscamento sin dai tempi protostorici, soprattutto a spese della copertura pedogenetica e vegetale. In alcune cronache e resoconti del XVIII secolo si parla di continua "fermentazione" del terreno per riferirsi all'aspetto delle argille del Montefeltro (Persi *et alii*, 1993) ed il geografo Boscovich nel XVIII secolo riportava di "...esser giunto in un paese (il Montefeltro) in cui i pochi alberi andavan camminando al pari degli uomini" (Persi *et alii*, 1993). Le cause scatenanti, di questi grandi fenomeni gravitativi sono da considerarsi prevalentemente negli eventi meteorici e nell'approfondimento del reticolo idrografico. La causa meteorologica sembra essere la principale dalla quale, nelle diverse situazioni locali, discendono le altre. Non si possono naturalmente escludere attivazioni o riattivazioni di movimenti franosi in corrispondenza dei principali eventi sismici (Gasparini & Maramai, 1989; Dramis & Sorriso-Valvo, 1994; Bisci *et alii*, 1996).

Le frane del Monte Carpegna

Il versante sud-orientale

Questo versante è caratterizzato da una scarpata continua di oltre 4 km di lunghezza (Costa dei Salti) con uno sviluppo verticale di circa 6-700 metri lungo la quale è possibile osservare il massimo spessore in affioramento di FMM, in giacitura a traversopoggio (verso NE) di circa 20°. Tale scarpata costituisce la corona di due grandi movimenti per scivolamento rotazionale (*sensu* Varnes, 1978) o *multiple rotational slips D2c* (*sensu* Hutchinson, 1988) (Fig. 1-1). I corpi di frana hanno dimensioni che raggiungono i 2 km sia in ampiezza che in lunghezza. Il carattere rotazionale del movimento è ben indicato dalla presenza di estese contropendenze e dalla giacitura degli strati sul corpo di frana dove si riconosce un'immersione verso nord con inclinazioni che superano i 40° (Fig. 3). I corpi di frana sono ben osservabili percorrendo la rete viaria che da Carpegna conduce a Mercato Vecchio verso E e dalla strada che da quest'ultima località conduce a Villagrande verso N. I corpi di frana sono parzialmente rivegetati con vegetazione arborea di età pluridecennale e solo locali e parziali riattivazioni sono indicate da rigonfiamenti e rotture superficiali. Alla base della scarpata di Costa dei Salti si individua inoltre una grande frana che si estende per circa 5 km di lunghezza con un'ampiezza massima di circa 800 metri (Fig. 1-2). La frana si origina al contatto tra FMM e AVV, ma nel suo sviluppo longitudinale la massa attraversa altre formazioni (Formazione a Colombacci, Argille Azzurre, Formazione Marnoso Arenacea) e termina sull'alveo del Fiume Foglia dal quale è a sua volta reincisa. Sui fianchi della frana si sono approfonditi per circa 25 metri i Torrenti Apsa di S. Arduino e Apsa. Lungo queste incisioni sono presenti numerose colate attive. Lungo le incisioni è possibile



Fig. 3 - La frana per scivolamento rotazionale di Costa dei Salti. La rotazione dei blocchi è evidenziata dalla giacitura contro monte degli strati (indicati dalla freccia) e dalle vistose contropendenze e trincee a monte del corpo di frana.

osservare il corpo della frana costituito da un complesso caotico di AVV e pezzame, di dimensioni variabili dalle ghiaie ai blocchi, di FMM. Sono presenti inoltre lembi disorganizzati e caotici degli altri litotipi attraversati nel movimento. Le caratteristiche del corpo di frana e la sua geometria indicano un movimento per colamento misto di terra, fango e roccia (Varnes, 1978) o *flow slides E3* (Hutchinson, 1988). Lo spessore supposto della massa in frana è superiore ai 25 metri, poiché nelle incisioni non è mai stata osservata la superficie di scorrimento inferiore. La superficie topografica della frana degrada verso il Fiume Foglia con un'inclinazione costante di pochi gradi ed è caratterizzata dall'assenza di marcati gradini, rigonfiamenti, lobi e trincee, che di norma costituiscono gli indizi di movimento in atto. Una quiescenza del movimento è indicato anche dalla presenza di centri abitati (p.e. Mercato Vecchio) e da una rete viaria (p.e. verso Macerata Feltria) non deformati. L'aspetto generale di tale superficie è quello di un *glacis* di erosione (Fig. 4), modellato dopo la messa in posto della frana, verosimilmente durante le condizioni climatiche aride della fine del Pleistocene.



Fig. 4 - La frana per colamento di Mercato Vecchio. La superficie della frana è caratterizzata da una morfologia regolare (un *glacis*) sulla quale sono presenti numerosi insediamenti e non presenta indizi di attività. Lungo le incisioni presenti sui fianchi sono invece presenti numerosi fenomeni gravitativi di piccole dimensioni.

Il versante nord-orientale

Il versante NE del Monte Carpegna è caratterizzato da un giacitura a franapoggio con strati inclinati di circa 10-25° verso NE. Sono presenti numerose trincee trasversali con lunghezze superiori al chilometro e ampiezze pluridecametriche che interessano i terreni di FMM (Fig. 1-3) ed indicano movimenti gravitativi incipienti. In corrispondenza degli impianti di risalita si individua una scarpata e numerose trincee che raggiungono i 100 m di larghezza e che individuano dei blocchi di FMM (Fig. 5). Questa porzione di versante è inoltre interessata da vistosi rigonfiamenti per una larghezza di circa 4 km e una lunghezza di circa 3 km. La continuità laterale delle scarpate di erosione selettiva modellate sui livelli più calcarei di FMM nei settori prossimi alla vetta sono interrotte bruscamente (Fig. 6). Si tratta di movimenti di scivolamento traslazionale (Varnes, 1978) o *planar rock block slides D4d* (Hutchinson, 1988) che presentano locali riattivazioni per colamento talora di grandi dimensioni.



Fig. 5 - Le trincee sub parallele di dimensioni pluridecametriche che si aprono sul versante nord-orientale del M.Carpegna e che individuano blocchi di substrato isolati.



Fig. 6 - Il corpo di frana sul versante nord-orientale del M. Carpegna è caratterizzato da numerosi rigonfiamenti, ondulazioni, gradini e trincee che interrompono la continuità della scarpate di erosione selettiva osservabili sulla sinistra della foto.

Il versante sudorientale del M. Palazzolo (a NE del M. Carpegna, Fig. 1-4) è caratterizzato da una giacitura di FMM a franapoggio con la stessa inclinazione del pendio. L'intero versante (circa 3 km di lunghezza e 2 km di larghezza) è interessato da una frana analoga alla precedente anche se in questo caso manca una corona ben definibile e sono assenti le trincee sebbene siano presenti vistosi rigonfiamenti. La morfologia più eclatante è costituita dalla presenza nella parte sommitale di una *free face* biancastra sulla superficie degli strati a franapoggio che indica il movimento di scivolamento planare in atto (Fig. 7).



Fig. 7 - La frana per scivolamento traslazionale del versante sud-orientale del M. Palazzolo. La superficie della frana è caratterizzata da numerose ondulazioni mentre nella parte sommitale si osserva, indicata dalle frecce, la superficie biancastra che indica il continuo movimento sulla superficie di distacco in corrispondenza della superficie di strato.



Fig. 8 - Il corpo di frana del colamento di S. Rita, in posizione sospesa sullo spartiacque tra due corsi torrentizi. L'ammasso è costituito da detrito angoloso e blocchi di SMN. Sono visibili anche lembi della sottostante AVV coinvolta nel movimento.

A NE di questa frana sono presenti frane per colamento di grandi dimensioni che interessano i versanti occidentali (Villagrande) e orientali (S. Rita) di Montone (Fig. 1-5) Entrambe hanno dimensioni chilometriche e si originano al contatto tra SMN e AVV che in genere si presenta coperto da grossi spessori di detriti. La frana di Villagrande è reincisa sui fianchi di circa 20 metri dall'erosione torrentizia. La frana di S. Rita è total-

mente svincolata dalla morfologia attuale. Infatti il relitto del corpo di frana (Fig. 8) costituisce lo spartiacque tra due torrenti minori ed è sospeso di circa 100 metri sul fondo valle. Esso è costituito da un ammasso caotico ed eterometrico, dello spessore di circa 20 metri, formato da blocchi provenienti da SMN con molta matrice siltosa calcarea biancastra. Il grado di cementazione è generalmente scarso e varia localmente a seconda della quantità di matrice. All'interno dell'ammasso detritico sono presenti alcuni lembi irregolari di AVV coinvolti nel movimento.

La caoticità del corpo di frana e le sue dimensioni suggeriscono meccanismi rapidi e catastrofici di messa in posto, tipo *rock avalanche* o *sturzstrom* (Hutchinson, 1988), originatisi alla base del versante di Montone probabilmente in condizioni morfoclimatiche diverse dalle attuali.

Lungo i versanti sud orientali di Montone è presente infine un espandimento laterale (Varnes, 1978) o *block type slope movements H2* (Hutchinson, 1988). Il rilievo de Il Montone costituisce un affioramento isolato di SMN a contatto diretto con AVV. Verso SE sono presenti altri due rilievi costituiti da SMN di dimensioni minori e posti a quote progressivamente inferiori (Fig. 1-6) costituiti da ammassi rocciosi intensamente fratturati e deformati tanto che solo localmente è riconoscibile la stratificazione originaria. Tali rilievi sono separati dal rilievo de Il Montone da trincee profonde fino a 120 metri e ampie fino a 2-300 metri (Fig. 9) colmate da elevati spessori di detrito monogenico di SMN. Questi rilievi rappresentano porzioni di frana che hanno interessato la sommità del versante e si sono mossi lungo una superficie di scivolamento a bassa pendenza ubicata al contatto con le AVV. Le morfologie non consentono di valutare la velocità del movimento che sembra essere lento e progressivo nel tempo non lasciando però escludere periodi di riattivazioni più rapide.



Fig. 9 - La frana per espandimento laterale che interessa il Montone. Il rilievo sulla sinistra, costituito di SMN poggianti in discordanza su AVV, è in posto mentre sulla destra si osservano i blocchi via via più alterati e di dimensioni minori tra i quali sono interposte le trincee le cui dimensioni superano i 100 metri.

Il versante nord-occidentale

Il versante nord occidentale del Monte Carpegna presenta il maggior dislivello poiché sovrasta direttamente il fondovalle del F. Marecchia con uno sviluppo verticale fino a 1100 metri. Lungo il versante sono presenti i contatti stratigrafici e tettonici tra AVV, SIL e FMM. La morfologia è complessa, caratterizzata da numerosi rigonfiamenti, contropendenze e ondulazioni. Le morfologie sono tipiche di grandi movimenti gravitativi complessi, trattandosi spesso di grandi frane coalescenti che interagiscono e che rendono difficile l'individuazione della tipologia principale di movimento. L'attività recente è testimoniata dai numerosi danni agli edifici e alle infrastrutture dei centri abitati (es. Scavolino, Maciano, Pennabilli). Nella parte

alta del versante, dove affiorano i terreni litoidi di FMM, sono presenti numerose evidenze di scivolamenti rotazionali (Varnes, 1978) o *listric compound saggings CL* (Hutchinson, 1988) (Fig. 1-7) ben individuabili dalla rotazione contromonte degli strati originariamente a traversopoggio. A monte del versante si individuano ampie trincee e contropendenze (Scavolino, P.sso del Trabocchetto) solo localmente riempite con modesti spessori di depositi detritici e colluviali. Grandi frane per scivolamento rotazionale a spese di FMM sono anche presenti nella parte media e bassa del versante (Maciano, Castello) e un espandimento laterale interessa l'area di Pennabilli caratterizzata dall'affioramento di placche di SMN in discordanza su AVV e SIL. Nella porzione media e bassa del versante, dove si verifica il contatto tettonico e stratigrafico tra i terreni litoidi di FMM e quelli pelitici di AVV e SIL, le forme sono quelle tipiche dei colamenti lenti (Varnes, 1978) e dei *flow slides E3* (Hutchinson, 1988) caratterizzati dalla coalescenza di numerosi corpi di frana sulla cui superficie sono presenti numerosi rigonfiamenti di dimensioni pluridecimetrica e contropendenze. Alcuni di questi colamenti (Piancerbara, Fig. 1-8) presentano una caratteristica forma a lobo al piede della frana con dimensioni che superano 1 km di ampiezza (Fig. 10). In particolare questa frana raggiunge il fondovalle del F. Marecchia, espandendo il lobo frontale all'interno della pianura alluvionale e deviando il corso d'acqua verso nord.



Fig. 10 - Il versante NO del M. Carpegna soggetto a grandi movimenti gravitativi di diversa tipologia. Nella parte alta prevalgono gli scivolamenti rotazionali mentre nella parte bassa del versante si osserva il grande lobo frontale del colamento di Piancerbara.

Conclusioni

Il Monte Carpegna dato il suo particolare assetto geologico e geomorfologico costituisce una delle migliori località dell'Appennino settentrionale dove sia possibile osservare un'eccezionale varietà di tipologie di frane di grandi dimensioni con ripercussioni sull'ambiente naturale e su quello antropico.

Dal punto di vista geomorfologico possiede un alto valore didattico poiché tutte le evidenze geologiche e geomorfologiche sono ben visibili, riconoscibili e facilmente accessibili sia in auto sia a piedi. Le morfologie tipiche delle grandi frane sono molto chiare e di dimensioni tali da renderne facile l'individuazione e il loro utilizzo a scopo didattico e divulgativo. Sono inoltre inserite in un contesto (il Montefeltro) la cui franosità diffusa è ben nota sin da tempi storici e possiedono quindi un interesse primario di carattere prevalentemente geomorfologico, geologico-applicativo e paesistico. Il Monte Carpegna si presta dunque alla realizzazione di itinerari didattici e naturalistici per la facilità di accesso, la brevità dei percorsi e la concentrazione in un'area limitata di numerose tematiche geomorfologiche e geologiche peculiari.

Bibliografia

- AMBROSETTI P., CARRARO F., DEIANA G., DRAMIS F. (1982) - *Il sollevamento dell'Italia Centrale tra il Pleistocene Inferiore e il Pleistocene Medio*. Contributo conclusivo per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, CNR p.f. "Geodinamica", s.p. "Neotettonica", 356, 1341-1343.
- ANGELI M.G., BISCI C., BURATTINI F., DRAMIS F., LEOPERDI S., PONTONI F., PONTONI F. (1996) - *Two examples of large scale landslides affecting built-up areas in the Marche region (Central Italy)*. Quaderni di Geologia Applicata, 3, 1, 131-140.
- ANTONINI G., CARDINALI M., GUZZETTI F., REICHENBACH P., SORRENTINO A. (1993) - *Carta Inventario dei Movimenti Franosi della Regione Marche ed Aree Limitrofe*. GNDCI Pub. No. 580, Carta in scala 1:100,000.
- BISCI C., BURATTINI F., DRAMIS F., LEOPERDI S., PONTONI F., PONTONI F. (1996) - *The S. Agata Feltria landslide (Marche Region, central Italy): a case of recurrent earthflow evolving from a deep-seated gravitational slope deformation*. Geomorphology, 15, 351-361.
- CALAMITA F., COLTORTI M., PIERUCCINI P., PIZZI A. (1999a) - *Evoluzione strutturale e morfogenesi plio-quadernaria dell'Appennino umbro-marchigiano tra il pedappennino umbro e la costa adriatica*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 118, 125-139.
- CALAMITA F., COLTORTI M., PIERUCCINI P., PIZZI A. (1999b) - *Major steps in Plio-Quaternary Development of Apennine Relief in Central Italy*. Terra Antarctica, 3, Proceedings of the Workshop "Geological Records of Global and Planetary Changes" (P.Barret & G.Orombelli Eds), 167-172.
- CANCELLI A., PELLEGRINI M., TOSATTI M., BERTOLINI G. (1987) - *Alcuni esempi di deformazioni gravitative profonde di versante nell'Appennino settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., 39, 447-466.
- CARTON A., CAVALLIN M., FRANCAVILLA F., MANTOVANI F., PANIZZA M., PELLEGRINI G.B., TELLINI C. (1994) - *Ricerche ambientali per l'individuazione dei beni geomorfologici. Metodi e esempi*. Il Quaternario 7(2), 365-372.
- COLTORTI M., PIERUCCINI P. (2002) - *The Late Lower Pliocene Planation Surface and Mountain Building of the Apennines (Italy)*. Studi geologici Camerti, Volume Speciale International Workshop "Large scale vertical movements and related gravitational processes, 45-60.
- COLTORTI, M., RAVANI S., CORNAMUSINI G., IELPI, A., VERRAZZANI F. (2009) - *A sagging along the eastern Chianti Mts., Italy*. Geomorphology, 112, 15-26.
- CONTI, S. (1994) - *La geologia dell'alta Val Marecchia (Appennino tosco-marchigiano)*. Atti Tic. Sc. della Terra 37, 51-98.
- CONTI S., FREGNI P., GELMINI R. (1987) - *L'età della messa in posto della coltre della Val Marecchia. Implicazioni paleogeografiche e strutturali*. Mem. Soc. Geol. Italiana, 39: 143-164.
- CONTI S. & TOSATTI G. (1991) - *Le 'placche' di San Leo e Pennabilli (Val Marecchia): rapporti fra gli elementi strutturali e le deformazioni gravitative profonde*. Conv. Naz. Giov. Ric. in Geol. Appl, Gargnano sul Garda (BS), 1991, 1991, Atti I Conv. Naz. Giov. Ric.. In: Geol. Appl: 57-66.
- DE FEYTER A.J. (1991) - *Gravity tectonics and sedimentation of the Montefeltro (Italy)*. Geol. Ultraiectina, 35: 1-168.

- DEMANGEOT J. (1965) - *Geomorphologie des Abruzzes Adriatiques*. C.N.R.S., Paris, 1-278.
- DRAMIS F., SORRISO-VALVO M. (1983) - *Two cases of earthquake-triggered gravitational spreading in Algeria and in Italy*. R. Soc. Geol. It., 6, 7-10.
- DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics*. Engineering Geology 38, 231-243.
- ESU F. (1977) - *Behaviour of slopes in structurally complex formations. In International Symposium on the Geotechnics of structurally complex formations, Capri, Italia, Vol. 2, 292-304.*
- GASPARINI C. & MARAMAI A. (1989) - *Analisi della sismicità del Montefeltro*. Geologia Tecnica, 4: 26-31.
- GORI U., CAPUANO N., TONELLI G., VENERI F., VITALI G. (1986) - *Proposta di censimento di movimenti franosi in aree argillose*. Geol. Appl. Idrogeologia, 21: 15-23.
- GORI U. & VANNUCCI F. (1987) - *Argille alloctone e parautoctone della ValMarecchia. Relazioni fra caratteri petrografico-fisici e stabilità*. Mem. Soc. Geol. It., 37, 277-286.
- GUZZETTI F., CARDINALI M., REICHENBACH P. (1996) - *The influence of Structural settings and lithology on landslide type and pattern*. Journal of the Association of Engineering Geologists, 2, 4, 531-555.
- HUTCHINSON J.N. (1988) - *General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology*. In: C.Bonnard (Ed.), Landslides, Balkema, Rotterdam, Vol. 1, 3-36.
- ISPRA (2010) - *Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 F° 267 S. Marino*. Poligrafico dello Stato, Roma.
- JAHN A. (1964) - *Slope morphological features resulting from gravitation*. Z. Geomorphol., S.B., 5, 59-72.
- LAMB H.H. (1969) - *Climatic fluctuations*. In: H.Flohn (ed) World survey of climatology, 2, general climatology. Elsevier Amsterdam, 173-249.
- MORGENSTERN N.R. & CRUDEN D.M. (1977) - *Description and classification of geotechnical complexities*. In International Symposium on the Geotechnics of structurally complex formations, Capri, Italia, Vol. 2, 195-204.
- NEMČOK A, PASEK J, RYBAR J, (1972) - *Classification of landslides and other mass movement*. Rock Mechanism, 4, 71-78.
- PANIZZA M., (2001) - *Geomorphosites: concepts, methods and examples of geomorphological survey*. Chinese Science Bulletin 46, 4-6.
- PANIZZA M. & PIACENTE S. (1993) - *Geomorphological assets evaluation*. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F., Suppl. Bd. 87: 13-18.
- PANIZZA, M. & S. PIACENTE (2003) - *Geomorfologia culturale*. Ed. Pitagora, Bologna.
- PERSI, P., VEGGIANI, A., LOMBARDI, F.V., BATTISTELLI, M., RENZI, G. ALLEGRETTI, G. (1993) - *Le frane nella storia della Valmarecchia*. Comunità Montana Alta Valmarecchia, 1-110.
- PIERUCCINI P. (2001) - *Cartografia Geomorfologica in aree ad elevata franosità: dal rilevamento alla Banca Dati*. Tesi di Dottorato inedita, XII ciclo, Università di Siena.

- REGIONE MARCHE, AA.VV. (2003) - *La Carta Geologica e Geomorfologica della Regione Marche, Scala 1:10.000*. DVD Rom, Giunta Regionale delle Marche Informazioni Territoriali.
- REYNARD E., FONTANA G., KOZLIK L., SCAPOZZA C. (2007) - *A method for assessing «scientific» and «additional values» of geomorphosites*. *Geographica Helvetica*, 62, 158-158.
- REYNARD E. (2004) - *Géotopes, géo(morpho)sites et paysages géomorphologiques*. In: Reynard, E., Pralong J.-P. (eds): *Paysages géomorphologiques. Travaux et recherches 27*, Lausanne, Institut de Géographie: 123-136.
- REYNARD, E. (2005a) - *Géomorphosites et paysages*. In: *Géomorphologie. Relief, processus, environnement 3*, 181-188.
- REYNARD, E. (2005b) - *Geomorphological sites, public policies and property rights. Conceptualization and examples from Switzerland*. *Il Quaternario* 18, 1, 321-330.
- SHARPLES C. (1995) - *Geoconservation in forest management - principles and procedures*. *Tasforests (Tasmania)* 7, 37-50.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movements types and processes*. In: R.L.Schuster & R.J.Krizek (Eds), *Landslides, Analysis and Control*. Nat. Acad. Sci., Washington D.C., Transp. Res. Board, Sp. Rep., 176, 11-33.
- WIMBLETON W.A.P. (1996) - *Geosites - a new conservation initiative*. *Episodes* 19, 87-88.
- ZISCHINSKY U, (1969) - *Über sackungen*. *Rock Mechanics* 1 (1), 30-52.



La Geoarcheologia
Chairman - Gioacchino Lena
Geoarcheologo

Sessione C

DUE GEOARCHEOSITI IN AREA URBANA: PIAZZA DEL POPOLO E PIAZZA ITALIA A REGGIO CALABRIA

Rossella Agostino ¹, Gioacchino Lena ² & Gaetano Osso ³

¹ Soprintendenza per i Beni Archeologici della Calabria, Piazza De Nava, 14 - 89100 Reggio Calabria - rosagost@libero.it

² via Cava San Lorenzo, 15, 87044 Cerisano (CS)

³ ARPACal - Centro Funzionale Strategico Geologia e Ultrastrutture, via Montesanto 123, 87100 Cosenza

Riassunto

Nell'area urbana di Reggio Calabria recenti scavi archeologici, oltre a fornire informazioni sulle attività antropiche e sull'evoluzione della città, hanno consentito di ricostruirne alcune variazioni ambientali. Ne sono venuti fuori due geo-archeositi che presentano importanti valenze geologiche (costituite da alluvioni ricorrenti nell'area reggina e da tracce di terremoti) ed archeologiche le quali, insieme, consentono di tracciare l'evoluzione ambientale ed urbanistica della città in età greca e romana nonché nel lungo periodo che va dalla dominazione bizantina agli effetti del terremoto del 1908. La prima area è quella di Piazza del Popolo, sulle rive del torrente Caserta, che vi scorre adesso in sotterraneo. Si trattava di un sito extraurbano che ha avuto almeno tre fasi di vita in un periodo compreso fra la seconda metà del V sec. a.C. e la fine del IV - inizi III sec. a.C. Le distruzioni delle fasi abitative sono da attribuire a diverse fasi alluvionali con accertati almeno due periodi parossistici tra la fase 1 e la fase 2 e tra la fase 2 e la fase 3.

Differente è il caso dello scavo di Piazza Italia, attuale centro amministrativo ed economico della città. L'opera di ripavimentazione del settore est della piazza è stata preceduta da indagini archeologiche che hanno permesso di indagare l'area fino ad una profondità di 6,50/7 m dall'attuale piano di calpestio. Diverse le fasi cronologiche documentate dai rinvenimenti: dalla fase greca di VII sec. a.C. a quella normanna di XIII sec. d.C. fino ai livelli di età contemporanea. L'uso del sito in età romana, in un arco di tempo compreso tra il II a.C. ed il V sec. d.C., è documentato da diverse strutture murarie che con differenze di orientamento, riprese e modifiche planimetriche, canalizzazioni e varie tipologie di piani pavimentali attestano nel corso del tempo diversi interventi. Interventi documentati anche per l'età tardo-antica e bizantina quando è attestata tra l'altro, la ricostruzione di alcuni edifici dopo la rasatura delle strutture di età precedenti o la loro diversa destinazione funzionale o, ancora, la realizzazione di strutture quali forni per attività produttive. La campagna di scavi, ad oggi ancora in corso, ha offerto inoltre l'opportunità di mettere in luce un tratto di basolato in "pietra di Lazzaro", orientato nord-est, al momento interpretabile come basolato stradale di età imperiale romana la cui natura e sviluppo sarà definibile con certezza solo a conclusione delle ricerche. Al di sopra del livello stradale la stratigrafia risulta caratterizzata da depositi alluvionali e, forse, da strutture sedimentarie imputabili agli effetti di un maremoto.

Come si arguisce da questo primo approccio, si tratta probabilmente di due importanti geoarcheositi che consentono una lettura diacronica dell'evoluzione geomorfologica e antropica dell'area reggina. Per rendere fruibili i due siti è prevista, dopo la fine dello scavo e degli studi relativi, la realizzazione di una copertura in materiale trasparente con cartelli esplicativi che rendano comprensibile quanto la ricerca archeologica e geoarcheologica hanno messo in luce.

Premessa

Da qualche tempo gli scavi archeologici, oltre a fornire informazioni sulle attività antropiche e sull'evoluzione artistica di un popolo, consentono la ricostruzione e l'evoluzione ambientale nei siti oggetto di indagine. Uno degli esempi più recenti è fornito da Reggio Calabria, città martoriata nel corso dei secoli da terremoti, maremoti e alluvioni. Le tracce di questi eventi, avvenuti in tempi storici, sono inseribili a pieno titolo nell'elenco dei geositi regionali (forse di importanza internazionale) e, visto che si tratta di geositi in ambito archeologico, geoarcheositi.

Gli scavi per cui si propone l'inserimento nell'ambito dei geoarcheositi, recenti e non ancora pubblicati, sono avvenuti nell'area urbana di Reggio Calabria (Fig. 1) e, data l'importanza dei risultati ottenuti, verranno resi fruibili attraverso un sistema di pavimentazione trasparente e tabelle illustrative con le indicazioni archeologiche e geologiche di pertinenza che metteranno in risalto i rapporti fra le diverse fasi di antropizzazione e, nel contempo, gli eventi collegati.



Fig. 1. Le aree dei geoarcheositi urbani di Reggio Calabria: Piazza del Popolo (in alto) e Piazza Italia (in basso). Particolare dei siti in fase di scavo (da [www. visual.paginegialle.it](http://www.visual.paginegialle.it))

Piazza del Popolo

Lo scavo archeologico in questione è stato effettuato in occasione della realizzazione di un Centro Polifunzionale Comunale lungo via XXV luglio, immediatamente sul lato nord di Piazza del Popolo, quartiere settentrionale della città, urbanizzato nel ventennio successivo al terremoto del 1908 (Fig. 1). Le strutture venute alla luce sono riconducibili ad area di abitato suburbano di età greca, noto alla letteratura archeologica per alcuni rinvenimenti da contesto di necropoli (Fig. 2).



Fig 2. Lo scavo di Piazza del Popolo

L'area, ubicata allo sbocco di un impluvio di secondaria importanza, è compresa tra la fiumara dell'Annunziata, a nord, e la fiumara Calopinace, a sud, con piano campagna alla quota di circa m 26 s.l.m. Il bacino imbrifero, caratterizzato da *pattern* subdendritico, si delinea dalla località Botte, a nord, raggiunge la quota massima in corrispondenza di monte Alisi (m 371 s.l.m.) e prosegue verso sud fino a Sant'Elia di Condella (Fig. 3). Il corso d'acqua principale, già conosciuto come torrente Caserta, nella sua porzione di valle non è oggi individuabile, verosimilmente a causa delle sistemazioni idrauliche oltre che per l'intensa urbanizzazione avvenuta in corrispondenza del suo sbocco lungo la piana costiero-alluvionale. Fra l'altro, in questi ultimi decenni gli scavi nell'ambito urbano e nelle aree periferiche sono stati per lo più dettati da situazioni di emergenza ai fini della tutela o, al massimo, di verifiche in occasione di progetti di riqualificazione di alcuni quartieri cittadini.



Fig. 3. Stralcio della Carta Geologica della Calabria con indicazione del sito archeologico di piazza del Popolo (freccia). In verde è indicato il bacino imbrifero del T. Caserta.

Litotipi interessati: ac = depositi di litorale (Olocene); af = alluvioni fissate dalla vegetazione o artificialmente (Olocene); q^{cl-s} = conglomerati e sabbie arcose (Pleistocene); P^{cl3} = Conglomerati e sabbie del Calabriano (Pliocene sup.); P^s_{2,3} = sabbie, arenarie e calcareniti (Pliocene).

I terreni interessati appartengono alle successioni sedimentarie del Pliocene e del Pleistocene e sono caratterizzati da un alto grado di erodibilità e permeabilità (Lena, 2010); l'intero settore geologico è inoltre contraddistinto da elevati tassi di sollevamento, prossimi ad 1 mm/anno (Ghisetti, 1981). Le peculiari caratteristiche morfologiche e deposizionali hanno perciò determinato un'elevata energia del rilievo ed incisioni vallive estremamente accentuate dovute agli squilibri tra gli alti tassi di sollevamento ed i processi erosivi avvenuti in passato e, in parte, ancora in atto (Sorriso-Valvo, 1989). Tale squilibrio è evidenziato anche dal "bilancio morfogenetico", ovvero dal rapporto tra degradazione e denudazione, il quale mostra una marcata tendenza verso il secondo termine: prevalgono cioè i processi di allontanamento del regolite dai versanti. L'analisi della cartografia topografica e geologica disponibile portano ad interpretare la presenza di due conoidi alluvionali individuabili nella piana in corrispondenza dello sbocco della fiumara dell'Annunziata e del torrente Caserta. Le quote indicherebbero una maggiore altitudine e, quindi, maggior trasporto solido, maggior deposizione e maggiore importanza per quanto riguarda la fiumara dell'Annunziata. La morfologia allo sbocco del torrente Caserta indicherebbe invece condizioni di deposizione meno concentrate con maggiore apertura del conoide. Allo stato attuale non si può escludere un recente modellamento antropico dato dall'intensa urbanizzazione avvenuta durante le fasi di ricostruzione post-terremoto.



Fig. 4. Pianta dello scavo con relative fasi di vita del sito.

I dati di scavo attestano almeno tre fasi di vita del sito (Fig. 4) e, se la prima è rappresentata da una unica struttura, le successive sono invece documentate da diversi ambienti messi in luce soprattutto nel settore nord; per alcuni è possibile definirne un uso artigianale supportato anche dalla presenza di canalette funzionali a tale destinazione (Fig. 5).



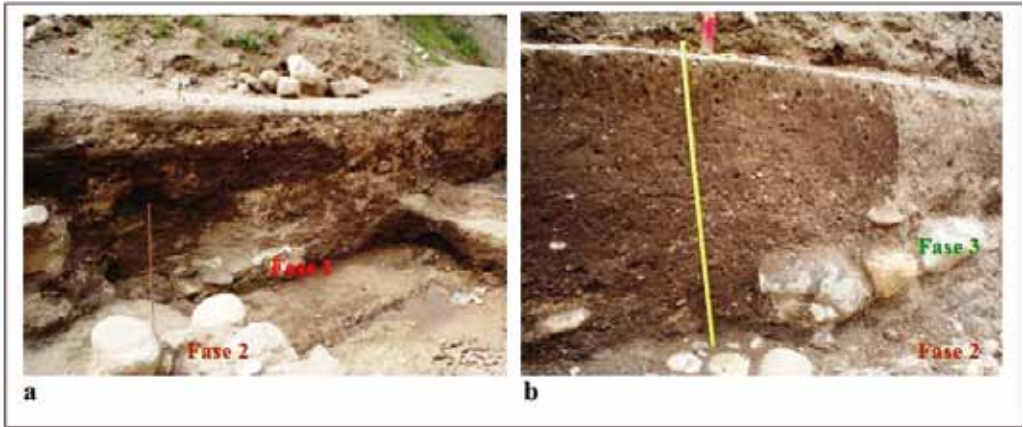
Fig. 5. Canaletta della fase 3.

Ad un esame preliminare dei dati di scavo e dalle tipologie dei materiali ceramici rinvenuti sembra possibile definire un arco cronologico di vita del complesso abitativo/produttivo suburbano compreso tra la fine del IV-inizi III secolo a.C..

L'inizio della fase 1 si trova su uno strato interpretabile come paleosuolo, il che implicherebbe che l'inizio degli insediamenti sarebbe avvenuto in un periodo di stasi o di relativa "calma deposizionale" (Fig. 6a), da cui potrebbero derivare considerazioni sul tipo di condizioni climatiche esistenti.

I processi morfogenetici studiati ben si collegano alla situazione fin qui delineata: sono stati individuati diversi processi deposizionali, generalmente di tipo *debris-flow*, riconducibili a fenomeni alluvionali in cui

sono stati preliminarmente accertati almeno due periodi parossistici rispettivamente tra la fase 1 e 2 e tra la fase 2 e 3 (Figg. 6a e 6b). Altri eventi sono ancora in via di definizione, considerata la presenza di un manufatto che potrebbe essere stato costruito come opera di difesa longitudinale dalle alluvioni, in accordo con il verso delle paleocorrenti da embriatura che tendenzialmente sembrerebbe orientato tra N 230-260°. Dopo l'ultima fase (fase 3), sono osservabili due grandi cicli deposizionali con spessore totale di oltre 4 m a cui, data la mancanza di riferimenti archeologici, non si può attribuire una età certa.



Figg. 6a e 6b. Fasi di vita intervallate dagli eventi deposizionali.

Piazza Italia

Il sito di Piazza Italia è ubicato nelle porzioni centro-meridionali dell'abitato di Reggio Calabria, in destra idrografica della Fiumara Calopinace, nei pressi del suo sbocco sull'esile pianura costiera (Fig. 1).

L'analisi delle quote lascia intuire la presenza di un conoide alluvionale asimmetrico la cui formazione è stata, con ogni probabilità, condizionata sia dai differenti litotipi affioranti lungo le due sponde sia dai processi di trasporto-deposizione-erosione dovuti all'interazione tra correnti fluviali e correnti marino-costiere. Attualmente le opere di urbanizzazione e di regimazione del corso d'acqua ne hanno obliterato l'immediata lettura morfologica; pur tuttavia è possibile ipotizzare la presenza di canali di divagazione lungo il fianco destro (lato nord) e la congiunzione con i depositi del conoide della fiumara di Sant'Agata lungo il lato sud (Fig. 7).



Fig. 7. Stralcio della Carta Geologica della Calabria con indicazione del sito archeologico di piazza Italia (freccia).

Litotipi interessati: ac = depositi di litorale (Olocene); af = alluvioni fissate dalla vegetazione o artificialmente (Olocene); q^{cl-s} = conglomerati e sabbie arcose (Pleistocene); P^{cl-s}_3 = Conglomerati e sabbie del Calabrian (Pliocene sup.); M^s_3 = sabbie micacee mal stratificate con intercalazioni silteose e argillose (Sarmaziano).

L'inquadramento geologico dell'area riflette in *toto* il tipico ambiente di foce delle fiumare e la sua interazione con i processi dei litorali (Cavazza *et alii*, 2005). Come è noto, il regime pluviometrico condiziona gli apporti liquidi dei corsi d'acqua calabresi con periodi di magra abbastanza prolungati interrotti da portate, a volte, catastrofiche. Di conseguenza anche il trasporto solido rispecchia tale andamento, determinando apporti di materiali caotici e impulsivi, sovralluvionamenti del fondo, esondazioni (quando non regimate), progradazione della linea di costa (Miall, 1985). Punta Calamizzi, foce della Fiumara Calopinace è oggi, infatti, più prominente rispetto alle originarie alture del Pleistocene (Cortese, 1895), sebbene il trasporto dei sedimenti lungo la costa sembri indicare una prevalenza delle correnti verso sud (non trascurabile nell'area dello Stretto) con conseguente marcato accrescimento della barra di foce, e della spiaggia, lungo le porzioni meridionali (Fig. 7).

L'affioramento studiato è perciò completamente riferibile alle alluvioni fissate dell'Olocene, riportate in carta geologica con il simbolo "af". La limitata ampiezza dello scavo e l'impossibilità di intercettare analoghi affioramenti nelle vicinanze, permettono solo una trattazione localizzata del sistema deposizionale. Lo studio si è basato sull'analisi cartografica e morfologica di un'area più ampia, comprendente una più vasta porzione della costa ed una estesa fascia intorno al bacino della Fiumara Calopinace, sulla realizzazione di una sezione sedimentologico-stratigrafica di dettaglio e sull'interpretazione del tipo e delle modalità dei processi deposizionali osservabili *in situ* sia in orizzontale sia in verticale ossia nello spazio e nel tempo (Ricci-Lucchi, 1988). Lo studio è stato coadiuvato e integrato con i dati archeologici, soprattutto in ordine alla cronologia e all'interazione eventi naturali-insediamenti-reinsediamenti, emersi dallo scavo.

In base a quanto precisato, le risultanze dello studio inducono a ipotizzare che, da un punto di vista geomorfologico, in antico il sito si trovava lungo il margine destro di un fiume (il Calopinace), quindi in un ambiente deposizionale di formazione di conoidi alluvionali fluviali e continentali (Sorriso-Valvo, 1988), in cui le esondazioni del fiume stesso depositavano i materiali terrigeni che ricoprivano ciclicamente gli insediamenti umani.

Le attestazioni di antropizzazione più antiche poggiano su uno strato giallastro misto di sabbia e ghiaia con limi argillosi, parte marini, parte continentali. Su questo livello (raggiunto con difficoltà e senza la possibilità di effettuare ampliamenti dati gli spazi ristretti e la profondità in cui si è operato), sterile dal punto di vista archeologico, poggia la fase più antica caratterizzata dalla presenza di buche di palo, lacerti di piani pavimentali oblitterati da strati di bruciato, mentre quelle successive - fino al III sec. a.C. - dalla messa in luce di brevi tratti di opere murarie che mostrano una in diversa tecnica edilizia ed orientamento e fosse di spoliatura.

Per l'età romana, fine II a.C./inizi V sec. d.C., sono state messe in luce strutture murarie conservate in alzato spesso riprese con differenze di orientamento e modifiche planimetriche, canalizzazioni, piani pavimentali che attestano l'uso continuativo del sito ed i numerosi interventi di riorganizzazione di questo settore del centro abitato. Interventi documentati anche per l'età tardo-antica e bizantina - V/X sec. d.C. - quando è attestata la ricostruzione di alcuni edifici sulla rasatura delle murature di età precedenti dando una diversa destinazione funzionale o, ancora, la realizzazione di nuove strutture quali forni per attività produttive (Andronico, 2000).

La vita nell'area continua per il periodo normanno e tardo-medievale fino ad età moderna, dato che gli ultimi strati appartengono a edifici coinvolti dal terremoto del 1908.

La campagna di scavi, da poco conclusa, ha restituito infine, alla profondità di circa 7 m dal p.c. attuale, un tratto di circa 19 m di basolato stradale largo 4,20 m e relative crepidini in pietra di Lazzaro. La strada ha un andamento nord-sud, parallela all'arteria principale dell'odierna Reggio, l'attuale corso Garibaldi (Fig. 8).

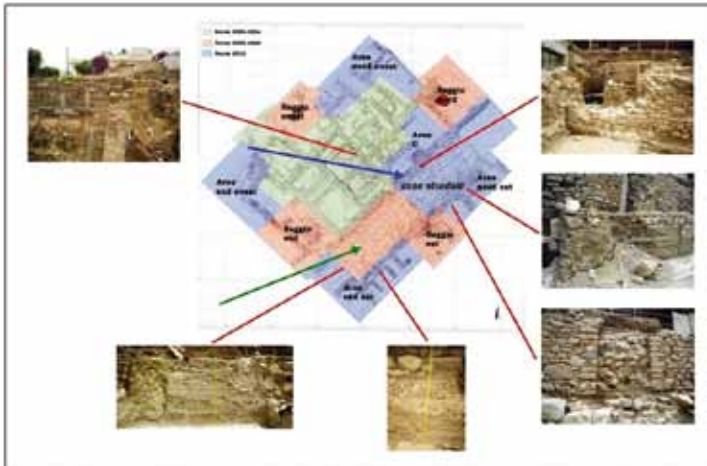


Fig. 8. Planimetria dell'area, relative rappresentazioni della sezione e delle interpretazioni sedimentologico-stratigrafiche. La freccia in verde indica la direzione delle paleocorrenti nel pacco di strati al di sopra del basolato stradale mentre quella in blu indica la direzione delle paleocorrenti successive. (rest. grafica Ditta AKHET srl).

È interessante notare come la frequenza e lo spessore dei depositi derivanti dai processi alluvionali-deposizionali sia variata nel tempo, aumentando a partire dal tardo antico al periodo bizantino in coincidenza, quindi, con il periodo freddo e umido dell'alto Medioevo, per poi riprendere successivamente al periodo normanno. Per gli eventi accaduti nei primi secoli, la misura delle paleocorrenti da embriatura indicherebbe una provenienza da SO (Fig. 8 - freccia in verde - e Fig. 9), compatibile con le divagazioni della Fiumara Calopinace, senza escludere la presenza di meandri, specialmente se associate all'ipotesi che il flusso sia potuto essere condizionato dalle opere antropiche (mura e strade), così come avvenuto in altri siti (Reggiani, 1985).



Fig. 9. Foto e schema interpretativo dei depositi a partire dal livello della strada romana. a. pacco di depositi alluvionali apparentemente più continuo (spessore circa 110 cm); b. deposizione di materiale alluvionale contenente maggiori concentrazioni di laterizi e resti di carbone (spessore circa 90 cm); c. scavo di probabile origine antropica eseguito per la realizzazione del muro IX-X sec. a destra; d. clasti dislocati per eventi alluvionali (?); e. strada basolata romana. La freccia indica la direzione delle paleocorrenti prevalenti nel pacco di strati alla base.

I depositi delle porzioni basali (dal basolato verso l'alto) sono disposti in strati tabulari o concavi di spessore non superiore a 30 cm, costituiti da clasti eterogenei poco arrotondati immersi in matrice sabbiosa-limosa (Fig. 9). Gli strati mostrano una gradazione generalmente inversa-diretta, con occasionali laminazioni piano-parallele o a basso angolo nelle porzioni apicali (Fig.10). Localmente si rinvencono lenti con maggiore concentrazione di componenti grossolani, che però permangono quasi sempre *matrix-supported*, o con maggiore concentrazione di clasti lateritici. Nelle porzioni più apicali (entro i primi 110 cm), la particolare dislocazione di clasti indurrebbe ad ipotizzare anche una distruzione delle murature in occasione di eventi catastrofici (Fig. 9, d).

Oltre il livello dei 110 cm è stata riscontrata una superficie-strato indicante una limitata stasi deposizionale e locali addensamenti di resti di carbone, i quali potrebbero suggerire una serie di eventi completamente distaccati dai primi (iniziali 110 cm, Fig. 9). Infatti, i depositi del primo pacco di strato sono interpretabili come il risultato di eventi alluvionali ciclici (Allen, 1978), scarsamente distruttivi anche se "invasivi o riempitivi" degli spazi vuoti all'interno dell'edificato. La disposizione urbanistica dell'edificato e le infrastrutture viarie potrebbero aver agito da "canale o vie preferenziali" capace di convogliare e guidare la direzione di flusso che comunque sembra pervenire da O-SO.

Il pacco di strati stratigraficamente più in alto sembrerebbe invece molto meno organizzato e perciò deposto da eventi con più energia o addirittura parossistici (Fig. 9, b).

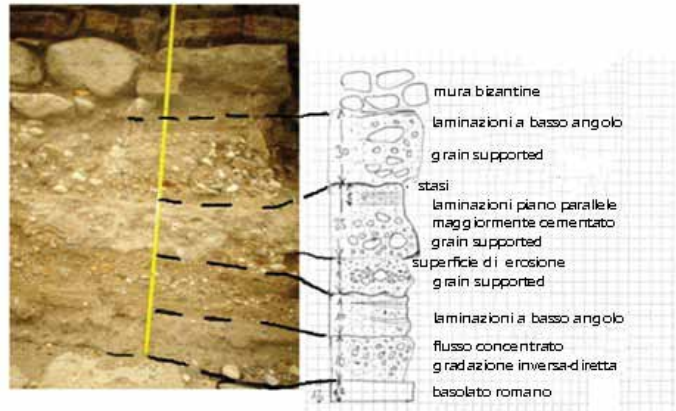


Fig. 10 - Foto e sezione sedimentologico-stratigrafica di dettaglio estratta dal libretto di campagna (unità di misura degli strati espressa in cm).

Sono stati infatti riscontrati elementi che farebbero ipotizzare un importante evento idrogeologico, avvenuto tra il periodo romano e quello bizantino. Lungo l'ipotetica direzione di flusso (Fig. 8, freccia in blu) è possibile notare un muro inclinato (Fig. 11), uno squarcio in corrispondenza di una originaria apertura di una abitazione (Fig. 12) e la forma di canale di erosione che scava i primi 110 cm di deposito, riempito di sedimenti caotici (Fig. 13). Tale evento distrugge, verosimilmente, anche parte delle murature già edificate.



Fig. 11. Muro inclinato.
(per la localizzazione si veda Fig. 8)



Fig. 12. Apertura nelle mura romane da presumibile evento idrogeologico (oltre il muro è visibile quanto riportato in Fig. 13).



Fig. 13. Canale di erosione (la linea tratteggiata indica la superficie di erosione alla base).

- a. basolato romano;
- b. eventi alluvionali (come da sez. I);
- c. canale di erosione [strato caotico che erode strati già depositati (b, a destra)];
- d. muri di epoca bizantina;
- e. strato ricco in carbone e laterizi.

La direzione di flusso risulta in questo caso provenire da ovest (Fig. 8 - freccia in blu), cioè circa dal mare, attualmente a NO. Non si hanno dati per spiegare l'inclinazione del muro e della rotazione della direzione del flusso tra gli eventi riscontrati. Una ipotesi potrebbe essere ricondotta ad un incanalamento del flusso, proveniente dalla fiumara Calopinace, entro le vie e le case dell'abitato. Altra tesi potrebbe essere spiegata con gli effetti di un terremoto che oltre ad aver inclinato le murature, potrebbero aver provocato un piccolo maremoto con un flusso proveniente per l'appunto dal mare.

L'ultimo evento riscontrabile, di cui purtroppo nello scavo non si ha completa visione della sua continuità al tetto, avvenne dopo l'età normanna. Dapprima si concretizzò con una o più fasi di stasi tale da permettere la costruzione dell'edificato, poi ebbe almeno una fase parossistica, come testimonierebbero i riempimenti delle aperture nell'edifici (Fig. 14).



Fig. 14. Riempiimenti nella fase normanna.

Considerazioni conclusive

Nonostante lo studio archeologico di Reggio Calabria dati quasi due secoli, molto poco si conosce dell'evoluzione ambientale dell'area cittadina e degli innumerevoli episodi di disastri naturali, frane, alluvioni, terremoti che nel corso della sua storia l'hanno funestata.

Gli scavi recenti, eseguiti anche con il criterio "ambientale", stanno iniziando a far intravedere alcuni episodi, ancora molto lacunosi, che tendono alla costruzione di una carta di potenzialità archeologica, così come si sta tentando di ottenere in altre realtà urbane italiane, ad esempio Modena (Labate & Malnati, 2010).

Nell'area di Piazza del Popolo, lungo le rive del torrente Caserta, oggi scomparso per incanalamento sotterraneo, sono stati messi in luce almeno due o tre episodi alluvionali che, a distanza di tempo, fra l'età classica e quella ellenistica, hanno distrutto insediamenti extra-urbani puntualmente ricostruiti nello stesso posto una volta dimenticato l'evento.

Ancora più interessante è quello che si ricava dallo studio di piazza Italia, in età romana e bizantina (come oggi) probabile cuore amministrativo della città.

Qui sono stati riconosciuti diversi eventi deposizionali così schematizzabili:

- I evento - fase a in figura 9. Avviene dopo la posa in opera del basolato romano con la deposizione di oltre 1 metro di sedimenti terrigeni ben stratificati ad indicare una certa ciclicità degli eventi alluvionali (VI-IX sec. d.C.);
- II evento - fase c in figura 13 (ma riscontrabile anche nelle Figg. 11 e 12). Un flusso concentrato erode localmente i depositi del II evento, a dimostrazione di una fase parossistica molto intensa sia pur forse influenzata dall'edificato;
- III evento - fase b in figura 9 e fase f figura 13 (livelli ricchi in resti di carbone e laterizi). La fase coincide con periodi di stasi deposizionale prima. Poi subisce verosimilmente una fase più intensa, ma la limitatezza dei dati non permette deduzioni più precise.

Continuano l'uso e le attività nell'area che si concludono con la distruzione di alcune strutture come documentato dagli accumuli di macerie su cui poggia il nuovo piano stradale (2,50 m più in alto rispetto al piano della strada romana).

Se lasciate a se stesse, in breve tempo le tracce del passato e degli avvenuti disastri naturali, spariranno lentamente e al massimo saranno noti solo agli studiosi.

Le nostre idee sono invece rivolte alla conservazione di entrambi gli scavi e alla fruizione di essi da parte della popolazione affinché essa non dimentichi quali sono stati e quali potrebbero essere in futuro i disastri naturali reggini. A tale scopo le tracce degli scavi vanno conservate adottando metodologie adeguate e fruiti da quanti hanno a cuore le sorti del passato storico-archeologico e ambientale della città. In altre parole mediante l'istituzione di due geositi urbani che rientrino a pieno titolo nella pianificazione urbana nonché nella loro conservazione e fruizione.

Bibliografia

- ALLEN J.R.L. (1978) - *Studies in fluvial sedimentation: an exploratory quantitative model for the architecture of avulsion controlled alluvial suites*. Sediment. Geol., 21, 129-147.
- ANDRONICO E. (2000) - *Reggio Calabria, catalogo della mostra "la città' sotto la città"*. Archeologia nei centri a continuità di vita tra conoscenza e valorizzazione. L. Giardino (a cura di): Reggio Calabria - Museo Nazionale, 37-38.
- CARTA GEOLOGICA DELLA CALABRIA, F.254 - III NE, Reggio Calabria. Ed. Casmez.
- CAVAZZA W. & INGERSOLL V.R. (2005) - *Detrital modes ph in the ionian forearc basin fill (Oligocene-Quaternary). Reflect the tectonic evolution of the calabria-peloritani terrain (southern Italy)*. Journal of Sedimentary Research, 75, 2, 268-279.
- CORTESE E. (1895) - *Descrizione geologica della Calabria*. Rist. Anast. Villa San Giovanni (RC).
- GHISSETTI F. (1981) - *L'evoluzione strutturale del bacino Plio-pleistocenico di Reggio Calabria nel quadro geodinamico dell'Arco Calabro*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 433-466.
- LABATE G. & MALNATI L. (2010) - *Il sottosuolo di Modena e la salvaguardia del patrimonio archeologico*. Geologia dell'Ambiente, XVIII (2), 22-33
- LENA G. (2010) - *Lineamenti geologici dell'area*. In: C. Mancosu: il ponte sullo stretto. Rischi, dubbi, danni e verità nascoste. Mancosu editore, 170-175.
- MIALI A.D. (1985) - *Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits*. Earth Sci. Rev., 22, 261-308.
- RICCI LUCCHI R. (1988) - *Introduzione all'analisi dei bacini sedimentari continentali*. Giorn. Geol., serie 3°, vol. 50/1-2, 128-146.
- SORRISO-VALVO M. (1988) - *Landslide related fans in Calabria*. Catena, supplement, 13, 109-121.
- SORRISO-VALVO M. (1989) - *I fan delta, le conoidi alluvionali e la tettonica in Calabria*. Sviluppo, 58, 23-27.
- REGGIANI A. (1985) - *Il delta del Po e l'evoluzione della rete idrografica padana in epoca storica*. In: Il delta del Po - sezione geologica, Accademia delle Scienze dell'Istituto di Bologna, 39-68.

LE ANTICHE CAVE NEI DEPOSITI CALCARENITICI LUNGO LA COSTA PUGLIESE: UN ESEMPIO DI GEOARCHEOSITI DA TUTELARE E VALORIZZARE

Angela Calia ¹, Maria T. Giannotta ¹, Giovanni Quarta ¹, Maria Sileo ² & Marco Delle Rose ¹

¹ C.N.R.-I.B.A.M. (Istituto per i Beni Archeologici e Monumentali), Campus Universitario,

Prov.le Lecce-Monteroni, 73100 Lecce, Italy.

² PhD Student of Università degli Studi della Basilicata, Via dell'Ateneo Lucano n.10, 85100 Potenza, Italy.

Riassunto

Lungo la fascia costiera della Puglia meridionale, sui versanti ionico e adriatico, affiorano svariate litologie calcarenitiche, appartenenti alla Formazione della Calcarenite di Gravina e a quella dei Depositi Marini Terrazzati. Esse hanno da sempre costituito fonte di approvvigionamento di rocce tenere largamente utilizzate nel patrimonio costruito dall'antichità fino a tempi molto recenti.

Il sistema dei depositi calcarenitici costieri e delle cave in esso presenti rappresenta senza dubbio un insieme di geoarcheositi, all'interno dei quali, evidenze di importanza archeologica e storica si associano ad elementi di significato geologico e geomorfologico.

I siti di Torre Ovo, Campomarino, Marina Serra, Porto Miggiano, Torre Santa Sabina, Torre Canne, Egnazia, San Vito di Polignano e Capitolo, considerati nel presente lavoro, rappresentano esempi significativi da salvaguardare e valorizzare per la molteplicità, la peculiarità e l'interesse degli elementi geomorfologici, geostratigrafici e archeologici che essi offrono per la comprensione dell'evoluzione del territorio negli ultimi due millenni.

Introduzione

Lungo la fascia costiera della Puglia meridionale, sui versanti ionico e adriatico, affiorano svariate litologie calcarenitiche che, per disponibilità ed accessibilità, per facilità di estrazione e lavorazione, nonché per caratteristiche tecniche idonee al loro utilizzo come materiali da costruzione, si ritrovano largamente utilizzate nel patrimonio monumentale all'interno delle varie fasi storiche, dall'antichità fino a tempi molto recenti. A testimonianza di questo loro sfruttamento, favorito inoltre dalla facilità di trasporto via mare, gli areali di affioramento delle calcareniti sono costellati da numerosi siti riconoscibili come cave di prelievo dei materiali attraverso i segni dell'estrazione e della lavorazione. Il sistema dei depositi calcarenitici costieri e delle cave in esse presenti rappresenta senza dubbio un insieme di geoarcheositi, all'interno dei quali evidenze di importanza archeologica e storica si associano ad elementi di significato geologico. Inoltre, lo studio incrociato di queste componenti di diversa natura, fornisce elementi utili per la lettura degli eventi di cui esse si sono fatte portatrici nel tempo. Questo "intimo" legame tra aspetti geomorfologici, o più in generale geologici, e gli aspetti archeologici, monumentali e storici giustifica l'uso del concetto di geoarcheosito. In questo lavoro, dopo un breve inquadramento geomorfologico, vengono indicati alcuni dei principali archeogeositi di cave presenti lungo la costa pugliese meridionale e illustrate, in particolare, le caratteristiche peculiari del sito di Egnazia che si trova a circa sessanta chilometri a nord-ovest di Brindisi lungo la costa adriatica, dove le aree con tracce di estrazione sono comprese all'interno dell'omonimo parco archeologico. L'obiettivo principale è documentare l'esistenza dei siti, operazione essenziale e propedeutica a qualsiasi iniziativa di tutela e valorizzazione.

Inquadramento geologico e geomorfologico

La fascia costiera ionica e adriatica della Puglia meridionale (Fig. 1) è caratterizzata da estesi bassopiani, debolmente inclinati verso mare e interrotti, in corrispondenza della linea di costa da falesie elevate da pochi metri a decine di metri sul livello del mare. Essa è costituita per lo più da rocce a composizione carbonatica tra cui prevalgono calcari, magnesiaci e dolomitici, oltre alle già ricordate litologie calcarenitiche. Queste ultime appartengono alla Formazione della Calcarenite di Gravina e a quella dei Depositi Marini Terrazzati (Ciaranfi *et alii*, 1992).

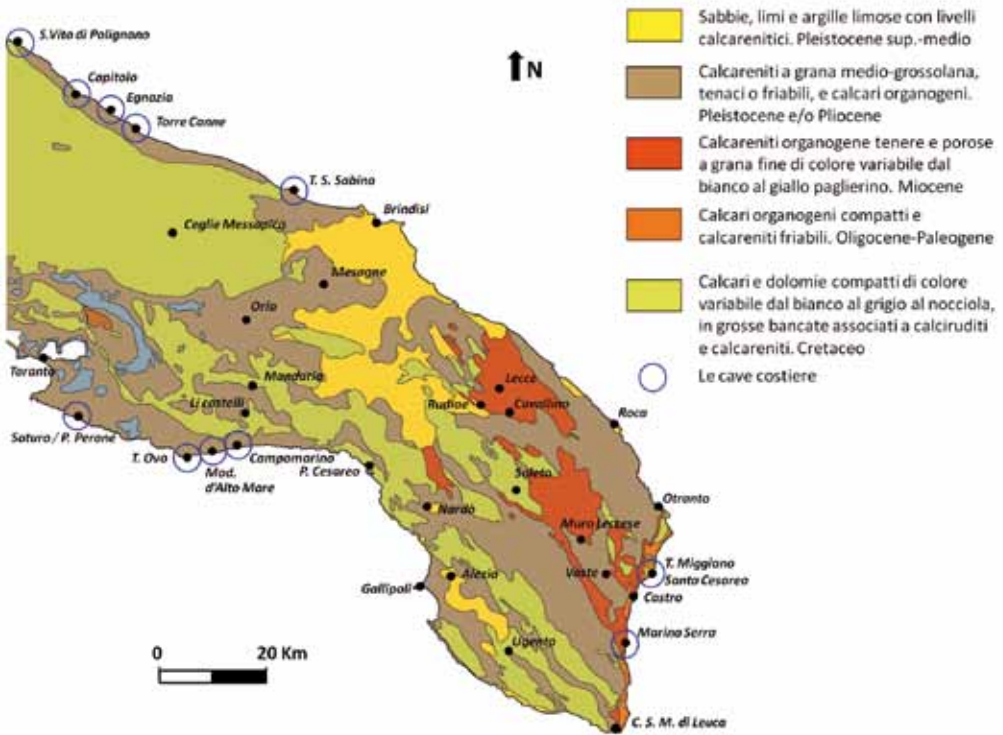


Fig. 1 - Carta geolitologica schematica e localizzazione delle antiche cave costiere

Le caratteristiche morfologiche delle falesie devono avere rivestito un ruolo importante nella scelta dei luoghi idonei a ospitare gli insediamenti. La sinuosità della linea di costa, a luoghi fortemente caratterizzata dal succedersi di insenature e promontori, deve aver quindi influito sullo sviluppo stesso dei centri antichi, specie in relazione alle esigenze difensive. Nondimeno, la disponibilità di risorse idriche, aspetto particolarmente mutevole nello spazio e nel tempo nei territori carsici come quelli della Puglia centro-meridionale, ha rivestito un ruolo determinante nel segnare l'ascesa e il declino dei rari siti costieri dell'antica Messapia. Tuttavia, proprio la presenza o meno di litologie calcarenitiche accessibili e cospicuamente sfruttabili può aver costituito l'elemento discriminante circa l'edificazione di imponenti strutture difensive, come le mura messapiche di Egnazia e Roca Vecchia, o più semplicemente delle numerosissime torri costiere di avvistamento, essenziali nel complesso sistema di difesa del territorio da invasioni e scorrerie di genti provenienti dal mare, come i Saraceni, le più antiche delle quali risalgono dall'età medioevale (Alvarez de Buergo *et alii*, 2008).

Panoramica sui geoarcheositi

Esempi di siti costieri della Puglia meridionale con forte valenza di geoarcheositi sono da considerare quelli di Saturo, Torre Ovo, Madonna d'Alto Mare, Campomarino, Marina Serra, Porto Miggiano, Torre Santa Sabina, Torre Canne, Egnazia, Capitolo e San Vito di Polignano (Calia *et alii*, 2000; Auriemma *et alii*, 2003). Caratteristica di questi siti è la presenza di piani relitti di coltivazione all'interno dei depositi calcarenitici con evidenti tracce di estrazione dei materiali, dai quali è possibile desumere le caratteristiche morfologiche e metrologiche degli elementi estratti oltre a quelle degli strumenti utilizzati per l'estrazione. Alcuni dei siti qui considerati, documentano le variazioni del livello del mare e fenomeni di ingressione delle acque. Infatti, molte delle cave si immergono in mare e presentano i piani di cava più antichi parzialmente sommersi; altre, come quelle di Torre Ovo e Porto Miggiano, presentano fenomeni di crollo, conseguenti a scalzamenti alla base della falesia per effetto dell'erosione costiera. La gran parte di essi testimoniano anche la presenza di manufatti e di significativi elementi di interesse archeologico e/o presentano delle evidenze monumentali di particolare interesse associate alle aree di coltivazione. In alcuni casi è stato possibile stabilire analogie composizionali e tessiturali tra le unità litologiche presenti in ciascuno dei siti considerati e parte dei materiali lapidei utilizzati per i manufatti archeologici o per i monumenti storici (Calia *et alii*, 2000). Un esempio particolarmente significativo è da considerare il sito di Saturo/Porto Perone, dove accanto alle evidenze archeologiche di monumenti datati a partire dall'età arcaica fino all'età romana e alla torre costiera cinquecentesca poste all'interno di un parco archeologico (Dell'Aglio, 1999), si trovano diverse aree di cava che testimoniano l'estrazione di blocchi nel corso dei secoli (Fig. 2).



Fig. 2 - Saturo/Porto Perone, particolare dell'antica cava

Poco più a sud l'insediamento presso Torre dell'Ovo presenta due fasi di frequentazione. Si caratterizza per la presenza di una struttura, datata tra il IV e il III secolo a.C., identificata con un molo che attualmente appare semisommersa (Calia *et alii*, 2000); essa è costituita da una doppia fila di blocchi isodomici con lettere greche (Fig. 3). Nelle immediate vicinanze sono ubicate la torre costiera, a pianta quadrata, e un lembo di cava, in gran parte crollata, con tracce dell'attività estrattiva precisamente documentabili e correlate alla realizzazione di manufatti, ossia l'omonima torre di difesa cinquecentesca (Alvarez de Buergo *et alii*, 2008; Quarta *et alii*, 2008).

Ancora più a sud, in un'area di 'frontiera' tra mondo greco e indigeno messapico, sul piccolo promontorio occupato dalla moderna chiesetta di Madonna d'Alto Mare, è stato messo in luce un antico luogo di culto frequentato tra il V e il III sec. a.C. Il piccolo edificio sacro, il sacello, era costruito in blocchi di calcarenite estratti dalla piccola cava visibile alla base del promontorio nell'area prospiciente il mare (Calia *et alii*, 2000).



Fig. 3 - Torre dell'Ovo, struttura di età ellenistica

Nel geoarcheosito di Campomarino (Calia *et alii*, 2000) la coltivazione della cava segue, generalmente, le linee di fratturazione naturali del banco roccioso (Fig. 4); lo sfruttamento in età antica, probabilmente ellenistica (IV-III sec. a.C.), è documentato dalla presenza di numerosi blocchi relitti, grezzi o più o meno lavorati, con lettere greche incise, i cosiddetti marchi di cava. Inoltre, le dimensioni stesse dei blocchi estratti sono compatibili con quelle dei blocchi isodomici che si trovano utilizzati in strutture antiche coeve.



Fig. 4 - Campomarino, tracce di coltivazione

Seguendo la costa ionica doppiato il Capo di Leuca, troviamo due estesi geoarcheositi presso Marina Serra (Fig. 5) e Porto Miggiano; in entrambi lo sfruttamento della cava è correlato alla edificazione della vicina torre di difesa costiera come documentato dalle analisi mineralogico petrografiche condotte sui materiali di cava e quelli messi in opera (Alvarez de Buergo *et alii*, 2008; Quarta *et alii*, 2008).



Fig. 5 - Marina Serra, antico piano di estrazione attualmente sommerso

Tuttavia, l'attività estrattiva nei due siti non è limitata all'età medioevale o aragonese, ma si estende in età successiva fino a quella moderna. Particolarmente importante è il geoarcheosito di Porto Miggiano per estensione nel tempo e nello spazio, infatti nell'area limitrofa alla Torre di Porto Miggiano (Fig. 6) sono ben visibili le tracce di estrazione di elementi circolari o blocchi di grandi dimensioni, riferibili ad età antica, e dei relativi strumenti utilizzati (Guaitoli, 1997). Lungo la costa i segni dell'azione estrattiva si estendono per un lungo tratto sia a nord che a sud dell'area su cui è ubicata la torre, raggiungendo Santa Cesarea e le località balneari denominate Archi e Fontanelle.



Fig. 6 - Torre Miggiano, tracce di coltivazione nell'area della torre

Qui in corrispondenza della spettacolare falesia l'azione della perdurante attività di coltivazione ha prodotto piscine 'naturali' ed estese piattaforme, costituenti il relitto del piano di coltivazione della cava stessa, soggette a significativi interventi antropici (Fig. 7).

Il geoarcheosito del comprensorio di Porto Miggiano-Santa Cesarea si estende lungo la costa, soggetta a continui crolli, per circa due Km e per una fascia la cui larghezza massima è, nei pressi della Torre, di circa 80 m.

Sulla sponda adriatica della penisola salentina è ubicato il geoarcheosito di Torre Santa Sabina, frequentato a partire dal II millennio a.C., e considerato uno dei più importanti dell'antichità per i traffici commerciali mediterranei come documentano i rinvenimenti subacquei (Auriemma, 2004). Qui l'attività estrattiva del banco calcarenitico sembra limitata alla fase di edificazione della cinquecentesca torre di avvistamento. Il piano di coltivazione della cava risulta in gran parte sommerso (Fig. 8), pertanto l'importanza del sito si inserisce nel quadro della problematica inerente la variazione del livello del mare, in evidente avanzamento verso terra.



Fig. 7 - Santa Cesarea, località Archi, particolare della cava



Fig. 8 - Torre Santa Sabina, tracce di coltivazione

Egnazia

Lungo il litorale brindisino al confine con quello barese si trova l'antica città messapica di Egnazia, attualmente compresa all'interno dell'omonimo Parco archeologico. Egnazia è ubicata sul margine orientale di un esteso tavolato costiero, solcato da numerose incisioni torrentizie (lame), che blandamente si eleva di quota sino alla base del declivio delimitante l'altopiano delle Murge. La fascia costiera conserva alcuni specchi d'acqua palustri che, secondo un'opinione diffusa, rappresentano relitti di paludi un tempo più estese. Sicché la stessa città di Egnazia si può ritenere sorta, in parte, su terreni bonificati (Biancofiore, 1969; Dell'Aglio, 1982). I suddetti specchi d'acqua sono ospitati in doline di crollo a contorno sub-ellittico, forme carsiche alla cui formazione può essere attribuita anche la genesi di altre depressioni anidre presenti (Delle Rose, 2004). Le morfologie carsiche sono infatti un aspetto caratterizzante del territorio egnatino, al pari delle sorgenti costiere la cui presenza è legata ad una cospicua e poco profonda falda idrica, oggi in buona parte salmastra per effetto del mescolamento con le acque del mare. Non a caso, nell'area archeologica sono frequenti i pozzi, le opere di canalizzazione e le cisterne, sui cui usi si può ipotizzare una diversificazione in ragione dei cambiamenti climatici avvenuti tra il V e il II sec. a.C. (Delle Rose, 2004). I materiali lapidei utilizzati nella città sono quasi esclusivamente di tipo calcarenitico, ad eccezione di alcuni elementi costituiti da calcare, arenaria e pietre vulcaniche (Baldassare & De Marco, 1988). Ciò è ampiamente giustificato dalle numerose e piccole cave ivi presenti e attualmente in parte sommerse, che si trovano disseminate lungo il litorale all'interno della cinta di fortificazione antica o immediatamente all'esterno della stessa (Carrieri 1982, Lombardo *et alii*, 2001). Per la maggior parte di esse risulta difficile datare con precisione, all'interno dell'arco di vita della città antica, il periodo di coltivazione della cava. Tuttavia da tale quadro esulano e fanno eccezione le due aree di coltivazione poste rispettivamente a nord e sud del cosiddetto 'Muraglione' (Fig. 9), elemento del complesso sistema difensivo che chiudeva sul lato nord l'abitato (Lombardo *et alii*, 2001, Gabellone *et alii* & Giannotta, 2001). Sono stati individuati ancora in situ blocchi isodomici non completamente cavati, di dimensioni simili a quelli utilizzati per la costruzione della cinta muraria, la cui datazione si pone nell'ambito del IV sec. a.C., e in particolare con quelli dell'ampliamento e rifacimento della fortificazione da collocare nell'ambito del III sec. a.C. (Gabellone & Giannotta, 2001). Le analisi mineralogico petrografiche hanno messo in evidenza la correlazione tra materiali dalle due cave e dei blocchi del 'Muraglione' (Giannotta *et alii*, 2002).



Fig. 9 - Egnazia, cava a sud del 'Muraglione'

Conclusioni

Lo studio geomorfologico dell'ambiente costiero incrociato con quello degli elementi archeologici, consente di trarre indicazioni reciprocamente utili alla ricostruzione storica e quella degli eventi geologici recenti delle aree costiere.

Studi riguardanti l'evoluzione delle coste pugliesi basati su dati archeologici, geomorfologici e radiometrici (Dini *et alii*, 1996; Mastronuzzi & Sansò, 2002; Auriemma *et alii*, 2004; Auriemma *et alii*, 2005) attestano durante l'Olocene la formazione di depositi di spiaggia in posizione leggermente al di sopra dell'attuale livello medio del mare e la formazione di cordoni dunari, la cui età radiometrica corrisponde a circa 6000 anni fa. A questo evento, che segna la fine della trasgressione rapida postglaciale che si è verificata durante l'Optimum climatico dell'Olocene, segue in un primo momento un abbassamento del livello medio del mare e poi una lenta risalita, in condizioni climatiche umido-temperate, per la quale un riferimento cronologico attendibile è dato nel sito di Torre Santa Sabina e di Egnazia dalla presenza di manufatti archeologici di certa età romana, i quali suggeriscono, intorno a 2500 anni fa, un livello del mare di circa 2-2.5 m più basso dell'attuale (Auriemma *et alii*, 2005). Il progressivo avanzamento del livello del mare fino alla posizione attuale ha determinato la parziale sommersione delle strutture archeologiche anche di altri siti come Torre Ovo, e delle antiche cave costiere, quali quelle di Campomarino, Marina Serra e Santa Cesarea.

È pertanto evidente la valenza culturale rivestita da questi luoghi sia in relazione alla loro importanza geologica che a quella di testimonianza archeologica e storica (Lombardo *et alii*, 2001). Ad essi va corrisposta un'attenzione in termini di promozione di conoscenza che investe sia i manufatti che i geo-valori ad essi correlati. Il riconoscimento del loro alto valore culturale si pone infatti come il necessario presupposto per un'azione di tutela e valorizzazione all'interno del più vasto patrimonio di risorse culturali della regione, nella prospettiva di qualifica dei siti proposti come geoarcheositi, anche all'interno di parchi archeologici già esistenti.

Bibliografia

- ALVAREZ DE BUERGO M., MASINI N., PEREZ-MONSERRAT E., CALIA A., VARAS M.J., QUARTA G., FORT R., GIANNOTTA M.T., VAZQUEZ-CALVO C., DANESE M., SILEO M. (2008) - *Geomontural Routes: the granitic bridges over the Guadarrama River (Madrid, Spain) and the calcarenitic coastal towers from the Salento (Italy)*, In: Proceed. 11th Int. Congr. On Deterioration and Conservation of Stone, 15-20 settembre 2008 Torun, Poland, vol. II, 1153-1161.
- AURIEMMA R. (2004) - *Salentum a salo. Porti, approdi, merci e scambi lungo la costa adriatica del Salento*. Congedo editore, Galatina, 66-81.
- AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2003) - *I siti archeologici costieri pugliesi come markers delle variazioni del livello del mare*. In: "Ambiente e paesaggio nella Magna Grecia", XXXII Convegno di Studi sulla Magna Grecia, Taranto 5-8 ottobre 2002, Istituto per la Storia e l'Archeologia della Magna Grecia, Taranto, 515-521.
- AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (2004) - *Middle to late Holocene relative sea-level changes recorded on the Coast of Southern Apulia (Italia)*. Géomorphologie, 1, 19-34.
- AURIEMMA R., MASTRONUZZI G., SANSÒ P., ZONGOLO F. (2005) - *The harbour of the mansio ad Speluncas (Brindisi, Italy): a key to the lecture of sea level changes in the past 3500 years*. In: Marcei

- I., Barbe R., Brebbia C.A., Olivella J. (Eds) "Maritime Heritage and Modern Ports", Wessex Institute of Technology Press, Southampton, UK, 5-14.
- BALDASSARE G. & DE MARCO A. (1988) - *Les matériaux de construction utilisés dans l'antiquité à Egnatia (Pouille, Italie du Sud). Géologie de l'ingénieur appliquée aux travaux anciens, monuments et sites historique*, Marinos & Koukis (réd), Balkema, Rotterdam, 1697-1703.
 - BIANCOFIORE F. (1969) - *Nuovi dati sulla storia dell'antica Egnazia*. In AA.VV., Studi storici in onore di G. Pepe, Bari, 53-62.
 - CALIA A., GIANNOTTA M.T., QUARTA G., ALESSIO A. (2000) - *Ancient coastal quarries of southeastern of Taranto: identification and initial analyses of the characteristics peculiar to the lithotypes*. Proc. 6th International Conference ASMOSIA., Venezia, 183-191.
 - CARRIERI M. (1982) - *Le cave*. In: AA.VV., Mare d'Egnazia, Schena Editore, Fasano, 77-86.
 - CIARANFI N., PIERI P., RICCHETTI G. (1992) - *Note alla Carta geologica delle Murge e del Salento (Puglia centro-meridionale)* - Memorie Società Geologica Italiana, 41 (1988), Roma, 449-460.
 - DELL'AGLIO A. (1982) - *I segni dell'insediamento protostorico*. In: AA.VV., Mare d'Egnazia, Schena Editore, Fasano, 29-36.
 - DELL'AGLIO A. (1999) - *Il parco archeologico di Saturo porto Perone, Leporano - Taranto*. Scorpione Editore, Taranto.
 - DELLE ROSE M. (2004) - *Uso idrologico di forme carsiche nei centri messapici di Egnazia e Cavallino*. Umanesimo della Pietra, Martina Franca, 113-130.
 - DINI M., MASTRONUZZI G., SANSÒ P. (1996) - *Le dune costiere oloceniche della Puglia meridionale: dati morfologici, radiometrici ed archeologici*. Atti Convegno "Territorio e società nelle aree meridionali", Bari - Matera 24/27 Ottobre 1996, Cacucci Ed., Bari, 161-169.
 - GABELLONE F. & GIANNOTTA M.T. (2001) - *Notes on the walls of Egnatia: a contribution towards knowledge of messapian fortifications*, in 3rd Int. Congress "Science and Technology for the Safeguard of Cultural Heritage in the Mediterranean Basin" (ed. Guarino A.), July 9-14, Alcalá de Henares, vol. II, 864-869.
 - GIANNOTTA M.T., GABELLONE F., QUARTA G. (2002) - *Relazione Tecnica. Progetto Link - P 17. Servizi per la valorizzazione del patrimonio archeologico mediante tecnologie telematiche e multimediali*. Lecce.
 - GUAITOLI M. (1997) - *Attività dell'Unità Operativa Topografia Antica*, In Metodologie di catalogazione dei beni archeologici, 1,2. Lecce - Bari, 9-44.
 - LOMBARDO M., MATARRESE M., GIANNOTTA M.T., GABELLONE F. (2001) - *Beni culturali, impresa turistica e nuove tecnologie: strumenti e percorsi tra conoscenza e innovazione territoriale*, in "Le reti di innovazione e lo sviluppo territoriale. Analisi di una esperienza: il progetto Link". Atti dei Lavori, 16/17 gennaio 2001. Sc. Sup. Sant'Anna, Città di Castello, 233-239.
 - MASTRONUZZI G. & SANSÒ P. (2002) - *Holocene coastal dune development and environmental changes in Apulia (southern Italy)*. Sedimentary Geology, 150, 139-152.
 - QUARTA G., CALIA A., GIANNOTTA M.T. (2008) - *Caratteristiche minero-petrografiche e geochimiche di calcareniti da cave costiere della penisola salentina: contributo allo studio dello sfruttamento nell'antichità*. Atti 84° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Sassari 15-17 Settembre 2008.

VALORIZZAZIONE DEI GEOARCHEOSITI POSTI LUNGO LE DUNE DI ORIA (BR) MEDIANTE LA REALIZZAZIONE DI UN ITINERARIO

Emanuele Giaccari ¹, Maurizio Delli Santi ² & Antonio Corrado ³

¹ Università degli Studi della Basilicata, Dipartimento di Scienze Geologiche, Via dell'Ateneo Lucano, 10
(Campus macchia Romana) - 85100 Potenza - giaccari@unibas.it

² IBAM - CNR, Contrada Santa Loja 85050 Tito Scalo (PZ)

³ Società di Storia Patria per la Puglia, Via P. Astore, 31, 72024 Oria (Br)

Riassunto

L'introduzione del GIS (*Geographical Information System*) nel campo della scienza e tecnologia per la conservazione dei Beni Culturali è un'acquisizione relativamente recente. Nonostante ciò si è assistito in tempi brevi ad un grande sviluppo delle applicazioni in questo settore. La ragione è legata sostanzialmente al carattere multidisciplinare di questa area di ricerca che rende imprescindibile l'impiego di uno strumento atto a correlare ed integrare le più svariate informazioni e gli esiti derivanti dalle varie analisi conoscitive: dalla ricerca storica ai rilievi e alle prospezioni archeologiche, dalle analisi chimiche e fisiche finalizzate alla conoscenza dello stato di degrado allo studio storico-artistico ed architettonico.

L'idea di impiegare un GIS per la schedatura sistematica dei geoarcheositi situati lungo il cordone dunare Plio-Pleistocenico di Oria è stata organizzata in modo tale che le caratteristiche comuni dei geoarcheositi possano subito essere evidenziate. Infatti sono state redatte opportune tabelle elettroniche, convertite in formati speciali, da collegare dinamicamente ai manufatti ed ai tematismi vettoriali oggetto dell'analisi.

Dette tabelle, al di là delle peculiari caratteristiche naturali, paesaggistiche, morfologiche, costruttive ed architettoniche, offrono dati e risultanze tecniche fondamentali perché possa essere prima pensato e poi programmato un ordinato ed efficiente piano di recupero dei geoarcheositi stessi. Si vuole, così, rendere fruibile al meglio il prodotto geoarcheosito mediante l'individuazione di un percorso che ne metta in risalto le caratteristiche del territorio, le risorse naturali, paesaggistiche e storico-archeologiche.

Introduzione

Il territorio di Oria (provincia di Brindisi) appare particolarmente ricco di siti e paesaggi di interesse geologico e geo-archeologico. Il cordone dunare Plio-Pleistocenico, generatosi per accumulo eolico di materiale sabbioso durante una delle fasi di stazionamento del mare post-calabro, presenta a tutt'oggi territori e ambienti significativi per la comprensione della storia geologica in particolare dell'alto Salento (Giaccari & Vitale, 2006).

La peculiarità geomorfologia emergente in un contesto paesaggistico di pianura e la situazione idrogeologica, caratterizzata da frequenti fenomeni sorgentiferi e da solchi paleotorrentizi, hanno costituito situazioni di attrazione per insediamenti umani sin dalla preistoria, le cui tracce sono ancora visibili sul territorio (presenze a partire dal Paleolitico, Neolitico ed Età del Bronzo, ecc.).

Un importante aspetto è rappresentato dal rapporto fra l'ambiente e i geoarcheositi inseriti nel contesto paesaggistico stesso. A tale scopo si è pensato di tracciare un percorso di fruibilità partendo dal primo geoarcheosito, posto fuori dalla città a cominciare da Ovest col sito di *Sant'Anna*, per poi continuare con i geositi individuati lungo il cordone dunare fino all'ultimo posto in *contrada Monti* ad est della città.

Una volta individuati i geoarcheositi, situati lungo il cordone dunare Plio-Pleistocenico di Oria, questi sono stati implementati in un GIS (*Geographical Information System*). Il GIS, per la schedatura sistematica dei

geoarcheositi di Oria, è stato organizzato in modo tale che le caratteristiche comuni dei siti si possano rilevare da subito: in tale ottica, sono state redatte opportune tabelle, convertite in formati speciali, da collegare dinamicamente ai geoarcheositi ed ai tematismi vettoriali oggetto dell'analisi (Fig. 1).

Le dune di Oria

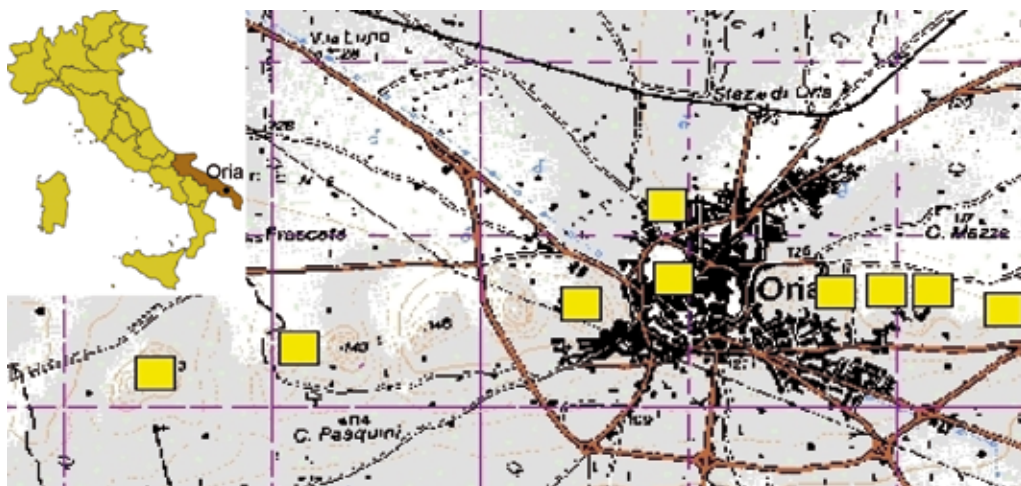


Fig. 1 - Schermata del software ArcGIS con indicazione dei geoarcheositi individuati nel territorio di Oria.

Le dune fossili di Oria formano un arco di collinette a grande raggio convesso a Nord che si sviluppa in direzione Est - Ovest per una lunghezza di circa 30 km. La quota varia da 166 metri s.l.m., su cui si erge il Castello Normanno - Svevo di Oria, a 100 metri s.l.m. in agro di Francavilla Fontana ad Est, e nella piana tra le campagne di Torre Santa Susanna, Latiano e Mesagne ad Ovest (Giaccari & Vitale, 2006).

Le attuali collinette sono il risultato del deposito di spiaggia di una tra le fasi di stazionamento del mare post-calabrianico, durante la sua fase di regressione. La loro emersione non avvenne in un'unica fase: vi furono ingressioni marine legate all'alternarsi delle glaciazioni del quaternario che portarono alla formazione di almeno tre linee di riva.

I geoarcheositi

Partendo da Est, uno dei geoarcheositi più suggestivi sia per l'aspetto paesaggistico che per le diverse testimonianze archeologiche paleo-neolitiche, è quello di *Sant'Anna*. La zona presenta un'ampia spianata dominata a Ovest da monte Spilato (m. 143), un'altura calcarenitica priva alla sommità di vegetazione. Lungo il suo versante orientale si apre una profonda e larga incisione paleotorrentizia, che ospita l'alveo del Canale Reale. Qui è presente un paesaggio suggestivo, ricco di vegetazione tipica della macchia arbustiva, mentre le alture di *Sant'Anna* rappresentano ambienti interessanti sotto il profilo storico-archeologico (Corrado, 2005). Infatti, la frequentazione più antica nel territorio risale al Paleolitico; durante il Mesolitico venne impiantato un insediamento di cacciatori e, subito dopo, durante il Neolitico, si sviluppò un villaggio capannicolo (Fig. 2). Spostandosi verso Est, si incontra il secondo geoarcheosito denominato *Monte San Nicola* che ospita la gariga. La gariga è un'associazione vegetale caratterizzata da piccoli cespugli in cui predominano specie eliofili e termofili. Questa si estende per diversi ettari sul versante occidentale della collina detta di San Nicola, per la presenza sul pendio orientale di un antico edificio che per tradizione viene identificato con la chiesetta intitolata al Santo e menzionata in documenti post-medievali. Il toponimo



Fig. 2 - Geoarcheosito di Sant'Anna: Alveo del Canale Reale.



Fig. 3 - Geoarcheosito di Monte Impisi: Affioramento degli strati sabbiosi della duna.

Frascata è da mettere in relazione con la presenza nella zona di una vegetazione macchiosa in cui la specie dominante doveva essere rappresentata dalla "frasca" (lentisco). Arriviamo finalmente nella città, dove troviamo il geoarcheosito denominato *Monte Impisi*. L'altura, sulle cui pendici è adagiato il "Parco naturale Oria-Lorch" e la cui denominazione deriva dal fatto che esso fu luogo di patibolo per i condannati a morte, raggiunge la quota di 162 metri s.l.m. . È questo un geoarcheosito importante dal punto di vista archeologico, poiché nel X secolo d.C. è stato utilizzato come cimitero dalla comunità ebraica, residente a quel tempo nella città di Oria (Fig. 3). A metà del percorso, all'interno dell'area urbana, si trova il geoarcheosito denominato *colle del Vaglio - piazza Cattedrale - vestigia dell'Acropoli della città messapica*. Il luogo ha visto insediarsi prima comunità protostoriche dell'età del Bronzo e del Ferro e quindi successivamente il sorgere dell'Acropoli messapica, sede del potere politico e religioso. Tale situazione si è protratta nel tempo ed oggi troviamo i due poteri, uno rappresentato dal Castello e l'altro dal Palazzo Vescovile e della Cattedrale coesistenti nella stessa area urbana (Fig. 4). Alla periferia settentrionale dell'abitato si trova il geoarcheosito denominato *Via Erotodo*, in cui è stato portato



Fig. 4 - Geoarcheosito di Colle del Vaglio.

alla luce uno scorcio di abitato della Città messapica le cui strutture si collocano tra l'età arcaica e l'età imperiale romana, con diversa destinazione urbanistica dell'area nel corso dei secoli. Alla periferia orientale della città si trova il geoarcheosito denominato *Monte Papalucio* reso famoso per la presenza del santuario dedicato al culto di Demetra e Persefone in epoca messapica (VI - III sec. a.C.). La collina è interessante in quanto in alcuni punti è possibile osservare la stratificazione incrociata tipica dei depositi dunari (Fig. 5). Proseguendo oltre, si incontra il sito denominato *Contrada Pappadà*, interessante per la

presenza di una sorgente, tutt'ora attiva, che da sempre ha costituito un elemento di attrazione insediativa sin dal Paleolitico. Segue il sito denominato *San Giovanni lo Pariete*, che si sviluppa lungo un tratto dell'alveo del canale Pezza dell'Abate (Corrado, 2005). Qui la presenza di acqua ha attirato gruppi di cacciatori paleolitici in quanto il luogo offriva sicuramente maggiori opportunità di caccia. Durante il medioevo fu sede di un casale cui si riferiscono le denominazioni *San Giovanni*, per la presenza di un edificio di culto, e *lo Pariete* per la presenza di una struttura muraria a difesa del cosiddetto *Limitone dei Greci* (confine tra



Fig. 5 - Geoarcheosito di Monte Papalucio: Affioramento di strati sabbiosi.



Fig. 6 - Geoarcheosito di San Giovanni lo Pariete: Sepoltura medievale.

i territori Longobardi e Bizantini) e che da Oria arrivava sino ad Otranto (Fig. 6). Il percorso si conclude con il sito situato in *contrada Monti*. Il geoarcheosito si sviluppa all'interno dell'avvallamento interdunare percorso dall'alveo Pezza dell'Abate con interessante vegetazione igrofila ed è caratterizzato da ripide pareti rocciose con presenza di ripari sotto roccia, frequentati dal Paleolitico al Medioevo (Corrado, 2005).

Struttura del G.I.S.

L'introduzione del GIS nel campo della scienza e tecnologia per la conservazione dei Beni Culturali è un'acquisizione relativamente recente, nonostante ciò si è assistito in tempi brevi ad un grande sviluppo delle applicazioni in questo settore. La ragione è legata sostanzialmente al carattere multidisciplinare di questa area di ricerca che rende imprescindibile l'impiego di uno strumento atto a correlare ed integrare le più svariate informazioni e gli esiti derivanti dalle varie analisi conoscitive: dalla ricerca storica ai rilievi e alle prospezioni archeologiche, dalle analisi chimiche e fisiche finalizzate alla conoscenza dello stato di degrado allo studio storico-artistico ed architettonico. Il G.I.S. per la schedatura sistematica dei geoarcheositi posti lungo la dorsale collinare Plio-Pleistocenica del territorio di Oria è stato organizzato in modo tale che le caratteristiche comuni dei geositi si possano rilevare da subito: in tale ottica, sono state redatte opportune tabelle, da collegare dinamicamente ai geoarcheositi ed ai tematismi vettoriali oggetto dell'analisi (Delli Santi, 2009).

Le fasi essenziali per produrre un'elaborazione del dato geografico nel G.I.S. sono:

1. input dei dati;
2. gestione dei dati;
3. analisi dei dati;
4. presentazione dei dati.

I dati a loro volta sono distinguibili in due categorie:

1. *dati spaziali* (vale a dire il posizionamento degli elementi geografici: nel nostro caso i geoarcheositi presenti lungo la dorsale collinare Plio-Pleistocenica del territorio di Oria);
2. *dati attributo* (in questo caso, le caratteristiche naturali, paesaggistiche, morfologiche, costruttive ed architettoniche, etc.), associati ai dati spaziali.

I dati spaziali (mappe, rilievi, ecc.) sono stati implementati mediante digitalizzazione manuale, *scanning* e *files* grafici in formato vettoriale; i dati attributo, invece, sono stati introdotti tramite script da tastiera di elaboratore elettronico.

In generale, tutte le informazioni inserite nel GIS risultano provenienti da supporti cartacei, tabelle-attributi

o *database* interni al *software*. I dati spaziali implementati sono costituiti dalla cartografia di tipo vettoriale opportunamente georeferenziata (Delli Santi, 2008; 2009).

Conclusioni

Il GIS per la schedatura sistematica dei geoarcheositi di Oria è stato organizzato in modo tale che le caratteristiche comuni dei siti si possano rilevare da subito. Le tabelle, al di là delle peculiari caratteristiche naturali, paesaggistiche, morfologiche, costruttive ed architettoniche, offrono dati e risultanze tecniche fondamentali perché possa essere prima pensato e poi programmato un ordinato ed efficiente piano di recupero dei geoarcheositi stessi. Si vuole, così, rendere fruibile al meglio il prodotto geoarcheosito mediante l'individuazione di un percorso che ne metta in risalto le caratteristiche del territorio, le risorse naturali, paesaggistiche e storico-archeologiche.

Lo strumento di analisi, in continuo aggiornamento e che presenta agilità di lettura-interpretazione, si compone di documenti informatici di facile utilizzo, orientati non solo all'indagine meramente scientifica bensì anche alle istanze istituzionali, al fine di varare iniziative - locali o regionali - tese a recuperare, sia dal punto di vista materiale che economico, i geoarcheositi.

Lo studio così condotto contiene pertanto spunti di valorizzazione interessate a ipotesi di sviluppo territoriale per la programmazione di un organico piano di recupero del patrimonio geologico e archeologico, a valere quale riqualificazione di un più ampio territorio di riferimento.

Bibliografia

- CORRADO A. (2005) - *Oria, Le Colline raccontano*. Italgrafica Edizioni, Oria.
- DELLI SANTI M. (2008) - *Cultural Heritage management*. In: GIS cataloguing of ancient marbles in Apulia (Southern Italy), Proceeding of the 1st International EARSeL Workshop, CNR - Rome, September 30 - October 4, 2008, 355 - 358.
- DELLI SANTI M. (2009) - *Archiviazione digitale del patrimonio rurale salentino finalizzato alla valorizzazione e fruizione delle masserie*. Atti della 13° Conferenza Nazionale ASITA, Bari, 1 - 4 dicembre, 2009, 965 - 970.
- GIACCARI E. & VITALE A. (2006) - *Valorizzazione mediante Gis dei percorsi geologico-ambientali e dei geositi individuati lungo il cordone dunare Pleistocenico di Oria (Br)*. 10a Conferenza Nazionale ASITA, Fiera di Bolzano, Bolzano, 14 -17 novembre 2006.

POMPEI-LONGOLA: DAL NEOLITICO ALLA PROTOSTORIA...E NON SOLO

Orazio PATTI

Geologo free lance

Riassunto

Si descrive la sequenza stratigrafica di *fall* e *pyroclatic flows* rilevata in una sezione all'interno della *Casa dei Casti Amanti* degli scavi di Pompei che lascia definire l'Insula come *archeo-geosito*. Il sottosuolo esplorato, inoltre, testimonia, la frequentazione preistorico-neolitica rilevata all'interno dei sedimenti del *rim* calderico del paleovulcano pompeiano. Si riporta, infine, una breve descrizione sulla paleogeografia dell'agro sarnese che conduce fino al paesaggio del villaggio palafitticolo di Longola (Poggiomarino), datato al Bronzo medio-finale. Il riconoscimento dell'*archeo-geosito* della *Casa dei Casti Amanti* e dei *Pittori al Lavoro* induce a molte riflessioni che sono stimolate ancora di più quando il sito lo s'inquadra nel vasto giacimento culturale sarnese che "racconta" insieme la storia del vulcano e delle comunità.

Introduzione

Se per *archeo-geosito* s'intende un luogo capace di mostrare insieme la storia delle comunità e la storia della terra in un unicum emozionante che espone sia i reperti delle dinamiche antropo-culturali sia i "campioni di terra" della complessa dinamica terrestre, allora Pompei, e il suo territorio *extra-moenia*, sono luoghi dove le due cose si esprimono insieme intrecciando una "storia" che conduce fino al Neolitico.

D'altra parte, nel territorio della piana del fiume Sarno (Fig.1), a sud-est del complesso vulcanico del Somma-Vesuvio, non si può fare ricerca geologica senza escludere quella archeologica e viceversa. Insomma, siamo in presenza di un ricco ed unico giacimento culturale che esprime una storia che attraversa circa 6.000 anni di "storie". Ciò detto ci pare importante e necessario non solo riconoscere tali valori ma sollecitare anche tutte le responsabilità presenti all'interno delle Soprintendenze Archeologiche a fare proprio il contenuto pregnante di *archeo-geosito* quale unicum di valori culturali. Quanto ciò sia vero è riportato qui di seguito illustrando i risultati degli studi svolti in un decennio a proposito di un sito all'interno della città antica di Pompei capace di mettere a giorno, oltre che il valore archeologico, anche le specificità geo-vulcanologiche che qui si ritrovano e che permettono di definire il luogo come un *archeo-geo-sito*. Nella città antica degli scavi di Pompei il sito a cui ci si riferisce è quello dell'*Insula* della *Casa dei Casti Amanti* e dei *Pittori al Lavoro* (*Regio IX-Insula12*) lungo il decumano di *Via dell'Abbondanza* (Fig. 2). In particolare, i valori archeologici che la casa-quartiere esprime sono quelli di uno spaccato di vita della città negli anni che hanno preceduto l'eruzione pliniana del monte Somma-Vesuvio. Nell'*Insula* si ritrovano, oltre che la casa dei Casti Amanti con la sua sala ristorazione e la bottega-panificio che affaccia proprio su via dell'Abbondanza, gli ambienti della ricca *Casa dei Pittori al Lavoro* con le sue stanze affrescate e mosaicate, il suo triportico e peristilio con giardino. In tutto il quartiere-insula risulta molto interessante il sistema di drenaggio e di approvvigionamento idrico con accumulo in cisterna che tesaurozzava l'acqua piovana (Varone, 2007) ad integrazione/assenza di una regolare distribuzione idrica venuta meno in quegli anni in città forse anche per i danni subiti dalla rete acquedottistica a seguito del terremoto del 62 d.C.. La preziosità dell'acqua in quel periodo spiega anche l'abbondanza di anfore che nei depositi erano stivate e che si ritrovano un po' dovunque a testimoniare il problema dell'approvvigionamento idrico indispensabile per le diverse attività di quartiere. Al di là dell'alto contenuto archeologico, interessa qui evidenziare i valori geo-vulcanologici che seppellirono Pompei nel 79 d.C. oltre alle tracce della presenza antropica che qui raggiunge il neolitico

in un paesaggio pre-pompeiano che, senza soluzioni di continuità, non trascura la proto-preistoria del territorio della piana sarnese. Per passare dall'archeo-sito all'archeo-geosito è necessario una *mise à jour* dei dati disponibili per l'esposizione sia della sequenza stratigrafica dei depositi di *fall* e *pyroclastic flows* che seppellirono Pompei nel 79 d.C., sia delle testimonianze della frequentazione preistorico-neolitica all'interno dei sedimenti del *rim* calderico del paleovulcano pompeiano. Sono questi l'essenza dei valori che risultano ancora oggi "oscurati" ai visitatori dell'Insula pompeiana e che restano in attesa di essere mostrati anche con l'impiego di applicazioni delle moderne tecniche multimediali di comunicazione. La Società Italiana di Geologia Ambientale (SIGEA) ha fatto la sua parte accogliendo la proposta - presentata del Convegno Nazionale tenutosi a Sasso Castalda (PZ) il 29-30 aprile 2010 sul "*Patrimonio Geologico*" - di ritenere la *Casa dei Casti Amanti e dei Pittori al Lavoro* di Pompei scavi quale archeo-geosito d'interesse transnazionale.

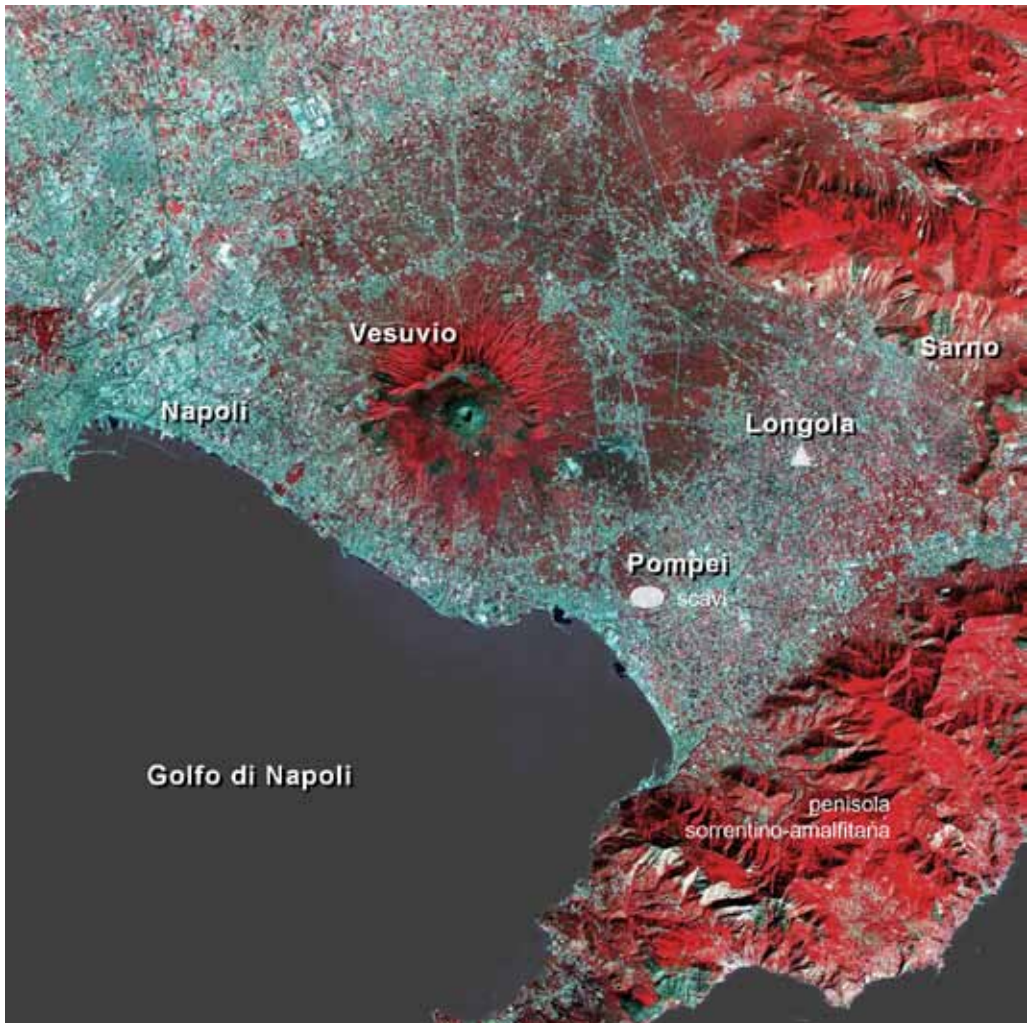


Fig. 1 - La piana sarnese vede lungo il suo asse mediano lo sviluppo della città antica di Pompei, del villaggio di terracqua di Longola (Poggioreale) e della città di Sarno lungo il cui piedimonte si originano i Rii che danno vita al fiume Sarno. (Foto da satellite: Courtesy of Chevron).

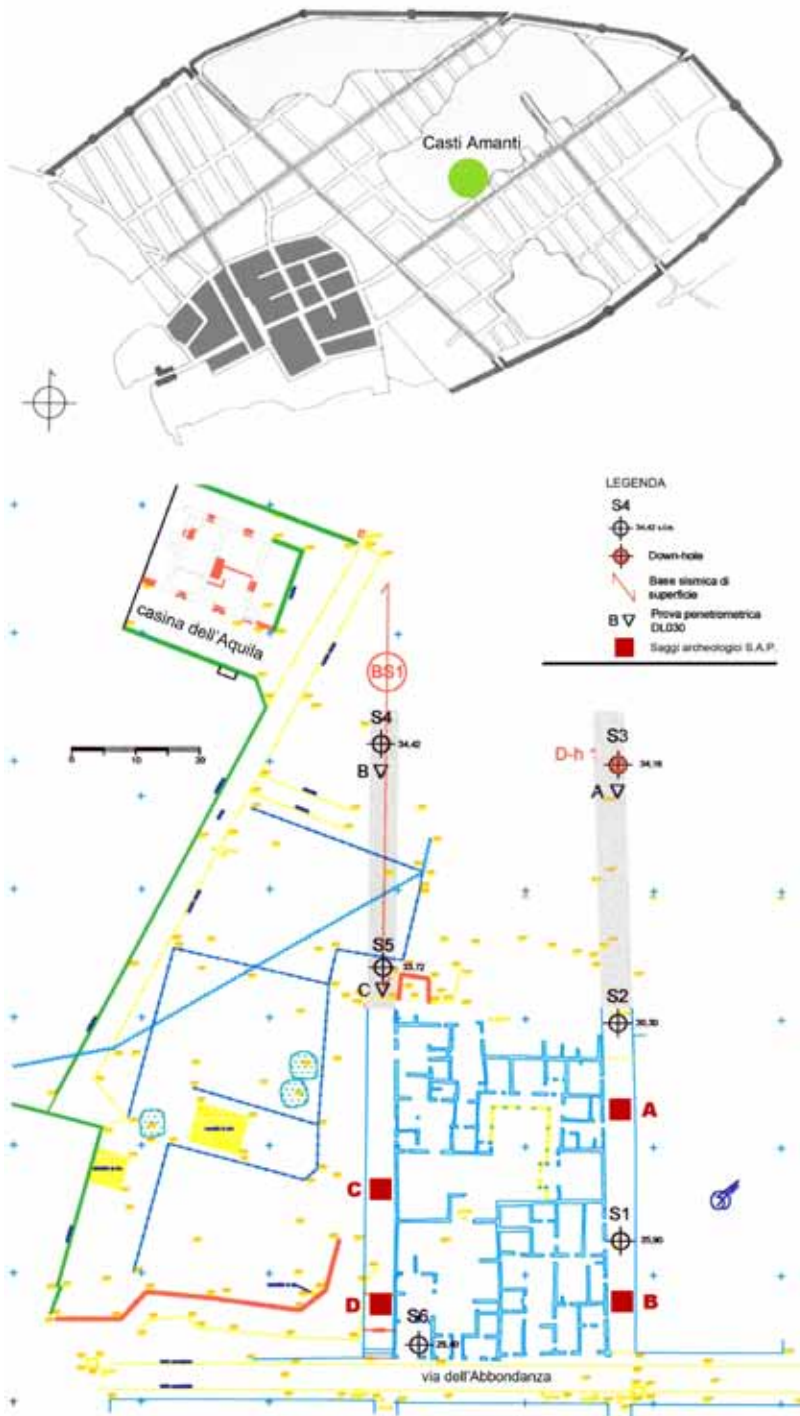


Fig. 2 - L'Insula della Casa dei Casti Amanti e dei Pittori al Lavoro (Regio IX-Insula 12) inquadrata all'interno dell'impronta urbanistica della città antica di Pompei. In grigio a sin., il primo nucleo insediativo della città arcaica. In basso è mostrata l'Insula con l'ubicazione della geognostica eseguita nell'estate del 2002 aggiornata con i siti dove poi si sono eseguiti i saggi archeologici della S.A.P..

La sequenza stratigrafica dei fall e pyroclatic flows che distrussero e seppellirono Pompei nel 79 d.C..

Nelle estati del 2001 e 2002 furono svolti lavori di geognostica nell'area del sito della Regio IX-Insula12 degli scavi di Pompei (Fig. 2), per avviare un progetto di fruibilità archeologica dell'Insula, che oggi finalmente ha preso il via, per essere visitabile come un museo *work in progress* all'interno dell'archo-museo all'aperto qual'è quello degli scavi della città antica di Pompei. I risultati di tale lavoro (Patti, 2003), documentarono, tra l'altro, la presenza di tracce di frequentazioni antropiche in sedimenti attribuibili al Neolitico. Il sito all'interno della città antica di Pompei s'inquadra in un contesto geografico che è quello della piana sarnese che affaccia sul golfo di Napoli e si riferisce a un "quartiere" di una città romana con non meno di 12.000-20.000 abitanti insediata su un alto morfologico tra l'apparato vulcanico attivo del Monte Somma-Vesuvio e la piana del fiume Sarno. Il territorio di relazioni era molto ampio e faceva riferimento a società distribuite nel Mediterraneo mentre, alla scala locale, Pompei comunicava attraverso strade consolari, con *Neapolis*, *Herculanum*, *Stabiae* e *Nuceria Alfaterna*, oltre che con Sarno e Capua attraverso l'idrovia del fiume Sarno e la Via Popilia. La sua portualità sul mare Mediterraneo, al piede di una falesia di lave, era molto attiva e l'ambiente costiero di cui godeva era caratterizzato da saline, da cordoni litorali e da un ambito lagunare in cui trovava recapito il fiume Sarno (Patti, 2000).

a. Le attività e le caratteristiche vulcaniche del complesso Somma-vesuviano.

L'apparato vulcanico, che caratterizza la morfologia dell'intera piana campana, si configura come uno strato-vulcano di cui il Monte Somma è la parte più antica parzialmente collassata nella porzione centro meridionale con la formazione di una caldera all'interno della quale trova posto il cono del Vesuvio. Questo risulta "costruito" da una serie di ripetuti episodi di sprofondamento connessi alle eruzioni altamente esplosive avvenute negli ultimi 19.000 anni - eruzioni note in letteratura come quelle delle *Pomici di Sarno/Basali* (17-18 Ka B.P.), *Pomici Verdoline* (15,5 Ka B.P.), *Pomici Gemelle/Mercato/Ottaviano* (~8 Ka B.P.), di *Avellino* (~3,8 Ka B.P.) e di *Pompei* (79 d.C.) - e che hanno determinato il ribassamento di diversi settori del Monte Somma. Le rocce vulcaniche più antiche dell'area vesuviana, rilevate alla base di un sondaggio stratigrafico profondo (1125 m) eseguito sul versante meridionale del vulcano in località Trecase, si sono datate a circa 373 Ka B.P. (1Ka=1000 anni da oggi. B.P.= Before Present). Le rocce più antiche in affioramento hanno rivelato invece un'età, misurata con metodi geo-cronologici, di circa 20-25 Ka B.P.. Il periodo compreso tra 25 e 11,4 Ka B.P. è dominato da due grandi eruzioni pliniane precedute da lunghi periodi di riposo dell'ordine di migliaia di anni. La prima di queste è quella delle *Pomici di Sarno/Basali*, seguita dall'eruzione delle *Pomici Verdoline*. Durante il secondo ciclo, tra 7.9 Ka B.P. ed il 79 d.C., si sono avute tre eruzioni pliniane; quella delle *Pomici di Mercato*, quella delle *Pomici di Avellino* e quella di Pompei del 79 d.C., oltre ad almeno sei eruzioni sub-pliniane separate da lunghi periodi di riposo. Negli intervalli si sono verificate almeno sei eruzioni subpliniane (vedi quelle intorno al 1000 a.C.) separate da periodi di quiescenza. Infine, l'attività sviluppatasi negli ultimi 1900 anni di epoca storica comprende tre eruzioni subpliniane, avvenute rispettivamente nel 472 (Pollena), nel 512 e nel 1631, oltre al verificarsi di diversi eventi, sia esplosivi che effusivi, avvenuti in età medievale. Due o tre intervalli di attività prevalentemente di tipo stromboliano, e frequentemente interrotte da violente eruzioni miste, si sono avute nel secolo scorso e sono quelle del 1906 e del 1944.

In riferimento all'energia sviluppata ed ai volumi di materiali eruttati, le eruzioni del Somma-Vesuvio possono essere schematicamente distinte in tre tipologie:

- a) eruzioni relativamente modeste durante le quali vengono eruttate solo alcune decine di milioni di tonnellate di magma. Molteplici fenomeni eruttivi si verificano durante tali eruzioni. Si osservano infatti colate

di lava, e fenomeni legati all'attività esplosiva come l'emissione di fontane di lava, di caduta balistica di blocchi e bombe su aree prossime al centro eruttivo, oltre la dispersione di ceneri e lapilli prevalentemente scoriacei su ampie aree. Tali eruzioni sono accompagnate, talvolta, dallo scorrimento di flussi piroclastici incanalati lungo le incisioni vallive (*lahar*) indotti dalle piogge torrenziali che accompagnano sempre queste eruzioni. Questo tipo di eruzioni ha caratterizzato l'eruzione del 1906;

- b) eruzioni esplosive/subpliniane nelle quali vengono emesse centinaia di milioni di tonnellate di magma. I fenomeni più ricorrenti durante tali eruzioni consistono nell'abbondante caduta di blocchi, ceneri e lapilli prevalentemente pomicei, e nello scorrimento di flussi piroclastici (*pyroclastic flows*) e di colate di fango (*mud flows*). Esempi storici di questo tipo di eruzioni sono quelle verificatesi nel 472 e nel 1631;
- c) eruzioni catastrofiche/pliniane durante le quali sono espulsi miliardi di tonnellate di magma. Queste eruzioni di solito iniziano con l'emissione parossistica di grandi volumi di pomici e di ceneri che formano una colonna eruttiva che si innalza nell'atmosfera per alcune decine di chilometri. Dalla nube, dispersa dai venti in quota, cade al suolo una pioggia (*fall out*) di ceneri e di pomici. Diversamente, i depositi da flusso/nube ardente/*pyroclastic flow* - sandwich che comprende una porzione litica basale con elevata densità e flusso laminare, una porzione mediana a granulometria sabbiosa e, al top di chiusura il *surge* di bassa densità ed a flusso cineritico) - sono determinati da drastici cambiamenti dello stile eruttivo.

Nel caso dell'eruzione del 79 la sequenza presenta notevoli depositi da *pyroclastic flows* presenti specialmente nei settori meridionali del complesso vulcanico ed orientati generalmente verso i quadranti orientali. La tipologia eruttiva del tipo pliniano, ben rappresentata e descritta a Pompei e nel circondario (Sigurdsson, 1982), comprende sostanzialmente due fasi dove, al *fall out*, segue quella dei *pyroclastic flows* che, nella fattispecie, sono rappresentati da più momenti tra cui quelli finali che hanno determinato prima la distruzione e poi il seppellimento di Pompei, Ercolano e Stabia. È questa fase finale che risulta particolarmente distruttiva come lo fu già per l'eruzione delle *Pomici di Avellino* (~1.800 a.C.), alla fine dell'età del Bronzo antico (2.300-1.800 a.C.).

b. La "collinetta" paleo-vulcanica su cui sorge Pompei antica.

La paleo-morfologia del rim calderico, che segna il limite occidentale all'interno del quale si distribuisce la città antica di Pompei, raggiunge quote intorno ai 42 m s.l.m. ed è limitata, nella sua porzione meridionale, da una falesia della trasgressione versiliana che espone affioramenti di lava leucitica. Probabilmente tale "architettura" urbana è stata ereditata dalla costruzione legata ad un'attività laterale del vulcano Monte Somma-Vesuvio e, l'alto morfologico della "collinetta" a cui ci riferiamo, rappresenta il luogo all'interno di tale struttura (Cinque, 1999). L'attività esplosiva ed effusiva dell'apparato vulcanico del Somma-Vesuvio, prima di rappresentare l'elemento fondante della storia delle società della piana campana, di cui il seppellimento di Pompei rappresenta un caso estremo, ha costruito fisicamente il territorio colmando un mare pleistocenico-olocenico con l'aggradazione prevalente dei prodotti delle attività esplosive. È così che, nella storia geologica del quaternario, intorno al vulcano si formava una pianura colmata sia da accumuli di depositi piroclastici che da sedimenti alluvionali della rete idrografica di cui il fiume Sarno rappresenta l'altra icona a cui è legata la storia della città di Pompei e del suo ambito lagunare. Allo stato dei luoghi, è molto complicato descrivere la morfologia di Pompei Scavi se si tiene conto dell'architettura basale che lascia sviluppare il primo impianto arcaico della città proprio sul bordo della falesia di lava. La descrizione si complica poi quando si tiene conto anche del seppellimento dell'intero territorio dovuto all'accumulo dei depositi piroclastici dell'eruzione del 79 e di quelli successivi senza trascurare le massive attività di scavo-riporto di materiali che si portano avanti dalla metà del XVIII secolo. L'Insula di cui ci si occupa, il cui scavo iniziò

nel 1987, occupa una posizione orientale e di nuova espansione nello sviluppo urbanistico del II-III secolo a.C. della città romana di Pompei rispetto all'*Altstadt* del primo nucleo insediativo della città arcaica del VI secolo a.C. così come rappresentato in figura 2. Il territorio topografico in cui avveniva tale sviluppo degradava, e degrada, dolcemente in direzione orientale con deboli pendenze, mentre, in direzione trasversale nord-ovest/sud-est le pendenze stradali sono più accentuate sull'asse del cardine di Porta Vesuvio-Porta Stabia. Prova ne è il fatto che, se dal quadrivio dei *Diadumeni* (incrocio tra Via Stabiana e Via dell'Abbondanza), intorno alla quota topografica di 25 m s.l.m. si procede verso est fino alla quota topografica di 24,46 s.l.m. al piede della fontana posta all'uscita del Vico tra le insule 12 e 13, si registra una pendenza della livelletta stradale prossima allo zero (0,26%) sulla distanza di circa 200 m. Il *decumano* della Via di Nola, in direzione settentrionale e parallelo rispetto a Via dell'Abbondanza, presenta mediamente una livelletta dell'1,71% sempre in direzione est. Diversamente, il *cardo* di Via Stabiana, si caratterizza con una forte pendenza che, mediamente, raggiunge il 5%. Oltre a ciò, la peculiarità dell'area degli scavi pompeiani è caratterizzata da una notevole instabilità topografica legata all'attività di scavo-riporto che, dal 1748, si può rilevare già dall'attuale piano campagna della Casina dell'Aquila - antica costruzione dell'800 - posta intorno ai 35 m s.l.m. che, in pochi metri, si porta sul basolato di Via dell'Abbondanza, alla quota di 24,46 m s.l.m. con forti pendenze di versante.

c. Il geosito delle Case dei Casti Amanti e dei Pittori al Lavoro.

I dati d'interesse geostratigrafici e vulcanologici dell'arqueo-geosito della *Regio IX-Insula12* si possono descrivere adottando una logica differente da quella che normalmente viene applicata per la visita degli Scavi di Pompei. Nel nostro caso alla visita dell'arqueo-geosito si può avviare partendo proprio dal piano campagna posto alle quote della Casina dell'Aquila che presenta un sottosuolo costituito da un "mantello di terreni" che è quello che ricopre ancora circa la metà della città antica di Pompei. Da tale piano campagna si può scendere in sottosuolo come in un pozzo che attraversa l'intera Insula in discesa sub-verticale "attraversando" la storia che è scritta nei depositi dell'evento vulcanico pliniano fino alla parete-sezione dove potrà essere esposta la sequenza dei prodotti di seppellimento del 79 d.C. attualmente coperta dallo *spritzbeton* che la protegge dall'erosione. L'arqueo-geosito, che la parete potrà rappresentare all'interno dell'Insula, è ubicato in planimetria quotata nell'angolo sud-ovest del peristilio della *Casa dei Pittori al lavoro* (Fig. 3) a cui si riferisce il particolare di Fig. 4. L'esposizione della parete, oltre a mostrare tutte le informazioni dettagliate dell'accadimento parossistico del 79 d.C., permette anche di svolgere altre considerazioni utilizzando una lettura comparata sia con la stratigrafia del sondaggio S4 (Fig. 5) sia con tutte le altre che si sono rilevate nel corso della campagna di geognostica del 2002 (Figg. 2 - 6).

Da quanto è illustrato nelle figure si rileva che:

- a) lo spessore totale dell'unità deposizionale legata all'eruzione del 79, potente e variabile per i singoli litotipi, risulta in ogni caso più grande dello spessore complessivo dei depositi piroclastici preistorici a contatto con il *bed-rock* di lava;
- b) i depositi pre-pompeiani e preistorici furono stimati, all'epoca della geognostica, quali sedimenti riferibili ad un arco temporale con limite non inferiore ai 10.000 anni a.C.. Successivamente i campioni esaminati dai laboratori dell'Università di Napoli, hanno lasciato precisare una sedimentazione databile all'interno di una probabile età di 11.400-18.000 Ka B.P. (Marturano *et alii*, 2009);
- c) i depositi dell'eruzione del 79 presentano spessori diversi lungo le rispettive verticali dei carotaggi eseguiti nel 2002, e precisamente; 4,90 m in S3, lungo il vicolo tra le *insulae* 12-13, 6,30 m in S4 lungo il vicolo tra le *insulae* 11-12 e, 5,30 m in S5, lungo lo stesso vicolo. È il caso di evidenziare che, nella

stratigrafia rilevata in parete nell'angolo del peristilio della *Casa dei Pittori al Lavoro* si è misurato uno spessore complessivo dei depositi del 79 pari a 3,60 m, come viene illustrato in figura 4, di cui 2,70 m di pomici bianco-grigie e grigio-verdi della prima fase di *fall out* e 0.90 m per i *pyroclastic flows* finali. Questa forte riduzione di spessore rispetto a quanto rilevato nei sondaggi S4-S5, ed anche in S3, è giustificata con l'assenza di tutti gli altri *pyroclastic flows* che invece si rilevano nei tre sondaggi citati. Ciò lascia osservare e concludere che, ogni vicolo di Pompei ha una propria storia di distruzione-seppellimento e che, anche lungo lo stesso vicolo, gli spessori dei depositi accumulati sono diversi stimolando perciò ampie considerazioni sia sul meccanismo eruttivo che sulla messa in posto dei sedimenti, oltre che sul ruolo avuto dall'impianto urbanistico della città e dall'edilizia, fino alla topografia e così via;

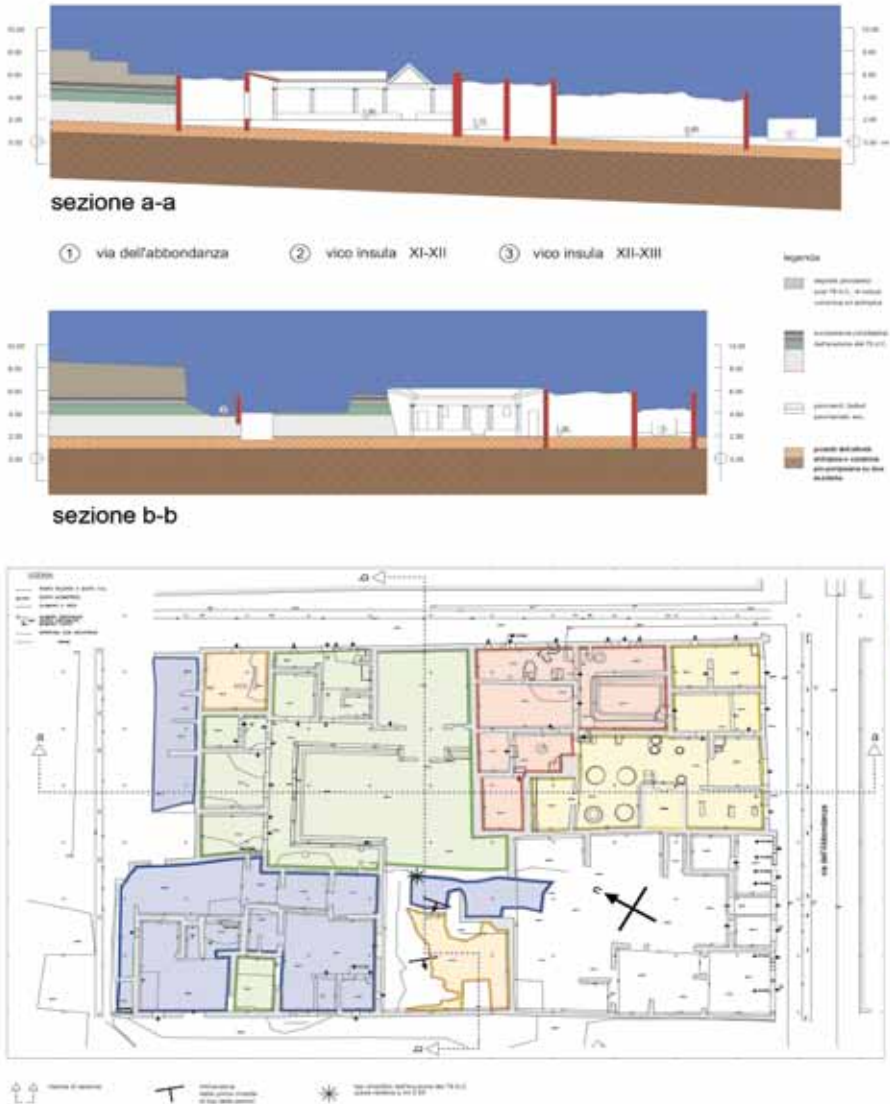


Fig. 3 - Planimetria quotata al piano dei diversi calpestii individuati all'interno dell'Insula con l'ubicazione del geosito (asterisco) ed alcuni elementi di rilevamento geologico. In alto i profili archeo-geologici lungo due assi ortogonali all'Insula riportano lo stato dei luoghi nel 2002.

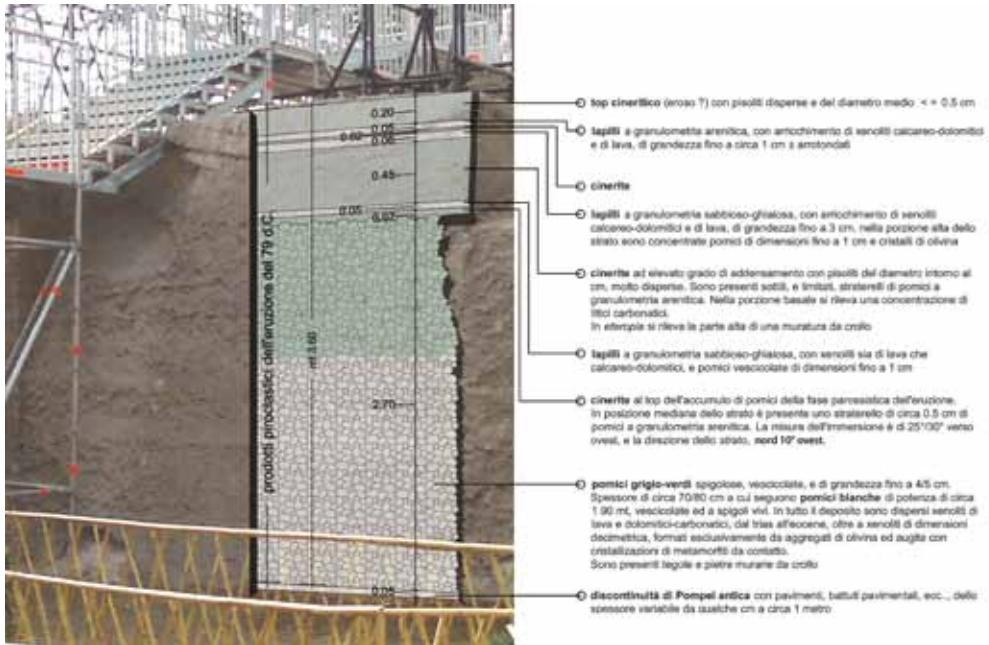
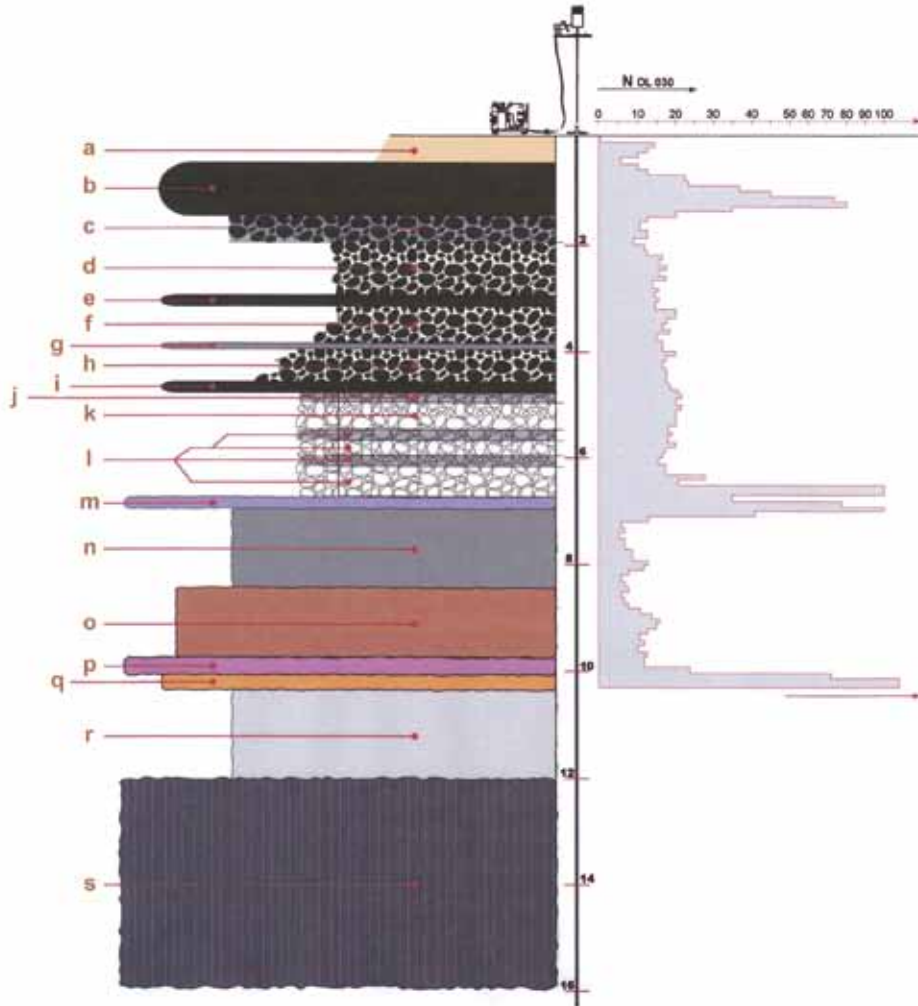


Fig. 4 - Successione stratigrafica dei prodotti messi in posto dall'evento vulcanico del 79 d.C. rilevata nell'angolo del tripartito-peristilio della Casa dei Pittori al Lavoro. La stratigrafia risulta attualmente occultata dalla copertura di spritz-beton che protegge il sito dall'erosione. Si nota bene la presenza del primo piroclastic flow che pose fine alla vita di Pompei, e del successivo che stese definitivamente la "coperta" sull'evento catastrofico.

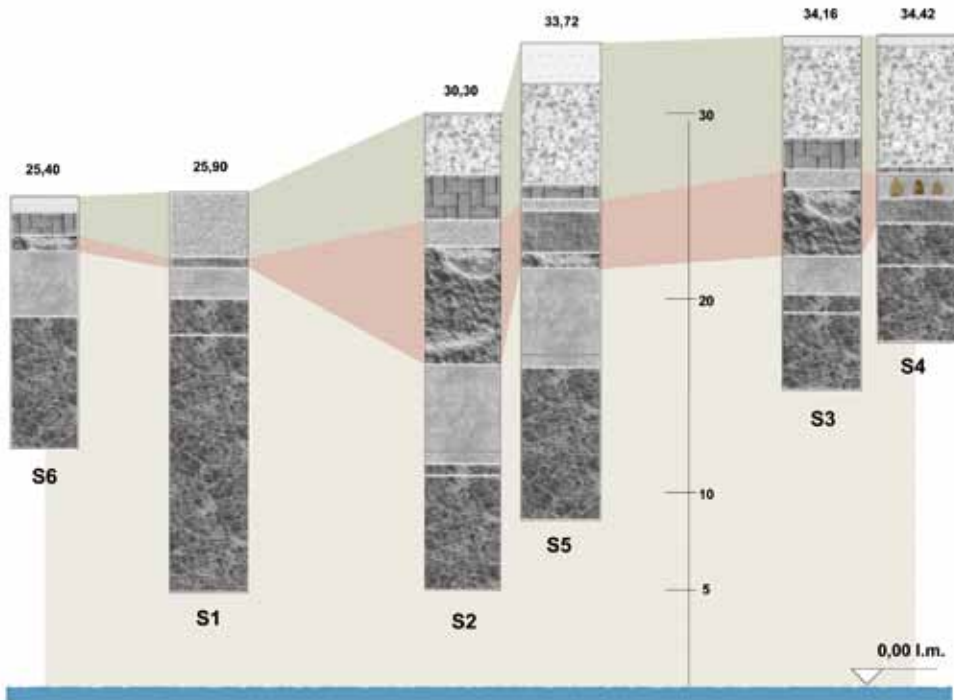
- d) in termini assoluti, il diverso spessore dei depositi del 79, tra S3 ed S4, rivela che i depositi da *fall out* hanno avuto un ruolo relativo nella differenza di spessore dovendo risultare questo necessariamente lo stesso, mentre la differenza l'hanno fatta i *pyroclastic flows* con la loro presenza/assenza oltre che con il loro diverso spessore. Mediamente il loro contributo stratimetrico risulta del 33% e lo si può verificare bene confrontando la stratigrafia dell'S5 con la stratigrafia riportata in figura 5 del geosito;
- e) l'alternanza dei depositi di colata piroclastica (o anche di *mud-debris flow*) e di pomici da caduta riflette e testimonia una contemporaneità deposizionale tipica del meccanismo esplosivo dell'eruzione pliniana del 79. La successione stratigrafica tipo descritta in Fig. 5, oltre a confermare la presenza di tre flussi cineritici intercalati nella pioggia di pomici grigie lungo la direttrice del vicolo 11-12, come risulta anche dalla stratigrafia di Oplontis-Boscoreale, starebbe a rappresentare la facies più distale di quella definita "prossimale", già riconosciuta ed attestata in letteratura (Cioni *et alii*, 1990), ma mai rilevata prima d'ora nell'area della città antica di Pompei;
- f) una singolarità, all'interno dell'unità eruttiva di pomici da caduta è quella che, si rileva sempre un *pyroclastic flow* infra-pomici, dello spessore medio totale di circa 40-50 cm, alla base delle pomici grigio-verdi che contribuisce al complessivo aumento di spessore dei depositi del 79. Nel geosito in questione alla casa dei Pittori al Lavoro questo è assente;
- g) in tutti e tre i sondaggi esaminati (S3, S4 e S5), riportati in profilo di figura 6, i *surges* dei *pyroclastic flows* di chiusura dell'evento parossistico del 79 con spessore totale di circa 1,00 m, presentano valori medi di addensamento assai diversi. A tali valori corrispondono densità relative (D_r) che risultano variabili dal 98% al 48% lasciando definire, con il termine litologico di tufo, il deposito cineritico che localmente, nel sarnese, viene riconosciuto col nome di *tuono*. La sua consistenza è ben rappresentata nell'istogramma penetrometrico illustrato in figura 5.



legenda

- a) terreno piroclastico del vulcanesimo antico-recente +/- pedogenizzato e scarso addensamento rilevato all'infissione della punta penetrometrica.
- b) set di piroclastico flow di chiusura dell'evento eruttivo del Somma-Vesuvio nel 79 d.C. Lo spessore complessivo è di poco inferiore a 1 mt ed il suo colore grigio. L'addensamento è quello più elevato mostrato dai depositi piroclastici e raggiunge valori max di poco inferiori a 100 colpi/10cm; nell'agro samese è riconosciuto col nome di "tuono" per la sua resistenza a rottura.
- c - l) depositi da fall out di pomici grigio-verdi e poi bianco-grigiastre verso la base intervallate da numerosi e sottili piroclastico flows. La sua resistenza media alla penetrazione penetrometrica si pone mediamente intorno ai 14-15 colpi/10cm; tale resistenza media è quella che si riscontra in tutti i depositi indisturbati della piana samese.
- m) battuto pavimentale di "coccio-pesto" (il carotaggio ha rilevato un ciottolo di calcare-dolomitico delle dimensioni di 7-8 cm ed un dente di cinghiale) in matrice arenitica. Il suo addensamento è elevato, sia per l'incontro dei materiali che per il costipamento operato dalla frequentazione delle genti. I valori di rottura dei materiali stradali raggiungono, e talvolta superano, i 100 colpi/10cm per abbattersi poi rapidamente configurando un istogramma tipico "a denti di sega" che porta quasi sempre, all'arresto della prospezione.
- n) piroclastite cineritica di colore grigio-verde, +/- sciolta e di spessore max di mt 1,50. Sono presenti due livelli addensati tra le profondità di 7,50-8,15 con evidente cross bedding mentre, nella porzione basale si presenta sciolta con granulometria sabbioso-limosa.
- o) piroclastite +/- paleosuclizzata, di colore bruno fino al nerastro verso il fondo, di buona consistenza, media compressibilità e dello spessore intorno ad 1,00 mt. Nel suo volume alto, e per lo spessore di circa 50 cm, presenta abbondanti pomici del e fino ad 1 cm che risultano poi molto disperse e minute nella porzione basale del deposito torboso rilevato alla profondità intorno ai 9-10 mt. (circa 25 mt s.l.m.).
- p) livello di 20-30 cm di deposito arenitico con giacitura caotica in cui si riconoscono detriti lavici frammati a frammenti di terracotta molto degradata e sottili venature carboniose.
- q) piroclastite prevalentemente cineritica di colore giallo-bruna, terrosa, +/- addensata fino alla consistenza di tufo tenero con spessore di 20-30 cm.
- r - s) top lavico di colore grigio chiaro, fortemente degradato e fragile, diviene semiliteo nella sua porzione basale. Prosegue con l'incontro della lava trachlandesitica con leucite, +/- bollosa e fratturata nei primi metri, con caratteristica colorazione rossastra da ossidi di ferro. L'approfondimento del carotaggio ha mostrato lava di colore grigio ferro, massiva, estratta in carote metriche e decimetriche.

Fig. 5 - Profilo stratigrafico relativo al sondaggio S4 comparato con il penetrogramma dei litotipi rilevati a partire dal piano campagna della Casina dell'Aquila nell'ambito delle operazioni di geognostica del 2002 (Patti, 2003).



legenda

- Unità storica dell'attività Somma-vesuviana e della frequentazione pompeiana.
Copertura attuale-recente e antica di piroclastiti legata alle attività di sovrapposizione di "barreni" depositati da episodi vulcanici post 79 d.C. +/- pedogenizzate. Lo spessore medio si pone intorno a 1,00 mt. Tale copertura copre l'eruzione pliniana del 79 la cui potenza è considerevole, raggiungendo i 6,30 mt nell'S4. Alla base dei prodotti di distruzione-seppellimento di Pompei s'individuano livelli di frequentazione pompeiana (augusta-tiberina) e antecedenti (II-III a.C.) La loro composizione comprende diversi materiali eterogenei ed eterometrici il cui spessore è variabile raggiungendo mt 1,70 nell'S2. In qualche caso il livello è assente a testimoniare la presenza di lavori in corso alla rete di distribuzione acquedottistica nei vicoli e, pertanto, si registra anche un cambio delle livellette di pendenza che passano dal 5% a valori prossimi a zero.
- Unità sedimentarie proto-preistoriche e della frequentazione neolitica.
I depositi piroclastici proto-preistorici comprendono uno spaz di età <11,4-18 Ka B.P. Nell'insieme s'individuano "formazioni" in parte erose, +/- rimaneggiate, eterogenee e con giacitura a becco d'oca, di potenza complessiva che, solo in un caso (S2), raggiunge quella dell'unità dei depositi del 79 d.C. La piroclastiti sono perlopiù limo-sabbiose di colore giallastro-bruno e marrone +/- argillificata e, talvolta, torbosa con viraggio al grigio-nerastro. La "formazione centro-basale" del set presenta pomici disperse riferibili all'attività vulcano-pliniana delle pomici di Mercato di ~8.000 Ka B.P. (datazione al C14). Il saggio archeologico C, eseguito lungo il vicolo di confine delle Insule 11-12 dalla S.A.P., ha confermato la presenza antropica della fase neolitica finale, databile alla metà del IV millennio a.C. Nell'S4 viene indicata la sua presenza (livello p) rilevata in tracce nel corso dei sondaggi del 2002.
- Unità basale delle lave del paleo-vulcanesimo pompeiano.
Lave trachiodesoliche (shoshonit) con evidenti cristalli di olivina, augite e feucite riferibili al paleo-vulcanesimo pompeiano il loro colore varia dal grigio chiaro (al top), al grigio scuro al fondo delle investigazioni che hanno raggiunto i 25 mt (5 mt s.l.m.). Al top si presenta tenera e leggera passando poi ad essere consistente e frantumata fino a presentare massività in profondità da dove è stata estratta in carote metriche.

Fig. 6 - Il profilo in asse della Regio XI-Insula 12, mostra, in sintesi, le correlazioni tra le macro unità individuate e riferibili alle attività antropiche e/o vulcaniche rilevate all'epoca della geognostica del 2002.

Le testimonianze della frequentazione preistorica all'interno del rim calderico del paleovulcano pompeiano.

I depositi dell'eruzione del 79 descritti sono a contatto basale con battuti pavimentali costituiti da materiali eterogenei ed eterometrici (coccio-pesto di anfore, coppe, ecc...) della frequentazione romana di età augustea-tiberina e preromana fino al II-III secolo a.C. (Berg, 2007) esplorati nei quattro saggi archeologici eseguiti nei due vicoli dell'Insula ed ubicati come in figura 2. Al di sotto del livello di frequentazione romana i depositi piroclastici individuati dalla geognostica appartengono a diversi momenti di sedimentazione e la loro presenza, rilevata in tutti i sondaggi con esclusione dell'S1-S2 prossimi alla Via dell'Abbondanza presenta uno spessore variabile che raggiunge una potenza di circa 7,50 m nel sondaggio S2. Altrettanto variabile è la profondità d'incontro del set dovuta al fatto che la loro sedimentazione avveniva in un ambito di depressione morfologica del top lavico (paleo cratere pompeiano) che non lascia definire l'esatta geo-

metria/contorno e/o un asse di orientazione preferenziale per l'esiguità dell'area coperta dalla prospezione che, nel suo insieme, rappresenta poco più dell'1% dell'intera area d'impronta della città antica di Pompei. L'interpretazione delle facies deposizionali è oltretutto complicata da eteropie laterali e verticali oltre che da interdigitazioni che, insieme agli spessori che chiudono a *becco di flauto*, lasciano pensare a locali fluitazioni-rideposizioni dei depositi piroclastici e non, che a luoghi presentano anche forti argillificazioni con colorazioni che virano dal bruno al nerastro. Nel sondaggio S4, e solo qui, alla profondità di 9-10,00 m, la complicazione aumenta per l'incontro di un deposito costituito da elementi eterogenei e disposti con caoticità che lasciano individuare un "momento" di frequentazione neolitica per la presenza anche di sottili tracce carboniose, probabilmente non in posizione primaria, oltre che per la presenza di frammenti di terracotta molto degradata. I saggi archeologici eseguiti dalla Soprintendenza Archeologica di Pompei (S.A.P.) lungo i vicoli dell'Insula dal 2001 al 2004, hanno definitivamente chiarito e documentato che l'area in esame veniva effettivamente frequentata. Infatti, in uno degli scavi (C) eseguiti nel vicolo ad ovest delle Case si è potuto descrivere, oltre lo strato che da sempre ha rappresentato il "verginè" a Pompei, il ritrovamento di frammenti d'impasto già annunciati nell'S4. I reperti sono stati datati al Neolitico finale (metà del IV millennio a.C.) e sono risultati perlopiù rappresentati da scodelle ed olle con anse tubolari e motivi che riconducono alla facies archeologica di "Diana" già attestata in Italia centro-meridionale ed in Sicilia. Insieme ai frammenti d'impasto sono stati trovati semi e resti di radici mineralizzate e tipiche di piante che vegetavano in terreni bagnati oltre che selci e scarti di lavorazione e frammenti di ossidiana pantelleritica. Tutto ciò "insellato" in quella morfologia complessa di una "conca" che chiude a becco d'oca i sedimenti ai margini dell'area indagata mettendo direttamente a contatto, su Via dell'Abbondanza, i prodotti del 79 con il *bedrock* lavico trachandesitico che presenta evidenti cristalli di leucite ed augite -anche in cristalli geminati a croce- oltre che di olivina.

Conclusioni:

vol d'oiseau sul paesaggio antropo-culturale pre-pompeiano della piana del fiume Sarno.

Nel mentre i saggi di scavo ed i sondaggi stratigrafici portavano alla luce la preistoria pompeiana, descritta anche in recenti studi (Robinson, 2007), si aggiungeva un tassello importante al puzzle proto-preistorico della piana sarnese con la scoperta e lo scavo del villaggio di *terracqua* di Longola (Poggiomarino), databile al Bronzo medio e finale, la cui vita raggiunge e si porta avanti fino ad oltre il Ferro. A Longola infatti, la S.A.P. ha potuto eseguire uno scavo archeologico che ha lasciato affiorare reperti riferibili ad una società che ha vissuto in simbiosi con l'acqua per molti secoli. Tra i moltissimi reperti di terracotta, bronzo e ferro, ossa di animali, piroghe, ruote lignee ed un altare votivo nel bosco di querce, sono venute fuori molte perle di pasta vitrea. Queste non sono nuove nei ritrovamenti archeologici a proposito delle numerose necropoli esplorate nella piana sarnese e altrove, ma qui le perle di pasta vitrea erano associate non ai corredi funerari ma agli *ateliers* dei villaggi dove lavorava la comunità dei villaggi di terracqua (Patti, 2008). In questo caso l'esplorazione ha virato in molte direzioni fino ad intercettare i "popoli del mare", navigatori-commercianti fenici, con cui la comunità di Longola aveva instaurato un rapporto commerciale di *franchising* imperniato sulla produzione di un'oggettistica di bronzo e ferro oltre che di perle di pasta vitrea. Nella paleogeografia della piana sarnese (Patti, 1999) la presenza di tale comunità, insediata su palafitte ed in capanne, ma sempre in un territorio d'acqua, pone interrogativi di varia natura, così come pone sicuramente un punto fermo intorno a cui s'inscrive il paesaggio proto-preistorico segnato dalle "storie" delle comunità nella piana sarnese. Il paesaggio del primo neolitico esplorato nel nolano, così come a Sarno e Boscoreale, racconta di comunità che tenevano "i piedi fuori dall'acqua" della piana occupando siti montano-collinari

e pedemontani, e/o comunque a quote altimetriche non inferiori ai 25-30 m, effettuando solo escursioni occasionali nella piana che, per vari motivi, li portavano all'interno di un territorio che vedeva genti che iniziavano ad organizzarsi sul territorio con attività sedentarie. La trasgressione versiliana segnava poi la linea di costa con un'ampio seno a n-w di Scafati e, il corso del fiume Sarno risultava assai più breve di quello odierno impegnando un alveo più ampio ed in posizione più meridionale dell'attuale in territorio di Scafati. Nel Bronzo medio-finale c'era un ampio fronte sorgentizio ai piedi delle montagne di Sarno (Fig. 7) che formava un ambito d'acqua nella parte alta della piana prima d'indirizzarsi al collettore del fiume Sarno. Con l'eruzione pliniana delle Pomici di Avellino (1760 a.C.) si pose un marker che permette di datare le frequentazioni del Bronzo medio e finale. Longola rappresenta la conquista dell'acqua da parte di comunità che ormai avevano acquisito tutte le tecniche di bonifica per governare l'acqua e poterci vivere, questa volta, con i piedi dentro. La progadazione aveva fatto avanzare la linea di costa fino a conformare i cordoni dunari di Pioppaino-Bottaro disegnando la laguna retrodunare di Murecine, la cui sponda si poneva a circa 700 m da porta Stabia di Pompei, e da cui si raggiungeva l'ambito fluvio-lagunare costiero. Le eruzioni pliniane intorno al 1.000 a.C. lasciarono ancora un'impronta sul territorio su cui s'inscrisse la protostoria fino all'età arcaica quando, con l'oracolo di Apollo, si diede vita alla fondazione di Pompei.

La conclusione non può non portarmi alla mente lo specchio di antropologia culturale che vede riflessa l'immagine di villaggi dei terracqua che ancora oggi vivono in altri continenti. La contemporaneità dei villaggi d'acqua, nello spazio e nel tempo di oltre 3000 anni, parla di genti e di culture con il loro pantheon di divinità ancestrali e le loro religioni animiste, i loro rituali e quant'altro. Le migrazioni, il meticcio e le contaminazioni culturali con i loro pidgin fino alla creolizzazione delle lingue non sono un fenomeno di oggi ma di sempre, né sono sorprendenti le perle di pasta vitrea nel locale-globale dei millenni di storia e proto-preistoria. La pasta vitrea rappresenta solo una di quelle perle infilate dalle società nella collana della storia.



Fig. 7 - Il Dio Sarno al centro di due sorgenti dell'omonimo fiume in un affresco pompeiano di età augustea.

Bibliografia

- BERG R. (2007) - *Saggi stratigrafici nei vicoli a est e a ovest dell'Insula (IX,12). Materiali e fasi*. In: "Nuove ricerche archeologiche nell'area vesuviana (scavi 2003-2007)". Atti del Convegno Internazionale. L'Erma di Bretschneider, Roma, 363-375.
- CINQUE A. (1999) - *La collina pompeiana e la sua origine geologica*. In: "Pompei, il Vesuvio e la penisola sorrentina": Atti del secondo ciclo di conferenze di Geologia, Storia e Archeologia. Pompei. Edizioni Bardi, Roma.
- CIONI R., MARINELLI P., SBRANA A. (1990) - *L'eruzione del 79 d.C.: stratigrafia dei depositi ed impatto sugli insediamenti romani nel settore orientale e meridionale del Somma-Vesuvio*. In: "Rivista Studi Pompeiani", IV.
- MARTURANO A. (2009) - *Evidence for Holocene uplift at Somma-Vesuvius*. In: "Journal of Volcanology and Geothermal Research", 184, 451-461.
- PATTI O. (2008) - *Perle e palafitte: lagunari allo specchio tra Mediterraneo ed Africa nera*. BESA Editrice. Nardò (LE).
- PATTI O. (2003) - *Nuovi dati sulla ricerca geo-archeologica dell'Insula dei Casti Amanti (IX, 12)*. In: "Rivista Studi Pompeiani", XIV. L'Erma di Bretschneider, Roma, 320-328.
- PATTI O. (2000) - *Il sito di Murecine nella paleogeografia di Pompei*. In: "...Mitis Sarni Opes". Autostrade Meridionali, Denaro Libri. Napoli. 157-162.
- PATTI O. (1999) - *SarnoilSarnoilSarnese: ecogeografia dell'acqua dai disastri alla risorsa*. Edizioni Scientifiche Italiane. Napoli.
- ROBINSON M. (2007) - *La stratigrafia nello studio dell'archeologia preistorica e protostorica a Pompei*. In: "Nuove ricerche archeologiche nell'area vesuviana (scavi 2003-2007)". Atti del Convegno Internazionale. L'Erma di Bretschneider, Roma, 125-136.
- SIGURDSSON H., CASHDOLLAR S., SPARKS STEPHEN R.J. (1982) - *The eruption of Vesuvius in A.D. 79: reconstruction from historical and volcanogical evidence*. In: Am/Arch, vol.86.
- VARONE A. (2007) - *Per la storia recente, antica e antichissima del sito di Pompei*. In: "Nuove ricerche archeologiche nell'area vesuviana (scavi 2003-2007)". Atti del Convegno Internazionale. L'Erma di Bretschneider, Roma, 349-362.

GEOARCHEOSITI. PROPOSTA DI ITINERARI GEO-TURISTICI NEL TERRITORIO COMUNALE DI VITERBO

Agata Romagnosi & Gioacchino Lena

Università degli Studi della Tuscia di Viterbo - Facoltà di Conservazione dei Beni Culturali

Riassunto

L'articolo che segue riguarda la presentazione di tre itinerari geo-turistici proposti per il territorio comunale di Viterbo.

I luoghi interessati rientrano all'interno di una particolare categoria di beni denominati geoarcheositi in base alle loro caratteristiche di rilevante interesse dal punto di vista geologico e storico-archeologico. Questi beni hanno come asse interpretativo quello della storia, ma si basano anche su concetti di continuità e di integrazione fra il contesto paesaggistico attuale e la sua geostoria.

Questo aspetto è particolarmente evidente nel territorio di Viterbo dove coesistono contemporaneamente i caratteri litologici e strutturali di tre diversi distretti vulcanici (il Vulsino, il Cimino e il Vicano) che hanno caratterizzato e modificato nel corso dei secoli la morfologia del paesaggio e di conseguenza le esigenze dell'uomo. Alcuni luoghi come la "tagliata del Signorino", antica via cava che collegava Viterbo alla costa tirrenica, oppure le terme, hanno segnato attraverso la loro natura geologica lo sviluppo degli insediamenti umani e lo sfruttamento del territorio.

La conoscenza del passato e del presente geologico di questi luoghi, intergrata alla ricerca storica che riguarda l'interazione dell'uomo, delle tradizioni e delle culture che si sono susseguite nei tempi, è fondamentale per una migliore fruizione e tutela del paesaggio e dei beni che lo caratterizzano.

Introduzione

L'originalità di un paesaggio, oltre ad essere legata alle caratteristiche geomorfologiche del territorio, è stata ed è inevitabilmente condizionata dall'intervento dell'uomo. Anche gli elementi e i beni archeologici sono, a loro volta, inseriti in contesti naturali e, spesso, ne diventano elementi caratterizzanti a tutti gli effetti.

Le complesse interazioni tra uomo e ambiente sono alla base della formazione del paesaggio attuale; la presenza e l'attività antropica hanno condizionato l'evoluzione dei vari elementi fisiografici e, a sua volta, l'uomo ha risposto ai condizionamenti della geomorfologia modificando le proprie infrastrutture.

Una lettura territoriale che sia insieme storico-topografica e geomorfologica può portare alla comprensione dei meccanismi che hanno determinato l'evoluzione sia fisica sia antropica del territorio: oltre ad essere essenziale nell'interpretazione geologica di superficie, lo studio dei reperti archeologici risulta molto spesso, nei contesti di sedimentazione continentale, uno dei metodi principali, se non l'esclusivo, per comprendere la cronologia relativa o assoluta del territorio e per studiare lo sviluppo dei processi pedogenetici che li interessano.

L'adeguamento ad una nuova filosofia culturale di integrazione fra discipline scientifiche e discipline umanistiche rappresenta un importante ambito preferenziale che possiamo individuare nei rapporti fra patrimonio culturale di tipo archeologico, storico-architettonico e il contesto paesaggistico in cui è inserito (Panizza, 2003).

L'archeologia intesa come scienza rivolta alla storia dell'uomo, all'individuazione delle arti antiche, degli

usi, dei costumi e delle attività è anche una disciplina che si presta a collaborare con qualsiasi altra materia inerente la storia dell'umanità e della terra. Fra queste, la geologia sembra essere una di quelle materie che, applicata alla ricerca archeologica, fornisce informazioni utili alla descrizione di un quadro completo sugli elementi oggetto di studio, aiutando la ricerca e la sperimentazione in ambito non solo, prettamente storico e archeologico, ma allo stesso tempo legato allo sfruttamento delle "risorse ambientali" delle quali l'uomo ha usufruito e in molti casi continua ad usufruire ancora oggi.

La fruizione e la valorizzazione di beni che siano allo stesso tempo "beni geologici e culturali" potenzia l'attività di studio, di conservazione e di promozione del patrimonio geologico culturale e archeologico.

Il termine **geoarcheosito** si riferisce a tutti quei luoghi del paesaggio aventi alto interesse ambientale, antropico, storico-archeologico e paesaggistico, in cui l'aspetto geologico e quello antropico assumono un ruolo fondamentale e hanno la stessa importanza (Lena, 2009).

Possiamo inserire all'interno di questa categoria di beni le aree o i singoli monumenti archeologici che sono allo stesso tempo testimonianze del passato ma anche oggetti di rilevante interesse scientifico.

I geoarcheositi, così come li abbiamo definiti, si trovano in tutto il mondo e in particolar modo in un paese come l'Italia in cui si è avuta una lunga storia dell'insediamento umano anche in aree più diversificate possibili.

Reperire dei siti dove l'interesse scientifico di tipo geologico sia uguale a quello di rilevanza archeologica significa saper riconoscere l'interazione della millenaria attività umana con il paesaggio geomorfologico originario che ha lasciato tracce visibilmente e perfettamente integrate ai nostri occhi.

Fra le varie forme di geoarcheositi impresse nel paesaggio dall'attività antropica possiamo elencare come esempi: gli antichi insediamenti, le necropoli scavate nella roccia, la viabilità antica, le antiche vie cave o "tagliate" (in galleria o a cielo aperto), la ritualità, e il mondo sotterraneo (Cresta *et alii*, 2005).

La città di Viterbo è ubicata nella parte terminale delle pendici nordoccidentali dei Monti Cimini in corrispondenza di un ampio plateau. Il territorio preso in esame ricade in una zona quasi completamente coperta da prodotti vulcanici pleistocenici, attribuiti a due diversi cicli: il ciclo acido della Provincia Tosco-Laziale cui appartiene il Distretto Vulcanico Cimino e quello potassico della Provincia Magmatica Laziale rappresentato dal Distretto Vulcanico Vicano. Sono inoltre presenti coperture recenti rappresentate da alluvioni e depositi eluvio-colluviali, mentre a nord-ovest affiorano i prodotti dell'attività vulcanica dei Monti Vulsini. (Chiocchini & Madonna, 2006)

Gli itinerari **geoarcheologici** individuati rappresentano un primo approccio alla promozione dei beni geologici e archeologici, attraverso la selezione di percorsi turistici tra i luoghi più suggestivi del territorio della Tuscia che conducono il visitatore alla scoperta della storia racchiusa nelle rocce e nei paesaggi (Fig. 1).

Itinerario 1: Viterbo - Strada Riello - Grotte Riello - Terme del Bacucco - Lettighetta - Terme del Bagnaccio.

Itinerario 2: Viterbo - "Tagliata" del Signorino - Zona delle tagliate etrusche - Ponte San Nicolao - Cassia antica - Terme del Paliano.

Itinerario 3: Viterbo - Necropoli Poggio Giudio - Strada Bagni - 'Terme degli Almadiani' - Terme e sorgente del Bullicame - Terme Carletti.

Fra questi tre itinerari i luoghi più suggestivi che in tutti i loro aspetti rientrano a pieno nella categoria di "geoarcheosito" e che meritano una descrizione più dettagliata sono: la "tagliata" del Signorino, la necropoli di Poggio Giudio e le sorgenti idrotermali concentrate in una fascia lunga circa 13 km, ubicata ad Ovest del centro urbano.

L'antica "**tagliata**" del Signorino si trova fuori le mura di Viterbo, a circa 300 metri a SO di Porta Faul. Questa rappresenta un esempio di notevole interesse, sia per il forte effetto suggestivo d'insieme quando

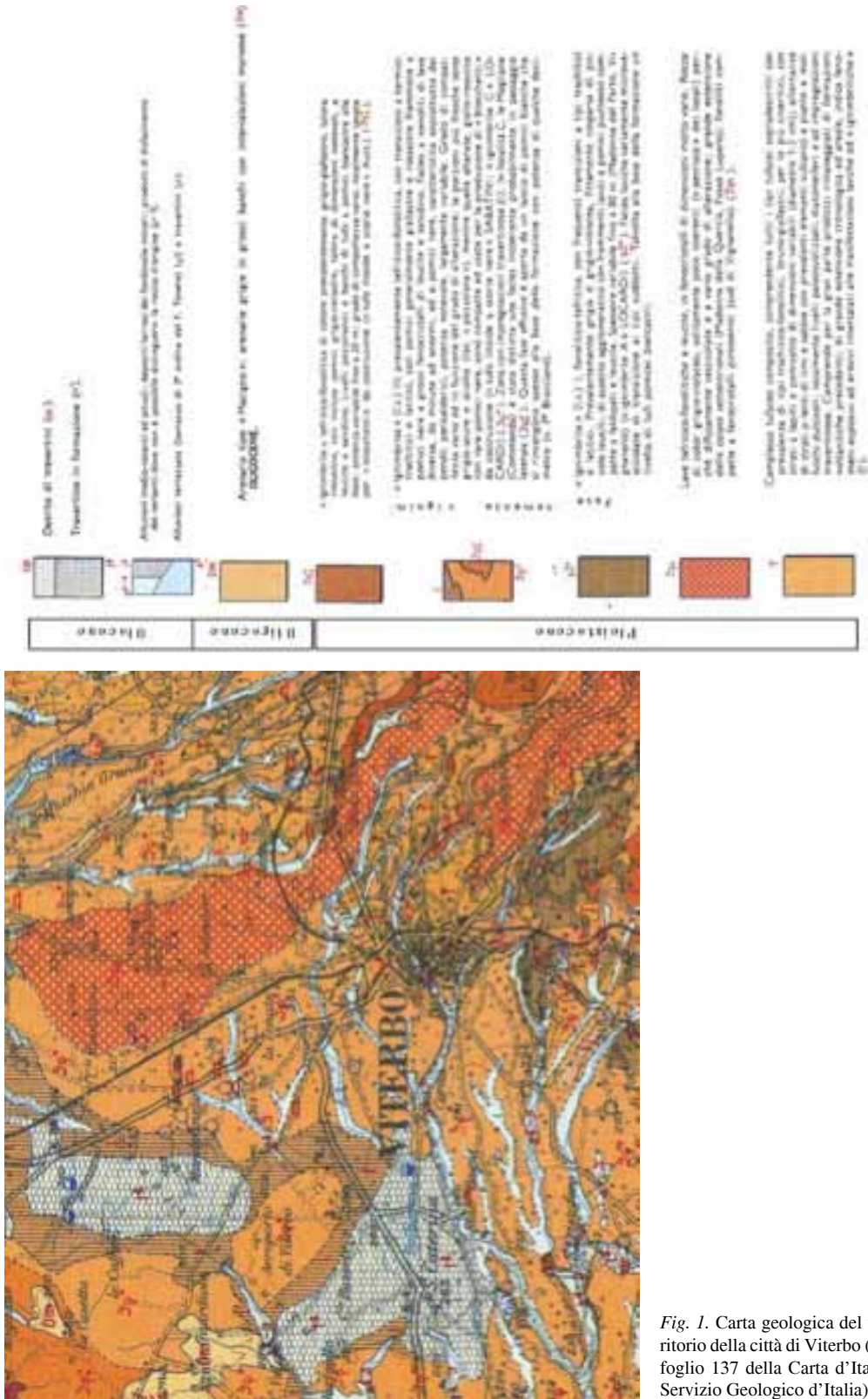


Fig. 1. Carta geologica del territorio della città di Viterbo (dal foglio 137 della Carta d'Italia, Servizio Geologico d'Italia).

la si attraversa, sia per le vicende storico-archeologiche che la riguardano, nonostante le varie manomissioni, allargamenti e frane che ha subito nel corso del tempo, fino a quella recente che ha rivestito di asfalto il piano stradale (Milioni, 2007).

Riguardo a questa "ingegneria stradale" possiamo definire "maestri" le popolazioni di area etrusca, in particolare gli Etruschi e i Falisci, di cui sopravvivono numerose vie di trincea realizzate sin dal VII-VI sec. a.C. Chiamate genericamente "tagliate" o, negli studi più recenti, "vie cave", costituiscono ancora oggi una delle più evidenti e suggestive caratteristiche del territorio dell'antica Etruria meridionale.

Il primo tratto della strada, incassato tra le pareti di tufo alte 7-8 metri, rientranti nell'Unità dei Tufi Stratificati Varicolori (Chiocchini, 2006), conserva un andamento curvilineo irregolare e mostra segni di erosione e frane. Lungo la "tagliata", in prossimità di una curva (a sud del Fosso dell'Olmo), si può notare sulla parete orientale, ad un'altezza di circa 5 metri, una porta con un arco a tutto sesto, attualmente murata. Probabilmente l'accesso ad essa avveniva attraverso una rampa che collegava la strada sottostante della quale purtroppo restano scarse tracce (Milioni, 2007). Più avanti la strada discende e si incontra un secondo tratto di tagliata, ancora più profondo della precedente, con pareti alte circa 10 metri nelle quali si notano aperture, cunicoli e tombe, più volte utilizzate nei secoli per vari scopi. Probabilmente era l'asse principale di un'antica rete viaria che collegava *Surina* al Tirreno e alle città meridionali di Veio e Cerveteri (Giannini, 2003).

Vicino al bivio della Strada Signorino con Via Santa Maria in Silice, era ben visibile fino a qualche anno fa, un'altra importante testimonianza legata alla storia del luogo: la grande grotta chiamata "Grotta del Cataletto" (Galeotti, 2002).

Oggi si nota solo l'apertura di un piccolo ambiente ipogeo quasi completamente riempito di rifiuti, all'interno del quale si scorge l'inizio di un cunicolo sulla parete destra.

Leggende e verità avvolgono la storia di questa grotta che in realtà non è mai stata indagata sistematicamente.

Secondo le informazioni riportate da storici locali, attraverso una serie di cunicoli passanti al di sotto del Fosso Urcionio giungerebbe fino al Casale del Boia, posto a circa 1,200 km a NO.

La grotta deve la sua denominazione ad una leggenda popolare, che vi assegnava quattro diavoli trasportanti un letto mortuario, i quali durante le *notte illuni* svolgevano un prestigioso corteo con canti e suoni. (Orioli, 1849).

La **necropoli di Poggio Giudio** è situata su un'unità geologica definita in letteratura come Unità del Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano (Chiocchini, 2006) che si trova appena fuori Porta Faul e si affaccia a meridione sulla valle del Fosso Urcionio, percorsa dall'attuale Strada Bagni.

Le colline tufacee che circondano l'attuale città di Viterbo presentano numerose testimonianze di vita in età etrusca e romana. Assai frequenti in particolare sono gli indizi relativi alla presenza di piccoli nuclei di necropoli, costituiti da tombe a camera assai modeste riferibili all'età ellenistica. È possibile interpretare queste evidenze archeologiche come la testimonianza dell'esistenza di villaggi sorti in funzione dello sfruttamento agricolo nelle immediate vicinanze del centro di Sorrina, localizzato sul Colle S. Lorenzo presso il Duomo di Viterbo.

Su questa collina di Poggio Giudio furono scavate numerose camere funerarie (la cui utilizzazione sembra andare dal VI al I sec. a.C.) per la maggior parte del tipo "a spina di pesce", con fosse scavate nelle banchine laterali; solo una minima parte di esse presenta questo tipo di sepoltura associato a sarcofagi (Barbieri, 1996; Giannini 2003). Particolarmente interessante è però l'utilizzo che se ne è fatto nei vari secoli e come lo sfruttamento del tufo sia legato dal punto di vista geologico anche alla produzione di materiale da

costruzione. La parte più occidentale del poggio era infatti nota anche come Poggio delle Fornaci per la presenza di tali manufatti che riutilizzavano nella loro forma conica le tombe preesistenti e la roccia stessa per produrre della calce.

La testimonianza dello sfruttamento di queste tombe come fornaci, per la produzione di calce, viene fornita anche da fonti letterarie come l'accurata descrizione di V. Procaccini Ricci (Procaccini Ricci, 1821): "Il poggio delle fornaci porta tale nome, perché vi si cuoce in più siti un travertino tartaroso, da cui si forma una calce per uso delle fabbriche nelle vicinanze. E siccome la pozzolana soprabbonda per ogn'intorno nei luoghi, di cui ora parliamo, così facilmente si vede composto dovunque un fortissimo cemento. La nominata pietra calcarea vi si trasporta da una discreta distanza, dove parecchie sorgenti la depositano in copia...". *Il travertino tartaroso* riportato in questo passo si riferisce ai depositi biancastrì che ritroviamo ancora oggi nel viterbese, nelle zone soggette ad attività termali; in particolare modo Procaccini Ricci si riferisce alla zona del Bullicame che si raggiunge oggi attraverso la Strada Bagni.

La zona del viterbese rappresenta infatti l'area di maggiore rilevanza nel territorio laziale per la naturale e artificiale (esecuzione di perforazioni nel terreno) presenza di fonti solfuree (Chiocchini, 2006). La presenza di **sorgenti termominerali** constitui una risorsa naturale sfruttata intensamente dall'uomo soprattutto a partire dall'età imperiale. Gli studi effettuati sulla geochimica di tali manifestazioni termali evidenziano che le acque emergenti in corrispondenza delle principali "sorgenti" presentano attualmente temperature tra i 38° e i 65°.

Sull'origine di queste acque è stato proposto il modello di infiltrazione delle acque meteoriche nel suolo (Pagano, 2005), queste si riscaldano a causa del gradiente geotermico anomalo della regione, acquistano maggior potere solvente nei confronti dei carbonati e solfati e sotto la spinta del carico idrostatico risalgono verso il suolo seguendo, in questo caso, le uniche vie disponibili: le fratture e le faglie. I travertini sono da considerarsi manifestazione dell'attività termale, in quanto conseguenza diretta della risalita dei fluidi profondi sulla superficie terrestre. Le placche affioranti hanno infatti lo stesso allineamento delle sorgenti termali: nord-sud, con lobi più o meno pronunciati verso ovest, in funzione del drenaggio superficiale.

Fin dai tempi più antichi vennero sfruttate le proprietà curative di queste acque solfuree e ne fanno fede i numerosi resti di ville e terme romane sparse lungo la direttrice di ben 11 km, a cavallo della via Cassia, che unisce varie emergenze spontanee della falda acquifera termo-minerale.

La fama delle virtù terapeutiche delle acque viterbesi rimase immutata nei secoli, tanto che numerosi Pontefici e Cardinali ne fecero il luogo prediletto di cura, soprattutto in epoca medievale e rinascimentale mentre grandi scrittori e poeti, tra i quali anche Dante Alighieri, visitarono e scrissero di questi luoghi.

Ancora oggi presso la località Bagnaccio, il parco del Bullicame e la località Palliano, sono presenti alcune delle strutture termali moderne che permettono ai cittadini e ai visitatori di usufruire dei benefici di queste acque.

Le tre proposte di itinerari che seguono sono state redatte in base a fonti storiche, archeologiche, culturali, geografiche e geologiche, ma alcuni dei luoghi riportati non sono accessibili a causa della mancanza di tutela delle zone interessate.

Itinerario 1

Viterbo - Strada Riello - Grotte Riello - Terme del Bagnaccio - Lettighetta - Terme del Bacucco. (figura 2. Schema dei percorsi dell'itinerario 1).

Uscendo dal centro storico della città di Viterbo, da Porta Faul, subito a destra, vi è una strada che costeggia le mura (Via del Pilastro), deviando poi a sinistra per la Strada della Palazzina, si incontrano i primi due

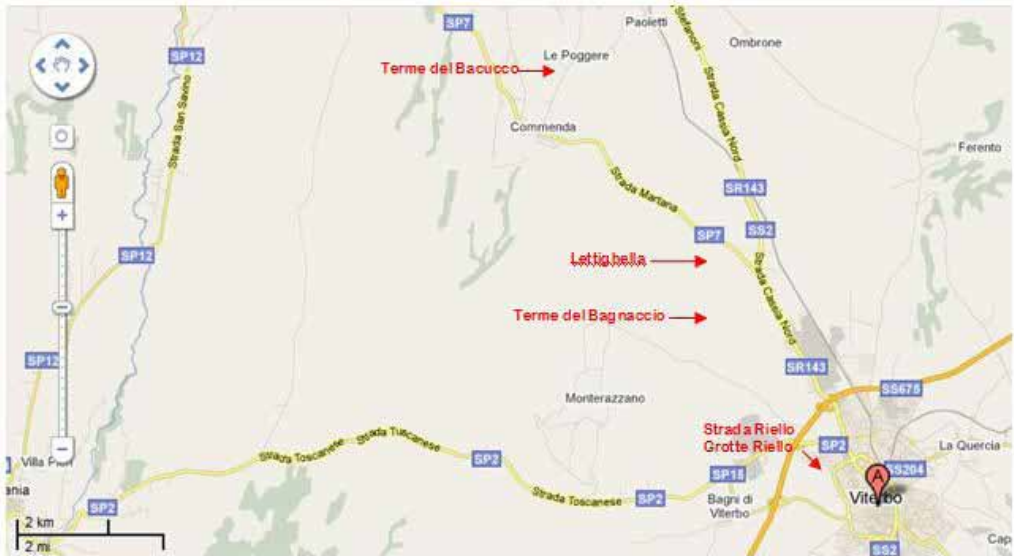


Fig. 2. Itinerario 1 (da Google maps).

tratti di tagliata etrusca. La zona compresa tra quest'ultima strada e la Strada Riello, che ricalca un antico tracciato etrusco, è caratterizzata da due lingue tufacee, facenti parte dell'Unità del Tufo Rosso a Scorie Nere Vicano, degradanti parallelamente da nord-est verso sud-ovest. Queste sul lato meridionale presentano una cospicua serie di tombe a camera, i cui ingressi si intravedono tra la vegetazione; oggi vengono utilizzate dai contadini in vario modo.

Al di là del fosso Riello si affacciano le cosiddette 'Grotte Riello', attualmente inaccessibili, che hanno dato adito in passato a strane e fantasiose teorie legate alla struttura labirintica degli ipogei. Alla luce dei nuovi studi l'intero complesso viene interpretato come un'imponente opera idraulica etrusca, destinata a convogliare e raccogliere le acque piovane. Il complesso, mai completamente visitato e studiato, sembra presentare cunicoli franati, ostruiti di terra o allagati, ai quali si alternano grandi camere e puticoli, alti 20-25 metri, che sboccano sul piano della collina. Alcuni cunicoli entrano nel sottosuolo per ricercare ad abduere acqua, mentre altri ne escono e corrono in basso trasportando l'acqua nelle vallate sottostanti (Giannini, 2003). Questo grande impianto permetteva agli Etruschi di disporre dell'acqua per l'irrigazione nei tempi estivi o in periodi di siccità così come avviene ancora oggi, l'ingresso è infatti sbarrato ed utilizzato come deposito d'acqua.

La parte iniziale del complesso, una volta esaurita la sua funzione, venne utilizzata come corridoio nel quale si scavarono due ordini di loculi, con lo scopo di consentirne l'utilizzo come catacombe in epoca paleocristiana anche se la mancanza di elementi cronologici rende difficile una datazione approssimativamente precisa dell'ipogeo (Miloni, 2007; Giannini, 2003).

Allontanandosi dalla città ed immettendosi sulla strada Tuscanese, dopo un paio di km si arriva all'incrocio tra la S.S. Cassia Nord e la strada per Marta; il bivio costeggia una zona che in passato fu molto famosa per la presenza di impianti termali: la località Bagnaccio.

In questa zona, ancora oggi, grazie alla presenza di 5 'vasche', che sfruttano la sorgente idrotermale del Bagnaccio (ancora attiva), è stato creato un parco termale aperto al pubblico che desidera usufruire dei benefici delle acque solfuree. Queste sono localizzate esattamente lungo la Strada Garinei raggiungibile dopo circa 2 km sulla sinistra della S.S. Cassia Nord.

Al km 1300 dell'attuale strada Commenda, a circa 200 metri sulla destra, si trovano alcuni resti di antichi edifici romani: le terme del Bacucco. Questi si dispongono presso una collina di concrezioni calcaree che dimostrano l'esistenza un tempo di una sorgente termale.

Tali terme vengono definite le più grandiose in assoluto, tanto da essere state visitate, in epoca rinascimentale, anche da Michelangelo e da Giuliano da Sangallo, che ne riprodussero alcuni schizzi, la pianta e il prospetto.

Gli scavi, che vennero effettuati nel 1835, dimostrano l'importanza di questo complesso e del suo splendore: della decorazione marmorea e musiva, che ornava in antico le sale, furono rinvenute numerose testimonianze, fra queste 11 busti di marmo appartenenti a statue poste ad ornamento delle nicchie probabilmente attribuibili al II d.C. (Barbieri, 1991).

L'unico ambiente che oggi si conserva è stato interpretato come *calidarium*: di forma quadrata, con una grande apertura al centro di ogni lato, presenta all'interno quattro nicchioni posti negli angoli (Milioni, 1997).

Non lontano da questa zona, poco più avanti sulla destra, troviamo la cosiddetta 'Lettighetta', edificio in laterizio che è stato variamente interpretato dagli studiosi. L'edificio ha forma quadrangolare, è diviso in 2 piani ed è in opera cementizia, con paramento interno in opera listata ed esterno in laterizio. (Fig. 3). L'interpretazione più probabile è che si tratti di un edificio sepolcrale, del tipo a camera e a podio, diffusa come tipologia soprattutto tra il II-III sec. d.C. (Milioni, 1997; Crema, 1959).



Fig. 3. La "Lettighetta" in località Bagnaccio.

Itinerario 2

Viterbo - "Tagliata" del Signorino - Zona delle tagliate etrusche - Ponte San Nicolao - Cassia antica - Terme del Paliano (Fig. 4).

Uscendo da Porta Faul si prenda a sinistra la circonvallazione per Roma e subito dopo si imbrocchi a destra



Fig. 4. Itinerario 2 (da Google maps).

la via di Vico Squarano. Poco più avanti, all'altezza di una curva a sinistra, si prosegue dritto per una via, ora asfaltata, che ricalca il tracciato della già citata "tagliata" del Signorino (Fig. 5).

Proseguendo lungo tale strada si incontrano altre numerose testimonianze di antiche "tagliate", come ad esempio la strada Freddano. Questa presenta vari tratti di pareti tufacee alte 3-4 metri e conduce, dopo circa quattro chilometri, ad una località nota come 'Ruota del Ciciliano' sulle riva del Fosso Caldano. Oltre alla strada Freddano, si incontrano la strada Mezzogrosso (che si collega all'omonima valle), la strada Gesù Nazareno, quella del Salamaro, di Pontesodo e S. Nicolao. Probabilmente erano tutte strade comprese all'interno di un'antica rete viaria che collegava *Surina* al Tirreno e alle città meridionali di Veio e Cerveteri.



Fig. 5. "Tagliata" del Signorino.

Percorrendo la strada Signorino per circa tre chilometri si incrocia sulla destra una via che conduce, a poche centinaia di metri, al ponte San Nicolao la cui strada ricalca un percorso antico, in parte tagliato nella roccia. Un'iscrizione su lastra di travertino ci informa che il ponte fu costruito dall'imperatore Claudio (41-45 d.C.) e poi restaurato sotto Vespasiano (Barbieri, 1991); venne costruito in blocchi di travertino, ha un solo fornice e delle strutture originarie si sono conservate solo le spallette e i grandi piloni.

Prima di giungere al ponte San Nicolao si oltrepassa un punto in cui le pareti raggiungono circa nove metri di altezza. Molto interessante è inoltre la presenza di alcuni resti della strada basolata di epoca romana, che viene identificata con la Cassia.

Continuando in direzione sud la Cassia antica fiancheggiava un importante complesso termale in località Paliano-Masse di San Sisto (Pisani Sartorio *et alii*, 2007). Per visitare questa zona archeologica è necessario raggiungere la statale n. 2 Cassia, prendendo a sinistra la strada che costeggia il Fosso Sambuchete e si immette sulla statale in località Pian di Tortora.

I ruderi romani si trovano immediatamente a nord dell'attuale svincolo della superstrada per Orte, al km 74 delle Cassia (Barbieri, 1991). Prima di imboccare lo svincolo, si prenda a destra una strada campestre che costeggia i resti di un acquedotto romano in opera reticolata.

All'estremità di questo tratto di acquedotto conservato, dove vicino sgorga una sorgente di acqua solfurea, è visibile un *castellum aquae* (Fig. 6) costituito da una torretta quadrata.



Fig. 6. Castellum aquae in località Paliano.

La costruzione, conserva i fori del passaggio delle fistule, mentre l'interno rivestito da uno spesso strato di coccio pesto, conserva ancora concrezioni di calcare dovute all'uso. La parte superiore della struttura è stata ricostruita in opera mista (laterizio ed opera quasi reticolata) ed è un intervento da porre in relazione con il restauro più generale dell'acquedotto, documentato anche dall'innalzamento di quest'ultimo.

L'acquedotto per dimensioni e portata riforniva probabilmente un piccolo insediamento sorto a lato del percorso della via Cassia, del cui basolato restano diverse testimonianze. Recenti scavi hanno, infatti, portato alla luce alcuni ambienti, costruiti in opera reticolata, che sembrano aver funzionato sino al IV-V sec. d.C.; tracce di riscaldamento presenti in uno di essi hanno fatto supporre la presenza di un'altra piccola terma,

utilizzata probabilmente proprio dagli abitanti dell'insediamento.

Più avanti si notano i resti romani crollati, mentre proseguendo verso ovest, sulla sommità della collinetta che domina la piana, si raggiunge il complesso più significativo (Fig. 7).

Si tratta dei resti di una sala rettangolare con sette nicchie disposte sui lati lunghi, la cui tecnica costruttiva è l'opera mista (Fig. 8).

Attualmente il terreno su cui si trovano i ruderi è stato affidato ad un'associazione privata che ha creato un parco termale accessibile al pubblico. La sorgente di acqua solfurea che oggi sgorga nella zona non è più naturale, ma è opera di una perforazione avvenuta negli anni '80.



Fig. 7. Complesso abitativo in località Paliano.



Fig. 8. Terme del Paliano. Opera reticolata mista.

Itinerario 3

Viterbo - Necropoli Poggio Giudio - Strada Bagni - 'Terme degli Almadiani' - Terme e sorgente del Bullicame - Terme Carletti (Fig.9).

Uscendo dalla porta sud-occidentale della cinta muraria di Viterbo (Porta Faul), si raggiunge subito, oltrepassate le mura medievali, un'estesa zona di necropoli. La necropoli di Poggio Giudio si trova su una balza tufacea che si affaccia sul Fosso Urcionio, sul lato destro della strada che conduce agli stabilimenti termali. Come già anticipato precedentemente si tratta di tombe a camere scavate nel tufo datate al VI-I sec. a.C. che nel corso dei secoli hanno subito varie manomissioni.



Fig. 9. Itinerario 3 (da Google maps).

Dal 1981 Poggio Giudio è stato oggetto di studi, ricerche e scavi da parte della Società Archeologica Viterbese Pro Ferento che hanno portato all'individuazione e alla ripulitura di 13 tombe a camera di epoca etrusco-romana, già violate in antico (Barbieri, 1996).

Gli ultimi scavi e ricerche condotte dalla Società Archeologica Viterbese "Pro Ferento" nell'area del sito hanno messo in evidenza alcune opere di drenaggio realizzate dagli Etruschi per evitare allagamenti negli ambienti ipogei soggetti ad infiltrazioni. In particolare è stata scoperta un'intercapedine composta da vari ambienti ricavati nella roccia (Politini, 2005).

Proseguendo lungo la strada Bagni, superato il bivio, si scorgono nei campi a destra, dopo un casale, alcuni ruderi di epoca romana da riferire alle cosiddette 'Terme degli Almadiani'. I ruderi di queste strutture sono addossate al declivio della piccola collina che fiancheggia il versante nord della strada, anche se al momento sono quasi del tutto nascoste all'interno di un canneto. Si tratta di due muri di terrazzamento che si estendono paralleli in direzione est-ovest. Altre strutture si sono conservate sul lato nord della strada Bagni, poco oltre il Ponte Camillario. Sono state identificate come due cisterne che probabilmente venivano alimentate dalla vicina sorgente del Bullicame. Questa è ancora oggi visibile mezzo chilometro a nord della strada Bagni e costituisce tuttora la manifestazione termale più importante della zona.

La sorgente, oggi all'interno di un'area recintata, si trova su una collinetta biancastra costituita da concrezioni calcaree; l'acqua che sgorga è di tipo solfato bicarbonato alcalino terrosa, debolmente solfurea e ipertermale e sgorga alla temperatura di 58° C, con una portata di circa 9 litro al secondo. Acque di questo tipo transitano in acquiferi carbonatici profondi tali da giustificare, con adeguati gradienti geotermici, il loro riscaldamento nonché il loro arricchimento in solfati e carbonati (Pagano, 2005).

Ancora oggi è possibile usufruire dei benefici di queste acque, grazie alla recente sistemazione e in parte creazione di un 'parco naturale' pubblico, al quale si accede gratuitamente. Le terme, oltre che centri terapeutici, sono state anche luoghi culturali e di ritrovo di personaggi illustri, poeti e scrittori.

Uscendo dalla zona del parco e prendendo a destra, si raggiunge la strada provinciale per Tuscania. Lungo il percorso a sinistra sono state individuate altre strutture romane, oggi conosciute come Terme Carletti. Di esse purtroppo non si conserva molto, ad eccezione di pochi monconi di muro in laterizio.

La piscina Carletti sgorga da un piccolo rilievo crateriforme, dal quale si originano due canalette che raggiungono altrettante piscine (aperte al pubblico gratuitamente). Fino a qualche decennio fa queste 'vasche' venivano utilizzate per macerare e sbiancare la canapa.

L'acqua di questa sorgente è di tipo solfato bicarbonato alcalino terrosa, debolmente solfurea e ipertermale e sgorga alla temperatura di 58° C, con una portata di circa 1 l/secondo.

Conclusioni

L'illustrazione dei tre itinerari geo-turistici ha come obiettivo quello di fornire un primo e valido approccio alla promozione del territorio comunale di Viterbo.

I beni geologici culturali e in questo caso anche quelli archeologici si inseriscono all'interno dei più suggestivi luoghi della Tuscia spesso sottovalutati o non compresi del tutto.

Alcuni dei luoghi presentati in questo articolo non sono attualmente "protetti" o addirittura inaccessibili, nonostante l'intervento di alcuni privati. La divulgazione di questi geoarcheositi dovrebbe condurre ad una maggiore presa di coscienza della situazione, sottolineata da una forte necessità di "prevenzione" che incombe su questi e su altri numerosi siti del territorio viterbese.

Un intervento tempestivo condurrebbe alla salvaguardia di questi luoghi che si sono conservati nei secoli

ed hanno assunto per le varie epoche funzioni diverse. Alcuni di questi siti hanno avuto un ruolo essenziale per la crescita del territorio e per il suo sviluppo urbano e rurale, come ad esempio, la “tagliata” del Signorino che ha rappresentato uno degli assi principali che collegava l’antica *Surrina* con il Tirreno e che ancora oggi è una strada percorribile.

In generale la proposta di un itinerario geo-turistico si fonda sul riconoscimento nel paesaggio delle integrazioni e dei rapporti determinatisi nel tempo tra gli aspetti geologici e, nel nostro caso, quelli archeologici. Al riconoscimento di questi dovrebbe seguire la valorizzazione e la tutela, uniche componenti che mirano alla salvaguardia del patrimonio “culturale”.

L’eccessiva e sregolata antropizzazione del territorio ha già in molti casi danneggiato il valore paesaggistico infierendogli ferite difficilmente rimarginabili.

Nel caso di Viterbo abbiamo assistito ad una incontrollata urbanizzazione, la costruzione di raccordi e superstrade ha obliterato o nel peggior dei casi distrutto importanti luoghi del passato.

Capita spesso che, in occasione di ricognizioni sul territorio, si osservi come monumenti naturali quali, ad esempio, i geositi o i geoarcheositi, siano stati confinati in spazi ristretti, soffocati da edificazioni sovradimensionate se non addirittura, intaccati.

La tutela di questi luoghi dovrebbe dunque partire dalla riduzione del numero delle trasformazioni e da una conseguente riqualificazione dell’ambiente: recuperare una conoscenza già in passato in possesso delle comunità locali, trasformarla nelle modalità di conoscenza che sono proprie della nostra epoca e quindi riconoscere qualcosa che è sempre stata in quel luogo che da sempre è nota agli abitanti della zona e che ne ha condizionato l’esistenza senza limitarne l’agire.

Tutti i luoghi di cui si occupa la geoconservazione siano essi geositi o geoarcheositi dovrebbero essere classificati come beni naturali non rinnovabili: rappresentano una risorsa che va studiata e censita come componente del paesaggio da proteggere e salvaguardare, facendo parte di un patrimonio geologico e archeologico inestimabile che bisogna tutelare e valorizzare.

Bibliografia

- BARBIERI G. (1991) - *Viterbo e il suo territorio*. Roma 1991.
- BARBIERI G. (1996) - *Le necropoli etrusco-romane di Poggio Giudio e Casale Merlani presso Viterbo*. "Opuscula Romana", 21, 1996, 7-51.
- CHIOCCHINI U. (2006) - *La geologia della città di Viterbo*. Roma 2006.
- CHIOCCHINI U. & MADONNA S. (2006) - *Geologia*. In: Chiocchini U. (a cura di), "La geologia della città di Viterbo", 19-22.
- CREMA L. (1959) - *L'architettura romana*. "Enciclopedia Classica" III, XII, 1, 242-250.
- CRESTA S., FATTORI C., MANCINELLA D., BASILICI S. (2005) - *La geodiversità del Lazio, Geositi e Geoconservazione nel sistema delle aree protette*. Collana verde dei parchi, serie tecnica n. 5, Firenze 2005.
- GALEOTTI M. (2002) - *L'illustrissima città di Viterbo*. Viterbo 2002.
- GIANNINI P. (2003) - *Centri etruschi e romani nel Viterbese*. Viterbo 2003.
- LENA G. (2009) - *Geositi e archeologia*. *Geologia dell'ambiente* 2/2009, Roma 2009, 7-10.
- MILIONI A. (1997) - *Terme romane in località Bagnaccio*. In: Informazioni, Periodico del Centro di Catalogazione dei Beni Culturali di Viterbo, VI, 14, 33-40.
- MILIONI A. (2007) - *Contributi Viterbo II*. Carta Archeologica d'Italia. Viterbo 2007.
- ORIOLI F. (1849) - *Viterbo e il suo territorio. Archeologiche ricerche*. Roma 1849 (rist. an. Viterbo 1997).
- PAGANO G. (2005) - *Caratteri idrogeologici del bacino termale Viterbese, la clinica termale*. *Archivio dell'Associazione Medica Italiana di Idroclimatologia, Talassologia e Terapia Fisica*, vol. 52 (3-4), 81-90.
- PANIZZA M. (2003) - *I geomorfositi in un paesaggio culturale integrato*. In: "La memoria della terra la terra della memoria". Collana naturalistica del Servizio Parchi e Risorse Forestali - Regione Emilia-Romagna - Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, 23-27.
- PISANI SARTORIO G., SANNA F., TURCHETTI R., VINCENZI M. (2007) - *Termalismo antico e moderno nel Lazio*. Roma.
- POLITINI S. (2005) - *Una grandiosa opera di drenaggio etrusca, Biblioteca e Società*. *Rivista del Consorzio per la gestione delle Biblioteche Comunali degli Ardenti e Provinciale "Anselmo Anselmi"*, 3-4, XXIV, 11-12.
- PROCACCINI RICCI V. (1821) - *Da Bolsena ai contorni orvietani ed lago Cimino e di lui adiacenze*. In: "Viaggi ai vulcani spenti d'Italia." *Viaggio secondo*. Volume II. Tomo I, 158-160.

LE ANTICHE LATOMIE COSTIERE DI MARZAMEMI (SR): UN PATRIMONIO GEOMORFOLOGICO DA VALORIZZARE

Alessandro Rustico ¹ & Gioacchino Lena ²

¹ Archeologo, Via Tenente Sipione, 45 - Rosolini (SR) - alessandrorustico@hotmail.it

² Geoarcheologo. SIGEA, Via Cava San Lorenzo, 15 - 87044 Cerisano (CS)

Riassunto

Col presente articolo, si riportano i risultati di uno studio riguardante due estese latomie coltivate in età greca classica lungo la costa dell'odierno centro abitato di Marzamemi. L'assenza quasi totale di bibliografia relativa a queste cave ha comportato l'analisi dettagliata di entrambe, al fine di comprenderne la litologia dei banchi coltivati, le tecniche di estrazione, la dimensione dei blocchi prodotti e gli strumenti utilizzati dai cavatori. La valutazione della loro cronologia e della meta dei blocchi estratti ha necessitato inoltre, in mancanza di reperti datanti e di indizi circa la destinazione dei massi asportati, la ricerca, la valutazione e l'adozione di un metodo di indagine, fondato sul confronto delle dimensioni e delle caratteristiche litologiche tra i blocchi cavati dalle due latomie e quelli utilizzati nei più importanti monumenti antichi dell'area. La comparazione delle peculiarità litologiche è stata eseguita, in un primo momento, macroscopicamente e, in seguito, nel dettaglio tramite l'esame microscopico delle sezioni sottili e le analisi calcimetriche. Da ciò, è emerso che i materiali provenienti dalle due cave furono utilizzati nella costruzione sia del tempio di età classica (V secolo a.C.), sia della chiesetta bizantina (VI-IX secolo d.C.), entrambi inglobati all'interno delle strutture di una masseria settecentesca.

Introduzione

Il piccolo borgo marinaro di Marzamemi, distante pochi chilometri a N-E dall'abitato di Pachino (SR), racchiude due antiche cave costiere (Fig. 1, a e b): la più grande di esse, ampia 36.800 metri quadri, occupa tutta la metà orientale del terrazzo calcarenitico tirreniano su cui è stato edificato l'abitato; la più piccola, estesa m² 3.500 ca., interessa la metà orientale dell'Isola Grande. Le latomie sono state considerate, approssimativamente, in alcuni studi riguardanti l'archeologia costiera del territorio siracusano (Lena & Basile, 1986; Lena *et alii*, 1988; Guzzardi & Basile, 1996) e, più in dettaglio, in un recente articolo relativo alle antiche latomie presenti nella costa meridionale della provincia di Siracusa (Lena & Rustico, 2010). La frazione marinara in questione è compresa all'interno di quella che può definirsi "l'area dei Pantani", la cui attuale morfologia è caratterizzata da una serie di stagni allungati parallelamente alla costa e chiusi verso il mare da lembi elevati delle calcareniti tirreniane o da cordoni sabbiosi attuali (Lena *et alii*, 1988). L'area in esame, situata nell'estremità sud-orientale del massiccio carbonatico ibleo, iniziò a definirsi geomorfologicamente nel corso del Tirreniano, allorché si depositarono calcareniti (talvolta grossolane e spesso organogene) associate a sabbie cementate a stratificazione incrociata. Nel corso dell'ultima pulsazione fredda, i corsi d'acqua approfondirono il loro alveo, mentre i sedimenti appena deposti si vennero a trovare in buona parte emersi. Alla fine della glaciazione, con la risalita olocenica del livello marino, mentre gli alvei dei torrenti furono in parte invasi dalle acque del mare, le barre sabbiose all'estremità delle insenature crearono le paludi costiere oggi esistenti. In un momento successivo, avvenne l'emersione di esse ed un ulteriore sbarramento ad opera delle dune costiere. Allo stesso modo, le depressioni della panchina tirreniana furono invase dalle acque, formando gli stagni e le paludi che occupano caratteristicamente tutta la costa a sud di Lido di Noto-SR (Lena & Bongiovanni, 2004).



Fig. 1a - Inquadramento geografico dell'area d'interesse.



Fig. 1b - Localizzazione delle latomie costiere di Marzamemi sull'ortofoto 652060, corrispondente alla CTR 1:10000 (Sez. 652060, Pachino).

Latomia Maggiore

La latomia maggiore (Fig. 2, a e b) fu scavata su un banco di calcarenite tirreniana che, nota nel dialetto locale come giuggiolona (Lena *et alii*, 1988), era di colore bruno, estremamente porosa con il 40% di vuoti, granulare e poco compatta. Dalle sezioni sottili di campioni di roccia, è emerso come tale calcarenite sia caratterizzata da cristalli di plagioclasti (anche di grandi dimensioni) e cristallini scuri di biotite e augite (Fig. 3). Il processo di sedimentazione della panchina tirreniana ha portato alla formazione di banchi con giacitura pressappoco orizzontale potenti fino a cm 160-180 ed interessati da limitate fratture verticali. Queste fratture, frequentemente cementate da carbonato di calcio, presentano fessure molto ampie che, talvolta, si seguono anche per centinaia di metri (Fig. 4). L'andamento della coltivazione delle cave fu determinato frequentemente dalle lunghe diaclasi verticali, allo scopo di sfruttare la naturale frattura della roccia ed evitare la brusca interruzione dei reticoli di trincee impostati dai cavaatori (Lena & Rustico, 2008).

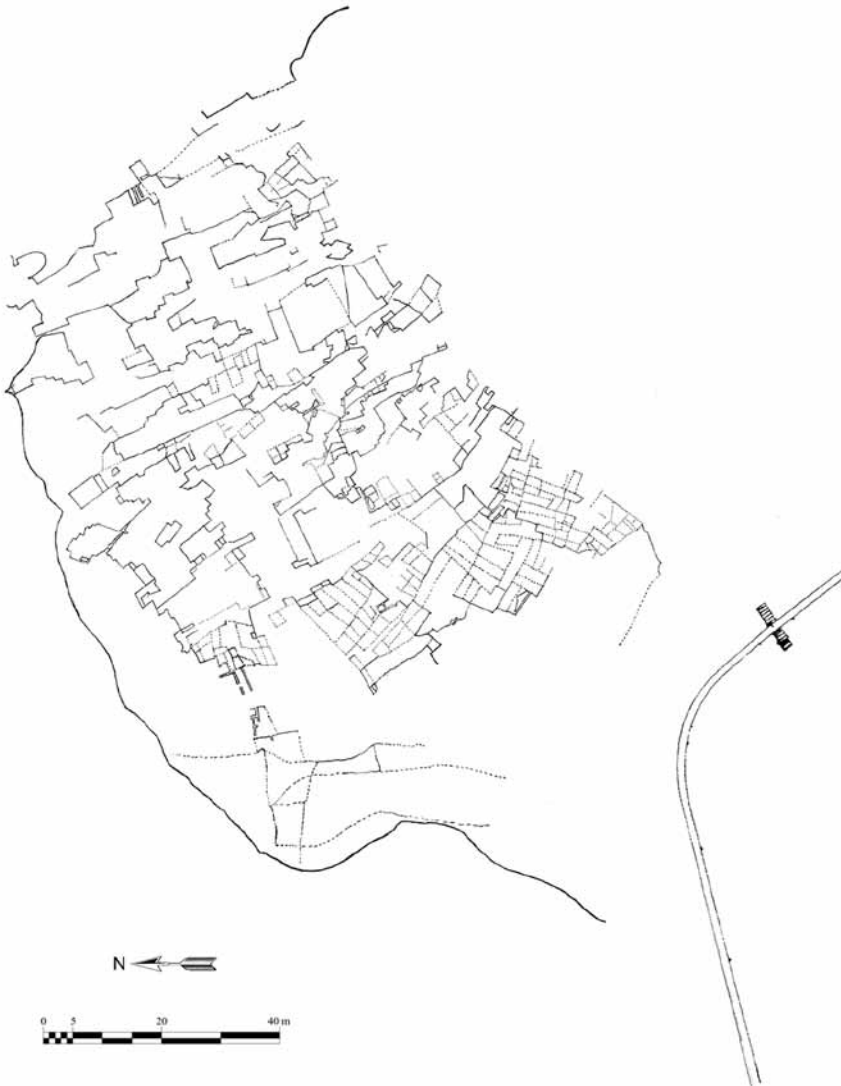


Fig. 2a - Latomia Maggiore. Planimetria di una parte del settore settentrionale (rilievo di A. Rustico e R. Rustico).

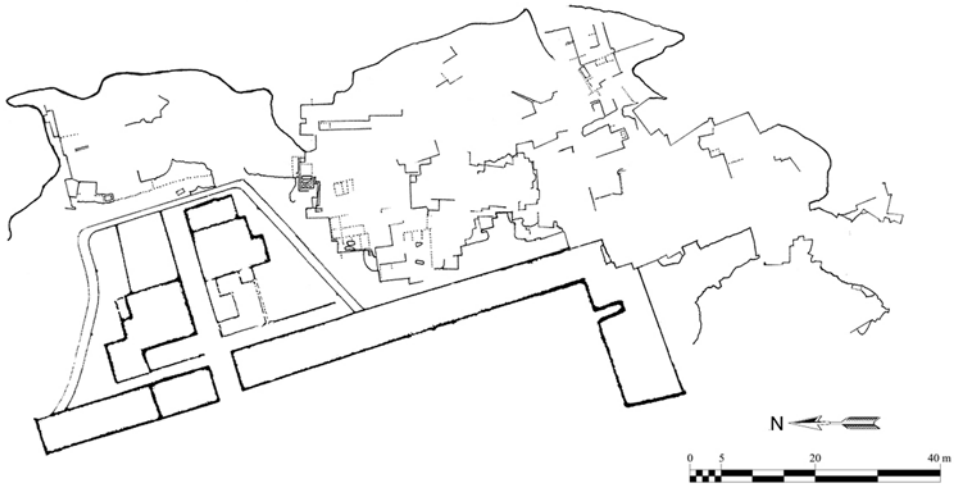


Fig. 2b - Latomia Maggiore. Planimetria del settore meridionale (rilievo di A. Rustico e R. Rustico).

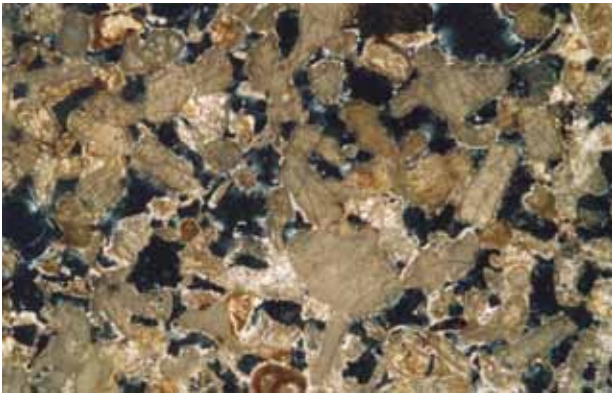


Fig. 3 - Latomia Maggiore. Sezione sottile: ingrandimento 2,5x nicols incrociati.



Fig. 4 - Latomia Maggiore. Settore settentrionale. In evidenza una delle lunghe diaclasi verticali.

La faccia orizzontale esterna dei banchi superiori di roccia, là dove non è avvenuta la coltivazione o la sommersione marina, è fortemente deteriorata; sono presenti, infatti, numerose vaschette di corrosione di vaste dimensioni seguite verso monte da docce e tubuli molto profondi. I fenomeni di corrosione superficiale non hanno tuttavia intaccato gli strati di roccia inferiori, permettendo ai cavapietre di livellare il terrazzo per tutta la sua estensione.

La latomia, orientata in senso NNO-SSE, si trova, quasi completamente, sotto il livello attuale del mare. La dimensione reale di essa è, con tutta probabilità, maggiore rispetto a quella sopra indicata, dato che buona parte del suo settore occidentale è nascosta sotto l'abitato di Marzamemi (Fig. 5, a e b). Mentre i piani di estrazione più prossimi alle abitazioni sono sommersi dal mare per un'altezza variabile tra i 10 e i 40 centimetri, le superfici di sfaldatura, più vicine al mare



Fig. 5a - Latomia Maggiore.
Settori centrale e settentrionale.



Fig. 5b - Latomia Maggiore.
Settore meridionale. Abitazioni del borgo antico edificate sulle superfici di estrazione della cava.

aperto, giacciono a -30/-120 centimetri sotto il livello attuale delle acque, precipitando fino a -150/-160 centimetri in coincidenza delle “fosse” di estrazione più profonde.

La cava appare come un vastissimo banco roccioso – naturale e ottimo frangiflutti per le abitazioni più vicine alla linea di costa – tutto intagliato geometricamente dalle operazioni di cavatura. Il contemporaneo impiego di diverse modalità di estrazione a “cielo aperto” permise ai cavaatori lo sfruttamento più intenso del terrazzo calcarenitico, nonostante le differenti condizioni fisiche della roccia (Lena & Rustico, 2008). I cavapietre organizzarono numerosi ed estesi reticoli di trincee (larghe tra i 7 e i 16 centimetri) là dove gli strati rocciosi erano meno intaccati da fratture verticali (Fig. 6); le maglie geometriche delle tagliate assunsero un orientamento diverso sia per favorire un migliore sfruttamento dei banchi rocciosi, sia per evitare brusche interruzioni dovute alla presenza delle diaclasi verticali. La realizzazione di maglie geometriche di caesurae avrebbe permesso di velocizzare la coltivazione, poiché i cavaatori estraevano più blocchi contigui contemporaneamente, risparmiando tempo ed energie (Cintoli, 2002). Altrove, i cavaatori scavarono delle fosse di estrazione più o meno profonde (alcune assai estese), sfruttando in profondità i banchi con un maggior numero di diaclasi verticali. L'impiego di diverse tipologie di estrazione avveniva dopo una prima fase di livellamento superficiale del terrazzo, che consentiva ai cavaatori di eliminare la superficie rocciosa deteriorata dai vari fenomeni di corrosione (vaschette, tubuli, docce, etc.). Le assise di estrazione, impresse nelle pareti verticali situate a ridosso delle abitazioni, testimoniano uno sfruttamento dei banchi rocciosi avvenuto per 2-3 livelli.



Fig. 6 - Latomia Maggiore.
Settore meridionale. Veduta delle tracce di un reticolo di trincee.

Le tracce lasciate dalla coltivazione denunciano l'uso di due modalità di asporto dei blocchi: la tecnica della cd. *pointillé* e l'estrazione tramite cunei (Lena & Rustico, 2008). La sfaldatura dei blocchi avvenne più frequentemente tramite la cd. *pointillé* (Fig. 8, a), vista l'esigua presenza di alloggiamenti di cunei sui piani orizzontali e verticali di estrazione. Questa tipologia di estrazione, spesso adottata dai cavaatori greci, comportava lo scavo di una sequenza di profondi fori lungo i margini inferiori dei quattro lati del blocco da estrarre. Il blocco, così trattato, poteva essere rimosso, facendo pressione su uno dei suoi lati. L'utilizzo della *pointillé*, lasciava una superficie di estrazione molto irregolare (Waelkens *et alii*, 1988). L'uso di questa tecnica di estrazione è testimoniata ovunque sulle superfici orizzontali di sfaldatura della latomia maggiore di Marzamemi dalla presenza di numerosissime serie di paralleli solchi allungati, impressi col piccone lungo i margini inferiori dei quattro lati del blocco da estrarre (Fig. 7).

Molti dei negativi di estrazione e dei blocchi da cavare presenti sulle superfici orizzontali di tutta la latomia testimoniano la frequente asportazione di enormi conci (cm 360x210, cm 320x180, cm 300x115 e cm 240x100), i quali venivano successivamente divisi in più elementi tramite l'impiego di cunei. Ciò è confermato dai numerosi massi rimasti in situ, presso i quali si riscontrano i sottomultipli delle misure rilevate dai negativi di estrazione e le tracce dei cunei usati per la separazione (Fig. 8, a e b). L'asportazione di enormi blocchi veniva praticata simultaneamente alla sfaldatura di blocchi dalle dimensioni minori, visto la presenza in cava di numerosi blocchi da asportare di modesta grandezza.

Una delle peculiarità di questa latomia è la presenza di molte centinaia di conci disseminati ovunque sui piani di estrazione (Fig. 5, a). La presenza di un così elevato numero di blocchi rimasti *in situ* - non riscontrabile in altre latomie del territorio siracusano - potrebbe essere dovuta all'abbandono immediato della latomia. Questa supposizione troverebbe una conferma nei numerosissimi massi da cavare e nelle frequenti trincee incompiute disseminate su tutta la superficie della cava. I blocchi estratti avevano misure eterogenee: lunghezza compresa tra i 90 e i 225 centimetri; larghezza dai 54 agli 80 centimetri; spessore variabile tra i 44 e i 70 centimetri. Si noti come la lunghezza dei blocchi, a differenza della larghezza e dello spessore,



Fig. 7 - Latomia Maggiore. Settore settentrionale. Tracce lasciate in seguito all'uso della tecnica di estrazione a *pointillé*.



Fig. 8a - Latomia Maggiore. Settore settentrionale. Grandi blocchi da estrarre attigui ai negativi di estrazione.



Fig. 8b - Latomia Maggiore. Settore centrale. Blocco recante alcune tracce di cunei.

per i quali si riscontra al massimo una disuguaglianza di 26 centimetri, varia notevolmente, differenziandosi anche di 135 centimetri.

Le superfici verticali e orizzontali di estrazione della latomia recano i segni degli strumenti utilizzati dai cavatori: il piccone ed i cunei.

Il piccone ha lasciato sulle pareti delle trincee numerosi solchi paralleli dolcemente incurvati e con incavi poco profondi e, sulle superfici orizzontali di sfaldatura, lunghe serie di solchi paralleli (con incavatura poco pronunciata) perimetrali al blocco da estrarre. Quest'ultime sono state determinate dalla stacco dei blocchi a *pointillé*.

I cunei hanno impresso le loro impronte (larghe 7-11 centimetri) su alcune superfici orizzontali di sfaldatura e su molti dei blocchi derivanti dalla separazione dei più grandi massi estratti.

Presso il settore centrale della cava - vicino al muro che protegge il fronte dell'abitato verso il mare - si è individuata, infine, una colonnetta monolitica con plinto a forma di cubo. Questo manufatto, lungo cm 101 e con diametro di 45-40 centimetri, testimonia, insieme ai grandi massi divisi in più elementi, la presenza, nella grande cava di Marzamemi, di un'officina, in cui alcuni addetti separavano in più parti gli enormi blocchi estratti, attuavano una prima operazione di sbazzatura e realizzavano manufatti a volte diversi da quelli consueti.

Latomia di Isola Grande

La latomia di Isola Grande, meno estesa rispetto all'altra cava, appare come una bassa escavazione "ad anfiteatro", sommersa, per buona parte della sua superficie, dalle acque marine (Fig. 9).

La calcarenite tirreniana dell'isola, di colore avana e a grana media, presenta una maggiore compattezza e una minore porosità rispetto alla *giuggiolena* della terrazza ospitante l'abitato di Marzamemi e la Latomia Maggiore. I letti di stratificazione, disposti orizzontalmente e potenti fino a cm 160 circa, sono sporadicamente interessati da lunghe fratture verticali, cementate il più delle volte da carbonato di calcio.

La faccia esposta degli strati rocciosi non intaccati dalla coltivazione è fortemente deteriorata da vaschette di corrosione di medie dimensioni e da pronunciati tubuli e docce, i quali ricorrono con minore frequenza e inferiore profondità sulle superfici di estrazione non sommerse dalle acque.



Fig. 9 - Latomia di Isola Grande. Veduta generale.

Le buone proprietà fisiche dei banchi di pietra dell'isola permisero ai cavaatori, una volta eliminata la superficie rocciosa deteriorata, una coltivazione senza eccessive difficoltà .

I cavapietre impiegarono lo stesso metodo adoperato dai cavaatori della Latomia Maggiore, il quale prevedeva, in un primo momento, la realizzazione di una maglia geometrica di trincee (larghe cm 8-14) sul piano orizzontale esterno dei banchi da coltivare e, successivamente, l'asporto di enormi blocchi, i quali sarebbero stati separati dopo in più elementi mediante la tecnica della cd. *pointillé* o più raramente tramite cunei. Questo metodo di estrazione è testimoniato dall'esistenza di tracce di reticoli di tagliate dall'orientamento diverso (per adattarsi alle irregolarità dei banchi rocciosi) e dalla presenza di negativi di estrazione e di grandi blocchi da asportare affini, per dimensione, a quelli della latomia maggiore di Marzamemi (cm 300x150, cm 300x138, cm 250x160 e cm 200x120). I negativi di estrazione presentano, inoltre, le impronte lasciate dal piccone lungo i loro 4 lati, valida attestazione della frequente separazione dei blocchi dal banco roccioso attraverso la tecnica della cd. *pointillé* piuttosto che con i cunei. Il regolare uso della *pointillé* non ha escluso, tuttavia, l'impiego della tecnica di asporto tramite cunei, visto la presenza, su alcuni negativi di estrazione, delle tracce dei loro alloggiamenti.

La latomia di Isola Grande, a differenza della cava maggiore di Marzamemi, non conserva i blocchi estratti, per cui si è dovuto risalire alla loro dimensione tramite il rilevamento dei blocchi da separare e dei negativi di estrazione: cm 160x62x50, cm 150x75x50, cm 140x65x50, cm 138x75x50, cm 120x65x50 e cm 115x80x50. I blocchi coltivati presentavano, quindi, uno spessore ed una larghezza pressappoco simili, differenziandosi maggiormente in lunghezza, il cui valore variava dai 5 ai 45 centimetri.

Il piccone e i cunei sono gli unici attrezzi usati dai cavaatori di cui si possono leggere ancora le tracce: il primo ha lasciato i suoi lunghi solchi, leggermente incurvati e dagli incavi poco profondi, su molte delle pareti verticali della latomia e lungo i 4 lati dei negativi di estrazione orizzontali; i secondi sono attestati, invece, dagli alloggiamenti (larghi 10-16 centimetri) in cui essi venivano inseriti prima di essere percossi con la mazza.

Il metodo di indagine

Nessuna delle due latomie in esame presenta reperti datanti (monete, ceramica, arnesi da lavoro, etc.) che potrebbero fornire indicazioni sul periodo in cui esse furono coltivate o indizi tali, come epigrafi e documenti storico-narrativi, da rivelare la possibile destinazione dei blocchi asportati. La mancanza di tutto ciò, insieme alla difficoltà di ricavare la cronologia delle latomie esclusivamente sulla base della tecnica di estrazione usata (Kozelj, 1988), hanno comportato l'adozione di un metodo di indagine, fondato sul confronto delle dimensioni e delle caratteristiche litologiche tra i blocchi estratti dalle cave in questione e quelli utilizzati nei più importanti monumenti greci (arcaici, classici ed ellenistici) e bizantini dell'area. Questo procedimento ha permesso l'inquadramento cronologico delle due cave e l'individuazione di due dei cantieri edili a cui furono destinati i blocchi estratti dalla Latomia Maggiore. Tale sistema di studio ha reso necessario, non solo il rilevamento della dimensione dei blocchi coltivati nelle due latomie e di quella dei conci impiegati nei monumenti suddetti, ma anche l'esame microscopico delle sezioni sottili e l'analisi calcimetrica dei campioni di roccia prelevati presso le cave e le antiche costruzioni.

La comparazione dimensionale e litologica tra i blocchi delle due cave e i conci utilizzati nelle costruzioni greche e bizantine dell'area ha consentito così l'individuazione di una stretta relazione tra gli antichi monumenti racchiusi nella masseria settecentesca di S. Lorenzo Vecchio e la cava più grande di Marzamemi.

I monumenti di San Lorenzo Vecchio

L'antico casale di S. Lorenzo Vecchio, situato 300 metri circa a N-E del km 17 della strada provinciale n°19 (Noto-Pachino), custodisce eccezionali testimonianze architettoniche di epoca greca, bizantina e tardo medievale. Il complesso monumentale venne indagato inizialmente da P. Orsi (1922), il quale vi dedicò diverse escursioni senza mai pubblicarne gli esiti. Alla fine degli anni '40, G. Agnello esaminò attentamente gli antichi edifici nascosti dalle strutture della masseria, fornendo i risultati del suo studio in un articolo (Agnello, 1948).

La fase greca è testimoniata da un tempio di età classica (V secolo a.C.) privo di peristilio, con cella rettangolare di m 23x10 orientata in senso E-O (Fig. 10, a e b). L'edificio sacro, realizzato con grossi conci (cm 138x70x50, cm 133x66, cm 124x63, cm 118x64) di calcarenite color bruno assai porosa (Fig. 11), ha conservato solamente i muri settentrionale e orientale, i quali dimostrano la grande cura con cui furono sistemate le assise dell'*opus quadratum*.

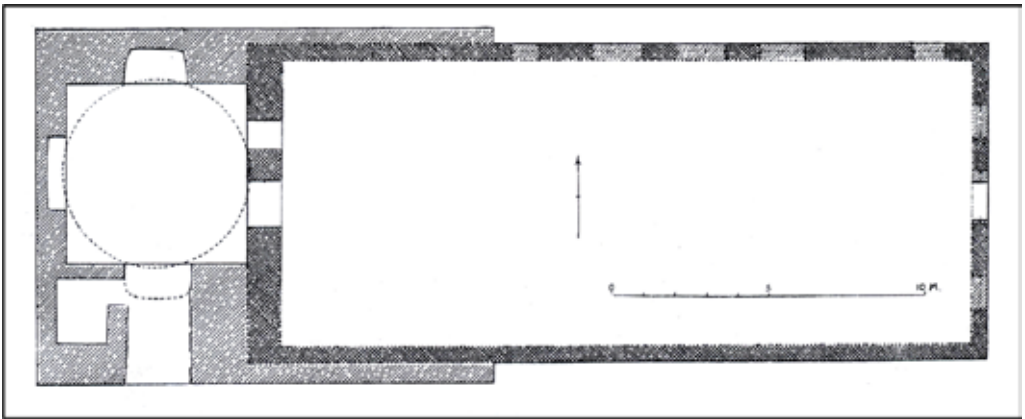


Fig. 10a - S. Lorenzo Vecchio. Planimetria del tempio greco e della chiesa bizantina (da Agnello, 1948).



Fig. 10b - S. Lorenzo Vecchio. Tempio greco. Muro settentrionale del naos.

La costruzione greca fu collegata in età bizantina (VI-IX secolo d.C.) ad un piccolo oratorio a sistema centrale di pianta quadrata, coronato da una cupola emisferica; le sue absidi, larghe 2 metri, affondano nello spessore murario per poco più di un metro. Secondo G. Agnello, la costruzione bizantina avrebbe fatto da abside alla cella dell'antico tempio, a cui era collegata tramite due aperture poste ad est (figg. 10, a; 12, a). La chiesa presenta muri costituiti da grossi blocchi di panchina tirreniana - di colore avana tendente al grigio, con granuli di varie dimensioni, porosa e poco compatta (Fig. 12, b) - disposti senza molto rigore in assise di diversa altezza. I blocchi recano misure pressappoco simili cm 120x55x47, cm 107x60x44 e cm 107x51x44.

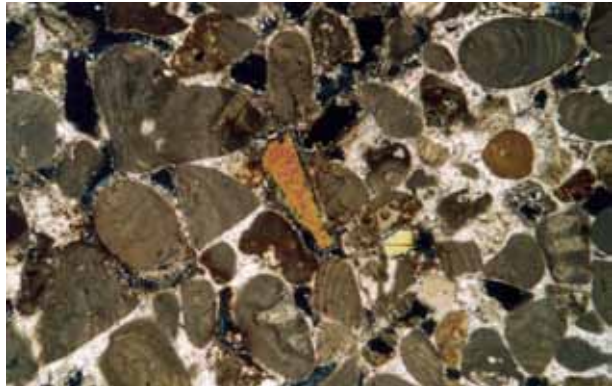


Fig. 11 - S. Lorenzo Vecchio. Tempio greco. Sezione sottile: ingrandimento 2,5x nicols incrociati.



Fig. 12a - S. Lorenzo Vecchio. Chiesa bizantina. Interno.

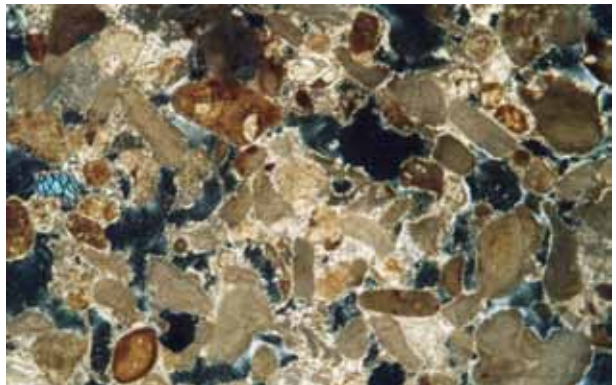


Fig. 12b - S. Lorenzo Vecchio. Chiesa bizantina. Sezione sottile: ingrandimento 2,5x nicols incrociati.

Conclusioni

Il confronto dimensionale e litologico tra i conci estratti dalle due latomie di Marzamemi e quelli impiegati nelle antiche costruzioni del casale di San Lorenzo Vecchio ha permesso il conseguimento dei seguenti risultati:

- la Latomia Maggiore, secondo le analisi microscopiche delle sezioni sottili, le calcimetrie e lo studio dimensionale dei blocchi, avrebbe fornito i conci utilizzati nell'edificio greco e nel piccolo oratorio bizantino. La sua coltivazione, pertanto, potrebbe essere avvenuta in età greca classica (V secolo a.C.) e in età bizantina (VI-IX secolo d.C.). L'impiego di un'unica modalità di estrazione (la cd. *pointillé*) in tutta la latomia documenterebbe, tuttavia, una sola fase di coltivazione, vale a dire quella avvenuta in età greca classica. La presenza di conci provenienti da questa cava presso la costruzione bizantina di S. Lorenzo Vecchio potrebbe essere dovuta all'utilizzo di alcuni dei numerosi blocchi lasciati in età greca sulle superfici di estrazione.
- i blocchi estratti dalla cava di Isola Grande, invece, risultano affini a quelli impiegati nel tempio di S. Lorenzo Vecchio. Le caratteristiche macroscopiche dei campioni di roccia prelevati dal tempio e dalla latomia ed il loro contenuto in calcio non sono, tuttavia, del tutto simili, sicché, pur ammettendo che i conci ottenuti dalla cava furono verosimilmente destinati ad un edificio di età greca, non è possibile asserire il loro impiego per il tempio di S. Lorenzo Vecchio. L'attribuzione di questa cava al periodo greco classico (V secolo a.C.) sarebbe dimostrata, inoltre, dall'utilizzo della medesima tecnica di estrazione riscontrata nella Latomia Maggiore.

Bibliografia

- AGNELLO G. (1948) - *S. Lorenzo Vecchio presso Pachino*. In: BdA, XXXIV, 63-68.
- CINTOLI M. C. (2002) - *Modellino di cava*. In: De Nuccio M., Ungaro L. (a cura di) (2002), *I marmi colorati della Roma imperiale*, Venezia, 490-491.
- GUZZARDI L. & BASILE B. (1996) - *Il capo Pachino nell'antichità*. In: Prontera F. (a cura di) (1996), *La Magna Grecia e il mare*. Studi di storia marittima, Taranto, 190-225.
- KOZELJ T. (1988) - *Les carrieres des epoques grecque, romaine, et bizantine: techniques et organisation*. In: *Ancient marble quarrying and trade*, BAR, I. S. 453, 3-80.
- LENA G. (1998) - *Il territorio: descrizione geografica*. In: *Contributi alla Geografia Storica dell'agro netino*, Atti delle "Giornate di Studio", Noto 29-30-31 maggio 1998, 15-28.
- LENA G. & BASILE B. (1986) - *Coastal geomorphology and exploitation of lithic resources (latomies and limekilns)*. In: *the territory of Siracusa in ancient times*, in *Thalassas*, I, 4, 117-122.
- LENA G., BASILE B., DI STEFANO G. (1988) - *Approdi, porti, insediamenti costieri e linee di costa della Sicilia sud-orientale dalla preistoria alla tarda antichità*. In: *ArchStorSir*, III, 2, 5-87.
- LENA G. & BONGIOVANNI G. (2004) - *Evoluzione morfologica delle coste siracusane*. In: La Rosa V. (a cura di), *Le presenze micenee del territorio siracusano*, Padova, 45-71.
- LENA G. & RUSTICO A. (2008) - *Le cave nell'antichità*. In: Gisotti G. (2008), *Le cave. Recupero e pianificazione ambientale*, Palermo, 267-287.
- LENA G. & RUSTICO A. (2010) - *Antiche latomie costiere nella parte meridionale della provincia di Siracusa*. In: Adorno A., Gallitto A., Santuccio S., (a cura di), *La pianificazione del territorio come progetto interdisciplinare attraverso geologia, storia, archeologia*, Siracusa 2010, 67-92.
- ORSI P. (1922) - *Taccuino*, 119.
- WAELKENS M., DE PAEPE P., MOENS L. (1988) - *Patterns of extraction and production in the white marble quarries of the mediterranean: history, present problems and prospects*. In: *Ancient marble quarrying and trade*, in *BAR*, I. S. 453, 81-158.



Gli itinerari Geologici
Chairman - Alessandro Iannace
Università degli Studi di Napoli "Federico II"

Sessione D

LA DIVULGAZIONE DEL PATRIMONIO GEOLOGICO ATTRAVERSO I SENTIERI TEMATICI: LE ESPERIENZE DEL PARCO NAZIONALE DEL CILENTO E VALLO DI DIANO E DEL PARCO DEL BEIGUA – BEIGUA GEOPARK

*Aniello Aloia¹, Maurizio Burlando², Angelo De Vita¹, Marco Firpo³, Domenico Guida⁴, Cristiano Queirolo²,
Andrea Toni¹, Marino Vacchi³ & Alessio Valente⁵*

¹ *Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano, p.zza S. Caterina, 8 - 84078 Vallo della Lucania (SA)
a.aloia@cilentoediano.it*

² *Parco Naturale Regionale del Beigua, Via G. Marconi, 165 - 16011 Arenzano (GE)*

³ *Università di Genova - Dip. Te. Ris., Corso Europa, 26 - 16132 Genova*

⁴ *Università degli Studi di Salerno - Dip. di ingegneria civile - Fisciano (SA)*

⁵ *Università degli Studi del Sannio - Dip. di studi geologici ed ambientali - Via dei Mulini, 59a - 82100 Benevento*

Riassunto

In questo contributo sono riportati alcune attività di divulgazione del patrimonio geologico sviluppate nei territori del Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano e nel Parco del Beigua - Beigua Geopark ubicate rispettivamente in Campania ed in Liguria. Tali attività si esplicano essenzialmente nella realizzazione e promozione di sentieri geologici, che congiungono alcuni dei luoghi più significativi del patrimonio geologico tutelato in queste aree. Intorno ad ogni sentiero sono stati creati, anche con il sostegno di esponenti del mondo scientifico, prodotti e servizi geoturistici diversi, quali opuscoli, pannelli esplicativi e visite guidate. In particolare, sono riportate delle esperienze che hanno riscosso già interesse presso chi ha frequentato queste aree per accrescere le proprie conoscenze o semplicemente per curiosità.

Introduzione

A seguito di diverse iniziative e provvedimenti legislativi assunti a livello nazionale ed internazionale, risulta evidente come il patrimonio geologico rappresenti una valenza significativa nell'ambito della più vasta strategia di conservazione della natura all'interno delle aree protette. In Italia la necessità di proteggere gli elementi fisici del territorio, compresi più genericamente tra le bellezze naturali e gli aspetti del paesaggio, è stata avvertita fin dai primi del '900 con i primi importanti dispositivi di legge; successivamente, ed in maniera sempre più articolata in questi ultimi anni, molte normative nazionali e regionali hanno avuto come oggetto la salvaguardia e la valorizzazione dei beni ambientali, facendo spesso riferimento anche alla tutela delle formazioni geologiche, dei processi geomorfologici, delle associazioni paleontologiche, ecc. La normativa di gran lunga più significativa tra quelle fino ad ora emanate risulta essere, in ogni caso, la legge quadro sulle aree protette (legge 06/12/1991 n. 394: Desideri & Fonderico, 1992) nella quale vengono fatti ripetuti riferimenti alla promozione, alla conservazione ed alla valorizzazione del patrimonio naturale del Paese, nelle sue diverse forme, tra le quali si segnalano «le forme fisiche, geologiche, geomorfologiche...» (art. 1). Sempre nello stesso articolo 1 si parla di «...conservazione...di singolarità geologiche, di formazioni paleontologiche, ...di equilibri idraulici e idrogeologici...». Nell'ambito delle classificazioni delle aree naturali la L. 394/91 (art. 2) riconosce come aree da tutelare (siano esse parchi nazionali, parchi regionali, riserve naturali) quelle che contengono, tra le altre caratteristiche, «...una o più formazioni fisiche, geologiche, geomorfologiche...di rilievo internazionale o nazionale per valori naturalistici, scientifici, estetici, culturali e ricreativi...». In questo contesto normativo molte aree naturali protette hanno da tempo programmato e realizzato interventi per sviluppare la conoscenza e la fruizione del patrimonio geologico

attraverso diverse iniziative, prime fra le altre l'allestimento di percorsi tematici in cui con l'ausilio di pannelli illustrativi, i visitatori possono godere delle spettacolari forme del paesaggio, ricavando, contestualmente, informazioni scientifiche e didattiche inerenti i vari aspetti. Ad integrazione di tali attività, inoltre, viene sempre più spesso approntata documentazione didattica (guide, audiovisivi, prodotti informatici multimediali, ecc.) ed allestiti centri di accoglienza per i visitatori e/o musei con materiale scientifico e divulgativo di interesse geologico, paleontologico, mineralogico, ecc.. Il presente lavoro intende evidenziare l'esperienza maturata in tale ambito dal Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano e del Parco Regionale del Beigua, inserito nella rete europea e mondiale dei Geopark.

La via Istmica, un esempio di itinerario geologico - naturalistico - culturale

Il territorio del Parco Nazionale del Cilento e del Vallo di Diano, area protetta istituita nel 1995 in riferimento alla Legge 394/91, che, con i suoi 191.048 ettari comprese le aree marine protette, rappresenta la prima area protetta italiana per estensione e la prima come popolazione, con circa 280.000 abitanti. Il Cilento è, dunque, un territorio molto articolato con paesaggi collinari a morfologia dolce e paesaggi montani con spianate sommitali e vallate molto aspre profondamente incise dai corsi d'acqua, cui corrispondono settori costieri a falesie e limitate pianure litoranee. Questo forte contrasto è da attribuire alla duplice natura geologica delle rocce che ne costituiscono l'ossatura: da una parte i massicci carbonatici, il cui il paesaggio è stato modellato principalmente dalla morfogenesi carsica, con formazione di vasti altipiani a doline e polje e di grotte, limitati da versanti molto acclivi segnati da una intensa attività neotettonica e dissecati da profonde forre e articolati canjons; dall'altra, le rocce sedimentarie del "Flysch del Cilento" (D'Argenio *et alii*, 1975), nella componente arenaceo-conglomeratica sommitale, affioranti lungo i rilievi terrigeni di Monte Stella, Monte Gelbison e Monte Centaurino, e la componente argilloso-marnosa basale, con i rilievi collinari velini, mingardini e bussentini, modellati prevalentemente dalla erosione dei corsi d'acqua e dai movimenti di versante. Analogamente si può dire per gli affioramenti marnoso-argillosi ascrivibili alle Unità Sicilidi (D'Argenio *et alii*, 1975), diffusi nelle valli delle aree settentrionali. Per ammirare l'ampiezza e la geodiversità del territorio, l'Ente Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano ha reso fruibile un itinerario lungo il tracciato dell'antica via Istmica, mediante interventi di: recupero di strutture esistenti (es. borgo di Pietra Cupa a Roccadaspide); realizzazione di punti informativi e centri di educazione ambientale; infrastrutturazione dell'asse stradale con aree di soste e cartellonistica tematica; in modo da collegare funzionalmente e idealmente le emergenze geologiche e naturalistiche con quelle culturali del Parco. Questo itinerario, un antico attraversamento che univa le colonie magno greche di Sibari e Paestum, passando per la terraferma, senza dover circumnavigare la Calabria, parte da Paestum (geositi: "sorgente di Capodifiume", "travertini dell'area archeologica di Paestum"), segue dapprima la SS.166 in direzione Roccadaspide proseguendo per Bellosguardo fino al bivio con la SP.145 che si segue fino a Roscigno. Da qui, attraverso la S.P.342, si giunge a Sacco (geositi "la forra del Fiume Sammaro" e le "sorgenti del Sammaro"), da cui poi, si prende la strada per Teggiano sulla SP.11 (geositi: "la Sella del Corticato" e "la forra del Torrente Buccanna"). Da Teggiano il percorso prosegue passando per il battistero di San Giovanni in Fonte e si conclude in prossimità della Certosa di Padula (geosito "bacino lacustre di Padula"). In alternativa, da Bellosguardo si prosegue sulla SS.166 per giungere fino quasi al passo della Sentinella, valicando sul percorso pedonale della via Istmica, il Varco della Montagnola. Il percorso, sviluppato secondo un approccio di fruizione simile alle cosiddette *greenways* (Turner, 2006) ancorché adatto all'utilizzo dell'automobile. Questo itinerario, che attraversa 13 dei 160 geositi censiti dal Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano, offre al turista informazioni sia sotto l'aspetto naturalistico (emergenze geologiche, specie botaniche e zoologiche) che

storico - culturali (musica, eno-gastronomia, tradizioni, manufatti architettonici o artistici). Il presente lavoro descrive in dettaglio quattro dei geositi toccati dalla via Istmica, ossia: la sorgente di Capodifiume, la sorgente del Sammaro, la forra del Sammaro e il bacino Lacustre di Padula (Fig. 1).



Fig. 1 - Itinerario dell'antica Via Istmica.

Geosito: la sorgente di Capodifiume

Il geosito "Sorgente di Capodifiume" afferisce alla struttura idrogeologica dei Monti Cervati - Vesole (Celico, 1983). Quest'ultimo è costituito essenzialmente da una dorsale calcarea e calcareo-dolomitica. I principali recapi della falda di base sono distribuiti lungo i margini del massiccio del Cervati e, in buona parte, lungo il bordo nordoccidentale di Monte Vesole (sorgenti di Capaccio e Paestum). L'emergenza, sotto forma di varie polle, avviene ad una quota di circa 30 m sul livello del mare, all'interno di un laghetto artificiale con relativa area attrezzata per il turista (Fig. 2), ed alimenta l'omonimo Fiume che attraversa tutta la piana di Paestum. La sorgente Capodifiume può essere classificata come sorgente per soglia di permeabilità sovrainposta. Le acque che fuoriescono sono altamente mineralizzate con temperature non elevate (circa 17°C) e quindi legate alla precipitazione e ricristallizzazione del carbonato di calcio presente nelle soluzioni, formando accumuli concrezionali di travertino che inglobano numerosi resti vegetali e molluschi dulcicoli (piccoli Gasteropodi). L'affioramento di travertino, che è caratterizzato da una tessitura ora compatta, ora porosa e terrosa, in strati di 0,20-1 m, si è formato tra 30.000/40.000 e 70.000/75.000 anni, in un'area pianeggiante con estese paludi (Anzalone *et alii*, 2009). L'alta mineralizzazione di queste sorgenti è stata spiegata con l'approfondimento dei circuiti idrici sotterranei presso il graben di Magliano, a causa della riduzione della sezione dell'acquifero carbonatico, e con la conseguente mobilizzazione di acque marine intrappolate nell'acquifero carbonatico durante i movimenti eustatici del Quaternario (Celico *et alii*, 1982).



Fig. 2 - L'area attrezzata intorno alla sorgente Capodifiume.

Geositi: la sorgente del Sammaro e la forra del Sammaro

L'unità carbonatica del Monte Motola, allungata in senso E-W dal Vallo di Diano fino al bacino del Fiume Calore, è caratterizzata da importanti discontinuità tettoniche che la mettono in contatto con i depositi impermeabili delle Unità Sicilidi (Celico, 1983). Questa idrostruttura risulta ribassata verso est, al di sotto dei sedimenti della depressione morfo-strutturale del Vallo di Diano. Pertanto l'acquifero carbonatico, altamente permeabile per carsismo e fatturazione, è condizionato da una circolazione idrica basale unitaria con recapito univoco verso la grande sorgente del Sammaro, afferente al bacino idrografico del Fiume Calore. La suddetta sorgente, infatti, rappresenta il recapito, a quota più bassa di tutta la cintura flyschoida impermeabile, che circonda il massiccio carbonatico. Non sono note sorgenti a quota più elevata di rilevante importanza; ciò testimonia la scarsa presenza di falde idriche sospese nel massiccio carbonatico e quindi della prevalente circolazione idrica basale (Celico, 1983). La forra del Torrente Sammaro, lunga circa 2 Km e con pareti sub verticali (dislivello 200 m tra le creste ed il fondovalle), si presenta con meandri profondamente incastrati ed è ubicata sul bordo nord occidentale del Monte Vivo - Monte Motola, dove i calcari vengono a contatto con terreni argilloso-arenacei del flysch miocenico (Putignano & Schiattarella, 2008) (Fig. 3). Sul versante occidentale del rilievo montuoso, lateralmente al T. Sammaro (in sinistra orografica), sono inoltre evidenti, intorno a quote comprese tra i 730 e i 900 m s.l.m. tre paleovalvei meandriformi abbandonati, a testimonianza della sovrimposizione (Fig. 4). I tracciati delle paleovallei, anch'essi a carattere meandriforme, presentano approssimativamente la stessa direzione dell'attuale T. Sammaro, ad indicare la progressiva migrazione verso ovest del corso d'acqua. Esso si impostava dapprima sui depositi terrigeni facilmente erodibili, che smantellava rapidamente, approfondendo l'alveo fino a raggiungere il tetto dei calcari, ma il cambiamento del livello di base ne determinava l'abbandono e la migrazione dell'alveo, e quindi la ripetizione di questa evoluzione a quota più bassa (Putignano & Schiattarella, 2008). In



Fig. 3 - La forra del Sammaro.

base alle caratteristiche indicate, che mostrano la riproposizione del precedente tracciato, Brancaccio *et alii*, (1978) assimilava questa forra ad un caso di sovrainposizione. Le forre sovrainposte sono

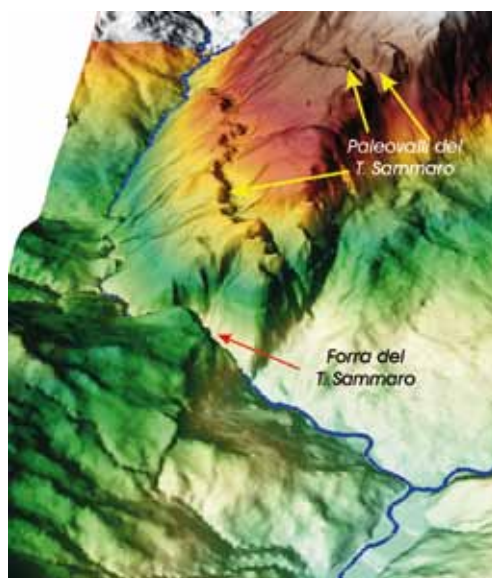


Fig. 4 - Modello in 3D della forra del Sammaro.

quelle che si sono formate partendo da un antico tracciato fluviale già esistente, all'inizio dell'incisione fluviale, sulle catene montuose spianate o sulle pianure di sedimentazione che ricoprivano queste regioni. La sovrapposizione consente al corso d'acqua di ereditare il vecchio tracciato senza adattarsi alle nuove condizioni geologiche e strutturali (faglie e presenza di terreni a diversa litologia), grazie al suo forte potere erosivo. Tali forre sono sospese rispetto agli attuali livelli di erosione e spesso risultano decapitate o secche e sono sovradimensionate rispetto ai loro attuali bacini imbriferi (Amato & Cinque, 1999). Nel tratto di forra presso l'abitato di Sacco prende origine un importante gruppo sorgivo di particolare bellezza: la sorgente del Sammaro. Essa è posizionata a quota 305 m s.l.m., che per quanto già menzionato è riferibile alla circolazione basale della dorsale carbonatica del M. Motola, è caratterizzata da portate molto cospicue, se confrontate con le altre sorgenti dell'area, con valori oscillanti tra 500 l/s e 3000 l/s (Fig. 5). Il regime idrologico di questa sorgente, tipicamente "pulsante", fa ritenere riconducibile ad una circolazione idrica che, almeno nel suo tratto terminale, avviene attraverso un sifone carsico. La sorgente del Sammaro può essere classificata come sorgente per soglia di permeabilità sovrainposta. Alle sorgenti del Sammaro si



Fig. 5 - La sorgente del Sammaro.

giunge, dal centro dell'abitato di Sacco in direzione Roscigno per la viabilità provinciale e quindi comunale, dove inizia il sentiero che porta direttamente alle sorgenti. Il primo tratto del sentiero è percorribile anche con un mezzo fuoristrada; il secondo (circa 450 m) è percorribile solo a piedi ed è stato oggetto di interventi di sistemazione da parte dell'Ente Parco, al fine di migliorarne e facilitarne l'accessibilità. In prossimità delle sorgenti è presente anche un'area sosta realizzata dal Parco. La presenza delle sorgenti del Sammaro, nella gola profonda sottostante lo sperone su cui sorge il borgo medievale di Sacco, in uno scenario naturale di estrema suggestione e bellezza, ha favorito, in età preistorica un insediamento in grotta. Essa è nota come Grotta Grande di Sacco o Grotta di Jacopo, ad un centinaio di metri dalle sorgenti, ed è stata abitata da una comunità pastorale tra il XV ed il XIV sec. a.C., in piena età del Bronzo (Greco & Vecchio, 1992).

Geosito: Bacino Lacustre di Padula

Il Vallo di Diano è un'ampia conca intermontana situata tra il Monte Cervati e i Monti Alburni, ad ovest, e i Monti della Maddalena, ad est (Fig. 6). Essa rappresenta una depressione strutturale sviluppata in direzione NW-SE per circa 37 km formatasi in seguito all'azione di importanti faglie regionali attive durante il Pliocene-Pleistocene (Ascione *et alii*, 1992). Essa è caratterizzata dalla presenza di una sequenza fluvio-lacustre avente lo spessore superiore di circa 200 metri, che va dal Pliocene inferiore e medio fino alle fasi palustri di epoca storica (Russo Ermolli *et alii*, 1995). L'area è stata più volte soggetta ad interventi di bonifica a partire da quelli in epoca pre-romana fino a quelli borbonici del 1800 (Chieffalo, 2010). Nel Vallo di Diano sono stati censiti 3 singoli geositi, di cui uno principale rappresentato dalla stretta di Campestrino, tipica forra risultato di processi carsici epigei, a cui si associa anche un significato storico, in quanto l'area

è stata oggetto della bonifica romana (Chieffalo, 2010). Gli altri due geositi, Buonabitacolo e Polla sono affioramenti tipici dei depositi del bacino lacustre del Pleistocene medio, il più importante dell'Italia meridionale. In particolare, i depositi di Polla, datati con metodo Ar/Ar al periodo compreso tra 600 e 400 mila anni fa, hanno consentito la ricostruzione dei momenti significativi della storia climatica quaternaria, ricostruiti in base allo studio di pollini fossili e di livelli vulcanoclastici (Russo Ermolli *et alii*, 1995). Inoltre a Polla si ritrovano anche esempi di conoidi alluvionali attive, che hanno sepolto nel passato recente la cinta muraria della Certosa di Padula (Budetta *et alii*, 2000). La Certosa di Padula (Fig. 6), conosciuta anche come Certosa di San Lorenzo, è la più grande certosa in Italia, nonché tra le più famose, ed è situata a Padula, nel Vallo di Diano, in Provincia di Salerno. Nel 1998 è stata dichiarata Patrimonio dell'Umanità dall'UNESCO. La certosa fu fondata da Tommaso Sanseverino nel 1306 sul sito di un esistente cenobio ed è dedicata a San Lorenzo (De Cunzio & de Martini, 1990). La sua struttura richiama l'immagine della graticola sulla quale il santo fu bruciato vivo. La storia dell'edificio copre un periodo di circa 450 anni. La parte principale della Certosa è in stile Barocco ed occupa una superficie di oltre 50.000 m² sulla quale sono edificate oltre 320 stanze. Il monastero ha il più grande chiostro del mondo (circa 12.000 m²) ed è contornato da 84 colonne (Pesce, 1889). Oggi la Certosa ospita il museo archeologico della Lucania, che raccoglie una collezione di reperti provenienti dagli scavi delle necropoli di Sala Consilina e di Padula. Questo museo copre un periodo che va dalla preistoria all'era ellenistica.

Fig. 6 - Veduta da est del Vallo di Diano, in primo piano la Certosa di Padula e sullo sfondo i Monti Alburni.



Itinerari e percorsi escursionistici per la valorizzazione del patrimonio geologico del Beigua Geopark

L'elevata valenza geologico-geomorfologica presente nel Parco del Beigua e le strutture interpretative realizzate hanno reso questa area protetta un vasto laboratorio a cielo aperto, in cui è possibile leggere ed individuare attraverso le testimonianze che sono rimaste impresse sul terreno, le diverse dinamiche e le fasi evolutive che hanno coinvolto il territorio compreso tra Genova e Savona. Dal marzo 2005 il comprensorio del Parco naturale regionale del Beigua, la più vasta area naturale protetta della Liguria (Fig. 7), è riconosciuto come Geoparco Europeo e Mondiale sotto l'egida dell'UNESCO. Si tratta di uno spettacolare balcone naturale formato da montagne che si affacciano sul mare, ventisei chilometri di crinali montuosi, a due passi dalla Riviera Ligure, che costituisce una delle zone più ricche di geodiversità e biodiversità della regione. Per quanto concerne l'assetto geologico-geomorfologico il comprensorio del Beigua presenta un variegato patrimonio che ben rappresenta le diverse discipline delle Scienze della Terra e che risulta particolarmente significativo per quanto riguarda la ricostruzione della storia geologica dell'Italia e per la comprensione dell'evoluzione della catena alpina e dei suoi rapporti con quella appenninica. Una grande distesa di "rocce verdi" di natura metamorfica (ofioliti), scolpite dal ghiaccio e dai fenomeni erosivi, che rappresentano un frammento di un originario bacino oceanico di epoca giurassica (tra 205 e 140 milioni di anni fa) (Piccardo, 1986), raramente affiorante in maniera così diffusa nelle Alpi ed in Europa. Più specificamente, di questo bacino oceanico è possibile osservare spesso rocce ben conservate del mantello superiore, essenzialmente peridotiti, nonché rocce, come i basalti e i gabbri, che registrano particolarmente le trasformazioni metamorfiche dovute alle variazioni di pressione e temperatura, derivante dai processi di subduzione (Società Geologica Italiana, 1991). Non mancano altresì, sia pure in maniera subordinata, le



Fig. 7 - Il Beigua Geopark.

coperture carbonatiche e clastiche meso-cenozoiche derivanti essenzialmente dallo smantellamento delle unità ofiolitiche (Società Geologica Italiana, 1991).

Nel vasto comprensorio del Geoparco si registrano particolari caratteristiche geomorfologiche: dai depositi periglaciali presenti nella porzione sommitale del massiccio del Beigua alle forme e processi che testimoniano l'attuale modellamento fluviale, fino ai terrazzi marini che registrano le variazioni del livello del mare presenti nella fascia costiera tra Arenzano, Cogoleto e Varazze (Carobene & Firpo, 2002). L'area del Beigua, infine, presenta interessanti aree paleontologiche, caratterizzate da depositi fossiliferi abbondanti ed in buono stato di conservazione (Sassello e Stella Santa Giustina) (Vannucci *et alii*, 1997), nonché siti di interesse mineralogico, famosi soprattutto per la presenza di meravigliosi granati, che hanno arricchito le collezioni di tutto il mondo (Borgo *et alii*, 1981). Nel Geoparco sono presenti sentieri tematici, percorsi attrezzati, centri visite e punti informativi che forniscono al turista elementi di conoscenza sulle caratteristiche ambientali e storico-culturali del comprensorio. Il Beigua Geopark ha realizzato diverse azioni per la conservazione e la valorizzazione del patrimonio geologico-geomorfologico, in particolare:

- la realizzazione di n. 5 “sentieri natura”, lungo il cui sviluppo le peculiarità di carattere geologico-geomorfologico sono ampiamente commentate e valorizzate (Burlando *et alii*, 2008a); tra questi, sono rilevanti per osservare da vicino il patrimonio geologico i sentieri del canyon della Val Gargassa e quello di Pratorotondo - Torbiera del Laione;

- la realizzazione di un itinerario geologico automobilistico, (all'interno della collana degli Itinerari Geologici della Regione Liguria: Burlando *et alii*, 2008b) per coloro che intendono scoprire il Beigua Geopark attraverso semplici visite ad alcuni dei principali geositi;
- la collaborazione con il Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse dell'Università degli Studi di Genova nella progettazione e realizzazione dell'itinerario della Via GeoAlpina che attraversa il Beigua Geopark, all'interno dell'iniziativa internazionale Planet Earth 2009, con il coordinamento dell'associazione Geologia & Turismo.

Sentiero Natura: Il canyon della Val Gargassa

Il Sentiero Natura della Val Gargassa offre angoli di incontaminata bellezza, tra placidi laghetti, canyons e suggestive conformazioni rocciose. In questo angolo del Geoparco le tipiche rocce ofiolitiche, altrove più abbondanti, cedono il passo ai conglomerati, nei quali l'acqua ha scavato forme erosive di grande suggestione, quali creste frastagliate, guglie, gole e strapiombi (Burlando *et alii*, 2008). In particolare, il Sentiero Natura si snoda attorno alla valle del Torrente Gargassa, in un bosco caratterizzato da castagni, querce, noccioli e aceri montani, e giunge, all'incirca a metà del percorso, nel borgo di Vereira, dove le antiche attività pre-industriali testimoniano il passato sfruttamento di questi luoghi per la produzione del vetro (Musso *et alii*, 2009). Appena fuori dal bosco la geodiversità di quest'area si mostra, tra spettacolari laghetti inseriti in un ambiente roccioso con scarsa vegetazione e pendii acclivi. Le rocce che vi affiorano sono dei conglomerati bruni che caratterizzano tra l'altro le pareti di stretti canyon (Fig. 8). La natura dei clasti dei conglomerati deriva dalle serpentiniti dell'attuale substrato e la loro deposizione è avvenuta circa 35 milioni di anni fa (Oligocene) nel Bacino Terziario Piemontese. Tale bacino si insinuava fra le cime, a quel tempo già emerse, che attualmente separano il Piemonte dal litorale genovese (Lorenz, 1986). Il percorso del ritorno permette di ammirare scenografici panorami sui canyon sottostanti, e dove tra gli scorci lasciati liberi dal bosco si può osservare il "Balcone della Signora", una frattura verticale originatasi in un "bastione" dei conglomerati, attraverso la quale si osserva l'azzurro del cielo.



Fig. 8 - Escursionisti allo stop del Sentiero Natura nel canyon con i conglomerati oligocenici.

Sentiero Natura: Pratorotondo (Cogoleto) - Torbiera del Laione

Il Sentiero Natura conduce alla scoperta di tre importanti elementi del patrimonio naturalistico e geomorfologico del Parco del Beigua: la Torbiera del Laione, delicato habitat per anfibi e rettili (Braggio Morucchio *et alii*, 1978), le diverse forme dei versanti tirrenico e padano (Lauretì, 1991) con le relative condizioni climatiche e vegetazionali ed infine i "campi di pietre" (Firpo *et alii*, 2005), particolari depositi di blocchi che caratterizzano il Beigua Geopark. Il Sentiero inizia con un'ampia strada sterrata recentemente sistemata per essere percorsa anche con carrozzine sino al Riparo di Casa Miniera (850 m s.l.m.). Da qui si osserva il ripido versante tirrenico, aspro, con vegetazione arbustiva e prativa dalla quale affiorano rocce grigio-verdastre molto fratturate, principalmente serpentiniti e serpentinoscisti, ascrivibili al Gruppo di Voltri (Piccardo, 1986). Il sentiero corre perfettamente coincidente con lo spartiacque ligure-padano, siamo nel punto più vicino alla costa. Da qui si può notare il "campo di pietre", presente a nord di questa zona, con i suoi grandi

e spigolosi blocchi accatastati l'uno sull'altro lungo l'acclive scarpata che scende verso la zona di Pian Canei e più a sud a Lerca (Fig. 9). La formazione di questo "campo", così come degli altri che si trovano nel parco, potrebbe essere dovuta a processi determinati da condizioni climatiche fredde, come quelle ve-



rificatesi durante il Wurm (Firpo *et alii*, 2005). Proseguendo il sentiero che scende verso Piampaludo tra i faggi si raggiunge la Torbiera del Laione, ambiente di eccezionale importanza sia per gli alti valori naturalistici che racchiudono sia per il ruolo ecologico che rivestono negli ecosistemi del Parco del Beigua. In questo sito è stato possibile ricostruire, e quindi presentare in appositi pannelli, le condizioni climatiche e vegetazionali degli ultimi 10.000 anni attraverso i pollini fossilizzati nei sedimenti fangosi e torbosi di queste aree acquitrinose (Cruise, 1990). Il sentiero per tornare a Pratorotondo attraversa nuovamente faggete ed estese praterie dove si trovano alcune piante caratteristiche delle zone montane come la *Viola bertolonii* e la *Dafne odorosa*.

Fig. 9 - "Campo di pietre" a Pianfretto lungo il Sentiero Natura che porta alla Torbiera del Laione.

Itinerario geologico "alla scoperta del Beigua Geopark"

L'itinerario automobilistico si propone di far scoprire a tutti (geologi e non) alcune tra le più interessanti storie scritte nelle rocce del BEIGUA GEOPARK o leggibili nei paesaggi che caratterizzano questo territorio. A tal fine è stata predisposta una guida rivolta a chi desidera comprendere l'origine di quest'area e conoscere il patrimonio geologico (minerali, fossili, rocce e forme del paesaggio) del territorio in cui risiede, ed ai turisti per proporre uno strumento nuovo per scoprire aspetti particolari dell'entroterra (Burlando *et alii*, 2008b). L'itinerario, che è descritto nella guida con un linguaggio accessibile, ma scientificamente dignitoso, conduce alla scoperta di quindici siti di interesse geologico, geomorfologico, paleontologico o mineralogico e/o petrografico, caratterizzati dal fatto di essere collocati in corrispondenza della rete stradale o in punti ad essa vicini e facilmente raggiungibili. Alcuni siti sono situati nei dintorni di località turistiche marittime molto frequentate e mettono in evidenza aspetti geomorfologici costieri; altri, collocati nell'entroterra, conducono spesso alla scoperta di luoghi incontaminati, ad elevato grado di naturalità. In particolare, il percorso che conduce alla scoperta del Beigua Geopark parte da Varazze, sulla costa, ed ogni successivo sito è identificato da un numero ed un titolo; si può scegliere di visitare una parte dei siti a seconda del tempo a disposizione e della strada che si intende percorrere. Date l'ampiezza del territorio, nella guida dell'itinerario sono riportate le distanze tra i siti ed il tipo di viabilità, viene altresì consigliato di suddividere la visita in due giornate. Per quanto riguarda qualche aspetto particolare di questo itinerario, si ricorda come sulla fascia costiera, tra Varazze e Cogoleto, conosciuta con il nome di "lungomare d'Europa", si segnalano diverse forme legate alle variazioni del livello del mare. Ad esempio il terrazzo marino che si segue con buona continuità a circa +7 m dal livello attuale, corrispondente alla posizione raggiunta all'incirca nell'ultimo periodo interglaciale (stage 5e) (Carobene & Firpo, 1994; 2002). Nell'entroterra un sito alquanto particolare è quello di Santa Giustina, poco lontano dal centro abitato di Stella, in cui nelle

intercalazioni marnoso-argillose o arenacee dei conglomerati oligocenici sono ben visibili resti di tronchi carbonificati, anche di discrete dimensioni, e di foglie. I caratteri sedimentari e la paleoflora conservata sono riferibili ad un ambiente di piana alluvionale con clima caldo umido (Vannucci *et alii*, 1997).

La Via GeoAlpina nel Beigua Geopark: dove le Alpi dominano il mare

La "Via Geoalpina" è un'iniziativa avviata nell'ambito dell'Anno Internazionale del Pianeta Terra, che coinvolge sei Paesi europei (Austria, Francia, Germania, Italia, Slovenia e Svizzera) con l'obiettivo di far conoscere e valorizzare la meravigliosa storia geologica della catena montuosa alpina. L'iniziativa nasce dall'idea di offrire un modo alternativo e consapevole di venire a contatto con le Scienze della Terra (geologia, geofisica, geomorfologia, pedologia, paleontologia, geodesia, idrogeologia, climatologia, ecc.): pannelli esplicativi accompagneranno i visitatori lungo itinerari tematici che attraversano le Alpi. Il Beigua Geopark - il cui comprensorio, come è ormai noto, è caratterizzato da formazioni rocciose che appartengono alla storia evolutiva delle Alpi ed è quindi considerato "alpino" dal punto di vista geologico (contrariamente alla posizione geografica che lo colloca all'interno dell'Appennino Settentrionale) - contribuisce al vasto ed articolato progetto divulgativo della "Via GeoAlpina" con due itinerari dedicati alla scoperta del patrimonio geologico locale: uno ad anello che partendo da Pratorotondo nel Comune di Cogoleto tocca Pian del Fretto, per poi scendere verso il Lago della Biscia e la Torbiera del Laione, già presente in un precedente itinerario, per ritornare a Pratorotondo e quindi l'altro, detto dell'Alta Via dei Monti Liguri, tra Pratorotondo ed il Passo del Faiallo.

Gli itinerari si sviluppano con direzione circa SW-NE ad un'altitudine circa costante di 1000 m a pochi km di distanza dal Mar Ligure, con paesaggi spettacolari che spaziano dalla Corsica a gran parte delle Alpi occidentali. Per percorrere entrambi gli itinerari, per 20 km totali, sono necessari 2 tappe giornaliere. I livelli di difficoltà sono prevalentemente "escursionistici", ma, soprattutto d'inverno possono diventare più difficili a causa di neve, ghiaccio, forti venti. Tra i siti di particolare interesse attraversati lungo questa via si sottolinea, ad esempio, al Passo del Faiallo la possibilità di osservare le rodingiti, rocce che derivano dalla trasformazione di gabbri e peridotiti sottoposti a pressione di circa 4 Kb e temperature di 400°C in ambienti ricchi d'acqua. In tali rocce, che si presentano massicce e con una colorazione rossa o rosso-brunastra, sono ben visibili cristalli di colore rosso scuro, cioè i granati di dimensioni anche di alcuni centimetri e di estrema limpidezza (Borgo *et alii*, 1981). In questo stesso itinerario si può osservare lungo la sella che congiunge il versante padano da quello tirrenico, lungo la linea spartiacque, le differenze morfologiche tra i due versanti. In particolare, la pendenza decisamente più acclive in quello tirrenico (Fig.10), inciso profondamente da brevi corsi d'acqua e modellato da numerose frane, e quella poco evidente del versante padano con le ampie testate dei corsi d'acqua, più importanti per lunghezza e larghezza (Laureti, 1991).



Fig. 10 - Panorama con il Monte Rama ed il versante tirrenico lungo la "Via GeoAlpina".

Conclusioni

Tutelare un'area naturale non significa necessariamente promuovere e valorizzare ogni aspetto che lo compone, anzi spesso i beni geologici risultano relegati in secondo ordine, per questo il Parco del Beigua, e successivamente il Parco Nazionale del Cilento e Vallo di Diano, hanno intrapreso un percorso verso una loro maggiore caratterizzazione geologica. Tale caratterizzazione, nell'ambito della rete europea ed internazionale dei Geopark, consente di enfatizzare il patrimonio geologico di quel territorio allo scopo di promuoverlo non solo nell'ambito delle comunità locali, ma ad un vasto pubblico, attraverso attività educative e di geoturismo sostenibile. Gli itinerari presentati costituiscono un approccio fondamentale alla promozione dei beni geologici, perché consentono al visitatore, non solo di osservare direttamente il paesaggio e gli affioramenti rocciosi, provocandone le suggestioni più disparate, ma di conoscere, anche attraverso diverse tipologie di prodotti informativi, alcuni dei luoghi più attraenti di queste due aree protette. Infatti, indipendentemente dalla tutela regolata dalla legge, non può essere valorizzata un'area, seppure bella e spettacolare, senza una diffusione di informazioni utili alla comprensione.

Bibliografia

- AMATO A. & CINQUE A. (1999) - *The erosional landscapes of the Campano-Lucano Apennines (S. Italy): genesis, evolution and tectonic implications*. Tectonophysics 315, 251-267.
- ANZALONE E., FERRERI V., D'ARGENIO B. (2009) - *Sedimentology of the Paestum travertines, Salerno, Southern Italy*. Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-4570-2.
- ASCIONE A., CINQUE A. SANTANGELO N., TOZZI M. (1992) - *Il bacino del Vallo di Diano e la tettonica trascorrente plio-quadernaria: nuovi vincoli cronologici e cinematica*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1992/1, 201-208.
- BORGO E., BUSCAGLIA V., PALENZANA A. (1981) - *Nuovi minerali dell'Alta Val d'Orba (SV)*. Riv. Miner. It., 5(3), 83-85.
- BRANCACCIO L., NICOLETTI E., PATTI O. (1978) - *La forra epigenetica del Torrente Sammarò (Cilento). Un problema geomorfologico e le sue implicazioni antropogeografiche*. Boll. Soc. Nat. Napoli, 87, 265-287.
- BUDETTA P., SANTANGELO N., SANTO A. (2000) - *Interazione tra processi alluvionali ed insediamenti abitativi in epoca storica: il caso della Certosa di Padula*. Convegno GeoBen 2000, Torino 7-9 giugno.
- BURLANDO M., FIRPO M., QUEIROLO C. (2008) - *Guida ai sentieri natura del Parco del Beigua*. Galata s.r.l., Genova.
- BURLANDO M., FIRPO M., QUEIROLO C. (2008) - *Alla scoperta del Beigua Geopark*. Sagep Edizioni.
- BRAGGIO MORUCCHIO G., GUIDO M.A., MONTANARI C. (1978) - *Studio palinologico e vegetazione della torbiera del Lajone presso Piampaludo (Gruppo del M. Beigua, Appennino Ligure Occidentale)*. Archivio Botanico Biogeografico Italiano, 54, 115-137.
- CAROBENE L. & FIRPO M. (1994) - *Una paleospaggia tra Voltri e palmaroome terrazzate relitte di genesi marina lungo la costa ligure tra Genova e Savona (Liguria occidentale)*. Il Quaternario, 7(1), 123-138.
- CAROBENE L. & FIRPO M. (2002) - *Forme terrazzate relitte di genesi marina lungo la costa ligure tra Genova e Savona (Liguria occidentale)*. Il Quaternario, 15(1), 53-68.

- CELICO P. (1983) - *Idrogeologia dell'Italia centro-meridionale*. Quaderno 4/2 della Cassa per il Mezzogiorno, 225 pp. Roma.
- CELICO P., DE GENNARO M., FERRERI V., STANZIONE D. (1982) - *Geochimica delle sorgenti mineralizzate della Piana di Paestum (Campania, Italia)*. Periodico di Mineralogia, 51.
- CHIEFFALO D. (2010) - *La bonifica nelle terre del Sele, dell'Alento, del Bussento e nel Vallo di Diano*. Centro di Promozione Culturale per il Cilento, Acciaroli (SA).
- CRUISE G.M. (1990) - *Pollen stratigraphy of two Holocene peat sites in the Ligurian Apennines, Northern Italy*. Review of Paleobotany and Palinology, 63, 173-182.
- DE CUNZO M. & DE MARTINI V. (1990) - *La Certosa di Padula*. Firenze.
- DESIDERI C. & FONDERICO F. (1992) - *Legge quadro sulle aree naturali protette*. Riv. Trim. Dir. Pubbl., 648 ss.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T., SCANDONE P. (1975) - *Structural pattern of the Campania - Lucania Apennines*. In: Ogniben L., Parotto M., Praturlon A. (Eds.) Structural Model of Italy, Quaderni della Ricerca Scientifica, 90, 313 - 327, C.N.R. - ROMA.
- FIRPO M., GUGLIELMIN M., QUEIROLO C. (2005) - *Blockfields and blockstreams in the Ligurian Alps*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 28, 193-204.
- GRECO G. & VECCHIO L. (1992) - *Ricognizioni, scavi e ricerche nel Cilento*. Centro Servizi Culturali per il Cilento, Agropoli (SA).
- LAURETI L. (1991) - *Evoluzione geomorfologica recente*. In: Società Geologica Italiana, *Le Alpi Liguri*. Guide Geologiche regionali. BEMA ed., 56-62.
- LORENZ C. (1986) - *Evolution stratigraphique et structurale des Alpes ligures d'après l'Eocène supérieur*. Mem. Soc. Geol. It., 28, 211-228.
- MUSSO S.F., FRANCO G., GNONE M. (2009) - *Architettura rurale nel Parco del Beigua: guida alla manutenzione ed al recupero*. Marsilio editore.
- PESCE C. (1889) - *Il Vallo di Diano e la Certosa di Padula*. Archivio di Stato di Salerno.
- PICCARDO G.B. (1986) - *Le ofioliti metamorfiche del Gruppo di Voltri, Alpi Liguri: caratteri primari ed interpretazione geodinamica*. Mem. Soc. Geol. It., 28, 95-114.
- PUTIGNANO M.L. & SCHIATTARELLA M. (2008) - *Struttura, esumazione ed evoluzione geomorfologica del nucleo mesozoico del Monte Motola (Cilento, Italia meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 127, 477-493.
- RUSSO ERMOLLI E., JUVIGNE E., BERNASCONI S., BRANCACCIO L., CINQUE A., LIRER L., SANTANGELO N. (1995) - *Les premier stratotype continental de quatre stades isotopiques successifs du Pleistocene moyen pur le bassin méditerranéen septentrional: le Vallo di Diano (Campanie, Italie)*. Comptes rendues de l'Académie des Sciences, Paris, 321, series II a, 877-884.
- SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (1991) - *Le Alpi Liguri*. Guide Geologiche regionali. BEMA ed..
- TURNER T. (2006) - *Greenway Planning in Britain: recent work and future plans*. Landscape and Urban Planning, 76, 240-251.
- VANNUCCI G., PIAZZA M., PASTORINO P., FRAVEGA P. (1997) - *Le facies a coralli coloniali e rodoficee calcaree di alcune sezioni basali della Formazione di Molare (Oligocene del Bacino Terziario del Piemonte, Italia nord-occidentale)*. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat., Mem., ser. A, 104, 1-27.

UN ITINERARIO GEOLOGICO ATTRAVERSO L'APPENNINO MERIDIONALE

Mario Bentivenga ¹, Francesco Bucci ², Salvatore Laurita ¹, Rocco Novellino ², Giuseppe Palladino ¹,
Giacomo Prosser ¹ & Enrico Tavarnelli ²

¹ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi della Basilicata, Via Ateneo Lucano, 10 - 85100, Potenza
mario.bentivenga@unibas.it

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi Siena, Via Laterina, 8 - 53100, Siena

Riassunto

L'obiettivo del seguente lavoro è stato quello di presentare un itinerario geologico che illustri l'architettura dell'Appennino meridionale attraverso la descrizione di una serie di siti di grande interesse geologico regionale. In particolare, vengono enfatizzati gli aspetti geologico-strutturali e stratigrafici che contraddistinguono sei macroaree rappresentative dei diversi domini della catena che comprendono alcune tra le strutture geologiche più spettacolari e rappresentative dell'Appennino meridionale. Il primo tratto dell'itinerario ha una direzione SE-NW, si parte dai domini interni del Pollino e si va verso la Val d'Agri. Nel secondo tratto ci si sposta in direzione SW-NE procedendo dall'alta Val d'Agri verso il fronte della catena. All'interno di ciascuna area sono segnalate e descritte sinteticamente una serie di emergenze geologiche, in specifici casi collegate da percorsi, che vogliono fornire ulteriori indicazioni per la loro fruizione.

Introduzione

L'itinerario che viene proposto si sviluppa lungo un'ideale sezione geologica che attraversa l'intero edificio dell'Appennino meridionale intercettando, seguendone il senso di trasporto tettonico, tutte le unità geologico-strutturali che lo compongono. A tale scopo esso si diparte dalle porzioni più interne e strutturalmente più elevate della catena fino a raggiungere le unità più esterne esposte al limite con la Fossa Bradanica (Fig. 1).

L'ITINERARIO GEOLOGICO ARTICOLATO PER MACROAREE

- 1) Confine Calabro-Lucano
- 2) Monte Alpi
- 3) Alta Val d'Agri
- 4) Valle del Melandro
- 5) Dolomiti Lucane
- 6) Fronte appenninico



Fig. 1 - Localizzazione delle macroaree attraversate dall'itinerario geologico.

L'itinerario propone una serie di osservazioni geologico-strutturali e stratigrafiche, sia a scala del singolo affioramento sia in veduta panoramica, che offrono uno spaccato fondamentale per la comprensione della geologia dell'Appennino meridionale. Durante il primo tratto ci si sofferma sulle Unità Liguridi affioranti al confine Calabro-Lucano. Si passa successivamente all'osservazione dei terreni più profondi della catena appenninica rappresentati dai carbonati della Piattaforma Apula esposti a Monte Alpi. Qui è possibile osservare i rapporti tettonici intercorrenti tra i terreni riferibili al Bacino di Lagonegro e quello Liguridi con i suddetti carbonati. Ci si sposta quindi prima in Val d'Agri, poi nella Valle del Melandro, ove è possibile osservare i contatti realizzati dalle Unità Liguridi sui carbonati della Piattaforma Campano-Lucana e di questi ultimi sui terreni riferibili al Bacino di Lagonegro. Questi contatti si presentano ripetutamente fagliati e dislocati ad opera della tettonica transtensiva e distensiva post-orogena, il cui effetto più evidente è la depressione morfotettonica dell'alta Val d'Agri. Infine, ci si sposta verso il fronte della catena dove affiorano i *thrusts* più esterni e pellicolari che coinvolgono i terreni miocenici del Bacino Irpino e condizionano la sedimentazione dei bacini di thrust-top plio-pleistocenici.

Inquadramento geologico

L'Appennino meridionale è una catena a pieghe e sovrascorrimenti costituita dalla sovrapposizione di diverse unità tettoniche originatesi, a partire dal Triassico, in distinti domini paleogeografici del margine continentale passivo adriatico e dell'adiacente bacino oceanico della Neotetide (Gueguen *et alii*, 1998; Monaco *et alii*, 1998; Menardi Noguera & Rea, 2000). A partire da quello più interno (occidentale) e strutturalmente più alto nella pila orogena questi domini sono (Mostardini & Merlini, 1986): il Bacino Liguride; la Piattaforma Campano-Lucana; il Bacino di Lagonegro e la Piattaforma Apula. La differenziazione dei domini paleogeografici è stata controllata da faglie dirette sin-sedimentarie la cui attività è in genere dedotta dalle variazioni di spessore e di facies dei depositi mesozoici (Ciarapica & Passeri, 1998; Mazzoli *et alii*, 2001; Bertinelli *et alii*, 2005). Vengono di seguito descritte, a partire dai settori più interni, le unità sedimentarie relative ai bacini sopra elencati:

- (a) Unità Liguridi, derivanti dalla deformazione di un'area oceanica (Bonardi *et alii*, 1988; Monaco & Tortorici, 1995);
- (b) Unità Sicilidi, derivanti dalla deformazione di un bacino più esterno ma adiacente a quello Liguride (Scandone, 2007 e *cum biblio*);
- (c) Unità della Piattaforma Campano-Lucana derivanti dalla deformazione di spesse successioni carbonatiche di piattaforma e dei sovrastanti flysch miocenici (D'Argenio *et alii*, 1973);
- (d) Unità lagonegresi derivanti dalla deformazione di successioni deposte in una depressione tettonica tradizionalmente interpretata come un solco prodottosi durante gli stadi di *rifting* sulla crosta continentale assottigliata appartenente al margine mesozoico di Adria (Scandone, 1967, 1972; D'Argenio *et alii*, 1973; Mostardini & Merlini, 1986);
- e) Unità della Piattaforma Apula derivanti dalla deformazione di una spessa pila di carbonati di mare basso di età mesozoico-terziaria, stratigraficamente ricoperti da depositi calcareo-clastici del Pliocene. A partire dall'Eocene (Knott, 1994) le successioni rocciose appartenenti ai diversi domini paleogeografici dell'Appennino meridionale sono state soggette a deformazioni compressive derivanti dalla chiusura della Neotetide e al conseguente raccorciamento del margine passivo di Adria (Monaco *et alii*, 1998). Queste unità rocciose, scollate dal proprio basamento, sono sovrascorse verso Est generando un cuneo orogenico impilato sull'Avampaese Apulo. La progressiva messa in posto di queste unità tettoniche è stata accompagnata dalla sedimentazione di depositi sin-orogenici, all'interno dei bacini di thrust-top e dei bacini di

avanfossa, durante il Miocene inf. (Formazione di Albidona), il Miocene medio-superiore (Formazione di Gorgoglione) e nel Plio-Pleistocene (Fossa Bradanica) (Cocco *et alii*, 1974; Pescatore, 1978; Bonardi *et alii*, 1988; Pieri *et alii*, 1996). Lo sviluppo di tali bacini era fortemente condizionato dalla tettonica sinsedimentaria (Palladino, 2011). A partire dal Miocene superiore il raccorciamento orogenico è stato accompagnato, nei settori interni della catena appenninica, da deformazioni distensive (Kastens *et alii*, 1988) che hanno modificato e frammentato l'architettura a pieghe e sovrascorrimenti della catena appenninica. I risultati della tettonica tardo-post orogenica sono particolarmente evidenti nella zona assiale della catena, dove si sovrappongono gli effetti dell'attività di faglie dirette a basso e medio angolo del Pliocene (Bucci, 2009; Bucci *et alii*, 2010; Ferranti *et alii*, 1996), di faglie transtensive sinistre del Pleistocene inferiore e medio (Hippolyte *et alii*, 1994; Giano *et alii*, 2000; Cello *et alii*, 2001) e di faglie dirette del quaternario e dell'Olocene, molte delle quali potenzialmente attive (Ferranti *et alii*, 2007) che hanno determinato l'individuazione di importanti depressioni morfologico-strutturali asimmetriche, quali i *graben* del Vallo di Diano e della Val d'Agri.

Descrizione delle principali macroaree

Confine Calabro-Lucano

Nell'area del confine Calabro-Lucano (Fig. 2) affiorano unità ofiolitiche e successioni sedimentarie appartenenti al Complesso Liguride che occupano la posizione più elevata fra tutte le unità tettoniche impilate a formare l'edificio orogenico dell'Appennino meridionale. Il Complesso Liguride viene suddiviso tradizionalmente in due unità tettoniche: una metamorfica, conosciuta come Unità del Frido ed una non metamorfica costituita da terreni ofiolitiferi appartenenti all'Unità Nord Calabrese (Bonardi *et alii*, 1988). L'Unità del Frido rappresenta quella più estesa e comprende le unità ofiolitiche costituite da una successione di terreni cretaco-oligocenici polimetamorfosati associati a frammenti di dimensioni variabile di rocce di crosta oceanica e continentale. L'Unità Nord Calabrese è rappresentata da una successione pelitico-calcareo-arenacea con all'interno inglobati, blocchi di dimensioni variabili di rocce ofiolitiche. Le rocce relative alle due unità registrano la testimonianza dei complessi processi tettonici che hanno guidato l'apertura del bacino oceanico e la sua successiva chiusura. Attraverso questi processi le due unità sono state intensamente deformate a differenti condizioni termo-bariche e si sono tettonicamente sovrapposte.

Il sito di maggiore interesse dell'area è rappresentato dalla successione ofiolitica di Timpa delle Murge (Fig. 3). La successione presenta buone esposizioni di serpentiniti, di colore verde scuro, associate a corpi di metabasiti e gabbri. I termini effusivi sono costituiti da lave e breccie di *pillows*, spesso cementate da

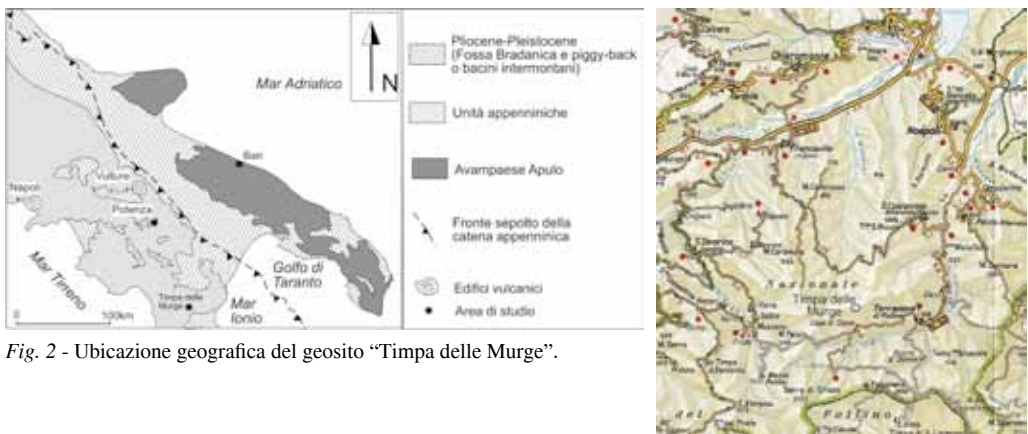


Fig. 2 - Ubicazione geografica del geosito "Timpa delle Murge".

una matrice di ialoclastite a granulometria medio-grossolana di colore rosso e verde. La copertura sedimentaria è costituita da argilliti silicifere seguite da un intervallo di radiolariti che, in continuità passano, verso l'alto, a calcari marnosi nodulari di colore rosso.



Fig. 3 - Particolare delle lave a pillows osservabili nella sezione ofiolitica di Timpa delle Murge.

Monte Alpi

Monte Alpi costituisce un massiccio montuoso che si eleva per circa 1900 metri s. l. m. (Figg. 4 e 5). Esso è costituito da una pila di carbonati di piattaforma neritica, spesso all'incirca 2000 metri, ricoperta in discordanza da depositi messiniani di natura silicoclastica (Sgrosso, 1988; Van Dijk, 2000). In passato molti dibattiti sono sorti circa il significato paleogeografico e strutturale di Monte Alpi. Alcuni modelli lo hanno considerato come un *klippe* attribuendolo al dominio della Piattaforma Campano-Lucana in sovrascorrimiento sui terreni lagonegresi. Altri modelli invece lo hanno prospettato come una finestra tettonica in cui è possibile osservare uno spezzone di piattaforma più esterna. Con l'avvento dell'esplorazione petrolifera in Val d'Agri lo studio di Monte Alpi ha subito un notevole impulso in quanto, se vera la seconda ipotesi, poteva trattarsi dei carbonati della Piattaforma Apula che costituiscono il serbatoio del giacimento petrolifero della Val d'Agri. Questo avrebbe offerto la possibilità di studiare direttamente sul terreno le rocce del serbatoio, di capirne il grado di fratturazione e conseguentemente di operare delle stime circa la sua capacità. Attualmente l'ipotesi che Monte Alpi sia un frammento di Piattaforma Apula, sollevatosi in seguito all'intensa tettonica transpressiva plio-pleistocenica, sembra essere quella più accreditata. Tra le prove a favore di questa teoria ricordiamo che la successione di Monte Alpi differisce totalmente da quella della Piattaforma Campano-Lucana sia per l'appoggio discordante dei terreni messiniani e sia per la presenza di terreni ad affinità lagonegrese in contatto tettonico sulla successione carbonatica (Van Dijk, 2000). Siti di estremo interesse, presenti nell'area di Monte Alpi sono località Iannazzo, dove all'interno delle calcareniti mioceniche, è possibile osservare la presenza di resti di pesci tra cui un Istioforide del genere *Makaira* e l'area di Latronico ove sono presenti i travertini di località "La Calda" e le sorgenti di acqua sulfurea.



Fig. 4 - Localizzazione geografica di Monte Alpi.



Fig. 5 - Panoramica del versante occidentale di Monte Alpi.

Alta Val d'Agri

Il bacino dell'alta Val d'Agri (Fig. 6 e 7) costituisce un'ampia depressione tettonica pleistocenica che rappresenta un'area chiave per la comprensione dei processi tettonici che hanno portato alla costruzione della catena appenninica e alla sua successiva frammentazione. Lungo i fianchi della valle affiorano rocce appartenenti alle Unità Liguridi, alla Piattaforma Campano-Lucana ed alle Unità Lagonegresi. In particolare, queste ultime sono suddivisibili in due scaglie tettoniche sovrapposte denominate, a partire da quella più profonda, Unità Lagonegrese I ed Unità Lagonegrese II (Scandone, 1972). Nell'Unità Lagonegrese II affiorano rocce sedimentarie con caratteristiche prossimali, mentre quelle esposte nell'Unità Lagonegrese I sono relative ad aree più distali. Secondo alcuni autori (Scandone, 1967, 1972; Mazzoli *et alii*, 2001; Bertinelli *et alii*, 2005) la differenziazione sedimentaria delle due unità è stata controllata dall'attività di importanti faglie sin-sedimentarie che avrebbero, in seguito, condizionato la localizzazione e lo sviluppo dei sovrascorrimenti di importanza regionale (Tavernelli & Prosser, 2003; Bucci *et alii*, 2007).

La valle rappresenta il prodotto della tettonica transtensiva e distensiva post-orogena attiva nella zona assiale della catena appenninica dal Pleistocene medio (Fig. 7). La presenza di faglie estensionali relitte, ben conservate sul fianco orientale, testimonia un'evoluzione tettonica tardo-post orogena molto complessa (Bucci *et alii*, 2009). In generale, strutture transtensive e/o distensive più recenti, tagliano con rigetti evidenti, almeno due generazioni di contatti tettonici preesistenti, rispettivamente a basso angolo con cinematica estensionale (i più antichi) e ad angolo moderato.



Fig. 6 - Localizzazione dell'Alta Val d'Agri.

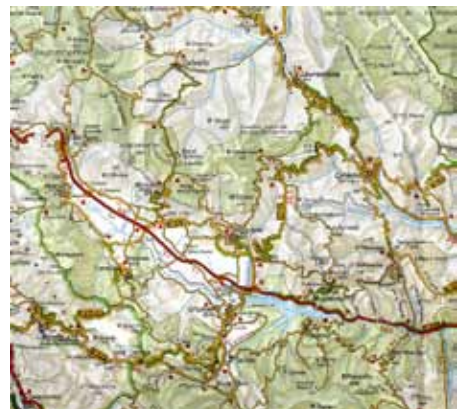




Fig. 7 - Panoramica dell'Alta Val d'Agri vista da nord.

Queste strutture hanno controllato la deposizione e la successiva deformazione delle brecce di versante, presenti lungo i fianchi della valle. Alcune datazioni assolute effettuate sulle brecce consentono di vincolare l'attività delle faglie tra il Pliocene ed il Pleistocene medio (Giano *et alii*, 2000). Tra i siti di maggiore interesse si citano il *graben* di Sorgente Copone che consente di osservare dettagliatamente una serie di faglie recenti e le relazioni di *cross-cutting* intercorrenti tra di esse (Fig. 8a, b), le spettacolari pieghe di Monte Volturino e Monte Lama originatesi in seguito alla tettonica compressiva miocenica relativa alla strutturazione della catena (Fig. 9a), il massiccio carbonatico del Monte di Viaggiano (Fig. 9b), molto interessante dal punto di vista del contenuto paleontologico, in quanto si rinvencono, ben preservate, rudiste (Caprinidi e Radiolitidi) e grossi gasteropodi (Nerinee) di età cenomaniana.



Fig. 8 - a) Bordo sud-orientale del *graben* di Sorgente Copone; b) La faglia di "Le Grotte" che taglia ad alto angolo il *graben* di Sorgente Copone e controlla il versante sud-occidentale del M. Volturino (visibile in secondo piano).



Fig. 9 - a) Monte Lama e Serra di Calvello visti da sud-ovest; b) Monte Volturino e Monte di Viaggiano visti da nord-ovest.

Valle del Melandro

Nella valle del Melandro sono esposte in maniera esemplare le strutture compressive prodottesi durante la formazione della catena appenninica (Fig. 10a). Le località di Brienza e Sasso di Castalda meritano in particolare di essere menzionate (Fig. 10b).



Fig. 10 - Collocazione geografica di Brienza e Sasso di Castalda.

A Brienza è bene esposto il sovrascorrimento che sovrappone i terreni carbonatici della Piattaforma Campano-Lucana (relativi all'Unità dei Monti della Maddalena) su quelli lagonegresi (Formazione del Flysch Rosso) (Fig. 11a). Il contatto, immergente con un angolo moderato (30-40°) verso i quadranti occidentali, è caratterizzato da una marcata, da una zona di taglio, spesso alcuni metri, caratterizzata, nelle rocce del *footwall* da pieghe strette, fortemente asimmetriche e spesso strappate, da un clivaggio pervasivo e da un ben sviluppato *fabric* s-c. Le rocce dell'*hangingwall*, sono invece interessate da *duplex* e sono spesso attraversate da numerose fratture e faglie cinematicamente compatibili con il sovrascorrimento.

A Sasso di Castalda, sono invece bene esposte le due Unità Lagonegresi (I e II di Scandone, 1972). L'unità inferiore (Lagonegro I) è bene esposta in corrispondenza della piega del fosso della Manca (Fig. 11b). Si tratta di una tipica geometria *box fold*, che si estende in direzione circa NW-SE per alcuni chilometri, con asse debolmente immergente verso NW. La zona di cresta si collega ai fianchi della piega attraverso due zone di cerniera con geometria angolare: il fianco posteriore, occidentale, è caratterizzato dalla giacitura sub-verticale della stratificazione, mentre il fianco anteriore, orientale, si presenta in genere più blando.



Fig. 11 - a) Sovrascorrimento a valle di Brienza; b) Calcari con Selce nella zona di cerniera dell'anticlinale di fosso della Manca a Sasso di Castalda.

Dolomiti Lucane

Durante la migrazione del fronte della catena appenninica, da ovest verso est, differenti bacini di avanfossa sono stati originati e progressivamente coinvolti nella deformazione. Il Bacino Irpino rappresenta il riempimento dell'avanfossa dell'Appennino meridionale durante il Miocene medio. A questo bacino è riferibile il Flysch di Gorgoglione, affiorante in spettacolari sezioni naturali che caratterizzano l'area delle Dolomiti Lucane (Fig. 12 e 13). Il Flysch di Gorgoglione è costituito da arenarie quarzoso-micaee grigie, generalmente gradate, in banchi e strati, con subordinate argilliti e marne grigie; sono frequenti i livelli con conglomerati poligenici. Le facies più distali sono caratterizzati da una progressiva diminuzione dei livelli conglomeratici e da una più marcata alternanza di argille e arenarie con subordinate marne (Carta Geologica d'Italia, 1969).



Fig. 12 - Collocazione geografica dell'area delle Dolomiti Lucane.



Fig. 13 - Le Dolomiti Lucane, tra Pietrapertosa e Castelmezzano.

Fronte della catena Appenninica

Area di Tricarico

Il fronte della catena appenninica lucana si sviluppa lungo una direzione NE-SE che congiunge gli abitati di Forenza e Stigliano (Patacca & Scandone, 2001). Lungo questa fascia si osserva comunemente il contatto tettonico tra le formazioni del Bacino di Lagonegro ed Irpino su quelle plio-pleistoceniche di *thrust-top* e di avanfossa. Nel tratto considerato l'avanfossa appenninica è stata denominata Fossa Bradanica (Migliorini, 1937; Balduzzi *et alii*, 1982; Pieri *et alii*, 1996). Localmente le unità più recenti ricoprono stratigraficamente quelle mioceniche dando luogo a spettacolari discordanze angolari osservabili ad Acerenza, Garaguso e Tricarico (Centamore *et alii*, 1971; Maggiore & Walsh, 1975; Caldara *et alii*, 1993; Sabato & Marino, 1994; Palladino, 2011). In particolare, il territorio di Tricarico è situato sullo spartiacque dei bacini dei

fiumi Basento e Bradano e si colloca in una posizione molto favorevole per lo studio delle caratteristiche geologiche presenti al fronte della catena (Fig. 14). In primo luogo, lungo i fianchi della valle del Basento, è possibile osservare, in veduta panoramica, il sovrascorrimento delle unità alloctone appenniniche su quelle autoctone della Fossa Bradanica (Fig. 15). In località Tavolara, nei pressi del centro abitato, è possibile osservare il contatto discordante tra i terreni pliocenici del fronte della catena rappresentati dalle sabbie e conglomerati del Ciclo di Altavilla e le calcareniti bioclastiche del Ciclo di Ariano (D'Argenio *et alii*, 1973). Il contatto è marcato da un *lag* trasgressivo costituito da ciottoli arrotondati. In località S. Andrea si possono osservare in dettaglio le principali caratteristiche sedimentologiche delle calcareniti appartenenti al Ciclo di Ariano. Si tratta di spettacolari dune sottomarine formatesi in ambiente tidale (Longhitano).



Fig. 14 - Collocazione geografica dell'area di Tricarico.

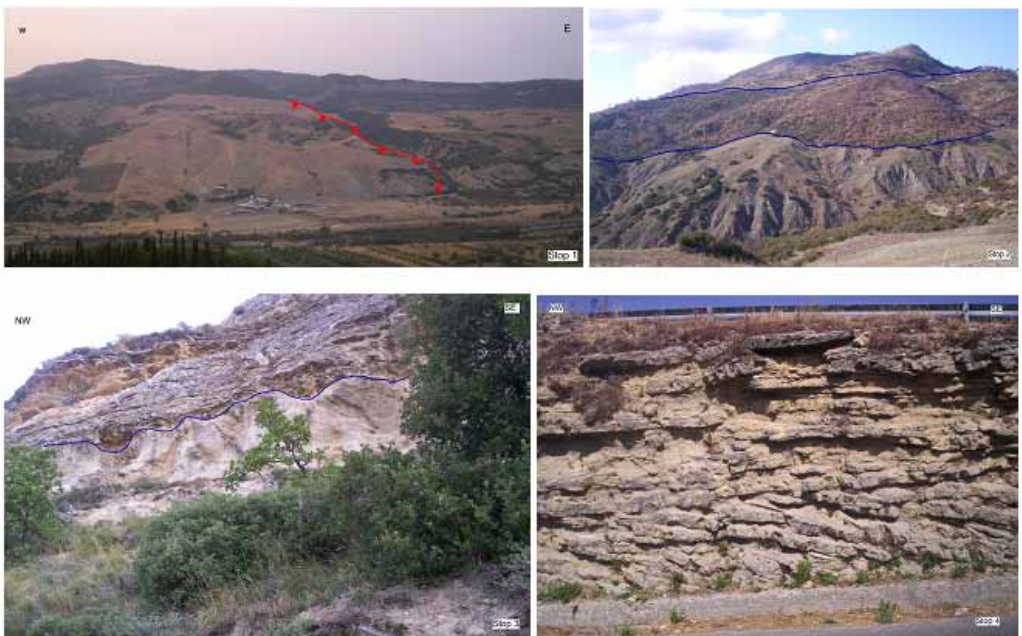


Fig. 15 - Stop 1: Thrust che mette a contatto il dominio appenninico con quello dell'Avanfossa Bradanica, lungo il versante sinistro del fiume Basento; Stop 2: Contatto discordante tra la Formazione delle Argille Varicolori, il Flysch Numidico e la Formazione della Serra Palazzo; Stop 3: Contatto discordante fra il Ciclo di Ariano ed il Ciclo di Atessa; Stop 4: Strutture sedimentarie all'interno delle Calcareniti di Tricarico.

Conclusioni

L'itinerario permette una serie di osservazioni geologico-strutturali e stratigrafiche a scala del singolo affioramento o in veduta panoramica che offrono uno spaccato fondamentale per la comprensione della geologia dell'Appennino meridionale.

Il lavoro ha lo scopo di presentare in forma sintetica un progetto più ampio e articolato, a cui da alcuni anni lavorano gli autori con il fine di sviluppare le conoscenze sulla geologia dell'Appennino meridionale, integrando dati acquisiti durante le ricerche sviluppate nei diversi settori della catena.

Convincimento comune degli autori è che l'Appennino meridionale rappresenta uno straordinario laboratorio naturale, dove possono essere studiati gran parte dei processi geologici che portano alla costruzione e alla progressiva frammentazione di una catena orogena. Tale laboratorio naturale è costituito da emergenze geologiche di grande valore scientifico e didattico, custodite in un territorio relativamente piccolo, adatto ad ospitare una vasta e differenziata offerta di itinerari geologici, in parte alternativi, in parte sovrapponibili a quello presentato.

Proposte di questo genere possono risultare di grande interesse sia in ambito accademico (didattica e ricerca), sia in ambito educativo (scuole di ogni ordine e grado) e turistico (Geo-turismo) e, se adeguatamente sostenute, possono puntare ad una platea internazionale, poiché tale è il potenziale di questo territorio.

Bibliografia

- BALDUZZI A., CASNEDI R., CRESCENTINI U., MOSTARDINI F., & TONNA M., (1982) - *Il Plio-pleistocene del sottosuolo del bacino lucano (Avanfossa appenninica)*. Geologica Romana, 21, 1-28.
- BERTINELLI A., CIARAPICA G., DE ZANCHE V., MARCUCCI M., MIETTO P., PASSERI L. S., RIGO M. & ROGHI M. (2005) - *Stratigraphic evolution of the Triassic-Jurassic Sasso di Castalda succession (Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., 124, 161-175.
- BONARDI G., AMORE F. O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988) - *Il Complesso Liguride auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 17-35.
- BUCCI F., D'ONOFRIO D. TAVARNELLI E. & PROSSER G. (2007) - *Eredità strutturale nel processo di inversione tettonica positiva: un esempio dalle Unità Lagonegresi della Lucania centrale, Italia*. Rend. Soc. Geol. It., 4, 166-166.
- BUCCI F. (2009) - *Growth and dissection of a collisional chain: tectonic evolution of the southern Apennines within the high Agri Valley (Basilicata - Italy) deformative record*. PhD Thesis and enclosed geological map.
- BUCCI F., GUGLIELMI P., ADURNO I., NOVELLINO R., TAVARNELLI E., GUEGUEN E. & PROSSER G. (2009) - *Geometry and deformation history of structurally complex, post-orogenic extensional basins: the high Agri Valley graben, southern Apennines, Italy*. Proceeding abstract: Congresso Geoitalia 2009 - VII Forum Italiano di Scienze della Terra.
- BUCCI F., NOVELLINO R., GUGLIELMI P., TAVARNELLI E. & PROSSER G. (2010) - *1:25.000 Geological map and cross sections of the north-eastern margin of the High Agri Valley (Basilicata - Italy)*. Rend. online Soc. Geol. It., 10, 26 - 27.
- CALDARA M., CIARANFI N. & MARINO M. (1993) - *I depositi Plio-pleistocenici di avanfossa al bordo dell'Appennino meridionale tra Oliveto Lucano e Garaguso (Basilicata)*. Boll. Soc. Geol. It., 112, 893-908.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA (1969) - *Servizio Geologico d'Italia, Potenza 199, Lauria 210, S. Arcangelo 211, IP75, Roma*.

- CELLO G. & MAZZOLI S. (1999) - *Apennine tectonics in southern Italy: a review*. J. of Geodynamics, 27, 191-211.
- CELLO G., GAMBINI R., MATTIONI L., MAZZOLI S., READ A., TONDI E. & ZUCCONI V. (2001) - *Geological analysis of the High Agri Valley (Lucasnia Apennines, Southern Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., 55, 149-155.
- CELLO, G., GAMBINI, R., MAZZOLI, S., READ, A., TONDI, E. & ZUCCONI, E., (2003) - *Active tectonics and earthquake sources in the epicentral area of the 1857 Basilicata earthquake (southern Italy)*. J. of Geodynamics., 36, 37-50.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U. & MORETTI A. (1971) - *Geologia della zona tra Acerenza ed Avigliano (PZ)*. Studi Geologici Camerti.
- CIARAPICA G. & PASSERI L. S. (1998) - *Evoluzione paleogeografia degli Appennini*. Atti Ticinesi di Scienze della Terra, 40, 233-290.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., TORRE M. & COPPOLA L. (1974) - *Le Unità Irpine nell'area a nord di monte Marzano; Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 18, 607-654.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania-Lucania)*. In: Atti del convegno "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino". Acc. Naz. Lincei, 183, 49-72.
- FERRANTI L., MASCHIO L., BURRATO P., BUCCI F., CIVICO R., D'ADDEZIO G., DE MARTINI P.M., GIOCOLI A., IMPROTA L., IORIO M., PANTOSTI D., PISCITELLI S., VALOROSO L. & ZEMBO I. (2007) - *Fieldtrip guide to active tectonics studies in the high Agri Valley*. Proceeding abstract: fieldtrip guide - Val d'Agri (PZ).
- FERRANTI, L., OLDOW, J. S. & SACCHI, M. (1996) - *Pre-quaternary orogen-parallel extension in the southern Apennine belt, Italy*, Tectonophysics, 260, 325-347.
- GIANO S.I., MASCHIO L., ALESSIO M., FERRANTI L., IMPROTA S. & SCHIATTARELLA M. (2000) - *Radio Carbon dating of active faulting in the Agri high valley, southern Italy*. J. of Geodynamics, 29, 371-386.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998) - *On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean*. Tectonophysics, 298, 259-269.
- HIPPOLYTE J. C., ANGELIER J. & ROURE F. (1994) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, 230, 199-210.
- KASTENS K.A., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNEL J.E.T., CURZI P., KAY-CHRISTIAN E., GLACON G., HASEGAWA S., HEIKE W., MASCLE J., MC COY F., MC KENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., REHAULT J.P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORII M. (1988) - *ODP leg. 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geological Society of America Bulletin, 100, 1140-1156.
- KNOTT S. (1994) - *Structure, kinematics, and metamorphism in the Liguride Complex, southern Apennines, Italy*. J. of Structural Geology, 16, 1107-1120.
- MAGGIORE M. & WALSCH N. (1975) - *I depositi Plio-pleistocenici di Acerenza (Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 93-109.
- MAZZOLI S., BARKHAM S., CELLO G., GAMBINI R., MATTIONI L., SHINER P. & TONDI E. (2001) - *Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy*. J. of Geological Society, London, 158, 309-319.

- MAZZOLI S., BARKHAM S., CELLO G., GAMBINI R., MATTIONI L., SHINER P. & TONDI E. (2001) - *Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy*. Journal of Geological Society, London, 158, 309-319.
- MENARDI NOGUERA A. & REA G. (2000) - *Deep structure of the campanian-Lucanian Arc (Southern Apennine, Italy)*. Tectonophysics, 324, 239-265.
- MIGLIORINI C. (1937) - *Short account of the geological conditions and of the oil prospection of a zone in southern Italy*. 2ND Congr. Mon. Petrol. di Parigi, 1-11.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1995) - *Tectonic role of ophiolite-bearing terranes in the development of the Southern Apennines orogenic belt*. Terra Nova, 7, 153-160.
- MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINIERI W., (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines southern Italy*. J. of Structural Geology, 20, 617-638.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale: sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 177-202.
- PALLADINO G. (2011) - *Tectonic and eustatic controls on Pliocene accommodation space along the front of the southern Apennine thrust-belt (Basilicata, southern Italy)*. Basin Research, doi: 10.1111/j.1365-2117.2011.00503.x.
- PATACCA E., & SCANDONE P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the southern Apennines (Pliocene-Pleistocene)*. In: Vai, G. B. & Martini, I. P. (eds), "Anatomy of an orogen- the Apennines and adjacent Mediterranean Basin". Kluwer Academic Publishers, London, 401-440.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., Spec. Issue, 7, 75-119.
- PESCATORE T. (1978) - *The Irpinids: a model of tectonically controlled fan and base-of-slope sedimentation in southern Italy*. In: Stanley D. J. & Kelling G. (eds) Sedimentation in Submarine Canions, Fans and Trenches. Hutchinson & Ross. Strandsbourg. Pennsylvania, USA, 325-339.
- PIERI P., SABATO L. & TROPEANO M. (1996) - *Significato geodinamico dei caratteri di posizionali e strutturali della Fossa Bradanica nel Pleistocene*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 501-512.
- SABATO L. & MARINO M. (1994) - *I depositi pliocenici del margine appenninico di Tricarico (Basilicata)*. In: Guide delle escursioni, 77° Congresso della Soc. Geol. It., Bari, 23 settembre - 1 ottobre. Quaderni della Biblioteca Provinciale di Matera, 15, 87-104.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-mamosa e note illustrative*. Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli, 74, 301-467.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-mamosa e note illustrative*. Boll. Soc. Nat., Napoli, 81, 225-300.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., vol. speciale 7, 75-119.
- SGROSSO I. (1988) - *Nuovi dati biostratigrafici sul Miocene del M. Alpi (Lucania) e conseguenti ipotesi paleogeografiche*. Mem. Soc. Geol. It.
- TAVARNELLI E. & PROSSER G. (2003) - *The complete Apennines orogenic cycle preserved in a transient single outcrop near San Fele, Lucania, southern Italy*. J. of the Geological Society of London, 160, 429-434.
- VAN DIJK J. P., BELLO M., TOSCANO C., BERSANI A. & NARDON S. (2000) - *Tectonic model and three- dimensional fracture network study of the Monte Alpi carbonates (Southern Italy)*. Tectonophysics 324, 271- 324.

RIFLESSIONI SU GEOTURISMO ED ITINERARI TRA EPISTEMOLOGIA E PROFESSIONE

Alessandro Iannace

Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Napoli "Federico II"

Introduzione

L'attenzione al patrimonio geologico come risorsa culturale è fenomeno recente in Italia e per quanto diffuso stenta a trovare applicazioni felici in termini di geoturismo. Sono ancora relativamente scarse le concretizzazioni di parchi o percorsi a tema geologico e soprattutto scarso il loro peso nella formazione della sensibilità naturalistica dei cittadini. Questo è in primo luogo il riflesso della bassissima rilevanza che la geologia riveste nella identità culturale del nostro Paese per motivi storici rispetto per esempio ai paesi anglosassoni, per motivi essenzialmente storici.

Come *convenor* di una sessione sugli *Itinerari Geoturistici* ho potuto rilevare una volta di più che troppo spesso i geologi, soprattutto accademici, interpretano il loro contributo alla strategia dei Geositi come una mera presentazione della geologia di una determinata area o località con generici suggerimenti di valorizzazione. Sono rare le riflessioni sulle pratiche da mettere in atto per passare dalla fase di conoscenza a quella di attuazione di un progetto, pratiche che rappresentano la parte realmente originale, e quindi "di ricerca", nell'ambito di un tale processo.

Più in generale, raramente viene affrontata una riflessione specifica da un lato su cosa rappresenti questo nuovo ramo della Geologia Applicata in relazione alla disciplina scientifica che chiamiamo Geologia da un lato e, dall'altro, quali competenze specifiche mette in campo.

Nella realtà professionale del geoturismo, troppo spesso, come riporta anche da Garofano nella sua relazione, le attività di divulgazione risultano scarsamente efficaci perché non pongono la dovuta attenzione alla tecnica di comunicazione. Ho visto numerosi esempi di recente di luoghi o percorsi geologici attrezzati nei quali ci si limita a piazzare delle placche che assomigliano a poster di congressi scientifici, con un linguaggio appena più semplificato e con un corredo iconografico qualche volta addirittura direttamente preso da pubblicazioni tecniche senza un ripensamento in funzione del nuovo *target*.

Se dovessi scegliere un simbolo dell'inefficacia dei geologi a far passare l'idea del valore culturale della conoscenza geologica opterei per il Vesuvio. In genere quando i *media* parlano del Parco Nazionale del Vesuvio tendono a sottolineare i suoi valori "naturalistici" nel senso di botanici e zoologici, invero piuttosto limitati, dimenticando che esso è parco in primo luogo *perché vulcano*. La comunità geologica non è riuscita a far affermare nella società l'idea che il vulcano più noto al mondo per uno straordinario intreccio di motivi storici, archeologici, scientifici è di per se un Geosito, e lo sarebbe anche se fosse il luogo più privo di vita la mondo.

L'intento di questo contributo è quello di proporre delle riflessioni molto generali sul tema dei Geositi, senza perdere di vista la realtà professionale concreta. Sono da sempre convinto che una parte importante dei limiti nella realizzazione di progetti di divulgazione e valorizzazione nascano dalla scarsa inclinazione dei geologi alle riflessioni filosofiche sul proprio agire scientifico, tantomeno su quello professionale.

Affronterò quindi il problema della valorizzazione del patrimonio geologico prima con delle riflessioni sui fondamenti epistemologici della Geologia, quindi su problematiche relative alla percezione dei processi geologici, e dei problemi didattici che ne scaturiscono, per chiudere infine con le implicazioni su aspetti concreti legati al mondo del lavoro.

I geositi e i fondamenti storico-epistemologici della geologia

La Geologia nasce tra 600 e 800 come scienza visuale. Lo storico della scienza Rudwick (1976) lo ha espresso estesamente in un articolo su quello che egli definisce il periodo d'oro della formazione della geologia come scienza autonoma. In realtà il primo atto di nascita della Geologia può essere riconosciuto nel celebrato disegno di Stenone che sintetizza la sua interpretazione dell'evoluzione del paesaggio toscano. Cos'è quell'immagine se non una rudimentale sezione geologica che propone per la prima volta la Geologia come scienza capace di "vedere" una storia in una immagine? Storia che viene decodificata a partire da una supposizione di uno stato primordiale e la rappresentazione per immagini delle tappe successive ricostruite. Molti prima di Stenone, da Erodoto in poi, avevano intuito che i fossili erano la testimonianza di una lunga evoluzione del paesaggio terrestre ma a lui va riconosciuto il merito (Ellenberger 1988) di aver riassunto nel suo *Prodromus* non solo i "tre principi", nozionisticamente citati in tutti i testi di Geologia ma soprattutto i punti fondanti di un approccio interpretativo compiuto ed originale.

Tutta la storia successiva è un perfezionamento di questa capacità di rappresentazione schematica degli affioramenti e della loro decodifica in chiave storica. Le osservazioni di Hutton e Lyell sulle discordanze introdurranno le modifiche necessarie per fare entrare la Geologia nel campo della Scienze sperimentali a tutti gli effetti facendole acquisire la sua identità rispetto ad altre discipline fondamentali. Questo approdo sarà consacrato con la fondazione nel 1807 della Geological Society di Londra.

Il riconoscimento della Geologia come una disciplina basata su un metodo specifico che è quello dell'interpretazione di segni e della decodifica in termini storici ha condotto Frodeman (1995) a sottolineare il legame della Geologia con l'Ermeneutica e la Semiotica. D'altra parte, Dall'Olio (2001) ha scelto un titolo estremamente suggestivo e significante, *Vedere il Tempo*, per raccontare quell'avventura fondamentale del pensiero che è stata la corretta interpretazione dei fossili e la nascita della Geologia.

L'analisi approfondita di questi passaggi storici non rientra in genere nella formazione dei geologi. Pochi studenti saprebbero ripetere i ragionamenti sulla base dei quali per esempio Hutton ha riconosciuto nel granito una roccia magmatica mentre, probabilmente, conoscono benissimo i diagrammi della petrologia sperimentale. Allo stesso modo, molti hanno sentito parlare di Werner e della sua idea del granito e del basalto come roccia sedimentaria e ne hanno di conseguenza un'idea (scorretta) di un pessimo geologo, dimenticando il ruolo fondamentale esercitato dalle scuole "nettuniste" nella nascita della stratigrafia. Questo significa non avere il senso della prospettiva storica, del divenire della propria disciplina. Significa non avere una impostazione culturale geologica. Si provi a pensare se è possibile immaginare un fisico senza che egli che non abbia una piena conoscenza dell'epoca in cui vissero Galileo e Newton e di come si collocano i loro contributi specifici nell'evoluzione della Fisica.

Anche l'argomento più affascinante della Geologia, la Tettonica a Zolle, viene presentata spesso con belle illustrazioni ed animazioni che illustrano il processo come lo conosciamo oggi. A quanti viene illustrata enfatizzando lo sforzo intellettuale che condusse giovani ricercatori come Fred Vine o Tuzo Wilson a "vedere" nella disposizione delle anomalie magnetiche e della distribuzione degli epicentri dei terremoti le prove di una dinamica attiva e passata della Terra?

La scelta e la valorizzazione dei Geositi sono pratiche applicative che si innestano direttamente su questa caratteristica fondante della Geologia come scienza dal '600 a oggi. Cercare di comunicare questa capacità di lettura del paesaggio, del valore emozionale di questa scoperta, deve essere la guida nella selezione dei Geositi, della loro collocazione in itinerari che li colleghino tra loro e li mettano in relazione con tutte le altre emergenze naturali e storico-archeologiche presenti sul territorio. Da questo punto di vista i Geositi devono essere scelti tra quelle località, di grande o modesto interesse scientifico, che abbiano però una

grande valenza iconica, una forza comunicativa tale da rendere partecipe l'osservatore del processo di decodificazione che ogni geologo effettua. In altre parole, la valorizzazione del geosito, cioè la sua popolarizzazione, coincide con la più classica e caratteristica delle attività del geologo. Tutto quanto deriviamo da dati di natura diversa, più specialistica, può certamente intervenire nella divulgazione geologica, ma sarà sempre di supporto all'osservazione dal vero che resta l'attività più facilmente comunicabile e emotivamente più efficace verso il non specialista. In questo senso, il proliferare di sottocategorie quali "geomorfositi", "geoarcheositi" e simili riflette solo la provinciale tendenza dei geologi (soprattutto italiani ed accademici) a frammentarsi in specialismi, quasi a voler rifuggire dalla qualifica di geologo.

Problemi di percezione e visualizzazione dei processi geologici

La divulgazione geologica basata sui geositi si basa dunque su capacità osservazionali classiche dei geologi, fondate spesso su semplice logica, su ragionamenti di buon senso, e che formano ancora il nucleo fondante della nostra metodologia scientifica. E dunque della nostra identità. Ancora oggi, nell'epoca dei computer, delle simulazioni numeriche e delle tecniche analitiche fini, la capacità precipua del geologo di leggere il territorio resta l'abilità fondamentale per la ricerca della professione. Questa pratica quotidiana viene attuata in maniera così automatica che ci si dimentica che esercita sugli altri un enorme fascino. Rendere partecipi gli altri di questa avventura intellettuale dovrebbe essere l'obiettivo di qualsiasi opera di divulgazione. Per farlo bisogna però decidere di mettere al centro della propria attenzione il problema del trasferimento di questa capacità di lettura, che si basa molto su una capacità di visualizzazione tridimensionale e su poche regole "grammaticali" essenziali. In pratica si tratta di avere una cultura geologica che renda sensibili da un lato ad una scelta degli argomenti e della loro contestualizzazione culturale e dall'altro ad una forte attenzione alle tecniche di comunicazione che bisogna mettere in atto per trasmettere la capacità di visualizzazione. Naturalmente si avrà bisogno di affioramenti eccezionali e di supporti visivi che facilitino la decodificazione.

La visualizzazione tridimensionale è una delle grandi capacità del geologo e non a caso uno degli scogli della formazione e della divulgazione. Il problema didattico è stato affrontato in maniera teorica di recente da Kastens & Ishikawa (2006) che hanno analizzato diversi aspetti della educazione alla visualizzazione e percezione dei corpi tridimensionali alla luce delle moderne teorie delle scienze cognitive. Rogers, (1989) ha invece analizzato il ruolo che le disposizioni di oggetti svolgono nella interpretazione geologica, problema esplicitamente ricondotto alla semiotica ed alle scienze cognitive da Parcell & Parcell (2009). Da segnalare che quest'ultimo lavoro compare sul *Journal of Geoscience Education*, una rivista specificatamente dedicata al problema della didattica geologica nelle scuole, a dimostrazione della sensibilità anglosassone al problema.

Più semplicemente, non bisognerebbe mai dimenticare, in un'attività di divulgazione, che noi abbiamo una capacità di vedere i corpi in tre dimensioni che normalmente gli altri non hanno e bisogna fare attenzione a sviluppare rappresentazioni che devono accorciare i tempi necessari per la visualizzazione corretta.

Un'esperienza significativa in questo senso è stata realizzata in laboratorio e sul campo a Giffoni (Salerno), sulle rocce triassiche fossilifere della zona, con bambini delle scuole elementari (Iannace *et alii*, 2003). Dopo l'escursione e la raccolta di campioni di dolomie con bivalvi, serpulidi, gasteropodi, sono state riprodotte in vasca, con cemento e gusci di frutti di mare portati da casa, la sedimentazione, la litificazione e successivamente il taglio delle rocce. Il confronto con rocce fossilifere antiche ha consentito ai bambini di "vedere" immediatamente nei segni sulle rocce reali le sezioni di gusci tridimensionali, cosa che in campagna era risultata meno immediata. Anche l'uso di un plastico topografico della zona è risultato

estremamente efficace per collocare sia le rocce raccolte che loro stessi sul territorio nel quale vivono. Questo semplice sussidio didattico ha fatto anche aumentare la loro identità come cittadini migliorando la loro sensibilità e la loro capacità di riconoscere l'ambiente che li circonda.

Oggi strumenti informatici, quali le applicazioni per la visualizzazione della Terra dal satellite in 3D, e i modelli tridimensionali al computer, allargano queste possibilità didattiche. Nel corso di un workshop organizzato nell'ambito del progetto europeo *Communication in Science* (<http://www.idis.cittadellascienza.it/?p=10898>) presso la Città della Scienza di Napoli, e dedicato alla sensibilizzazione verso il rischio sismico, si è deciso di illustrare il tema faglie attraverso una navigazione satellitare sull'intero pianeta, e sull'Italia meridionale in particolare, durante la quale il geologo faceva riconoscere le faglie dalle evidenze morfologiche. Quest'attività da sola aveva un forte impatto emotivo sul pubblico rappresentato da studenti delle scuole superiori. Successivamente, il confronto con i cataloghi delle faglie attive pubblicate da vari gruppi di ricerca, con le faglie rappresentate su comuni carte geologiche e con i dati dei terremoti storici, consentiva di spiegare la differenza tra faglie fossili con grande evidenza morfologica e importante significato geologico e faglie attive spesso poco visibili ma di estremo interesse sismo-tettonico.

Quale professionalità per la divulgazione geologica

Sul piano della concretizzazione professionale le considerazioni espresse sopra ci conducono a concludere che la *cultura specifica* che si richiede nel campo della valorizzazione dei geositi è semplicemente una cultura geologica generale vasta, che abbia alla base una conoscenza delle basi storiche della propria disciplina e anche epistemologiche. La *professionalità* necessaria invece per il *trasferimento* di queste conoscenze deve essere una cultura di contesto comprendente le migliori tecniche pedagogiche per trasmettere rapidamente ed efficacemente quella incredibile esperienza che è la decodificazione geologica di un paesaggio.

Da questo punto di vista, il proliferare di contributi di area universitaria che propongono nuovi geositi, accanto all'ovvio interesse come documentazione di base, rischiano di fuorviare il delicato passaggio alla pratica attuazione della valorizzazione, lasciando supporre che la massima conoscenza scientifica dei luoghi è il presupposto per una efficace valorizzazione. In questa fase, invece, lo specialista, specie se di provenienza accademica, non è necessariamente la persona più indicata a divulgare. Per motivi psicologici tenderà a indugiare su temi a lui cari e familiari, perdendo di vista l'obiettivo finale che è quello di coinvolgere l'uditorio. Per fare ciò, come abbiamo discusso sopra, bisogna metterlo in condizione di vivere un'esperienza nuova di conoscenza, di avvicinamento alla realtà naturale che sia emotivamente significativa. Un elemento strategico di supporto in questo senso è il collegamento dell'aspetto geologico al maggior numero possibile di elementi dalla cultura generale e dalla storia, allo scopo di attivare la partecipazione intellettuale dell'interlocutore e in definitiva rendere la divulgazione geologica un discorso accattivante.

Troppo spesso i pannelli usati per illustrare geositi sul campo si limitano a riassumere gli stessi contenuti che verrebbero proposti ad una escursione scientifica con un linguaggio appena più semplice (quindi banalizzato), cercando di far leva al massimo su frasi suggestive tipo "200 milioni di anni fa c'erano le scogliere tropicali". Meglio far leva, negli itinerari geologici, sulla possibilità di riconoscere il paesaggio, di "vedere" le forme controllate dalla geologia e il loro controllo sulla vegetazione e sugli insediamenti umani. E per fare questo bisogna dedicare gran parte della progettazione all'individuazione delle forme più adatte di comunicazione e di selezione degli argomenti.

Ho personalmente assistito ad esperienze divulgative sulle faglie nelle quali venivano mostrati dei modellini in legno di faglie, molto efficaci per illustrare la differenza tra faglie normali, trascorrenti e inverse, ma che

riproponevano la classica illustrazione di qualsiasi libro di testo di geologia. La classificazione delle faglie è certamente un argomento di interesse per uno studente di Geologia ma non per un pubblico "generalista". Più interessante sarebbe, per esempio, raccontare il legame tra faglie e attività mineraria durante la rivoluzione industriale e come questo abbia portato ad una rivoluzione nella comprensione del funzionamento della Terra, ben prima che si comprendesse il legame tra le faglie e i terremoti. O, ancora, come la scoperta delle faglie trasformi abbia condotto Wilson a validare l'idea di espansione dei fondi oceanici.

L'attività di divulgazione nell'area di Giffoni già citata (Iannace *et alii*, 2003) ha compreso una escursione con la popolazione adulta del comune. La strategia scelta è stata quella di costruire, attorno all'elemento forte presente sul territorio (miniere e impianti per la produzione di ittiolo da scisti bituminosi triassici), un discorso sul legame esistente tra le forme del territorio, la presenza di miniere (con le foto dei minatori e dei bambini sfruttati), di fossili e la genesi delle rocce. Quest'ultima, prevedendo la presenza di piccoli bacini ristretti intrapiattaforma con peculiari scogliere dominate da cianobatteri e serpulidi in risposta all'eutrofizzazione delle acque (Iannace & Zamparelli, 1996), ha consentito di gettare un ponte sul problema odierno dell'eutrofizzazione nei mari chiusi. Infine, la presenza di un pozzo esplorativo dell'Agip nell'area limitrofa di Acerno, ha ricordato il legame delle rocce da un lato con il petrolio come risorsa non rinnovabile e dall'altro con il geoturismo come risorsa rinnovabile.

Un'ultima, fondamentale annotazione riguarda la formazione. I nostri corsi di laurea, così attenti alle applicazioni tecniche o alle discipline di contesto di area ingegneristica, sono assolutamente poveri di riferimenti alla storia e ai fondamenti culturali della Geologia. Nella visione proposta in questo contributo, essi non sono la migliore palestra per formare degli ottimi operatori nel campo della valorizzazione del patrimonio geologico. La corsa alla professionalizzazione ed alla specializzazione, specie nell'ultimo decennio, ha creato dei geologi *frankenstein*, costruiti assemblando tanti frammenti di discipline ed applicazioni delle Scienze della Terra, e spesso di altre aree culturali, che hanno impoverito la cultura geologica di base e con essa l'identità culturale e professionale dei geologi. Un profondo ripensamento sarebbe necessario se si vuole realmente creare le condizioni per un'attività professionale incisiva e con essa una maggiore diffusione nella società della cultura geologica nella società.

Bibliografia

- DALL'OLIO N. (2004) - *Vedere il tempo*. L'interpretazione dei fossili e degli strati nella scienza tra '600 e '700, Monte Università Parma, Parma, 1-257.
- ELLENBERGER F. (1988) - *Histoire de la Géologie*. Vol. 1 Lavoisier, Paris, 1-352.
- FRODEMAN R. (1995) - *Geological reasoning: Geology as an interpretive and historical science*. Geol. Soc. of Am. Bulletin, 107, 960-968.
- IANNACE A., SAIELLO L., ZAMPARELLI V. (2003) - *Prospettive culturali e professionali della valorizzazione del patrimonio geologico: l'esperienza di Giffoni Valle Piana*. In: Geonapoli: Geologia e Tutela del Territorio. Convegno 23 Giugno 2003, Università di Napoli.
- IANNACE A. & ZAMPARELLI V. (1996) - *The serpulids-microbialite bioconstructions of the "Scisti Ittiolitici" basin of Giffoni Vallepiana (Upper Triassic, Southern Apennines)*. Paleopelagos, 6, Roma, 20-29.
- KASTENS K. A. & ISHIKAWA T. (2006) - *Spatial thinking in the geosciences and cognitive sciences: a cross-disciplinary look at the intersection of the two fields*. In: Manduca C. A. e Mogk D. W: *Earth and Mind: how Geologists think and Learn about the Earth.*, Geol. Soc. of America Spec. Publ., 413: 53-76.
- PARCELL W. C. E. & PARCELL L. M. (2009) - *Evaluating and communicating geologic reasoning with semiotics and certainty estimation*. Journal Geological Education, 57.
- ROGERS R. D. (1989) - *Use of observational patterns in geology*. Geology, 17: 131-134.
- RUDWICK, M. J. S. (1976) - *The emergence of a visual language for geological science 1760-1840*. History of Science, 14, 149-195.

L'ITINERARIO GEOLOGICO DELLA "PIETRA DI LANGA" NELLA VALLE BORMIDA DI MILLESIMO (CN)

Gabriele Borgogno ¹, Annalisa Bove ², Andrea Giuliani ¹ & Luciano Masciocco ¹

¹ Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Torino - via Valperga Caluso 35 - 10125 Torino

luciano.masciocco@unito.it

² Azienda Monregalese Ambiente S.p.A. - via Meuccio Ruini 10 - 42100 Reggio nell'Emilia - a.bove@amawaste.it

Riassunto

Lo studio propone un itinerario nell'Alta Langa, tra gli abitati di Monesiglio e di Cortemilia per la scoperta e la valorizzazione della "Pietra di Langa", l'arenaria locale utilizzata per le costruzioni già in epoca romana (citata da Vitruvio) e attualmente rivalutata per l'ottimo inserimento degli edifici nel tipico paesaggio della Langa. La ricerca si è sviluppata tramite rilevamenti in situ, campionamenti, analisi di laboratorio ed elaborazione di schede e cartografie. L'itinerario è adatto per coniugare l'assetto geologico e geomorfologico molto didattico con alcuni aspetti economici, storici e paesaggistici del territorio.

Inquadramento geografico

L'area di studio è localizzata principalmente lungo la Valle Bormida di Millesimo nell'estremità nord-orientale della provincia di Cuneo, al confine con la provincia di Asti. Nel tratto di interesse, le altezze massime delle colline toccano gli 800 m, mentre la quota minima è rappresentata dalla Bormida che scorre a Cortemilia a circa 230 m s.l.m.

Oltre alla Bormida di Millesimo, l'idrologia della zona è caratterizzata dal T. Uzzone, suo affluente di destra; nell'area di studio, entrambi i corsi d'acqua sono diretti da sud verso nord (Fig. 1). Le precipitazioni annue variano generalmente da 800 a 1000 mm.

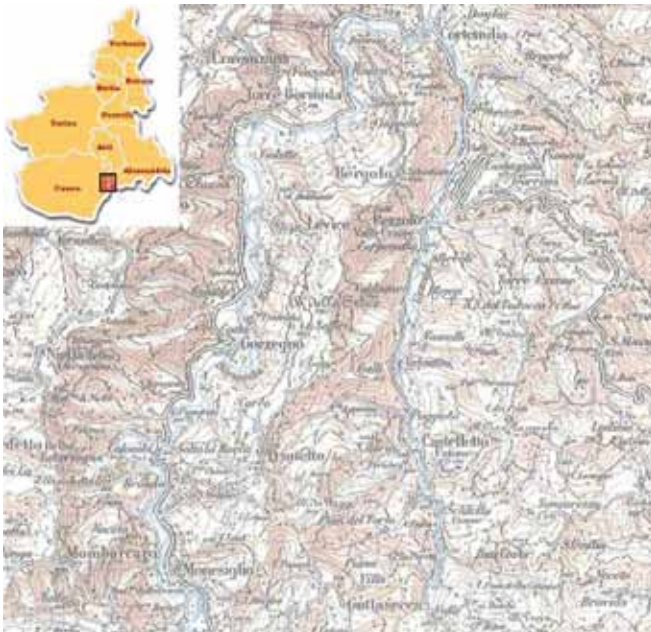


Fig. 1 - Inquadramento geografico e morfologico dell'area di studio. Stralcio del Foglio 81 "Ceva" della Carta Topografica d'Italia alla scala 1:100.000 (Istituto Geografico Militare, 1946).

Inquadramento geologico

Dal punto di vista geologico, l'intera area è occupata dai sedimenti trasgressivi post-orogenici del Bacino Terziario Piemontese. Questi sedimenti costituiscono una successione pressoché completamente clastica, sovrapposta al basamento precenozoico affiorante nelle Alpi Marittime a sudest dell'area di studio, e ricoperta da depositi alluvionali più a nordovest nella pianura cuneese. Tale successione, che raggiunge i 4000 m di spessore, ha un'età compresa tra l'Oligocene e il Miocene superiore e costituisce una monoclinale regolarmente diretta NE-SO e immersa a NO con pendenze mediamente oscillanti tra 7° e 15°. Essa documenta l'instaurarsi nel territorio, a partire dall'Oligocene, di un'ampia depressione rapidamente subsidente in diretta prosecuzione del Golfo Padano, caratterizzata in gran parte, durante il Miocene, da sedimentazione per correnti di torbidità, con limitati episodi di sedimentazione normale marnosa. Doveva trattarsi di una "fossa molassica", instauratasi posteriormente alle fasi tetto-genetiche responsabili della messa in posto delle unità tettoniche alpine - zona Brianzonese, zona del Piemonte, falda di Montenotte (Francani *et alii*, 1971).

Della successione oligo-miocenica (Fig. 2) fanno parte la Formazione di Monesiglio e la Formazione di Cortemilia dalle quali proviene la gran parte della "Pietra di Langa" (Fig. 3).

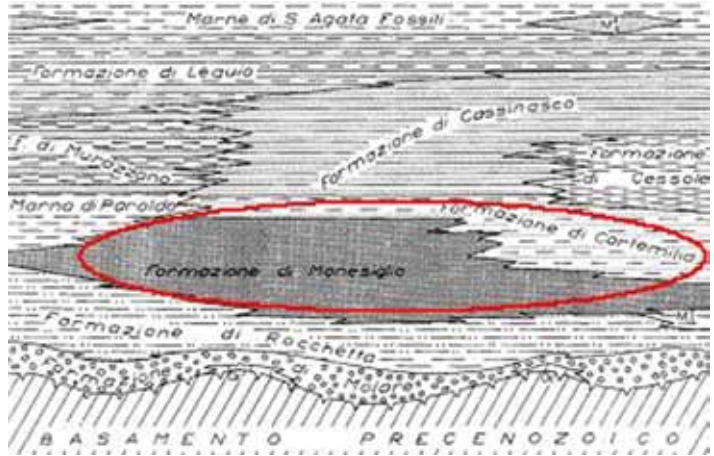


Fig. 2 - Rapporti stratigrafici della successione oligo-miocenica del Bacino Terziario Ligure Piemontese: tale successione documenta l'instaurarsi, a partire dall'Oligocene, di un'ampia depressione rapidamente subsidente caratterizzata in gran parte, durante il Miocene, da sedimentazione per correnti di torbidità, con limitati episodi di sedimentazione normale marnosa (Francani *et alii*, 1971). L'ellisse rossa evidenzia le Formazioni oggetto del lavoro.

Inquadramento geomorfologico

I lineamenti orografici e idrografici sono chiaramente condizionati dalla struttura a monoclinale e dalla litologia (Biancotti, 1981). I torrenti Belbo, Bormida di Millesimo e Uzzone scorrono in direzione prevalente SSO-NNE e analogamente sono allineate le principali creste (Figg. 1, 3). Più a monte invece gli stessi corsi d'acqua hanno direzione ortogonale (SSE-NNO), a testimonianza dell'antica direzione del reticolato idrografico della zona prima del fenomeno di "cattura fluviale" del Tanaro. La morfologia risultante è quella delle regioni a "cuestas", caratterizzata da corsi d'acqua paralleli alla direzione degli strati o ad essa normali, separati da rilievi asimmetrici, con pendenze minori nei versanti a franapoggio (tendenti al parallelismo con le superfici di stratificazione), e pendenze maggiori nei versanti opposti (a reggipoggio). Il profilo trasversale delle valli è di conseguenza anch'esso asimmetrico con versanti occidentali più ripidi: lungo il versante sinistro dell'Uzzone e della Bormida di Millesimo si osservano scarpate incise nelle arenarie della Formazione di Cortemilia (Fig. 4) e della Formazione di Cassinasco, per lo più ubicate alla base dei versanti. Così pure lungo il fianco sinistro della Bormida di Spigno le arenarie della Formazione di Monesiglio danno luogo a scarpata al contatto con le sottostanti marne della Formazione di Rocchetta.



Fig. 3 - Inquadramento geologico: stralcio del Foglio 81 "Ceva" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (Calderini *et alii*, 1970). L'itinerario proposto per la Pietra di Langa risale la Bormida di Millesimo da Cortemilia attraverso l'omonima Formazione (M^{2-1}) fino a Monesiglio ove affiora la relativa Formazione (Mm^{2-1}).



Fig. 4 - Lungo il versante sinistro del T. Uzzone si osservano scarpate incise nelle arenarie della Formazione di Cortemilia (disposizione a reggipoggio delle discontinuità rispetto al versante). Affioramento limitrofo alla Ditta A.L.P. snc, specializzata nella lavorazione della Pietra di Langa. Tappa n. 1 dell'itinerario.

La Pietra di Langa

La Pietra di Langa è un materiale da costruzione di natura arenacea ricavato essenzialmente dalla Formazione di Monesiglio e dalla Formazione di Cortemilia. L'estrazione della pietra non prevede la realizzazione di vere cave. I contadini, durante l'aratura, strappano dal suolo i blocchi di arenaria di varia grandezza e li accantonano al fondo dei campi (Fig. 5). A volte i contadini richiedono l'intervento di ditte locali che, oltre a raccogliere il materiale, possono procedere a vere e proprie "bonifiche agrarie" con appositi mezzi da scavo.

Diversi autori si sono interessati alla Pietra di Langa (Alciati & Fiora, 2003; Introini & Filippetti, 2003; AA.VV., 2005; Romeo *et alii*, 2006; Gomez Serito, 2008). Di seguito si prenderanno in esame gli aspetti petrografici, geologici e geomeccanici.

Caratterizzazione petrografica

Michelotti *et alii*, (2006) hanno così caratterizzato la pietra: "All'esame macroscopico la Pietra di Langa si presenta a grana fine, con colorazioni variabili dal paglierino-nocciola al grigio-azzurrognolo, spesso compenstrate tra loro con zone di passaggio più o meno estese, caratterizzate da colorazioni intermedie tra i due termini estremi. All'esame microscopico la roccia mostra una tessitura debolmente anisotropa, evidenziata dalla disposizione subparallela dei fillosilicati, una buona classazione e risulta costituita essenzialmente da quarzo (45-50% in volume) e da calcite (35-40%). Il quarzo è presente sia in clasti liberi, con dimensioni medie comprese tra 0,1 e 0,2 mm e forma prevalentemente subangolare, sia subordinatamente in litoclasti costituiti da aggregati granoblastici derivanti dallo smantellamento di metamorfiti silicee. La calcite è interstiziale e generalmente spatica. Tra i fillosilicati si riconoscono mica bianca, clorite e biotite ± cloritizzata. In quantità molto subordinata ricorrono poi minerali opachi e feldspati, accompagnati da occasionali clinzoisite/epidoto, tormalina, talco e clasti serpentinitici".

Caratterizzazione geologica

Dal punto di vista geologico, oltre alle note illustrative del Foglio Ceva (Francani *et alii*, 1971), la zona è descritta nei lavori di Gelati & Gnaccolini (2003) e di Campus *et alii*, (2005).

La Formazione di Monesiglio (Fig. 6) è rappresentata da: sabbia giallo-rossastra in banchi con noduli arenacei, conglomerato poligenico in lenti e arenaria grigia in strati da 10 a 50 cm, costituenti nel loro assieme livelli fino a 60-80 m di spessore; marna grigia, localmente alternata a straterelli arenacei, sviluppata in livelli fino a 100 m di potenza. Lo spessore della Formazione varia da 0 a 1300 m. L'età risulta: Aquitaniano - Oligocene superiore. Si estende in direzione SO-NE attraverso la valle del F. Bormida di Millesimo ove raggiunge la massima estensione e il massimo spessore (1300 m).



Fig. 5 - L'estrazione della Pietra di Langa non prevede la realizzazione di vere cave. I contadini, durante l'aratura, strappano dal suolo i blocchi di arenaria di varia grandezza e li accantonano al fondo dei campi.



Fig. 6 - Banchi di arenaria grigia della Formazione di Monesiglio, alternati a livelli marnosi.

La Formazione di Cortemilia (Fig. 7) è caratterizzata da: arenaria grigia in strati di 10-40 cm, ritmicamente alternata a marna e marna argillosa grigio azzurra in strati di egual potenza; si intercala sabbia grigio-giallastra soprattutto nella parte superiore della Formazione. Spessore: 0-750 m. Età: Langhiano - Aquitaniano. Si estende dalla Val Bormida di Millesimo, a partire da Monesiglio, verso nordest in direzione di Acqui Terme, attraverso le valli del F. Bormida di Spigno e del T. Erro. La Formazione si sviluppa a tetto della Formazione di Monesiglio e raggiunge uno spessore di circa 650 m nella valle del T. Uzzone (località tipo).

Da qui verso sudovest è progressivamente sostituita dalla Marna di Paroldo; scompare tra le valli Bormida di Millesimo e Belbo all'altezza di Monesioglio. A nord est della località tipo, la sua parte più alta è sostituita anzitutto dalla Formazione di Cessole; la formazione sembra poi estendersi aumentando la componente argillosa e probabilmente raggiungendo spessori di 750-800 m.



Fig. 7 - Formazione di Cortemilia: arenaria grigia in strati di 10-40 cm, ritmicamente alternata a marna e marna argillosa grigio azzurra.



Fig. 8 - Apparato per la prova di resistenza al punzonamento (point load test) - Laboratorio di Caratterizzazione Tecnica delle Rocce - Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Torino.

Caratterizzazione geomeccanica

Dal punto di vista geomeccanico, sull'arenaria campionata da entrambe le formazioni precedentemente descritte, è stata determinata la resistenza a compressione monoassiale, ricavata indirettamente mediante la valutazione dell'Indice di resistenza al punzonamento (Point Load Index), seguendo le indicazioni della normativa ASTM D5731 - 08 (ASTM INTERNATIONAL, 2008). La scelta è stata dettata da due importanti aspetti: da un lato, la semplicità di utilizzo dello strumento, che permette di portare a rottura campioni non perfettamente regolari in poco tempo (Rusnak & Mark, 2000), ottenendo, dall'altro, una grandezza facilmente confrontabile con quelle di altri materiali congeneri italiani, i quali in maniera analoga trovano nella costituzione di elementi murari esterni la loro applicazione principale (Michelotti *et alii*, 2006).

Le prove di resistenza al punzonamento sui campioni di Pietra di Langa sono state effettuate presso il Laboratorio di Caratterizzazione Tecnica delle Rocce del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Torino (Fig. 8).

L'arenaria della Formazione di Monesioglio (n. 13 campioni), ha fornito un valore medio di $I_{s(50)}$ pari a 6,66 MPa corrispondente a una resistenza a compressione di 153,18 MPa (1531,8 kg/cm²) e a una resistenza a trazione di 5,33 MPa (533 kg/cm²).

Per quanto riguarda l'arenaria della Formazione di Cortemilia, i n. 13 campioni sottoposti a prova di resistenza al punzonamento hanno fornito un valore medio di $I_{s(50)}$ pari a 4,10 MPa corrispondente a una resistenza a compressione di 94,3 MPa (943 kg/cm²) e a una resistenza a trazione di 3,28 MPa (328 kg/cm²). Le caratteristiche geomeccaniche riscontrate nelle prove di laboratorio sono in accordo con le schede tecniche della Pietra di Langa gentilmente messe a disposizione dalle ditte locali di lavorazione del manufatto e rientrano nel range dei valori dei parametri di resistenza forniti dalla letteratura per le arenarie.

Itinerario della Pietra di Langa

L'itinerario (Fig. 9) ha il suo punto di partenza in prossimità dell'abitato di Cortemilia, presso la ditta A.L.P., lungo la SP 429 (Tappa n. 1) ove si potrà ammirare l'omonima Formazione (Fig. 4). Particolare attenzione sarà posta sull'utilizzo della pietra dai semplici muretti a secco ai tipici "scau", vecchie costruzioni a pianta quadrata o cilindrica per l'essiccazione delle castagne.

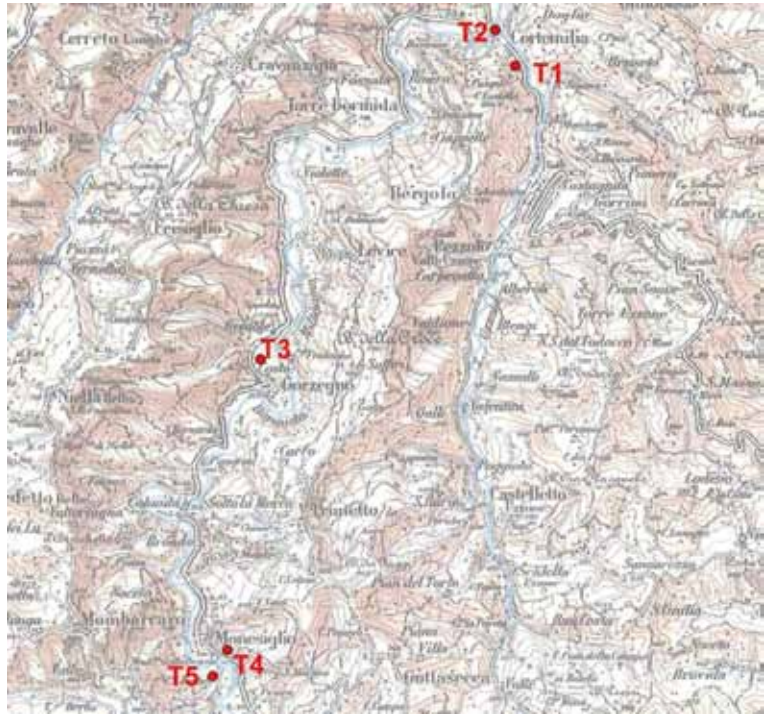


Fig. 9 - Le cinque tappe dell'itinerario della Pietra di Langa.

Oltre il torrente Uzzone ci si potrà fermare (Tappa n. 2) per visitare la romanica Pieve di Santa Maria edificata in Pietra di Langa (Fig. 10).

In corrispondenza della pieve, si potranno ammirare i tipici terrazzamenti di queste colline coi muri realizzati in Pietra di Langa (Fig. 11). Si attraversa l'abitato di Cortemilia, costruito con l'arenaria locale e inserito nel particolare paesaggio delle colline terrazzate.



Fig.10 - La romanica Pieve di Santa Maria edificata in Pietra di Langa.



Fig. 11 - Tipici terrazzamenti delle colline della Valle Bormida coi muri realizzati in Pietra di Langa.

Da Cortemiglia si risale in auto la Valle Bormida di Millesimo e, appena prima dell'abitato di Gorzegno, si sosta presso la Chiesa della Madonna della Neve (Tappa n. 3) dove si potrà ammirare, oltre agli edifici in arenaria, il panorama in destra idrografica della Bormida di Millesimo, col versante lungo e a debole pendenza della cuesta per la disposizione a franapoggio delle discontinuità (Fig. 12).

Risalendo la valle, si raggiunge l'abitato di Monesiglio. Aggirando il centro abitato, si potranno ammirare le mura in Pietra di Langa che delimitano il concentrico (Fig. 13).

La Tappa n. 4 si effettuerà in corrispondenza del Castello di Monesiglio, altro esempio superbo di utilizzo della pietra locale risalente al XIII secolo (Fig. 14), nei pressi del quale si potranno osservare ampi affioramenti della Formazione di Monesiglio (Fig. 15).

Sempre in prossimità del castello si potrà apprezzare l'uso della Pietra di Langa per le nuove costruzioni o per le ristrutturazioni (Fig. 16).

Il percorso prevede poi una visita alla F.P.M. s.r.l. (Tappa 5), altra ditta che, lavorando l'arenaria come un tempo attraverso l'esperienza tramandata dai fondatori, testimonia di tradizioni che affondano le radici nel tempo lontano di queste colline.



Fig. 12 - Sullo sfondo, il versante lungo e a debole pendenza della cuesta che costituisce la destra idrografica della Valle Bormida di Millesimo.



Fig. 13 - Mura in Pietra di Langa che delimitano il concentrico di Monesiglio.



Fig. 14 - Il Castello di Monesioglio, esempio superbo di utilizzo della pietra locale risalente al XIII secolo.



Fig.15 - Affioramento della Formazione di Monesioglio nei pressi del Castello.



Fig. 16 - Utilizzo della Pietra di Langa per le nuove costruzioni.

Conclusioni

L'itinerario della Pietra di Langa proposto nel lavoro è sicuramente un percorso didattico per gli studiosi e gli appassionati di Scienze della Terra. È un'occasione per discutere di geologia, geomorfologia, geologia tecnica e geologia applicata. Ma è soprattutto un'occasione per attrarre un pubblico più numeroso con l'intento di avvicinarlo alle Scienze Geologiche, affiancando a queste discipline scientifiche che potrebbero avere un impatto troppo specialistico anche altri aspetti tipici del territorio in esame quali il paesaggio, l'arte e, non ultimo, l'enogastronomia.

Bibliografia

- AA.VV. (2005) - *Marmi e Pietre del Cebano Monregalese*. Litotipi del territorio del G.A.L. Mongioie, arti grafiche Dial, Mondovì.
- ALCIATI L. & FIORA L. (2003) - *La Pietra di Langa: un materiale senza cave*. L'informatore del marmista, 502, 31-42.
- ASTM INTERNATIONAL (2008) - *ASTM d5731 - 08 standard test method for determination of the point load strength index of rock and application to rock strength classifications, geotechnical engineering standards*. American Society for Testing and Material International <http://www.astm.org/standards/d5731.htm>.
- BIANCOTTI A. (1981) - *Geomorfologia delle Langhe: il bacino del Fiume Bormida di Millesimo*. Geogr. Fis. Din. Quat., 4 (1981), 87-101, 11ff, 4tabb.
- CALDERINI A., COMIZZOLI G., DE ROSA E., FRANCANI V., GELATI R., MARTINIS B., PASQUARÈ G., PASSERI L.D., POZZI R., ROSSI P.M., SFONDRINI G. (1970) - *Foglio 81 "Ceva" della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000*, II edizione, Servizio Geologico, Stab. I. Salomone, Roma.
- CAMPUS S., FORLATI F., NICOLO G., FONTAN D., SORZANA P., GELATI R., MORELLI M., PIANA F., RABUFFETTI D., JOANNAS J., MALLEEN L., CAGNAZZI B., PENSI E., TIRANTI D., BOSCO F., MENSIO L. (2005) - *Note illustrative della carta della pericolosità per instabilità dei versanti, Foglio 211: Dego, alla scala 1:50.000*. Servizio Geologico d'Italia, ARPA Piemonte, 1-234.
- FRANCANI V., GELATI R., MARTINIS B., OROMBELLI G., PASQUARÈ G., ROSSI P.M., SFONDRINI G. (1971) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 81 Ceva*. Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato - Direzione Generale delle Miniere, Roma, Nuova Tecnica Grafica, 1971.
- GELATI R. & GNACCOLINI M. (2003) - *Genesis and evolution of the langhe basin, with emphasis on the latest Oligocene-earliest Miocene and Serravalian*. Atti Tic. Sc. Terra, 44, 3-18.
- GOMEZ SERITO M. (2008) - *Le arenarie delle langhe nelle architetture tra medioevo ed età barocca, addendum*. Atti del convegno "Le risorse lapidee dall'antichità ad oggi in area mediterranea", Canosa di Puglia (Ba), 25-27 settembre 2006, Geoingegneria Ambientale e Mineraria Geam, Torino, ISBN: 978-88-6378-000-0, 37-44.
- INTROINI M. & FILIPPETTI R. (2003) - *Pietra di Langa: il paesaggio*. Il lavoro, ISBN: 88-8058-611-4, Savigliano, Gribaudo.
- ISTITUTO GEOGRAFICO MILITARE (1946) - *Foglio 81 "ceva" della carta topografica d'Italia alla scala 1:100.000, compilato nel 1946 dai rilievi del 1901-902, aggiornato per le rotabili e particolari importanti nel 1951*. Aggiornamento parziale (autostrade) - 1961.
- MICHELOTTI E., SANDRONE R., ZAVAGLIA K. (2006) - *Prove di caratterizzazione petrografica e tecnica dell'arenaria di Vicoforte e della Pietra di Langa*. Atti del convegno "Le risorse lapidee dall'antichità ad oggi in area mediterranea", Canosa di Puglia (Ba), 25-27 settembre 2006, Geoingegneria Ambientale e Mineraria Geam Torino (Italy), ISBN: 88-901342-6-7, vol. I, 207-212.

- ROMEO C. R., BADINO V., BLENGINI G. A., SANDRONE R. (2006) - *Il problema della conservazione dell'arenaria nei monumenti: il caso della facciata della chiesa di San Lorenzo in Saliceto (CN), in Pietra di Langa*". Atti del convegno "Le risorse lapidee dall'antichità ad oggi in area mediterranea", Canosa di Puglia (Ba), 25-27 settembre 2006, Georingegneria Ambientale e Mineraria Geam Torino (Italy), ISBN: 88-901342-6-7, vol. II, 313-318.
- RUSNAK J. & MARK C. (2000) - *Using the point load test to determine the uniaxial compressive strength of coal measure rock*. Proceedings of the 19th international conference on ground control in mining, Peng SS, Mark C, Eds. Morgantown, WV: West Virginia University, 2000, 362-371.

LE SORGENTI BICARBONATO SODICHE DELLA VALLE BORMIDA COMUNI DI CASSINASCO (AT) E PONTI (AL)

Annalisa Bove ², Enrico Destefanis ¹, Luciano Masciocco ¹ & Claudio Trovato ¹

¹ Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Torino - via Valperga Caluso, 35 - 10125 Torino

luciano.masciocco@unito.it

² Azienda Monregalese Ambiente S.p.A. - via Meuccio Ruini, 10 - 42100 Reggio nell'Emilia - a.bove@amawaste.it

Riassunto

Il presente studio prende in considerazione due sorgenti ubicate in Piemonte, nella Valle Bormida, già menzionate negli studi per il Regno di Sardegna (Bertini, 1822) e note già da molto tempo prima (una delle due fin dal tempo dei Romani) per le loro applicazioni in ambito terapeutico, al fine di indicarle quali siti di particolare interesse geologico. La loro peculiarità geologica risiede nel particolare chimismo bicarbonato sodico, raro nelle acque del Piemonte.

Per la caratterizzazione idrogeochimica, sono state analizzate le acque provenienti dalle sorgenti e dai corsi d'acqua adiacenti e determinati i contenuti degli ioni maggiori e dei tenori isotopici di ossigeno 18 e deuterio. I risultati hanno evidenziato una differenza di facies tra le acque superficiali caratterizzate da un chimismo bicarbonato-alcalino terroso e quelle delle sorgenti che risultano bicarbonato sodiche. Data l'assenza di depositi evaporitici salini in grado di fornire Na⁺, si ricercano le cause del chimismo delle acque nei probabili fenomeni di scambio cationico tra le frazioni più fini delle formazioni che costituiscono l'acquifero e le acque che scorrono al suo interno. Tale fenomeno, difficilmente riscontrabile nelle altre sorgenti minerali anche molto famose, come quelle del vicino distretto di Acqui Terme, suggerisce l'importanza a proporre queste emergenze come siti da preservare dal degrado e dall'oblio.

Inquadramento geografico e morfologico

Le sorgenti studiate si trovano in Valle Bormida, appena prima della confluenza dei due rami della Bormida di Millesimo e della Bormida di Spigno (Fig. 1).

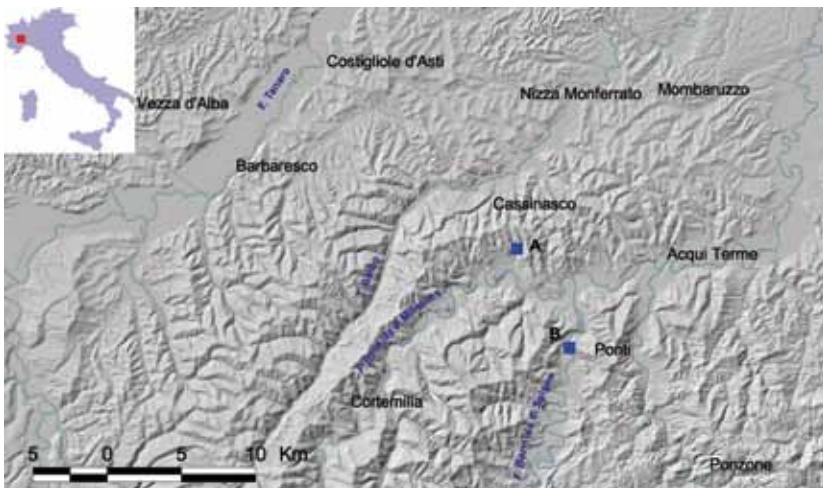


Fig. 1 - Inquadramento geografico e morfologico dell'area di studio con l'ubicazione delle due sorgenti: a) sorgente di Cassinasco; b) sorgente di Ponti.

La prima è situata nel bacino della Bormida di Millesimo, in comune di Cassinasco (AT) al limite col territorio comunale di Bubbio (AT) dal cui centro abitato, posto sul fondovalle, dista solo un chilometro. Sgorge a una quota di 250 m s.l.m. nelle vicinanze di uno dei rii che incidono il versante in sinistra Bormida, sulla cui sommità sorge l'abitato di Cassinasco. La seconda sorgente (in linea d'aria circa 7,4 km a SE dalla prima) è situata nel tratto terminale del bacino della Bormida di Spigno, in comune di Ponti (AL), circa 2 km a monte dell'abitato. Emerge a quota 200 m s.l.m., alla base del versante in destra Bormida, a pochi metri dal passaggio a livello della strada che sale verso Savona.

Inquadramento geologico e idrogeologico

Dal punto di vista geologico, la zona entro la quale emergono le sorgenti in esame appartiene al Bacino Terziario Ligure Piemontese (BTP), successione detritica oligo-miocenica che ricopre il basamento preceozoico alpino affiorante più a sud (Fig. 2).

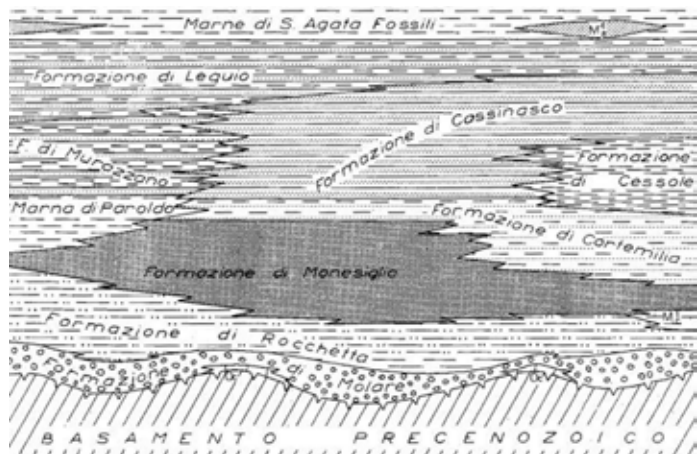


Fig. 2 - Rapporti stratigrafici della successione oligomiocenica del Bacino Terziario Ligure Piemontese.

Nella zona, che strutturalmente si trova tra il dominio delle Langhe e quello dell'Alto Monferrato, il BTP costituisce una monoclinale immergente verso nord con pendenze variabili tra 7° e 15°.

Le formazioni che interessano le sorgenti studiate sono (dai terreni più antichi posti più a sud a quelli più recenti affioranti più a nord): la Formazione di Cortemilia (entro cui emerge la sorgente di Ponti), la Formazione di Cessole e la Formazione di Cassinasco (al limite delle quali emerge la sorgente di Cassinasco). La Formazione di Cortemilia è un'arenaria grigia in strati di 10-40 cm, ritmicamente alternata a marna e marna argillosa grigio azzurra in strati di egual potenza; si intercala sabbia grigio-giallastra soprattutto nella parte superiore della formazione. Spessore: 0-750 m. Età: Langhiano - Aquitaniense.

La Formazione di Cessole è rappresentata da marna e marna argillosa grigio-azzurra con frequenti intercalazioni di arenaria e sabbia grigio-giallastra in strati di spessore medio-sottile. Spessore 0-250 m. Età: Langhiano. È in eteropia di facies con la parte terminale della Formazione di Cortemilia e con la parte inferiore della Formazione di Cassinasco.

La Formazione di Cassinasco, sovrapposta in continuità stratigrafica alla Formazione di Cortemilia, è costituita da sabbia grigio-giallastra in orizzonti talora gradati di 10-150 cm; si alternano arenarie grigie in strati medio-sottili o in lenti e noduli all'interno dei banchi sabbiosi e subordinatamente marne, marne argillose in livelli di solito discontinui al massimo di 10-20 cm. Spessore: 0-1400 m circa. Età: Serravalliano - Langhiano (Boni & Casnedi, 1970; Francani et alii, 1971) (Fig. 3).



Fig. 3 - Stralcio dei Fogli 69 Asti e 81 Ceva della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. La sorgente di Cassinasco (a) emerge al limite tra la Formazione di Cessole (M³) e la Formazione di Cassinasco (M²). La sorgente di Ponti (b) emerge dai terreni della Formazione di Cortemilia.

Dal punto di vista idrogeologico i terreni del BTP sono generalmente poco permeabili. Una debole circolazione idrica sotterranea si instaura in corrispondenza dei termini più grossolani (sabbiosi) per porosità e nei termini più competenti (arenarie) per fessurazione. A testimonianza di quanto affermato, la portata misurata alla sorgente di Ponti è risultata di 0,07 l/s e quella alla sorgente di Cassinasco di 0,06 l/s.

Inquadramento geomorfologico

Alla fine del Pleistocene, per diversione progressiva, i deflussi delle Bormide, dalla primitiva direzione SE-NW, si orientano verso N, abbandonando il precedente livello di base provvisorio, costituito dalla pianura cuneese, per riferirsi alla pianura alessandrina posta a quote inferiori di 150 m circa. Ciò viene attribuito a un movimento tettonico manifestatosi tramite un basculamento con gradienti più pronunciati a SW, meno a NE (Biancotti, 1981).

Attualmente la Bormida di Millesimo scorre parallelamente alle dorsali (valle monoclinale di tipo susseguente), allungata nel senso della direzione degli strati e il suo versante destro corrisponde, a grandi linee, con le superfici di stratificazione (versante di faccia), mentre l'altro, in sinistra, taglia gli strati mettendone in evidenza le testate (versante di testata). È il tipico paesaggio a *cuestas* con versanti asimmetrici: un versante lungo e a bassa pendenza con disposizione degli strati a franapoggio e un versante corto più ripido con disposizione degli strati a reggipoggio.

La Valle della Bormida di Spigno, ortogonale alla prima, scorre invece perpendicolarmente alla direzione degli strati (valle cataclinale di tipo conseguente).

Campionamento, analisi e caratterizzazione idrochimica

Nel gennaio 2009 sono state campionate le sorgenti oggetto di studio; per confronto, sono stati prelevati due campioni di acqua superficiale, uno nella Bormida di Millesimo, l'altro nella Bormida di Spigno nei punti accessibili più vicini alle sorgenti.

Al momento dei sopralluoghi la temperatura dell'aria misurava 4°C, quella della sorgente di Ponti 14,2°C e quella di Cassinasco 12,7 °C. Il pH delle due acque misurato sia in situ sia in laboratorio forniva valori superiori a 9 unità. La conducibilità elettrolitica risultava in media, tra i valori in situ e quelli in laboratorio, di circa 1400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ per Ponti e di circa 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ per Cassinasco (Figg. 4 e 5). Entrambe le acque, ma più marcatamente quella che emerge dalla sorgente di Ponti, presentano odore di acido solfidrico.



Fig. 4 - La sorgente di Ponti sgorga nei pressi del passaggio a livello ferroviario posto sulla strada per Savona. La fonte è facilmente raggiungibile con l'auto seguendo le indicazioni "fonte acqua solforica".



Fig. 5 - La sorgente di Cassinasco affiora alla base di un sentiero che si prende a destra sulla strada che da Bubbio sale verso Cassinasco, a circa due km da Bubbio.

Le analisi chimiche relative agli elementi maggiori (Tab. 1) sono state effettuate presso i Laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Torino.

Tabella 1 - Analisi chimiche delle acque campionate.

Campione	pH	Cond $\mu\text{S/cm}$	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	CO ₃ ⁼ mg/l	SO ₄ ⁼ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l
Bormida Millesimo	7,1	595	19,1	3,2	79,7	18,8	23,5	274,6	-----	55,2	9,3
Bormida Spigno	7,0	468	13,4	2,5	61,2	16,3	17,5	201,5	-----	59,4	7,3
Sorg. Cassinasco	9,4	1041	256,8	1,4	0,7	0,3	30,7	574,8	25,8	7,6	0,3
Sorg. Ponti	9,1	1350	405,4	3,3	0,7	0,4	177,8	720,0	27,2	0,6	1,1

Le acque sorgive presentano una conducibilità e quindi un contenuto in sali disciolti molto più elevato delle acque superficiali di confronto: circa il doppio per la sorgente Cassinasco e quasi il triplo per quella di Ponti. Le elaborazioni nei diagrammi di Piper (Fig. 6) e di Schoeller (Fig. 7) hanno messo in luce che le acque di sorgente appartengono alla famiglia delle acque bicarbonato sodiche, con una discreta presenza di cloruri e concentrazioni molto basse di ioni alcalini-terrosi e di solfati: una composizione abbastanza rara per le acque naturali del Piemonte.

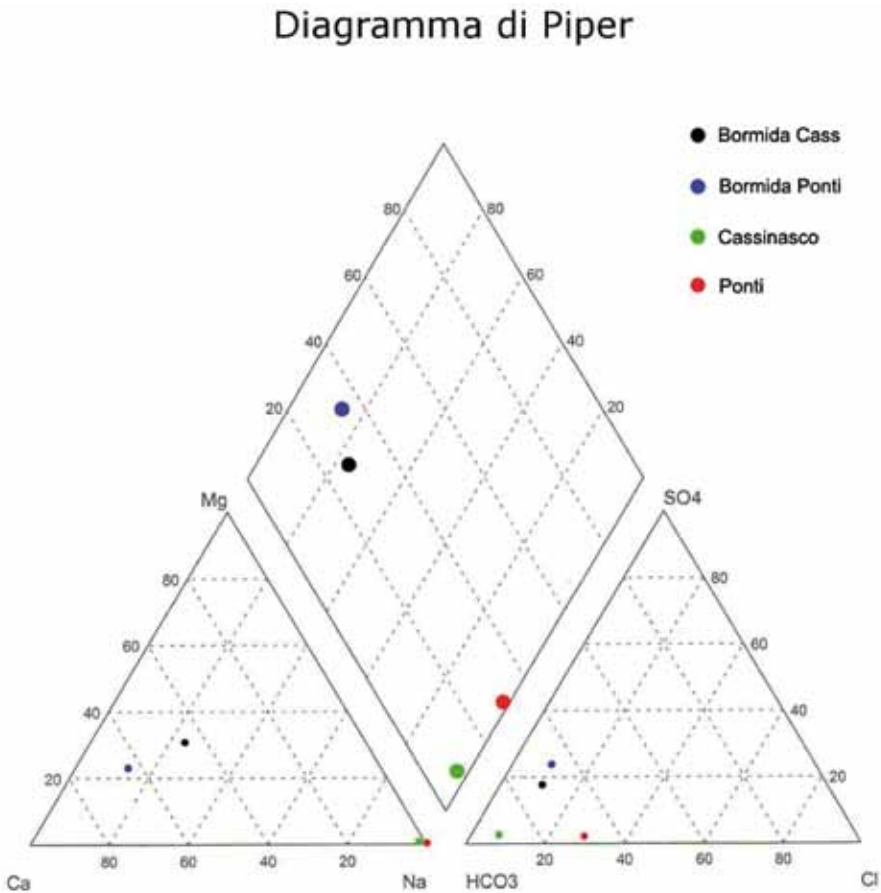


Fig. 6 - Diagramma di Piper per la classificazione delle acque relativo ai campioni analizzati.

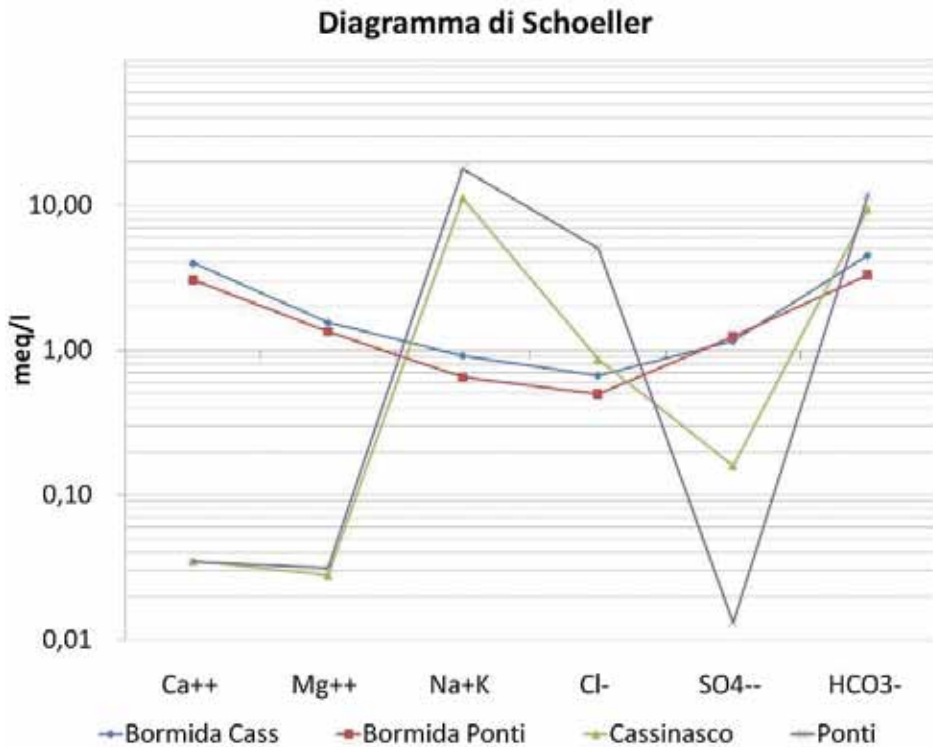


Fig. 7 - Diagramma di Schoeller per la classificazione delle acque relativo ai campioni analizzati.

Le acque superficiali invece, oltre a essere meno ricche in sali disciolti, con una conducibilità elettrolitica intorno a 500-600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mostrano una normale composizione bicarbonato alcalino-terrosa, in accordo con la litologia a chimismo silicatico e in parte carbonatico dei bacini di alimentazione.

Le analisi isotopiche relative ai tenori in ossigeno 18 e deuterio delle acque campionate, effettuate anch'esse presso i Laboratori del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Torino, sono visualizzate in Tabella 2.

Tabella 2 – Analisi isotopiche delle acque campionate.

Campione	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$	$\delta^2\text{H}\text{‰}$
Bormida Millesimo	-11,01	-78,05
Bormida Spigno	-10,85	-77,00
Sorg. Cassinasco	-11,13	-79,53
Sorg. Ponti	-10,82	-77,01

I valori misurati sono stati riportati su un grafico (Fig. 8) e confrontati con la retta meteorica mondiale di equazione:

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$$

dove il coefficiente che rappresenta l'intercetta sull'asse delle ordinate, chiamato generalmente "eccesso di deuterio" (Fritz & Fontes, 1986), assume il valore di +10 e che rappresenta il caso generale di precipitazioni legate a masse d'aria di origine oceanica e con quella relativa al bacino del Mediterraneo orientale

di equazione:

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 22$$

Dalla Figura 8 si può osservare come le acque delle due sorgenti, come quelle dei corsi d'acqua, si collocano in corrispondenza della retta meteorica mondiale, a testimonianza di acque meteoriche legate a masse d'aria di prevalente provenienza atlantica.

Le analisi isotopiche (purtroppo poche e non ripetute nel tempo) sembrano accoppiare le ricariche delle due sorgenti a quelle dei rispettivi bacini di alimentazione, senza mostrare differenze sostanziali tra acqua superficiale e acqua sotterranea, e invece suggerendo un'area di ricarica complessivamente più bassa per il bacino della Bormida di Spigno. Considerazioni più precise potranno essere effettuate solo dopo analisi di conferma su campioni più numerosi e ben distribuiti sul territorio.

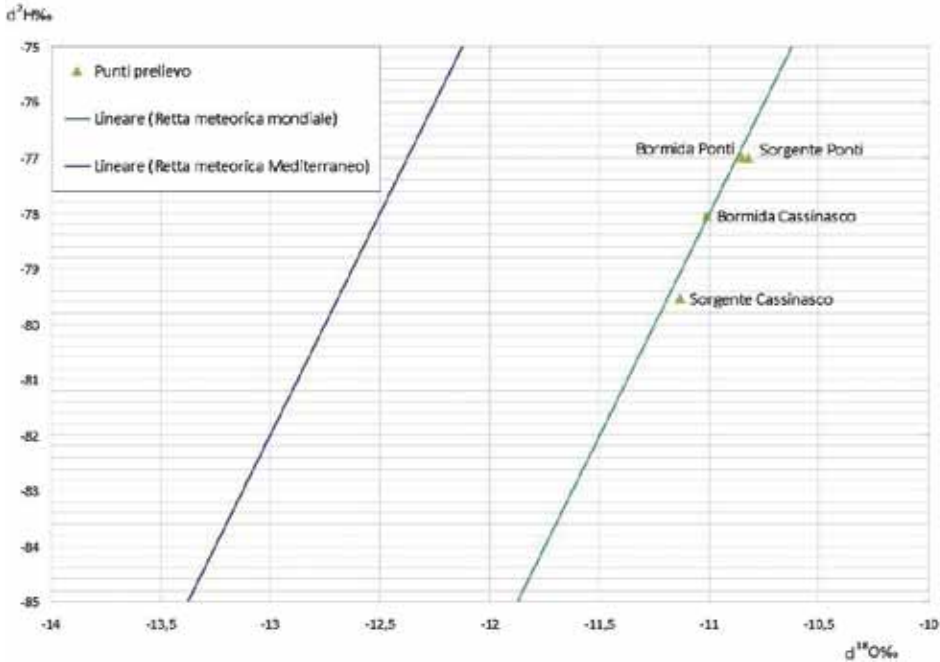


Fig. 8 - Diagramma $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ - $\delta^2\text{H}\text{‰}$ e relazione tra i contenuti isotopici delle acque campionate con la retta meteorica mondiale e la retta meteorica del Mediterraneo.

Le facies idrochimiche in Piemonte

La composizione chimica delle acque naturali è in gran parte dovuto all'interazione con la matrice litologica. La maggioranza delle rocce del Piemonte (come della crosta terrestre) è rappresentata da rocce silicatiche e in minor misura da rocce carbonatiche. Entrambe le tipologie forniscono alle acque un chimismo essenzialmente bicarbonato alcalino-terroso: l'idrolisi dei silicati infatti avviene col contributo della CO_2 atmosferica dando luogo ad acque oligominerali (per la bassa solubilità dei silicati) ma con i tenori relativamente più alti in ione bicarbonato derivante dal carbonio atmosferico e in ioni alcalino terrosi derivanti dai minerali in parte femici in parte sialici. Da parte loro, anche le rocce carbonatiche rendono le acque, in modo facilmente comprensibile, di tipo bicarbonato calcico-magnesiache. In questo caso il bicarbonato proviene per metà dai minerali (calcite o dolomite) e per metà dalla CO_2 che rende più efficace la dissoluzione (circa un ordine di grandezza maggiore di quella dei silicati) e calcio e magnesio sono i soli cationi presenti nei mi-

nerali citati. Le rocce evaporitiche (rare ma molto più solubili delle precedenti) forniscono alle acque che le lisciviano un'impronta solfato-calcica (evaporiti gessose) o cloruro-sodica (evaporiti saline). In Piemonte le evaporiti sono solo di tipo gessoso. Quelle relative al ciclo triassico affiorano sull'arco alpino specialmente nelle Alpi Marittime e in minor misura nelle Alpi Cozie. Più recente è il ciclo evaporitico del Messiniano che ha dato luogo ai depositi di gesso e anidriti presenti nella Formazione Gessoso-solfifera, in affioramento nei termini più recenti della successione del Bacino Terziario Piemontese.

Facies cloruro-sodiche sono causate nelle acque del Piemonte dalla commistione con acque marine fossili connate con sedimenti marini come quelli del BTP.

Nella zona in esame, come spiegato in precedenza, affiorano termini più antichi della successione rispetto alla Formazione Gessoso-solfifera che affiora una ventina di chilometri più a nord; la lontananza dai gessi in affioramento, insieme alla struttura monoclinale immergente verso nord, spiega i tenori relativamente bassi in solfati delle due acque esaminate.

Ci si aspetterebbe che il chimismo in questo caso possa essere influenzato dalla natura marnosa dei terreni che apportano ioni HCO_3^- e Ca^{++} e da una possibile commistione con acqua marina fossile che fornisce Na^+ e Cl^- e questo potrebbe rappresentare l'apporto originario. Evidentemente la fortissima riduzione di calcio e l'eccesso in sodio può essere spiegato solo con un percorso molto lungo e lento, che permetta lo scambio ionico con le particelle fini della matrice litologica.

Le acque bicarbonato sodiche

La facies idrochimica bicarbonato-sodica viene tipicamente originata per l'azione di reazioni di scambio cationico in acquiferi sedimentari contenenti permutiti già a contatto con acque salate quando si instaura una circolazione di acque dolci (Cotecchia *et alii*, 1995). Infatti, quando un sedimento, per intrusione di acque marine o perché depositatosi in ambiente marino, è in equilibrio con acque salate, le permutiti presenti nei sedimenti contengono ioni Na^+ in elevata proporzione nei siti di scambio; se tali sedimenti vengono successivamente a contatto con acque dolci contenenti prevalentemente ioni Ca^{++} (ioni che hanno verso i siti di scambio una affinità maggiore rispetto a quella degli ioni Na^+ residenti), in relazione al disequilibrio chimico che si viene a creare tra le acque dolci e il sedimento, si attivano reazioni di scambio cationico che tendono a ripristinare l'equilibrio tra ioni adsorbiti e ioni in soluzione. Il fenomeno, definibile come «addolcimento» (*refreshening*), può portare ad una forte alterazione della composizione cationica iniziale dell'acqua dolce, che si arricchisce in Na^+ e perde Ca^{++} fino a che l'incremento del contenuto di ioni Na^+ non comporti il raggiungimento dell'equilibrio (Appelo & Postma, 1993). Questo tipo di reazione di scambio è conosciuto come scambio cationico diretto. I processi di addolcimento sono stati simulati sia attraverso sperimentazioni di laboratorio, applicando i principi della cromatografia ionica, che attraverso codici di calcolo, implementati con gli opportuni algoritmi del modello geochimico conseguente alla sperimentazione. Il comportamento dei diversi costituenti chimici durante lo sviluppo dei processi di scambio è stato osservato dipendere da vari fattori: differenze tra i coefficienti di selettività, valore della capacità di scambio cationico (CEC), contrasto tra la composizione chimica del fluido in ingresso e quello residente inizialmente nei pori del sedimento, dispersione del mezzo.

Sedimenti già a contatto con acque salate presentano quantità di ioni Na^+ adsorbiti di molto superiori rispetto alle possibili quantità di ioni Ca^{++} apportati dalle acque dolci, comportando un rapporto (ioni adsorbiti)/(ioni in soluzione) molto alto: il succedersi delle diverse facies idrochimiche durante i processi di addolcimento è quindi un processo sufficientemente lento, dato che è necessario il passaggio di un volume di acque dolci, apportanti Ca^{++} in concentrazione relativamente bassa, molte volte superiore al volume dei

pori per spostare tutto il Na^+ dai siti di scambio. A meno di suppletive dissoluzioni di calcite, il processo di recupero alla circolazione di acque bicarbonato-calciche può quindi risultare, in acquiferi dotati di scarsa conducibilità idraulica, molto lungo, richiedendo anche periodi di tempo pari alle centinaia o migliaia di anni anche per acquiferi arealmente poco sviluppati (Appelo & Postma, 1993).

Considerazioni conclusive

La zona in esame è caratterizzata da litologie costituite da alternanze arenaceo-marnose e arenaceo-argillose che possono contenere residui di acque marine fossili mettendo quindi a disposizione rilevanti quantità di Na^+ . I dati idrochimici delle acque in esame, indicano una netta differenza tra i campioni provenienti dai corsi d'acqua, che hanno un chimismo bicarbonato-alcalino terroso da quelli prelevati dalle sorgenti caratterizzate invece da una facies bicarbonato-sodica. In base a tali presupposti risulta quindi plausibile che le caratteristiche di queste acque possano essere generate da un processo di lavaggio dei sedimenti marini da parte di acque dolci provenienti dal ciclo continentale; tale processo comporta fenomeni di scambio cationico che causano un "addolcimento" e si assiste ad un conseguente passaggio dalla facies bicarbonato calcica a quella bicarbonato sodica. La scarsa permeabilità dei sedimenti marnosi e argillosi contenuti nelle diverse formazioni affioranti è in accordo con tale interpretazione. Purtroppo, considerata la scarsità di emergenze sorgive sul territorio in esame, è risultato impossibile ricercare testimonianze di tale passaggio di facies.

Confrontando le acque in esame con quelle dei corsi d'acqua e con altre campionate qualche km più ad est (le acque del distretto termale di Acqui Terme e della sorgente di Visone, risultate a chimismo cloruro sodico e quelle della sorgente di Strevi in facies bicarbonato calcica), si comprende la peculiarità idrogeochimica delle sorgenti oggetto di studio.

L'eventuale inserimento delle due fonti bicarbonato-sodiche nell'elenco dei geositi piemontesi avrebbe sicuramente l'effetto di valorizzare e preservare queste due emergenze di alto valore scientifico, didattico e storico. Le sorgenti studiate, conosciute e sfruttate nel passato per scopi terapeutici, sono infatti una testimonianza della geologia della regione e di processi di scambio ionico abbastanza spinto, difficilmente riscontrabili in altri luoghi della regione.

Bibliografia

- APPELO C. A. J. & POSTMA D. (1993) - *Geochemistry, groundwater and pollution*. Balkema, Rotterdam, 534.
- BERTINI B. (1822) - *Idrologia minerale ossia tutte le sorgenti di acque minerali note sinora negli stati di s.m. il Re di Sardegna*. Presso Bocca C. librajo di s.a.s. "Il signor principe di Carignano". Reperibile presso la biblioteca del Dipartimento di Scienze Mineralogiche e Petrologiche di Torino.
- BIANCOTTI A. (1981) - *Geomorfologia dell'alta Langa (Piemonte meridionale)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., 22, 59-104, 28 ff., 12 tabb.
- BONI A. & CASNEDI R. (1970) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Fogli 69 e 70 Asti-Alessandria*. Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato - Direzione Generale delle Miniere. Poligrafica & Cartevalori. Ercolano (Napoli). 1970.
- COTECCHIA V., FERRARI G., FIDELIBUS M.D., POLEMIO M., TADOLINI T., TULIPANO L. (1995) - *Considerazioni sull'origine e rinnovabilità delle acque presenti in livelli sabbiosi profondi del tavoliere di Puglia*. Quaderni di Geologia Applicata. Pitagora editrice Bologna, 1, 163-173.
- FRANCANI V., GELATI R., MARTINIS B., OROMBELLI G., PASQUARÈ G., ROSSI P.M., SFONDRINI G. (1971) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - Foglio 81 Ceva*. Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato - Direzione Generale delle Miniere. Roma. Nuova Tecnica Grafica.
- FRITZ P. & FONTES J.CH. (1986) - *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Volume 2, The terrestrial environment. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, New York, 557.

ACCESSO AL PATRIMONIO GEOLOGICO E RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA DELLA GEODIVERSITÀ: L'ESPERIENZA DELLA SCUOLA ELEMENTARE LORENZO VECCHIETTA DI CASTIGLIONE D'ORCIA (SIENA)

Francesco Bucci

Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli studi di Siena, Via Laterina, 8, 53100 - Siena; buccifrance@yahoo.it

Riassunto

Le classi III e IV della Scuola Primaria di Castiglione d'Orcia (SI) hanno intrapreso lo Studio dell'Ambiente fin dai primi anni della scuola Elementare. Stimolati e incuriositi prima dalle proposte didattiche, poi dal ritrovamento di reperti fossili nel territorio della Val d'Orcia, i bambini hanno partecipato ad un Laboratorio di Geologia che li ha condotti, con un percorso a ritroso nel tempo, a scoprire che in passato il nostro territorio era coperto dal mare. Nel corso dell'anno scolastico 2008-2009 i bambini, già avviati dal lavoro condotto nel precedente anno scolastico, hanno avuto modo di approfondire le loro conoscenze attraverso escursioni nel territorio finalizzate anche alla realizzazione di una carta geologica schematica in scala 1:5000. Il carattere divulgativo del lavoro ha conciliato i dati scientifici a disposizione con lo scopo didattico-educativo di far conoscere il territorio, amarlo e prendersene cura. Gli alunni hanno lavorato con passione e impegno, manifestando grande interesse e partecipazione ad una didattica che, "trasferendosi sul campo", rende viva la conoscenza.

I Presupposti

Il Patrimonio Geologico costituisce parte integrante del patrimonio naturale proprio di una determinata area. Percepire le caratteristiche naturali, specificatamente geologiche, di un territorio come un valore intrinseco del medesimo è una condizione propedeutica alla definizione di Patrimonio Naturale, e in particolare di Patrimonio Geologico. La fruizione di tale patrimonio, in termini di accesso fisico e di conoscenza, rappresenta la condizione essenziale affinché si realizzi una concreta valorizzazione di un territorio.

Lavorare alla divulgazione della conoscenza scientifica del patrimonio naturale e/o geologico riveste un'importanza primaria per la promozione di una sua fruizione consapevole. Questo è tanto più vero quando ad essere coinvolti sono contesti formativi, per esempio scuole di vario ordine e grado. In questi contesti il ruolo del geologo è fondamentale nel proporre agli studenti una relazione nuova con la Terra, rendendo loro accessibile un vocabolario della lingua con cui la Terra comunica. Un vocabolario che si fonda sulla curiosità e sul piacere della scoperta che accomuna i ricercatori agli studenti, anche molto giovani. Su questi presupposti si fonda il progetto ambientale ad indirizzo geologico sviluppato nella scuola elementare L. Vecchietta di Castiglione d'Orcia in provincia di Siena (Fig. 1).

Introduzione

Secondo W.A.P. Wimbledon (1999), qualsiasi località, area o territorio in cui è possibile definire un interesse geologico-geomorfologico per la conservazione può essere un geosito. Il termine geosito può essere utilizzato in molti contesti: sia per affioramenti superficiali circoscritti, miniere e simili, che per elementi isolati con caratteri notevoli (monumenti geologici nella vecchia accezione), sia per gruppi di siti o territori di maggiore estensione. Queste caratteristiche fanno del "geosito" un efficace strumento di ricerca e di pianificazione territoriale, particolarmente utile nello sviluppo di pratiche volte alla valorizzazione e alla tutela di un bene geologico o di un'area o una località che rappresenta in modo esemplare eventi



Fig. 1. Inquadramento geografico dell'area di studio.

geologici, geomorfologici e regionali. Per le stesse ragioni il geosito può rappresentare un concreto ed innovativo strumento educativo poiché promuove una didattica "sul campo", che rende viva la conoscenza del territorio. Quest'ultimo, oltre ad essere percorso e visto, viene anche "osservato e capito" nella sua realtà di ambiente dinamico che si è modificato in passato e si modifica tutt'ora. La bellezza, il fascino ed il richiamo dei luoghi ne risultano allora accresciuti perché se ne capiscono le ragioni. Il progetto di cui si relaziona ha tratto spunto e motivazioni dai presupposti scientifico-culturali avanti discussi. Si è cercato di approcciare la geologia attraverso il suo strumento per eccellenza, la carta geologica, procedendo al rilevamento geologico, osservando, descrivendo, raccogliendo campioni e dati. Cercando quindi di applicare una metodologia scientifica di lavoro, fondata sulla formulazione di ipotesi e sulla loro verifica; *un po'* come fanno comunemente gli addetti ai lavori. D'altra parte si è fatto leva sulla curiosità e sulla voglia di scoprire e di esplorare dei bambini, risorsa inesauribile di stimoli, sacrificando necessariamente un rigore scientifico formale. Tuttavia, nella sostanza, si è cercato di applicare al meglio le conoscenze geologiche a disposizione (bibliografia), rispettandole ed integrandole con le informazioni acquisite durante le varie fasi del progetto. Scopo del progetto è quello di stimolare nei partecipanti una consapevolezza crescente del proprio legame con il territorio proponendo l'apprendimento di un nuovo punto di vista sull'ambiente: quello geologico. Un progetto quindi che utilizza un messaggio *antico* e insieme nuovo e che si è concretizzato cercando di utilizzare un linguaggio che non è necessariamente facile, ma che è certamente lontano dal linguaggio tecnico della letteratura scientifica, come dal linguaggio, talvolta un po' saccente, di certa letteratura divulgativa. Nel lavoro che si sta introducendo si è applicato il concetto di geosito come sopra definito: considerando la sua importanza primaria in base al contesto scientifico (in quanto in grado di fornire un contributo indispensabile alla comprensione della storia geologica di una regione) e in relazione all'educazione. Il geosito presentato, che si configura nell'area cartografata, è stato scelto per l'insieme delle peculiarità geologiche, paesaggistiche e logistiche che lo caratterizzano e che lo rendono un sito di elevato valore educativo e didattico. In questo senso gli inserimenti nel percorso geologico della Scuola e della Rocca medioevale di Castigione d'Orcia, di alcune fonti naturali, di aree diversamente coltivate o incolte della campagna circostante, suggeriscono uno stretto legame tra l'uomo, i suoi insediamenti, le sue attività, e la natura specificatamente geologica del territorio che abita e che da sempre ha abitato. La forza e la longevità di questo legame sono state riconosciute nel 2004 dall'UNESCO che ha dichiarato la Val d'Orcia patrimonio mondiale dell'umanità in quanto "Paesaggio Culturale".

Il Progetto

Il progetto è stato articolato in attività teorico-pratiche svolte in aula ed in escursioni organizzate nei dintorni della scuola, senza l'ausilio di mezzi di trasporto (Fig. 2).

I sentieri seguiti nelle escursioni sono stati raccordati in un unico percorso che si snoda per una lunghezza di circa tre chilometri lungo la cresta collinare a ridosso della scuola, e permette il rilevamento di tutte le formazioni rocciose affioranti nel territorio di Castiglione d'Orcia ed in buona parte del comprensorio della Val d'Orcia. Lo sforzo di collegare i vari affioramenti in unico percorso geologico relativamente breve e facilmente accessibile dalla scuola ha fornito le condizioni ottimali di operatività durante le fasi del progetto destinate alla lettura geologica degli affioramenti rocciosi e del paesaggio naturale. Il percorso è stato seguito con l'ausilio di una carta topografica in scala 1:5000 sulla quale sono stati riportati gli affioramenti delle varie tipologie di rocce differenziandole attraverso l'utilizzo di colori diversi, tipici per ogni roccia. Il percorso geologico si è così dimostrato una base sentieristica ottimale finalizzata alla compilazione di una carta geologica, se pur semplificata. La realizzazione di questo elaborato si è rivelata l'attività più innovativa e stimolante del progetto, oltre che particolarmente funzionale dal punto di vista didattico.

La carta geologica (Fig. 3) è stata infatti concepita come un lavoro di sintesi delle nozioni apprese e rappresenta lo strumento concreto con cui si è proceduto ad approfondire la conoscenza geologica del territorio.



Fig. 2. Gli ambienti di lavoro: in aula (a) e in escursione (b).

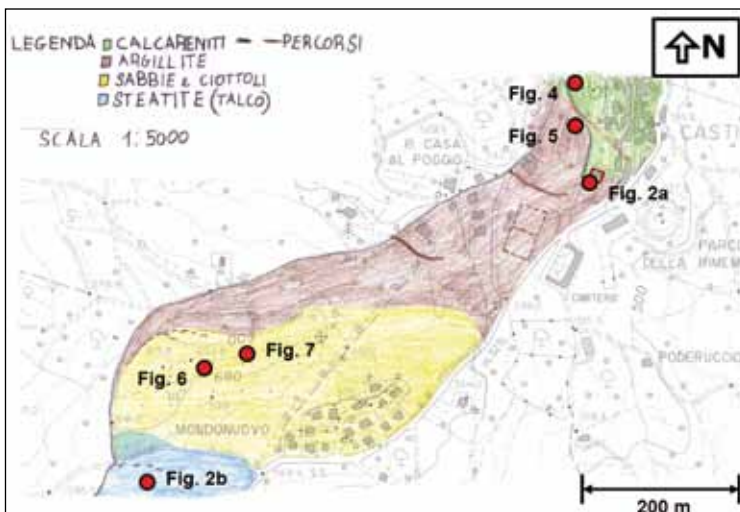


Fig. 3. Carta geologica schematica in scala 1:5000 del crinale a sud ovest di Castiglione d'Orcia, realizzata dagli alunni che hanno partecipato al progetto. Sulla carta sono riportati anche i siti descritti nel testo e indicati nelle figure.

Inquadramento Geologico

La successione e la giacitura delle *Unità formazionali*, affioranti sulla dorsale collinare di Castiglione d'Orcia, sono legate ad una lunga e complessa storia geologica, che è poi la storia del corrugamento e del sollevamento della catena appenninica. L'età di queste formazioni va dal *Giurassico al Pliocene*, ma la loro successione non è regolare né uniforme, come ci si aspetterebbe se si fossero depositate, con continuità, in un unico bacino di sedimentazione; al contrario essa si presenta disomogenea, discontinua e con ripetizioni di serie, mostrando la sovrapposizione di complessi eterogenei, separati l'uno dall'altro da discontinuità sia di natura *tettonica*, sia *stratigrafica*.

Quasi tutti questi complessi si trovano, oggi, tettonicamente sovrapposti l'uno sull'altro e ciascuno di essi proviene da aree di sedimentazione distinte e con caratteristiche paleoambientali molto diverse (*Domini paleogeografici*). Si ritiene che essi provengano da tre Domini che dovevano succedersi da ovest verso est nel seguente ordine:

- Dominio ligure;
- Dominio austroalpino;
- Dominio toscano.

Il **Dominio ligure** corrispondeva ad un bacino oceanico impostato su un basamento magmatico di rocce a bassissimo contenuto in silice che vengono complessivamente indicate con il nome di "Ofioliti"; ad esse si sovrappone una copertura sedimentaria depositatasi in un ambiente di mare profondo, paragonabile agli attuali fondali oceanici.

Il **Dominio austroalpino** era costituito da un basamento sialico (ad alto contenuto in silice) metamorfico, e da una copertura che, da ovest verso est, faceva passaggio alle coperture liguri, mentre ad est faceva passaggio alle coperture del Dominio toscano.

Il **Dominio toscano** costituito da un basamento sialico metamorfico e da una copertura mesozoico-terziaria.

A partire dall' Era Terziaria i vari Domini paleogeografici sono stati coinvolti nell'orogene alpina e nella conseguente strutturazione della catena appenninica. I corpi rocciosi differenziati all'interno di ciascun dominio paleogeografico sono stati intensamente deformati e traslati da SO verso NE, con conseguente accavallamento di quelli più occidentali su quelli più orientali. In tal modo essi costituiscono oggi delle unità tettoniche, sovrapposte l'una sull'altra, a formare l'ossatura della catena appenninica. Esse sono le Unità Liguri; le Unità Austroalpine; le Unità Toscane.

In toscana meridionale la fase orogenica si arresta con il Miocene; da questo momento in poi si manifesta un generale regime tettonico distensivo che opererà fino alla fine dell' Era Terziaria, disarticolando l'edificio orogenico in dorsali emerse e bacini sommersi (Ambroseti *et alii*, 1978). I sedimenti autoctoni depositati all'interno di questi bacini poggiano in discordanza angolare sul substrato già deformato, sigillando i contatti tettonici sin-orogenici, dimostrandone così l'inattività.

Con la fine del Pliocene medio si ha nella Toscana meridionale un generale ritiro del mare, come è dimostrato dalla mancanza in questa regione di sedimenti marini del Pliocene superiore. Il sollevamento post-pliocene medio, che ha interessato tutta la Toscana meridionale e l'alto Lazio, si manifesta con particolare evidenza lungo una fascia che, dalle colline metallifere, si estende verso SE fino ai Vulcani laziali, attraverso la zona dell'Amiata-Radicofani-Cetona (Lazzarotto, 1993). Si tratta di una vasta area termicamente anomala, che Marinelli (1975) ha indicato con il nome di "bombamento etrusco". L'entità del sollevamento è messa in evidenza dalle quote attuali dei sedimenti marini pliocenici che nelle colline metallifere raggiungono valori di oltre 500 m s.l.m., mentre nella zona dell'Amiata-Radicofani-Cetona superano i 900 metri

(Ambrosetti *et alii*, 1978). Tale sollevamento sarebbe perdurato fino all'epoca attuale non interessando tuttavia la fascia costiera dove, dal Pleistocene medio-superiore le variazioni della linea di costa, assai vicina a quella attuale, non sembrano più collegate a movimenti tettonici, ma solo alle variazioni eustatiche del livello marino (Lazzarotto, 1993).

La Successione dei Terreni

Nel presente geosito sono rappresentate rocce appartenenti alle Unità Liguri, alle Unità Toscane, e al Complesso Neoautoctono.

Le Unità Liguri sono rappresentate dalle Ofioliti e dalla Formazione delle Argille a Palombini, entrambe appartenenti all'Unità ofiolitifera, di pertinenza ligure interna (Lazzarotto, 1993); e dalla Formazione di Santa Fiora, proveniente dalla zona ligure esterna (Sandrelli *et alii*, 2004). Delle Unità Toscane il geosito espone rocce appartenenti alla porzione superiore della Falda Toscana. Le rocce affioranti appartengono al membro delle Calcareniti di Montegrossi che costituisce la porzione più giovane della Formazione della Scaglia Toscana. Dei Complesso Neoautoctono il geosito espone i depositi del ciclo marino pliocenico, affioranti in gran parte della Val d' Orcia.

Unità Liguri

Ofioliti

Le Ofioliti sono rocce magmatiche, basiche ed ultrabasiche, intrusive ed effusive. I tipi più comuni sono rappresentate da: serpentiniti, gabbri e basalti, rocce che anche attualmente costituiscono la porzione magmatica della Crosta oceanica. Il nome "Ofioliti" è un nome composto che deriva dal greco e sta per "serpente" e "pietra"; il colore di queste rocce, verde con venature bianche, le fa assomigliare alla pelle del serpente. L'Età delle **Ofioliti** è stata riferita in letteratura al *Giurassico medio-sup.* (Abbate *et alii*, 1988). Il geosito espone un corpo roccioso costituito principalmente da serpentinite. La serpentinite deriva dagli effetti di un particolare metamorfismo idrotermale a spese della peridotite (tipica roccia ultrabasica del mantello superiore); è una roccia costituita quasi esclusivamente da Serpentino, il più comune e importante prodotto di alterazione dell'Olivina (costituente fondamentale della peridotite). Il processo di serpentinnizzazione marca spesso il passaggio tra il processo igneo e quello metamorfico (metamorfismo di bassa P e T variabile da bassa a media). Il processo di serpentinnizzazione richiede apporto di H₂O e comporta l'aggiunta di Si e la rimozione di Fe che è comunemente ridepositato sotto forma di magnetite all'interno delle vene o maglie di serpentino stesso. La serpentinnizzazione procede a partire da fratture irregolari, producendo un reticolo anastomizzato di vene riempite da serpentino fibroso (Deer *et alii*, 1994; Shelley, 1983).

Formazione delle Argille a Palombini

La Formazione delle Argille a Palombini costituisce in toscana meridionale la parte più cospicua dell'Unità Ofiolitifera e rappresenta gran parte dell'originaria copertura sedimentaria delle Ofioliti. La formazione è costituita da un'associazione ad assetto caoticizzato di argilliti e calcari. Le argilliti di colore grigio da chiaro a scuro, subordinatamente marrone chiaro, sono caratterizzate da una marcata fissilità, mentre i calcari sono presenti sottoforma di strati decimetrici a granulometria fine e finissima (calcoliti), talora denotando un rilevante contenuto in silice (palombini). Raramente, si osservano sottili strati di siltiti ed arenarie fini a composizione silicoclastica, con prevalenza di clasti di quarzo (quarzossiliti e quarzoareniti). L'assetto caoticizzato è conferito dall'intensa tettonizzazione subita. In base ai fossili la formazione è datata al Cretaceo inferiore (Motta, 1969). Il geosito espone la porzione argillitica della formazione.

Formazione di Santa Fiora

La Formazione di Santa Fiora presenta, nel suo insieme, un aspetto relativamente uniforme, anche se i *litotipi* che la compongono appaiono, ad un esame dettagliato, numerosi e di varia costituzione; essi tuttavia si ripetono in sequenze ritmiche con una notevole monotonia e sono il risultato di deposizioni da correnti di torbida. Più frequentemente vi si riscontrano: *calcareniti gradate*, *arenarie fini*, *siltiti* e *argilliti*; calcari a grana fine raramente silicei; calcari marnosi e marne, di colore bianco sulla superficie alterata, grigio scuro sul taglio fresco; diaspri neri sottilmente stratificati (molto rari ed in livelletti decimetrici). All'interno della Formazione di Santa Fiora sono presenti grosse intercalazioni ad andamento lenticolare e discontinuo di arenarie carbonatico-quarzose con stratificazione non sempre ben evidente e mal definita gradazione degli elementi clastici (Pietraforte).

Il geosito espone la porzione delle successione costituita da sedimenti a grana fine (*siltiti* e *argilliti*). In base al contenuto micropaleontologico la formazione è datata al Cretaceo superiore.

Unità della Falda Toscana

Calcareniti di Montegrossi.

Le Calcareniti di Montegrossi ("Nummulitico") sono costituite da successioni torbiditiche, con sequenze gradate ripetute nelle quali si passa nell'ordine da calciruditi a calcareniti a grana media e fine e, a volte, a calcilutiti. Le calcareniti sono generalmente il litotipo prevalente e spesso vi si intercalano livelli detritici a Nummuliti. L'entità della stratificazione è molto variabile: si passa da affioramenti in cui gli strati sono ben marcati e spessi da pochi centimetri a più di un metro, ad altri apparentemente privi di stratificazione. Lo spessore massimo di questo membro è di 100-150 m. L'età di questa formazione è riferibile all'Eocene per il contenuto fossilifero di Nummuliti e Globorotalie.

Sedimenti del Pliocene

Il ciclo sedimentario del Pliocene inizia nella Toscana meridionale con una trasgressione marina, molto generalizzata, che tuttavia non presenta caratteri uniformi in tutta l'area: fatto questo da mettere in relazione con la particolare situazione paleogeografia al momento della trasgressione (Lazzarotto 1993). In particolare, nella fascia centro-orientale della Toscana meridionale i bacini marini corrispondevano a grandi fosse tettoniche, con andamento NW-SE, e con un pronunciato sviluppo longitudinale (Ambrosetti *et alii*, 1978). Il bacino dell'alta e media Val d'Orcia corrisponde ad uno di questi bacini, conosciuto nella letteratura geologica come Bacino di Radicofani.

Il Bacino di Radicofani si trova sul prolungamento meridionale del Bacino di Siena da cui è separato dalla soglia di Pienza - San Quirico. In corrispondenza di quest'ultima il Pliocene presenta spessori ridotti (di alcune decine di metri) ed è caratterizzato da depositi in prevalenza costieri la cui successione dal basso all'alto è la seguente (Fazzini & Mantovani, 1968): Argille della Val d'Orcia; Sabbie gialle e arenarie di Pienza; Calcere organogeno a *Lithothamnium* e ad *Amphistegina*; Argille superiori; Sabbie gialle di Villa Massaini. Le Argille della Val d'Orcia, in parte eteropiche con le Sabbie gialle e arenarie di Pienza, costituiscono nella parte centrale del bacino il sedimento di gran lunga più esteso e potente (varie centinaia di metri di spessore). In prossimità della soglia di Pienza - San Quirico, la successione sopra descritta indica la presenza, nel Pliocene, di due cicli sedimentari: il ciclo inferiore mostra caratteri regressivi in corrispondenza delle sabbie gialle e arenarie di Pienza, al tetto delle quali sono presenti alternanze di sabbie e conglomerati e conglomerati grossolani, e locali indizi di emersione (sedimenti lacustri con sottili intercalazioni di torba); il secondo ciclo inizia con il Calcere organogeno a *Lithothamnium*, di mare basso; mostra indizi

di approfondimento con le Argille superiori e termina con una facies regressiva rappresentata dalle sabbie gialle di Villa Massaini. Allo stato attuale delle conoscenze sembra che i due cicli siano contenuti all'interno del Pliocene inferiore (Lazzarotto & Micheluccini, 1992; Lazzarotto, 1993).

Il geosito espone litotipi appartenenti alla facies regressiva del primo ciclo sedimentario:

Conglomerati grossolani ben arrotondati (lower beach)

Letti conglomeratici, da grossolanamente stratificati a non stratificati, clasto-sostenuti e moderatamente ben classati; raramente con matrice sabbiosa. I ciottoli sono sempre ben arrotondati e la loro dimensione varia da 1 a 20 cm. Lo spessore varia da 50 cm a circa 2 m; all'interno del conglomerato possono essere presenti lenti di sabbie. Si tratta di un corpo roccioso poligenico costituito da ciottoli grossolani provenienti dal rimaneggiamento di rocce affioranti nelle dorsali dintorno (ciottoli di composizione da carbonatica a terrigena).

Sabbie e conglomerati (upper shoreface)

Alternanza di sabbie gialle a grana media in strati da 10 a 40 cm e conglomerati in strati di spessore variabile da 2 a 15 cm. Le sabbie hanno generalmente geometria lenticolare alla scala dell'affioramento, possono contenere ciottoli sparsi e scours riempiti da ciottolotti.

La Legenda della Carta Geologica

La presentazione delle Unità litostratigrafiche affioranti nel geosito, così come è stata avanti esposta, appare francamente di difficile comprensione per i non geologi, e risulta particolarmente noiosa e distante per i bambini delle scuole primarie, veri protagonisti del progetto di cui si relaziona. Di conseguenza si è proceduto ad una semplificazione delle descrizioni e del linguaggio con cui si sono argomentate le caratteristiche geologiche dell'area di studio. In particolare si è soprasseduto alla definizione e distinzione di domini paleogeografici, unità tettoniche e unità formazionali, e si sono diversificati i corpi rocciosi affioranti in base alle più macroscopiche caratteristiche litologiche e composizionali. Così la legenda della carta geologica prodotta è stata organizzata distinguendo le rocce affioranti in calcareniti, argilliti, sabbie e ciottoli, steatite (o talco) (Fig. 3). Con il termine calcarenite si sono rappresentate le Calcareniti di Montegrossi; con il termine argilliti si sono identificate le porzioni a granulometria più fine delle formazioni delle Unità Liguri: rispettivamente della Formazione delle Argille a Palombini e della Formazione di Santa Fiora; con il termine sabbie e ciottoli si sono identificati i litotipi appartenenti alla facies regressiva del primo ciclo sedimentario Pliocenico. Il termine steatite (o Talco) è usato in maniera impropria rispetto agli altri termini, che sono invece di natura litologica. Questo perché gli alunni coinvolti nel progetto erano già venuti a conoscenza della *steatite*, durante attività di laboratorio previste da una precedente esperienza e basate sulla raccolta di pietre tenere e sulla loro lavorazione. In quella circostanza i bambini avevano acquisito una certa familiarità con il termine *steatite* che al momento del nostro incontro ancora conservavano; così si è scelto di mantenerlo per indicare l'intero complesso ofiolitico, anche se geologicamente non è corretto.

La *steatite* (conosciuta anche come pietra saponaria o *soapstone*) è una roccia metamorfica in gran parte composta da talco, untuosa al tatto e molto tenera (il talco occupa il primo posto nella scala di Mohs); caratteristiche queste che la rendono molto facile da lavorare. Durante le escursioni finalizzate alla compilazione della carta geologica sono state campionate nuovamente le stesse rocce (*steatite*), questa volta con un criterio geologico, e si è notato come esse si trovassero concentrate in tasche e in grosse vene all'interno del più ampio corpo roccioso ofiolitico. Si tratta di vene riempite in gran parte da talco, formato

per metasomatismo della CO_2 sul serpentino (Deer *et alii*, 1994; Shelley, 1983). Essendo la Steatite una roccia costituita principalmente da Talco, si è scelto di inserire entrambi i termini nella legenda geologica. Infine, per quanto riguarda i contatti tra i diversi litotipi, si è innanzitutto distinto tra un substrato (complesso delle rocce pre-neogeniche) e una copertura di sedimenti marini neo-autoctoni. La comprensione del contatto tra questi due complessi rocciosi è favorita dal fatto che i sedimenti Pliocenici occupano il settore posto a quote più elevate dell'area cartografata e ricoprono chiaramente le argilliti e le ofioliti del complesso delle rocce pre-neogeniche (Fig. 3). Non si sono invece discussi i rapporti tettonici interni alle formazioni costituenti il substrato, perché male affioranti e di difficile comprensione. Si è invece accennato al concetto di piega, in cui è coinvolta la rupe calcarenitica su cui è costruita la Rocca Aldobrandesca di Castiglione d'Orcia (Fig. 4); e al concetto di faglia, in corrispondenza di una importante faglia diretta che borda la stessa rupe (Fig. 5). La faglia è stata anche cartografata; sebbene non perfettamente affiorante, la sua traccia è resa evidente per un processo di erosione selettiva: perché mette in contatto rocce argillitiche (al tetto) e rocce calcarenitiche (al muro).



Fig. 4. Gli studenti coinvolti nel progetto e le loro insegnanti davanti la Rocca Aldobrandesca e l'Anticlinale di Castiglione d'Orcia.



Fig. 5. Il gruppo di lavoro incontra la Faglia della Rocca Aldobrandesca durante un'escursione.

Il Paesaggio Geologico

La definizione dei criteri di classificazione "informale" dei corpi rocciosi studiati è stata di grande aiuto per la compilazione della carta geologica e per la sua lettura. Tenendo presente la generica suddivisione dei corpi rocciosi in un substrato pre-neogenico e in una copertura sedimentaria marina autoctona, si è proceduto, carta alla mano, alla lettura del paesaggio geologico della Val d'Orcia, anche in relazione alle caratteristiche morfologiche della valle, alle diverse pratiche di coltivazione, e/o destinazione di uso del territorio. Questo approfondimento del progetto è stato possibile una volta che è stata appurata (dal ritrovamento di reperti fossili ad opera degli stessi studenti) l'effettiva presenza di un antico mare nel territorio della Val d'Orcia. Una ricostruzione qualitativa di questo bacino marino, è stata fornita agli alunni durante i laboratori eseguiti in classe. Tale ricostruzione vuole avere un valore puramente indicativo, tuttavia è stata tarata sulla base di dati reali disponibili in letteratura (Lazarrotto, 1993; Ambrosetti *et alii*, 1978; Fazzini & Mantovani, 1968) e raccolti in campagna, in modo da rappresentare realisticamente il bacino marino. La ricostruzione si avvale di una serie di fotomontaggi, attraverso i quali si è cercato di riportare il livello del mare ad una quota più elevata rispetto all'attuale fondovalle, corrispondente alla quota dei depositi costieri riconosciuti nel presente geosito e noti in letteratura presso la soglia di Pienza - San Quirico (Fig. 6). Si è quindi riprodotta virtualmente una spiaggia di ciottoli in corrispondenza di un ampio affioramento di depositi costieri pliocenici, costituiti principalmente da conglomerati, e si è confrontata con una spiaggia attuale di ciottoli di dimensioni simili (Fig. 7).



Fig. 6. La Val d'Orcia vista dal geosito; panorama nord (a sinistra). La stessa valle (a destra) come poteva apparire nel Pliocene inferiore, sommersa dal mare.



Fig. 7. depositi costieri (prevalenti conglomerati) del Pliocene inferiore (a sinistra) messi a confronto con analoghi depositi costieri attuali (spiaggia di ciottoli, a destra). Al centro: fotomontaggio che mostra i depositi pliocenici affacciati sul mare, in sostituzione della spiaggia di ciottoli attuale. I due ambienti sono perfettamente sovrapponibili.

Entrambe le ricostruzioni, panoramica e di dettaglio, dimostrano efficacemente come poteva apparire la Val d'Orcia nel Pliocene inferiore. Essa era occupata da un bacino marino nella cui zona assiale e più profonda si depositavano sedimenti fini quali argille e limi, che verso le paleocoste facevano passaggio ad ambienti di sedimentazione a maggiore energia e minore fondale con la deposizione di sabbie e conglomerati. Questa differenziazione si può osservare anche oggi.

Si può infatti distinguere un fondovalle argilloso, tipicamente dolce e ondulato nelle zone vegetate ad essenze erbacee o coltivate principalmente a cereali, o aspro e spoglio nelle zone calanchive ad erosione concentrata. E una fascia medio-collinare a composizione principalmente arenacea che borda la valle e drappeggia i fianchi delle dorsali collinari e montuose su cui affiorano rocce appartenenti al substrato pre-neogenico. Salendo ancora lungo le dorsali, verso aree progressivamente più periferiche della valle, i campi coltivati cedono spazio ad aree boschive, il bordo del bacino si segmenta in versanti più ripidi che salgono verso quote progressivamente più elevate; qui le sezioni stratigrafiche studiate, relativamente al ciclo marino pliocenico, mostrano predominanti alternanze di conglomerati e sabbie.

Questa diversità geologica, condizionando i processi di erosione, ha dirette ricadute sulle forme del paesaggio. In un'accezione più ampia il paesaggio geologico si configura come il prodotto di una profonda relazione tra diverse litologie, che possono essere coinvolte in strutture geologiche quali pieghe, faglie e sovrascorrimenti; e l'azione dei fattori esogeni che hanno agito in periodi recenti e che agiscono tuttora.

Conclusioni

Attraverso le attività di lettura e rappresentazione del paesaggio geologico previste dal progetto gli studenti hanno dimostrato una consapevolezza crescente del proprio legame con il territorio stimolati dall'apprendimento di un nuovo punto di vista sull'ambiente: quello geologico.

I risultati di questo progetto ambientale ad indirizzo geologico conducono oltre le sue finalità didattico-educative, e centrano l'obiettivo di promuovere la geologia rendendola accessibile attraverso la sua rappresentazione cartografica. Così, oltre a fornire fondamentali indicazioni in materia di pianificazione territoriale a professionisti del settore, la rappresentazione cartografica del paesaggio geologico rappresenta uno strumento importante e pratico che può essere utilizzato anche per la conservazione, la valorizzazione e la fruizione del paesaggio geologico da parte di non specialisti, comuni cittadini, studenti, turisti.

Ringraziamenti

La realizzazione di questo progetto è stata possibile grazie all'impegno e alla competenza delle maestre: Ciacci Cecilia, Formichi Anna, Ricci Marina e Voltolini Pamela; l'entusiasmo e il brillante lavoro svolto dagli alunni delle classi 3° e 4° hanno determinato il suo successo.

Bibliografia

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., CONTI M., MARCUCCI M., PRINCIPI G., PASSERINI P. & TREVES B. (1988) - *Apennines and Alps Ophiolites and the evolution of the western Tethys*. Mem. Soc. Geol. It., 31 (1986), 23-44.
- AMBROSETTI P., CARBONI M.G., CONTI M.A., COSTANTINI A., ESU D., GANDIN A., GIROTTO O., LAZZAROTTO A., MAZZANTI R., NICOSIA U., PARISI G. & SANDRELLI F. (1978) - *Evoluzione paleogeografia e tettonica nei bacini tosco-umbro-laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore*. Mem. Soc. Geol. It., 19(1978), 573-580.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J. (1994) - *Introduzione ai Minerali che costituiscono le rocce*. Zanichelli editore.
- FAZZINI P. & MANTOVANI M.P. (1968) - *Il Pliocene del Senese (Media e Alta val d'Orcia)*. Giorn. Geol., (2) 35(3), 387-406.
- LAZZAROTTO A. (1993) - *Elementi di geologia*. In: Giusti F. (ed) "La storia naturale della Toscana Meridionale", Silvana Editoriale/Amilcare Pizzi Editore, Cinisello Balsamo, 19-87.
- LAZZAROTTO A. & MICHELUCCHINI M. (1992) - *Il duomo di Pienza, 1549-1984 studi e ricerche (ed. M. Forlani conti): Indagini geologiche*. Cantini Ed., Firenze, 94-98.
- MARINELLI G. (1975) - *Magma evolution in Italy*. In: Geology of Italy (Squyres c.h. ed.). ed. By the Earth Sc. Soc. Of the Libyan Arab Republic. Tripoli, 165-219.
- MOTTA S. (1969) - *Note descrittive della Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 Foglio 128 - Grosseto*. Servizio Geologico d'Italia, 1-78.
- SANDRELLI F., CORNAMUSINI G., CRICCA P. (2004) - *Carta geologica regionale scala 1:10000, Foglio 308160*.
- SHELLEY DAVID (1983) - *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Campman & Hall editori.
- WIMBLETON W.A.P. (1999) - *GEOSITES - an International Union of Geological Sciences initiative to conserve our geological heritage*. Polish Geological Institute Special Papers, 2, 5-8.

GEOLOGIA URBANA: A SIENA LE ROCCE RACCONTANO

Elena Buracchi & Armando Costantini

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Siena - elenb77@alice.it, acostantini@unisi.it.

Riassunto

In questo articolo viene presentato e descritto un itinerario geologico nel centro storico di Siena, pensato come percorso formativo/didattico per gli studenti delle scuole medie inferiori e pertanto, volutamente descritto con linguaggio divulgativo.

Siena è un luogo privilegiato per imparare le prime nozioni di geologia. Attraverso l'osservazione e l'analisi dei geositi presenti nella città i ragazzi imparano a riconoscere le tracce lasciate dal mare milioni di anni fa, a scoprire le vicende geologiche responsabili del modellamento del territorio senese e di come loro abbiano influenzato la storia della città stessa.

Introduzione

La conoscenza della storia geologica di Siena è la chiave per capire le caratteristiche del suo territorio ed i condizionamenti esercitati da queste sull'operato dell'uomo fin dal tempo degli etruschi.

Circa 3,5 milioni di anni fa, prima che il mare si ritirasse definitivamente, nel bacino senese si sono alternate ciclicamente sette oscillazioni marine (Bancalà, 2008), durante le quali si sono depositi i sedimenti che hanno dato origine ai litotipi su cui è costruita la città. Tali rocce hanno determinato le caratteristiche del territorio senese, prime tra tutte quelle morfologiche ed idrogeologiche.

Il ritiro del mare ha permesso l'instaurarsi di un ambiente lagunare di transizione; con il passare del tempo, l'erosione esercitata dai corsi d'acqua, unitamente ad altri fenomeni di modellamento dei versanti, ha determinato approfondimenti ed ampliamenti vallivi, facendo assumere al territorio l'aspetto attuale. La successione stratigrafica presente, costituita da argille e limi impermeabili al di sotto di un centinaio di metri di arenarie e conglomerati, ha condizionato la posizione della principale falda acquifera, collocata nel fondo delle valli a quote più basse dell'abitato. Tale assetto idrogeologico ha influenzato notevolmente l'operato dei senesi per secoli.

Si può asserire allora che le caratteristiche di un territorio (morfologia, attitudine culturale, presenza di risorse naturali, etc.) non sono dovute al caso, ma principalmente alla storia geologica che ha determinato la sua formazione.

Osservando i territori circostanti quello cittadino (Montagnola Senese, Crete, Chianti, Val d'Orcia, Colline Metallifere, Maremma, per citarne alcuni), è facile constatare come siano diversi gli uni dagli altri per l'aspetto paesaggistico e quindi geologico; ogni territorio è quindi caratterizzato da un proprio marchio: la geodiversità.

Lo studio della geologia di una regione permette di ricostruire gli eventi che si sono succeduti nel tempo e che sono i responsabili della costituzione del territorio stesso.

Le aree o località (geositi) che rappresentano in modo esemplare tali eventi possono avere valore scientifico, didattico o educativo (Wimbledon *et alii*, 1996; Poli, 1999) e pertanto devono essere tutelate.

Le indagini condotte nel centro abitato di Siena e nel sottosuolo cittadino hanno evidenziato la presenza di un vasto patrimonio geologico subaereo ed ipogeo di notevole valore didattico - divulgativo e, in alcuni casi, scientifico. Tale patrimonio, oltre ad essere stato segnalato per la sua indispensabile protezione, è stato utilizzato in parte per costruirvi il percorso di turismo scolastico qui presentato.

Inquadramento geologico dell'area

L'area in questione fa parte del Bacino di Siena (Fig. 1), uno dei bacini neogenici che si sono formati nella Toscana Meridionale in seguito all'instaurarsi del regime tettonico distensivo seguito a quello compressivo collegato al corrugamento della Catena Appenninica.

Il Bacino è caratterizzato da una sedimentazione marina di tipo clastico: essenzialmente si tratta di argille, argille sabbiose e sabbie con lenti di conglomerati (Lazzarotto, 1993); esso appare diviso in due da una *transfer fault* (Liotta 1991) detta "Linea dell'Arbia", a sud della quale le argille grigie di mare profondo plioceniche (Costantini *et alii*, 1982) hanno spessori dell'ordine dei 600 metri.

Nella parte settentrionale del bacino la deposizione neogenica inizia con sedimenti lacustri miocenici che affiorano esclusivamente nella fascia marginale occidentale. Con il Pliocene si verifica un'ingressione marina che procede da ovest verso est, come si riscontra dalle analisi micropaleontologiche. Tuttavia, nel dettaglio, l'evoluzione paleogeografica del Bacino è ben più articolata, specialmente ai margini, a causa soprattutto di un'attività tettonica intrapliocenica. I primi sedimenti pliocenici, nella parte occidentale, sono da attribuire alla prima biozona del Pliocene inferiore, Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina*, mentre nell'area orientale, l'ultima ad essere raggiunta dalla trasgressione pliocenica, la biozona di riferimento è quella a *Globorotalia punctulata*, la quarta, del Pliocene inferiore (Costantini *et alii*, 1982, Bossio *et alii*, 1992).

La deposizione marina pliocenica si è conclusa nella parte superiore del Pliocene Medio, in accordo con quanto documentato nel resto della Toscana (Bossio *et alii*, 1993). La successione senese è quindi attribuibile allo Zancleano e parte del Piacenziano per la parte più alta della successione arenacea.

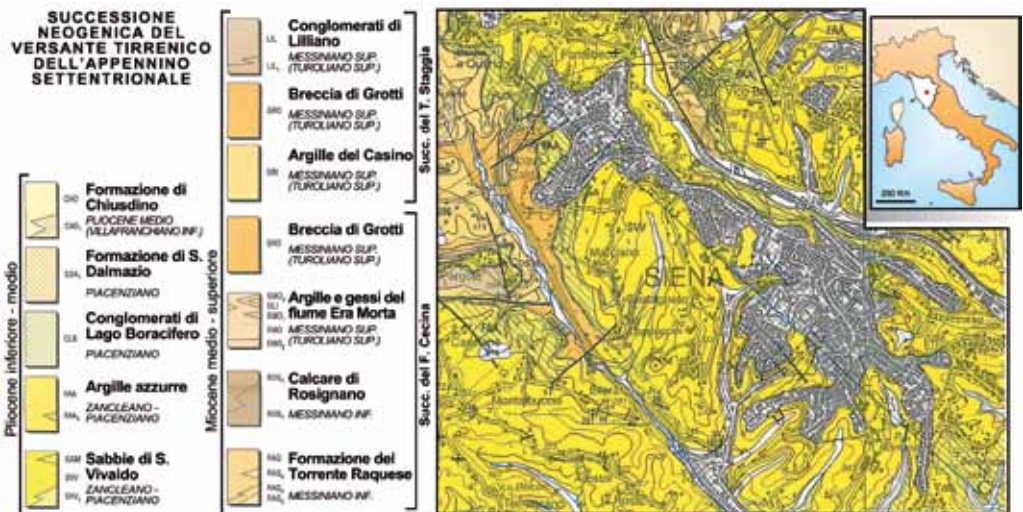


Fig. 1 - Stralcio della Carta Geologica d'Italia, foglio Siena n° 296, scala 1:50.000 (da Lazzarotto *et alii*, 2009).

Il percorso e gli argomenti

Il percorso è articolato in 5 stop (Fig. 2) ciascuno dei quali è caratterizzato da uno specifico tema, riportato tra parentesi.



Fig. 2 - Mappa della città di Siena, il percorso è evidenziato in giallo e lungo di esso sono riportati i 5 stop.

Primo stop. **Strada delle Grotte** (Fig. 3a)

(Progressiva diminuzione della profondità e ritiro del mare di allora)

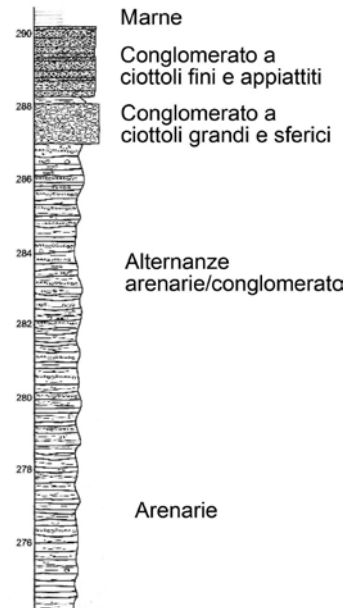


Fig. 3 a) - Primo stop: sequenza deposizionale completa, affiorante lungo la Strada delle Grotte; b) Esempio schematico dei rapporti tra i litotipi in una colonna stratigrafica completa.

Risalendo la Strada delle Grotte, ad ovest della città, si esaminano in successione verticale: arenarie marine gialle debolmente cementate, alternanze di arenarie e conglomerati, conglomerati di spiaggia sommersa a ciottoli grossi e sferici, conglomerati di spiaggia emersa a ciottoli piccoli ed appiattiti e livelli di marne di ambiente salmastro (Fig. 3b). Tenendo conto delle modalità con le quali si distribuiscono in mare i sedimenti a ciascuno di tali corpi rocciosi viene attribuito un valore di profondità.

La deposizione nel tempo dei diversi litotipi racconta di una progressiva diminuzione della colonna d'acqua marina e della successiva impostazione di un ambiente di laguna.

Secondo stop. **Balza di San Domenico** (Fig. 4)

(I rapidi arrivi del mare)

In questo stop affiorano due successioni negative sovrapposte. La prima è composta di arenarie gialle, alternanze arenarie e conglomerati, conglomerati a ciottoli grossi e sferici, conglomerati con ciottoli piccoli ed appiattiti. La seconda ancora da arenarie gialle per finire, in cima alla balza, un livello di conglomerato con ciottoli grossi e sferici.

Significativo in questo affioramento è la brusca sovrapposizione delle arenarie basali della seconda successione sul conglomerato di spiaggia del tetto della prima. Tale situazione indica una progressiva diminuzione della profondità del mare fino a condizioni di spiaggia seguita dalla trasgressione di un mare subito profondo. Questa constatazione stimola considerazioni circa l'incidenza della temperatura media annua sulla quantità di acqua presente nelle calotte polari e nei mari. Come suggerito dalla teoria dei cicli di Milankovitch, il valore della temperatura è condizionato dal Sole e da parametri astronomici (eccentricità dell'orbita terrestre, obliquità dell'asse di rotazione terrestre, precessione degli equinozi). La tem-



peratura media annua è aumentata e diminuita ciclicamente, e di conseguenza è ipotizzabile che il livello marino abbia subito un processo analogo. Se consideriamo che il tempo di formazione di una calotta polare è circa 10 volte maggiore rispetto a quello del suo collasso, risulta chiaro come si sarebbero susseguite lente sottrazioni e rapide immissioni di acqua nei mari.

Pertanto l'ipotesi presentata è che le rocce che abbiamo di fronte siano la testimonianza della variazione dei parametri astronomici sulla sedimentazione marina di allora.

Fig. 4 - Secondo stop: panoramica sull'affioramento testimone dei rapidi arrivi del mare.

Terzo stop. Il conglomerato di Piazza San Giovanni

(Una spiaggia ciottolosa in un momento di ritiro del mare)

Incastonati nella facciata di un palazzo che si affaccia su Piazza San Giovanni, si notano due conglomerati sovrapposti: il primo, il più basso, con ciottoli ben arrotondati di dimensioni da 1 a 15 cm con forma dominante sferica (spiaggia sommersa), il secondo, al di sopra del primo, con ciottoli mediamente più piccoli (max 5 cm), ben allineati ed appiattiti (spiaggia emersa) (Fig. 5).



Fig. 5 - Terzo stop. Il conglomerato di Piazza San Giovanni, formato da due conglomerati di spiaggia sommersa (A) ed emersa (B).

L'affioramento costituisce quindi un'ulteriore testimonianza dell'esistenza di spiagge a ciottoli all'interno del bacino marino pliocenico senese (Costantini, 1998), ciottoli che provenivano in prevalenza dal Chianti, già allora emerso (una rappresentazione della geografia di allora è riportata in Fig. 6). In corrispondenza dello standard con la balzana, milioni di anni dopo sorgerà la città di Siena.



Fig. 6 - Ricostruzione del bacino pliocenico senese visto dai rilievi del Chianti (di Costantini A.).

Oggetto dello stop è la sovrapposizione delle due facies conglomeratiche, testimoniando ciascuna una diversa collocazione nell'ambiente di spiaggia. L'informazione che ci fornisce è che tale sovrapposizione si è realizzata a seguito dello spostamento verso il largo di facies contigue connesso con un ritiro del mare. Questo affioramento fornisce inoltre un'interessante informazione relativa alle modifiche che i senesi del medioevo hanno apportato alla morfologia del proprio territorio. Andando a cercare i documenti che attestano gli interventi realizzati per costruire le fondamenta del Battistero di San Giovanni si scopre che nel 1317 fu aperta una cava lungo il versante del Colle Santa Maria che degradava verso nord-ovest, in direzione del rione di Fontebranda. Quindi il conglomerato che oggi vediamo ai piedi della scalinata di Santa Caterina è ciò che rimane di uno dei fronti della cava aperta nel 1317. Dove prima c'era un versante roccioso dal 1317 c'è Piazza San Giovanni.

Quarto stop. **Santa Maria della Scala**

(L'utilizzo del sottosuolo)

Il percorso di visita si snoda all'interno dei sotterranei di Santa Maria della Scala e consente di constatare come l'uomo abbia intensamente utilizzato il sottosuolo aprendovi cunicoli e cavità, nel nostro caso probabilmente fin dai tempi dei romani, sicuramente nel medioevo. Nei cunicoli del museo archeologico, impiegati oggi per ospitare numerose urne etrusche, è visibile, tra le altre cose, una delle numerose fosse frumentarie senesi scavate ed utilizzate in epoca medievale per la conservazione di granaglie (Fig. 7).

Il grande patrimonio ipogeo della città di Siena (25 chilometri di acquedotti sotterranei e circa 500 cavità artificiali al di sotto della città storica) (Costantini, 1998, 1999, 2002, 2008 e 2010) dipende dalla facilità con la quale si possono scavare le arenarie gialle senesi, caratterizzate da un bassissimo grado di cementazione. Il Tommasi (1625) aveva intuito che la loro escavazione era stata possibile grazie al tipo di roccia



che costituisce il sottosuolo senese. Affermava infatti che: *..non è maraviglia, che in Siena fussero Terme...ed acquedotti, se bene questi per comodo, che ne porge la natura di questo Tufo, sono cavati sotto Terra.*

Fig. 7 - Porzione di fossa frumentaria visibile nel sottosuolo del complesso museale di Santa Maria della Scala.

Quinto stop. **Accademia dei Fisiocritici**

(La geologia e l'uomo)

Il luogo è assai prestigioso. Fondata nel 1691 per stimolare il progresso della Scienza e diffondere la cultura scientifica ospita collezioni paleontologiche, micologiche, zoologiche, paleontologiche e mineralogico-petrografiche di grande valore. Alla fine del XII secolo in questo luogo sorgeva il monastero dei monaci Camaldolesi di Porta all'Arco (Abbazia della Rosa) ed il suo complesso ipogeo era sicuramente funzionale a tale monastero. Ricavato prevalentemente in arenarie marine plioceniche, risalenti a circa 4 milioni di anni fa si compone di cunicoli ed ambienti quadrangolari, con volte a botte o a capanna (Fig. 8)

In alcuni casi, come in corrispondenza di alcune volte, sottili livelli di marne bianche testimoniano il verificarsi di tempeste che lasciarono le loro tracce sul fondo.

Lungo il percorso, adagiato su superfici deposizionali rappresentate dalle originarie sabbie marine plioceniche, è visibile un campionario degli organismi, oggi fossili, che vivevano nel mare pliocenico senese.

Al termine del percorso di visita è prevista una sosta in aula e la lezione conclusiva della giornata con l'ausilio di pannelli appositamente predisposti e con la proiezione del power point didattico " Quando a Siena c'era il mare".

Scopo di tale lezione è sottolineare due aspetti:

- le caratteristiche del territorio esaminato non sono frutto del caso ma di precise vicende geologiche;
- la costituzione geologica ha condizionato l'operato dei senesi nei secoli.

L'iniziativa

L'iniziativa, già operativa, si intitola "A Siena le rocce raccontano" ed è stata realizzata dal Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Siena e dall'Assessorato al Turismo del Comune di Siena. Si è avvalsa dei finanziamenti del fondo CPSE (Comitato Provinciale per lo Sviluppo Economico) della Provincia di Siena, della collaborazione dell'APT di Siena

e del patrocinio dell'Accademia dei Fisiocritici e dell'Associazione Nazionale Geologia & Turismo. Essa vuole costituire un'integrazione al programma scolastico delle classi medie inferiori ed è stata pubblicizzata tramite brochure spedita a tutte le scuole della Toscana, dell'Umbria e dell'alto Lazio.

Il percorso si snoda nel territorio cittadino per circa 2,5 chilometri e prevede: visita a tre geositi senesi, visita ai sotterranei del complesso museale di Santa Maria della Scala e dell'Accademia dei Fisiocritici e lezione conclusiva.

Ai visitatori vengono forniti tutti i servizi, curati da un tour operator, comprendenti parcheggio, guida, ingresso ai musei, pasto tipico, borsa e libretto didattico.

L'iniziativa si prefigge di trasformare la gita in un momento altamente formativo integrato con il programma



Fig. 8 - Quinto stop: Accademia dei Fisiocritici. Cavità che ospita urne etrusche.

scolastico. A tale scopo le guide turistiche ed ambientali hanno frequentato uno specifico corso di carattere geologico.

Durante l'esperienza vengono sviluppati i seguenti argomenti:

- variazione dei parametri astronomici terrestri ed effetti sulla sedimentazione;
- rocce sedimentarie marine e fossili;
- acqua come scultore del paesaggio.

Tutti i contenuti didattici sono riportati in un libretto che viene fornito a ciascun partecipante unitamente ad un attestato che rimane pertanto nel vissuto degli studenti (per saperne di più: www.comune.siena.it/ilturista).

Approfondimenti dei temi trattati saranno possibili collegandosi al sito del Dipartimento di Scienze della Terra di Siena dove in un apposito link sono inseriti articoli di carattere divulgativo e scientifico utili per insegnanti e studenti.

Conclusione

Per la prima volta la geologia urbana e i geositi cittadini vengono presentati in un percorso di turismo scolastico pensato per permettere a tutti di entrare in contatto con alcuni concetti base delle Scienze della Terra, rendendo il momento della gita altamente formativo e integrato col programma didattico. Il turismo scolastico viene decentrato, con la creazione di poli e proposte alternative e destagionalizzato rispetto ai mesi classici di marzo e maggio. Attraverso i geositi si valorizza e si conserva il territorio che così, oltre ad essere percorso e visto, viene anche osservato e capito nella sua realtà di ambiente dinamico; la bellezza, il fascino, il richiamo dei luoghi risultano accresciuti perché se ne comprendono le ragioni. L'iniziativa permette in questo modo di aggiungere valore geologico ad una città già estremamente ricca dal punto di vista artistico, urbanistico e culturale.

Bibliografia

- BANCALÁ G. (2008) - *Analisi di facies delle parasequenze plioceniche senesi*. Tesi di Laurea, Università di Siena.
- BARAZZUOLI P., COSTANTINI A., GRASSI S., LAZZAROTTO A., MICHELUCCHINI M., PIANTELLI F., SALLEOLINI M., SANDRELLI F., SCUARCI P., TAFFI L., VERONESI G. (1987) - *L'energia geotermica in provincia di Siena*. Amministrazione Provinciale di Siena.
- BOSSIO A., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1992d) - *Il Pliocene del bacino di Chiusino (Siena)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Ser. A, 98 (1991): 193-250.
- BOSSIO A., COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., LIOTTA D., MAZZANTI R., MAZZEI R., SALVATORINI G. E SANDRELLI F. (1993) - *Rassegna della conoscenza sulla stratigrafia del neoautoctonotoscano*. In Mem. Soc. Geol. It., 17-98.
- COSTANTINI A., LAZZAROTTO A., SANDRELLI F. (1982) - *Conoscenze geologico-strutturali. Il Graben di Siena*. Prog. Fin. Energ. Sottop. Energ. GEOTER. CNR, 11-33.
- COSTANTINI A. (1998) - *Quando a Siena c'era il mare*. Il Carroccio, 38-39.
- COSTANTINI A. (1998) - *Siena e l'acqua, La Balzana*. Una storia scritta sull'acqua, 15-16.
- COSTANTINI A. (1999) - *Siena sotterranea, l'immagine di Siena*. Nuova immagine editrice, 17-21.
- COSTANTINI A. (1999) - *Siena sotterranea i "bottini"*. Talp, 42-45.
- COSTANTINI A. & DRINGOLI R. (2002) - *Siena sotterranea. L'acquedotto sotterraneo dei bottini*. Qanat arte e cultura, Palermo, 144-151.
- COSTANTINI A. (2008) - *La costituzione geologica, il marchio del territorio senese*. Il barone di ferro, 12-15.
- COSTANTINI A. (2010) - *A Siena le rocce raccontano*. Comune di Siena, 1-24.
- LAZZAROTTO A. (1993) - *Elementi di geologia*. In: La storia naturale della Toscana meridionale. Pizzi ed., Milano: 19-87.
- LIOTTA D. (1991) - *The Arbia - val Marecchia line, northern Apennines*. Eclogae Geol. Helv., 84-2.
- POLI G. (a cura di) (1999) - *"Geositi: testimoni del tempo"*. Regione Emilia-Romagna, Servizio Paesaggio, Parchi e Patrimoni Naturali, Bologna, 1-259.
- WIMBLETON W.A.P., ANDERSEN S., CLEAN C.J., CARWIE J.W., ERIKSTAD L., GONGJIP G.P., JHOANSSON C.E., KARIS L.O., SUAMEN V. (1996) - *Geological World Heritage: GEOSITES - a global comparative site inventory to enable prioritisation for conservation*. Proceedings II^o International Symposium ProGEO on Conservation of our Geological Heritage. 20-22 May, Rome 1996.

ESEMPI DI AREE DI INTERESSE GEOTURISTICO NEL TERRITORIO IRPINO SANNITA (CAMPANIA)

Elena Cartojan, Antonio Di Lisio, Cosimo Ferretta, Paolo Magliulo, Filippo Russo, Michele Sisto & Alessio Valente
Dipartimento di Studi Geologici e Ambientali, Università del Sannio - Via dei Mulini, 59/A - 82100 Benevento
cartojan@unisannio.it

Riassunto

Lo scopo di questa nota è proporre, dopo averne illustrato le caratteristiche geoturistiche salienti, due diversi itinerari geoturistici rappresentativi di due diverse aree di particolare interesse geoturistico ubicate nel “cuore” dell’Appennino irpino-sannita, nella Campania interna. Il primo itinerario si snoda nella parte interna della provincia di Avellino e particolarmente illustra quella fascia di territorio irpino attraversata dal Fiume Ofanto. Il secondo itinerario è ubicato nella parte meridionale della provincia di Benevento e particolarmente illustra quella fascia di territorio sannita attraversata dalla bassa valle del Fiume Calore: la Valle Telesina. I due itinerari sono stati scelti con approccio oggettivo per essere rappresentativi di situazioni geologiche (soprattutto paesaggistiche) e culturali tipiche delle aree interne dell’Appennino campano. Questa scelta è anche finalizzata per una concreta valorizzazione di quei territori funzionale alla tutela dei beni culturali e paesaggistici che ivi sono documentati. Specificamente, i due itinerari sono inquadrati in contesti naturali e antropici che legano insieme, senza essere necessariamente esclusivi al punto di essere considerati “Geositi” *strictu sensu*, elementi ambientali, geologici, architettonici, culturali, ecc., di facile fruizione perfettamente integrati tra loro a caratterizzare l’areale che li contiene. In tal modo ha senso parlare di “Aree di particolare interesse Geoturistico” (ApiG) esprimendo con questa definizione tutta la carica speculativa ed espressiva delle peculiarità geoturistiche degli areali descritti.

Introduzione

L’interesse che muove le persone a visitare luoghi diversi da quello di residenza abituale può essere molteplice: per divertimento, per curiosità culturale, per riposo, per motivi religiosi e così via. Tuttavia tale interesse può essere esaltato se i luoghi visitati presentano, oltre alle normali attività e strutture di ricezione, anche scenari naturali e antropici di particolare rilevanza o esclusività e capaci di essere percepiti o fruiti con facile approccio. In questa accezione promuovere il patrimonio geologico a livello turistico significa fornire, insieme agli altri, gli elementi che attengono alla storia geologica *sensu lato* di quei luoghi in modo da presentare al turista tutto l’insieme di peculiarità di quell’areale come un sistema integrato territoriale fatto di diverse informazioni. Seguendo questa logica, con questa nota, si propone una procedura di approccio al problema geoturistico sperimentata in due aree dell’Appennino campano. In questo modo si consente al turista di poter fruire del godimento panoramico (approccio percettivo) arricchito dei significati geologici e paesaggistici (approccio semiotico-culturale). Infatti, la coniugazione di questi due approcci permette di inquadrare il bene geologico nell’ambito più vasto della valenza turistica dell’areale, giustificando in tal senso la definizione di “Area di Particolare Interesse Geoturistico”. Tale accezione potrà rendere il turista più consapevole dell’importanza della conoscenza olistica dei luoghi, della loro valorizzazione e della necessità di tutela.

Materiali e metodi

Il procedimento seguito per caratterizzare gli areali investigati come "Aree di particolare interesse Geoturistico" (ApiG), si basa sulla conoscenza *geologica sensu lato* del territorio con particolare riguardo alle relazioni spaziali tra i vari elementi geologici nel contesto paesaggistico. Gli ambiti areali sono stati definiti su appropriata cartografia geologica in scala 1:100.000 enfatizzando, mediante descrizione, le varie emergenze geologiche presenti con le relative interconnessioni. I due areali prescelti, ricadenti nel Sannio e nell'Irpinia, in letteratura, presentano già un discreto potenziale turistico relativamente alla presenza di beni monumentali e ambientali di notevole valenza culturale e quindi sono già oggetto di varie forme di turismo. I più importanti tra questi beni sono descritti nel testo integrati opportunamente con i dati geologici e paesaggistici. Sfruttando le informazioni cartografiche si sono ipotizzati possibili percorsi turistici capaci di valorizzare le caratteristiche salienti del territorio integrando le informazioni logistiche con tutte le altre. In tal senso, si sono ottenuti due percorsi geoturistici possibili esemplificativi delle caratteristiche monumentali e paesaggistiche di quell'areale inteso, ora, come espressione interdisciplinare. La Carta geologica d'Italia in scala 1:100.000 è stata utilizzata per avere la base geologica descrittiva dei due areali; da guide varie e siti web sono state ottenute le informazioni sui beni monumentali e paesaggistici presenti nei due areali descritti; sfruttando le tecnologie ArcGIS e webGIS *open source* si sono realizzati i due itinerari su mappa sensibile.

Il paesaggio delle colline plioceniche dell'alta valle del Fiume Ofanto: un esempio di ApiG nell'Irpinia centrale

L'itinerario proposto intende promuovere la conoscenza di un territorio non molto conosciuto del settore Campano-Lucano della Catena appenninica.

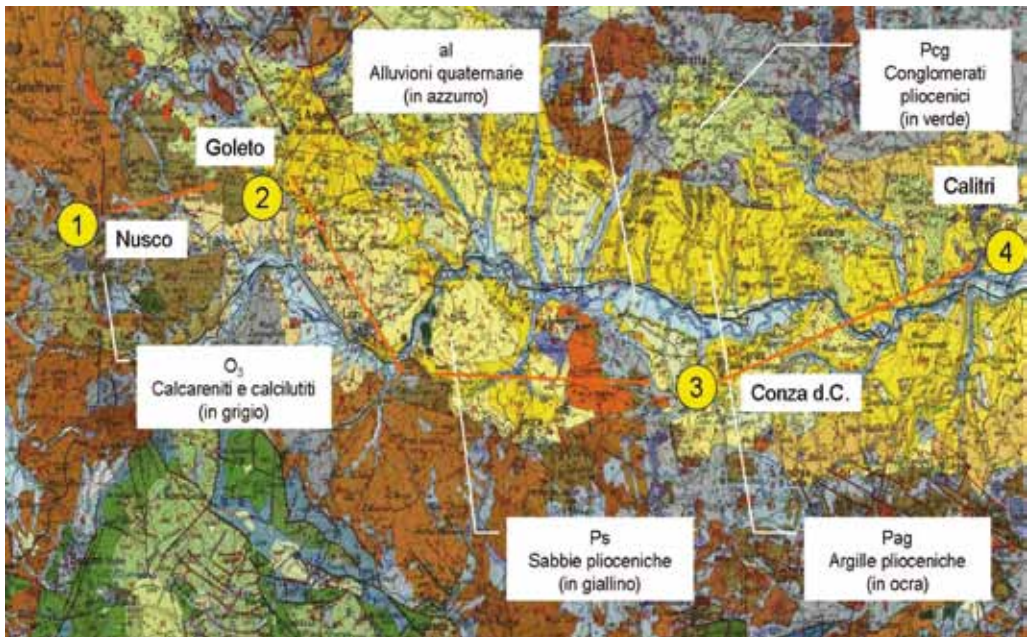


Fig. 1 - Estratto dalla Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 (Foglio 186 "Sant' Angelo dei Lombardi") con indicazione delle tappe del percorso irpino.

Tale settore ricade nella porzione più esterna della Provincia di Avellino, nella fascia più orientale della Regione Campania. Il Fiume Ofanto, noto sin dall'antichità per il suo carattere tumultuoso (il *tauriformis Aufidus* di Orazio, *Odi*) nasce nei pressi di Nusco, piccola cittadina dell'entroterra irpino, alla quota di circa 715 m. Caratterizzato da un deflusso adriatico, il fiume presenta in questi luoghi un solo ordine di terrazzi, intensamente coltivati; sfocia, poi, dopo un percorso di circa 170 km, nei pressi di Barletta. Nella sua porzione iniziale, il corso d'acqua attraversa le Serie regressive del Pliocene marino *Auct.* (Era Cenozoica, tra circa 5,3 Ma B.P. e circa 2,6 Ma B.P.), testimoniate in questo territorio da una delle migliori esposizioni della Regione Campania (Brancaccio *et alii*, 1984). I sedimenti si depositarono secondo una caratteristica sequenza (argille basali, sabbie di sistemi deltizi, conglomerati di chiusura) (Fig. 1) lungo una flessura della crosta determinatasi nelle fasi tettoniche del Pliocene inferiore e medio, che provocarono la surrezione della catena (Di Nocera *et alii*, 2006). Su questi depositi inarcati e fagliati dalla tettonica quaternaria si sono poi depositati i terreni continentali recenti che hanno ricoperto e in parte alterato le forme più antiche (Brancaccio & Cinque, 1988). L'attuale ampia valle intramontana mostra in sinistra orografica il rilievo pliocenico (Fig. 2), modellato da una fitta rete drenante di affluenti, secondo profili generalmente addolciti ed intensamente coltivati, che solo nelle coltri conglomeratiche si attestano su pendenze elevate sostenute da una fitta coltre di querceti e castagneti. Queste ultime, dissecate talora da profonde forre e punteggiate da numerose emergenze idriche, chiudono la successione con "effetto carapace" ed ospitano numerosi centri urbani edificati al top della successione pliocenica (Sant'Angelo dei Lombardi, Guardia Lombardi, Morra De Sanctis, Cairano, ecc.), della quale può essere evidenziata - in termini semplici ma rigorosi - la ben visibile disposizione a sinclinale. In destra orografica, invece, il corso d'acqua asseconda l'andamento W-E degli ampi massicci carbonatici dei Monti Picentini, barriera naturale che spinge il corso d'acqua al deflusso adriatico (Hieke Merlin *et alii*, 1971).

I caratteri paesaggistici che derivano da questa complessità geologica e geomorfologica, hanno determinato l'inserimento dell'Alta Valle dell'Ofanto nel Catasto Regionale dei Geositi (CAREGEO, www.difesa-suolo.regione.campania.it), che evidenzia per l'appunto i Sintemi del Pliocene della Valle dell'Ofanto.

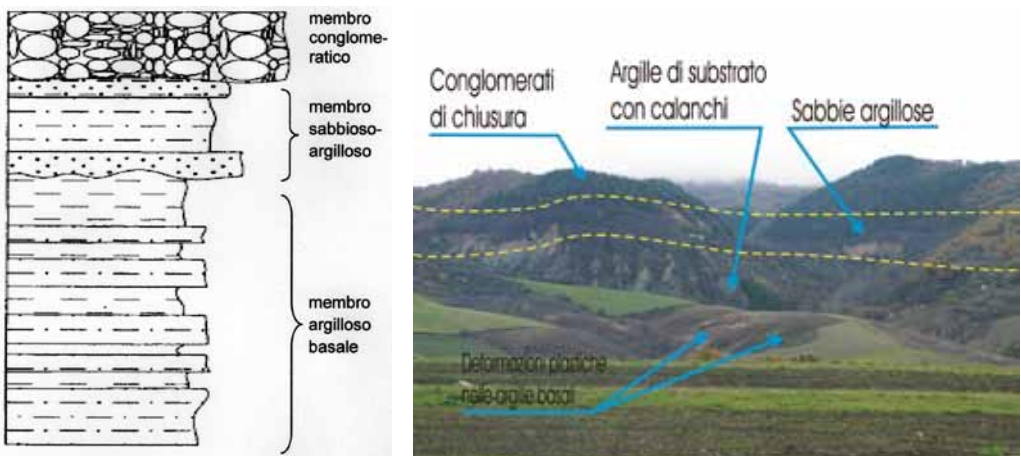


Fig. 2 - a) la successione stratigrafica-tipo dei depositi pliocenici; b) il contatto argille basali-sabbie-conglomerati, con evidenti indizi di calanchizzazione nelle argille, presso Sant'Angelo dei Lombardi.

Funestata dai terremoti, dei quali in epoca storica si ricordano quelli devastanti del 989, 1456, 1566, 1702, 1732, 1930, questa ApiG rappresenta l'emblema del sisma del 1980 ("il cratere"), la cui zona epicentrale si collocava proprio in questo territorio (I = X MCS). Testimonianze di quell'evento si colgono nelle strutture e nelle morfologie dell'area, come nello sconvolgimento di molti tessuti urbani. Questi caratteri, perciò, uniti alla particolarità geologica e geomorfologica degli affioramenti, conferiscono all'intero territorio dell'Alta Valle dell'Ofanto il carattere di **Area di particolare interesse Geoturistico** (Fig. 3).



Fig. 3 - L'itinerario irpino.

Il "balcone dell'Irpinia": NUSCO



Fig. 4 - Esempio di lavorazione delle calcareniti locali.

L'alto morfo-strutturale di Nusco (914 m) è definito, nelle pubblicazioni a carattere turistico, come il "balcone dell'Irpinia". Il rilievo è modellato nelle aspre forme dei terreni meso-cenozoici del c.d. "Complesso delle Calcareniti e Calcilutiti" (Hieke Merlin *et alii*, 1971). L'affioramento di tali materiali carbonatici, ad alta qualità geomeccanica, ha determinato in epoca storica lo sviluppo di una fiorente attività di lavorazione della pietra locale (Fig. 4), che si è riflessa nella suggestiva conformazione urbanistico-architettonica del centro storico (Fig. 5). La storia della cittadina irpina, quindi, si è largamente intrecciata con il suo contesto geologico e geomorfologico. La presenza di pascoli alti, la ricchezza di sorgenti e la vicinanza della piana alluvionale dell'Ofanto, infatti, resero famosa la produzione di lane e carni di ovini. Già sede vescovile, patria di un Santo (Sant'Amato da Nusco, XI secolo), oggi Nusco è famosa come sede dell'Ente Parco dei Monti Picentini (istituito nel 1995), il quale si sviluppa per circa 62000 Ha a cavallo delle province di



Fig. 5 - Centro storico di Nusco (AV).

Avellino e Salerno. La bellezza architettonica e paesaggistica, nonché l'attento recupero del centro storico dopo il sisma del 1980, hanno fatto inserire la località irpina nel novero dei "Borghi più belli d'Italia". Tra le tante tradizioni, quella della "Notte dei falò di Sant'Antonio" (Sant'Antonio Abate, che si festeggia il 17 gennaio) richiama migliaia di turisti da tutta la Regione.

Proseguendo nel percorso, il geoturista potrà osservare esempi di antiche superfici di spianamento, a

blanda pendenza, poste sulla sommità dei rilievi; tali superfici rappresentano relitti di un antico ed esteso paesaggio erosionale, noto nella letteratura geologica come “Paleosuperfici” *Auct.* Inoltre, sarà possibile osservare con chiarezza la differenza morfologica ed orografica tra i paesaggi modellati in rocce “dure” e resistenti ai processi erosivi, come i carbonati dei Monti Picentini, e quelli impostati in rocce “tenere” e facilmente erodibili, quali quelle terrigene osservabili nella porzione orientale del territorio irpino.

Il complesso monastico del Goleto, l'Assisi d'Irpina

A poca distanza da Nusco, nella conca intramontana che ospita il Fiume Ofanto, sorge in sinistra orografica una delle testimonianze religiose e architettoniche più importanti della Campania interna (Di Lisio *et alii*, 2010): l'antico monastero del Santo Salvatore al Goleto (anno 1133) (Fig. 6).



Fig. 6 - Monastero del Goleto.

Il Santo vercellese, fondatore del monastero di Montevegine presso Mercogliano (AV), è stato nominato Patrono dell'Irpinia nel 1942. Agli occhi del geoturista colpisce la evidente bicromia (bianco e rosa) dei conci utilizzati nelle architetture gotiche della Cappella di San Luca (1255): i blocchi di colore bianco derivano, molto probabilmente, dal “Complesso delle Calcareni e Calcilutiti”, di età oligocenica (Hieke Merlin *et alii*, 1971), mentre quelli rosati derivano realisticamente dalle dolomie/calcarei dolomitici del Giurassico, estratti dalle antiche cave dei vicini Monti Picentini (Fig. 7). Una simile bicromia caratterizza anche il famoso Castel del Monte, in Puglia, voluto da Federico II; tale evidenza, unita alle forme architettoniche assolutamente comparabili, ha fatto avanzare l'ipotesi che i due monumenti siano opera delle stesse maestranze. Nella sottostante piana, affiorano le argille del “paleolago di Lioni”, uno dei tanti bacini lacustri pleistocenici formati nelle pianure in tramontane appenniniche; in questi depositi, nel 1979, fu rinvenuta una difesa fossile di *Elephas*, oggi al Museo di Paleontologia di Napoli. Da questa seconda tappa, passando per il paese di Lioni, fortemente danneggiato dal sisma del 1980 e oggi in gran parte ricostruito, si prosegue verso Conza della Campania, terza tappa dell'itinerario dell'ApiG.



Fig. 7 - Cappella di San Luca.

Conza della Campania, capitale dell'antica Hirpinia

Un'alta rupe intagliata nelle puddinghe plioceniche (Hieke Merlin et alii, 1971) ha ospitato per circa due millenni l'ultimo paese della provincia di Avellino, al confine con la Lucania. I sinuosi tornanti della strada provinciale consentono la risalita lungo tutta la sequenza pliocenica, di cui esistono numerose esposizioni lungo tagli e sezioni esposte (Fig. 8). Il vecchio centro urbano è stato abbandonato a causa del sisma del 1980 (Conza è Medaglia d'Oro al Valor Civile) ed è proficuamente protetto dal Parco Archeologico di *Compsa*, l'antica capitale dell'Irpinia orientale. I resti monumentali del primo villaggio sannitico, del Foro romano, della Cattedrale cristiana (Conza fu sede vescovile e di una Contea) ed il locale Museo sono mirabili testimoni di una storia lunga 2500 anni, ancora arricchita da una ricca ritualità a base agraria. Le silenziose stradine del borgo culminano nel Belvedere (594 m), dal quale si gode un amplissimo panorama sui rilievi modellati nelle serie plioceniche e sul lago omonimo, realizzato a partire dagli anni '70 sbarrando il Fiume Ofanto attraverso una delle dighe in terra più grandi d'Italia, poggiate sulle argille basali plioceniche. L'alto valore ecologico dell'invaso ha suggerito la creazione di un'Oasi gestita dal WWF Italia a partire dal 1999, presso la quale si svolgono visite guidate, birdwatching ed attività di ricerca scientifica.

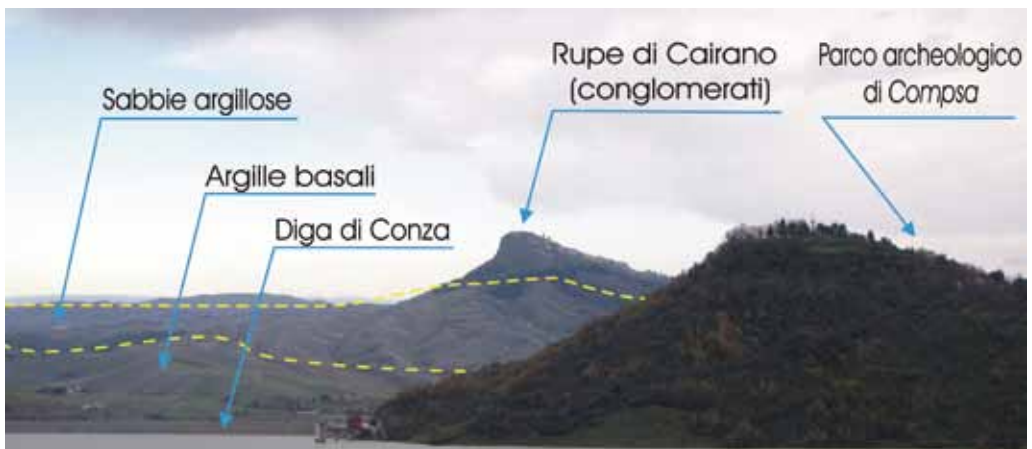


Fig. 8 - Foto panoramica di Conza della Campania.

Calitri: il "buen retiro" nel "paese - presepe"

L'altura di Calitri, completamente ricoperta di abitazioni, in maniera da meritare al comune ofantino l'attributo di "paese-presepe", è costituita nella parte superiore da depositi sabbiosi (Fig. 9). Ma la storia del borgo è legata alle sottostanti argille, georisorsa che affiora alle pendici dell'abitato. Lavorata sin dall'epoca preistorica (a Calitri sono stati rinvenuti fornaci e reperti risalenti al V-III millennio a.C.), l'argilla ha alimentato una fiorente produzione di manufatti, che i maestri locali distinguevano in "creta azzurra" destinata ai mattoni e alle tegole (famosa la "calitrana"); in "creta grigia" per le brocche e il vasellame; in "creta rossa", più ricca in ferro, per i tegami e le pentole resistenti al fuoco. Le argille, ancora una volta, sono coinvolte nel grande movimento franoso (colata, scorrimento) che interessa il versante meridionale e si riattiva periodicamente almeno dal 1456, come recitano antiche fonti storiche. Generazioni di geologi hanno studiato il fenomeno e hanno visitato i giacimenti fossiliferi delle cave calitrane. Oggi Calitri è inclusa tra le "Nove città dove puoi andare in pensione e vivere da re", il che testimonia la qualità della vita di questi luoghi.



Fig. 9 - a) l'abitato di Calitri a struttura piramidale, edificato sulle sabbie argillose (visibili in basso a sinistra); b) le cave di argilla pliocenica (in basso gli opifici di lavorazione).

A spasso tra acqua, vino e storia nella Valle telesina: Un esempio di ApiG nel Sannio beneventano

La denominazione di questa valle deriva dall'antica città di Telesia, oggi Teleso. La valle, in cui scorre il Fiume Calore, si sviluppa tra i Monti del Matese, a nord, ed il Massiccio del Camposauro, a sud. La depressione si sarebbe originata nel Pleistocene inferiore e meglio definitasi nel Pleistocene medio. Il ripido versante in sinistra è bordato da un'ampia fascia detritica pedemontana carsificata. Il versante in destra è caratterizzato da 5 ordini di terrazzi alluvionali individuatisi a partire da 600 mila anni fa. Si rilevano, intercalati ai depositi alluvionali del Fiume Calore, delle piroclastiti (Magliulo, 2005), anche in spessori di diverse decine di metri provenienti dalle eruzioni dei Campi Flegrei, che tappezzarono interamente la piana campana e le valli limitrofe (Fig. 10). La Valle Telesina è stata interessata da numerosi terremoti, tra cui il più devastante quello del 1688. Esiste uno stretto collegamento tra eventi sismici e sviluppo socio-turistico, e ciò è da far risalire al 1349 quando un terremoto fece zampillare acqua alla base del rilievo di Monte

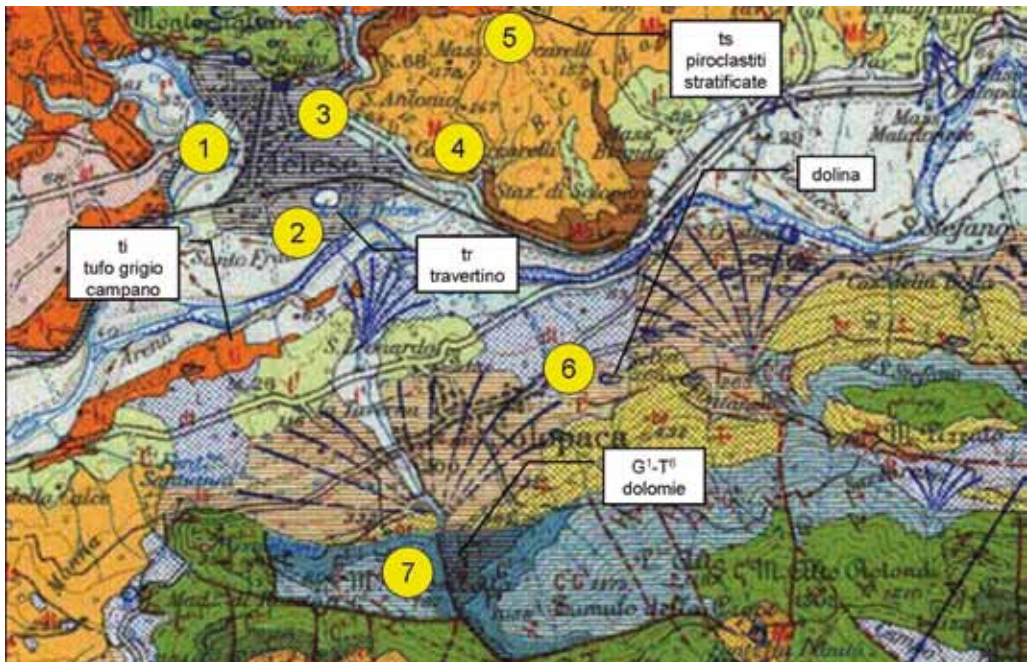


Fig. 10 - Estratto dalla Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 (Foglio 173 "Benevento") con indicazione delle tappe del percorso sannita.

Pugliano. Per diversi secoli quest'acqua leggermente calda e sulfurea fu considerata letale per la respirazione, anche perché molti animali in prossimità delle sorgenti morivano, e ciò provocò l'allontanamento da esse verso le zone circostanti. Tuttavia dalla fine del 1800 si comprese la sua azione benefica nei confronti di diverse patologie dell'organismo umano, e così cominciò a diffondersi la fama delle Terme di Teleso. Ad ovest delle suddette sorgenti termali, nel comune di San Salvatore Telesino, vi sono altre scaturigini bicarbonatiche – calciche che confluiscono nel Rio Grassano per poi raggiungere il fiume Calore. In Valle telesina le emergenze del patrimonio geologico si integrano con gli aspetti storici, artistici, tradizionali e religiosi di sicuro interesse turistico. Questa straordinaria integrazione è in grado di richiamare il turista consapevole che apprezzerà l'importanza olistica dei luoghi, la loro valorizzazione e la implicita necessità di tutela (Fig. 11).



Fig. 11 - L'itinerario sannita.

Antica Telesia

Furono i Sanniti Caudini a fondare, a metà strada tra l'attuale Teleso e San Salvatore Telesino, la città di *Tulosiom* (Fig. 12), divenuta poi, la ricca e sfarzosa colonia romana di *Telesia*, menzionata la prima volta negli scritti di Tito Livio quando, durante la II Guerra Punica, venne occupata da Annibale. La città si sviluppa sulla superficie sommitale, perfettamente pianeggiante, di un esteso terrazzo strutturale impostato nei depositi piroclastici del "tufo grigio campano" (Ignimbrite Campana; De Vivo *et alii*, 2001) e delimitato da ripide scarpate prodotte dall'erosione ad opera di vari torrenti. Collocata in una posizione geografica strategica per gli scambi commerciali, la Città era dotata di terme, di un foro, di un anfiteatro e perfino di una moneta propria. Caduto l'Impero Romano, la Città fu ripetutamente conquistata, saccheggiata e distrutta da incursioni e da violenti terremoti. Telesia fu definitivamente abbandonata dai suoi abitanti dopo il terremoto del 1349, in seguito al quale iniziarono le esalazioni di acqua sulfurea da Monte Pugliano.



Fig. 12 - Anfiteatro dell'antica Telesia.

Lago di Telese

Rappresenta un affioramento della falda acquifera dei Monti del Matese che alimenta il vicino Fiume Calore. La lenta dissoluzione in profondità del travertino ad opera delle acque ha generato una cavità sotterranea (o *ipogea*), la cui volta, durante il disastroso terremoto del 1349, crollò, generando una depressione quasi perfettamente circolare (*dolina da crollo*): l'attuale Lago di Telese (Fig. 13).



Fig. 13 - Veduta del lago di Telese.

Terme di Telese

Le acque di falda si mescolano con gas provenienti da notevoli profondità, che risalgono lungo profonde discontinuità all'interno delle rocce; questo mescolamento provoca un cambiamento della composizione chimica delle acque delle sorgenti (Corniello & De Riso, 1986). Per tale motivo all'interno delle Terme di Telese (Fig. 14) sono presenti sorgenti di acque sulfuree, bicarbonato-calciche e alcaline (riconoscibili anche dal caratteristico odore di uova marce).



Fig. 14 - Interno delle Terme di Telese.

Ponte Maria Cristina

Già a partire dalla prima metà del XVII secolo numerosi furono i tentativi di costruzione di un ponte che collegava la Valle Telesina al Monte Taburno. Nel 1828 per la progettazione del ponte il Re Ferdinando II incaricò l'ingegnere Luigi Giura già progettista del ponte sul Garigliano. I lavori, cominciati a luglio 1832 furono ultimati nel 1835. Il ponte deve il suo nome al Re che, nella cerimonia di inaugurazione avvenuta il 5 aprile dello stesso anno, volle intitolarlo alla sua consorte Maria Cristina. Il ponte fu distrutto dai tedeschi nella seconda Guerra Mondiale (1943) e successivamente ricostruito in cemento armato (Fig. 15). Dal ponte, guardando verso valle, si osservano esempi interessanti di "barre fluviali" (in particolare, "barre laterali"): si tratta di accumuli di sedimenti in prevalenza ghiaiosi e sabbiosi, che si sviluppano in corrispondenza di punti di minore velocità e capacità di trasporto della corrente.



Fig. 15 - Ponte sul Calore.

Cantine di Castelvenere

Si tratta di cavità (Fig. 16) scavate dall'uomo per la vinificazione (Magliulo & Russo, 2006) e la conservazione degli alimenti all'interno di un deposito vulcanico di colore grigiastro: l'*Ignimbrite Campana*. Rappresentano, quindi, un perfetto esempio di interazione tra caratteristiche geologiche del territorio e uso dello stesso da parte dell'uomo. L'ignimbrite è una roccia tenera, ovvero facilmente lavorabile, e ciò ha favorito lo scavo delle grotte nelle quali la temperatura, generalmente di pochi gradi centigradi, subisce oscillazioni estremamente contenute, in quanto le rocce sono cattivi conduttori di calore. Questo le rende perfette, come detto, per la conservazione di vini (Magliulo *et alii*, 2004) ed alimenti. Molte sono le testimonianze che ricordano le attuali cantine utilizzate anche come sicuri rifugi durante la seconda guerra mondiale.



Fig. 16 - Tipico ingresso delle cantine.

Doline

La particolarità delle doline (Fig. 17) presenti in questa ApiG è che la cavità sotterranea, poi crollata, non risultava modellata nei depositi che oggi affiorano lungo le pareti delle doline stesse (costituiti da terreni detritici), bensì nelle rocce poste a maggiore profondità e non affioranti nelle immediate vicinanze. Queste rocce, infatti, sono calcaree (quindi solubili) e, più precisamente, sono costituite da *calcari* (a maggiore profondità), ricoperti da *brecce calcaree*. Il crollo delle volte delle cavità modellate in queste rocce ha “trascinato” verso il basso anche i soprastanti materiali detritici. Le cavità, quindi, erano localizzate “al di sotto del detrito”: da qui il nome di doline sub-detritiche.



Fig. 17 - Fondo della dolina con vigneto.

La Forra del vallone Saùculo

Una forra è una profonda incisione valliva operata da un corso d’acqua attraverso un versante di un rilievo, generalmente di rocce scarsamente erodibili. La forra del Vallone Saùculo (Fig. 18), a monte di Solopaca, è modellata in rocce carbonatiche (calcari e calcari dolomitici). La sua genesi è in massima parte riconducibile a un fenomeno noto nella letteratura geomorfologica con il termine di antecedenza. In sintesi, l’incisione della forra da parte del Torrente Saùculo avveniva man mano che il Monte Camposauro andava sollevandosi per effetto dei movimenti tettonici (Magliulo *et alii*, 2007). Oggi la forra, bordata da pareti in roccia molto acclivi, ha una lunghezza di circa 1,3 km ed un’altezza di oltre 250 metri.



Fig. 18 - Vigneti impostati sulla conoide detritica del sovrastante Vallone Saùculo.

Conclusioni

Il fattore geologico *sensu lato* ha conferito ai due areali, descritti mediante gli itinerari proposti, il carattere di ApiG cioè di Aree di particolare interesse Geoturistico: una definizione generica basata sulla valenza geologica di areali già forniti di un discreto tessuto di beni monumentali e culturali *sensu lato*. Le due aree investigate, rappresentative dei territori beneventani e avellinesi in Campania, contengono con chiarezza elementi geologici e paesaggistici testimoni di una complessa evoluzione geotettonica rappresentativa della storia geologica recente dell'Appennino campano. Gli itinerari ipotizzati e proposti sono facilmente accessibili dal punto di vista della logistica e fruibili da ogni tipologia di utenza turistica. In particolare, gli areali descritti con la loro valenza culturale e monumentale risultano già discretamente noti nella letteratura turistica a scala locale e nazionale, la quale ne esalta alcune caratteristiche come: integrità dei luoghi, soddisfazione dell'utenza turistica, buona conservazione dei monumenti e dei paesaggi associati. A ciò va aggiunto che le popolazioni locali hanno integrato i fenomeni geologici e gli aspetti paesaggistici degli areali descritti nelle loro tradizioni (terme, lago, vicende storiche, ecc.) sfruttando sotto il profilo socio-culturale le varie situazioni (es. storie, miti e leggende locali) con risultati utili sia sotto il profilo occupazionale che economico (ricettività, ristorazione, merchandising, ecc.). Gli itinerari proposti, quindi, si prestano utilmente per una lettura degli aspetti naturali e antropici del paesaggio, in senso olistico, secondo chiavi interpretative che privilegiano la lettura "visuale" e "testuale" del territorio cioè arricchendo di contenuti un'impressione solamente "panoramica". Infine, le aree con gli itinerari descritti rappresentano senza dubbio un volano di crescita economica per queste zone, considerate depresse, del Sud-Italia e più che degne di essere all'attenzione di un intelligente turismo sostenibile capace di apprezzarne tutti i risvolti, naturali e antropici, collocandosi pienamente nell'enunciato della *Dichiarazione internazionale dei diritti della memoria della Terra* (Digne, 1991): << ...aree dove Uomo e Terra formano un patrimonio comune, che deve essere conosciuto e rispettato...>>.

Bibliografia

- BRANCACCIO L. & CINQUE A. (1988) - *L'evoluzione neotettonica e geomorfologica dell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 83-86.
- BRANCACCIO L., PESCATORE T., SGROSSO I., SCARPA R. (1984) - *Geologia Regionale. Estratto da: Ricerche e Studi Formez* - n. 37 "Lineamenti di Geologia Regionale e Tecnica", Napoli, settembre 1984.
- CORNIELLO A. & DE RISO R. (1986) - *Idrogeologia e idrochimica delle sorgenti dell'Agro Telesino*. Geol. Appl. e Idrogeol., 21, 53-84.
- DI LISIO A., RUSSO F. & SISTO M. (2010) - *Un itinéraire entre Géotourisme et sacralité en Irpinia (Avelino, Campanie)*. *Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement*, vol. IV, maggio 2010, 129-149.
- DI NOCERA S., MATANO F., PESCATORE T., PINTO F., QUARANTIELLO R., SENATORE M.R. & TORRE M. (2006) - *Schema geologico del transetto Monti Picentini orientali-Monti della Daunia meridionali: unità stratigrafiche ed evoluzione tettonica del settore esterno dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., 125, 39-58.
- DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P.B., CALVERT A., BOHRSON W.A., SPERA F.J. & BELKIN H.E. (2001) - *New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain*. *Min. and Petr.*, 7, 47-65.
- HIEKE MERLIN O., LA VOLPE L., NAPPI G., PICCARRETA G., REDINI R. & SANTAGATI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 186 e 187 (Sant'Angelo dei Lombardi-Melfi)*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- MAGLIULO P. (2005) - *Quaternary deposits and geomorphological evolution of the telesina valley (Southern Apennines)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 28, 125-146.
- MAGLIULO P., RUSSO F. & LO CURZIO S. (2004) - *Rapporti tra assetto geomorfologico, caratteri dei suoli e produzione vitivinicola per la definizione preliminare del "Terroir" della Valle Telesina (Provincia di Benevento)*. Atti del Convegno Nazionale "I paesaggi del vino", Perugia, 6 - 8 Febbraio 2004, 111-122.
- MAGLIULO P. & RUSSO F. (2006) - *Caratterizzazione geografica di un'area a forte vocazione vitivinicola del sannio Beneventano: la Valle Telesina*. In: Campione G., Farinelli F., Santoro Lezzi C. (a cura di) "Scritti per Alberto Di Blasi", Pàtron Ed., Bologna, 981-989.
- MAGLIULO P., RUSSO F. & VALENTE A. (2007) - *Tectonic significance of geomorphological features in the Telesina Valley (Campanian Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., 126, 397-409.
- UNESCO (1991) - *Dichiarazione internazionale dei diritti della memoria della Terra*.
- www.difesa.suolo.regione.campania.it

VERSO UNA METODOLOGIA INTEGRATA PER LA VALORIZZAZIONE E LA FRUIZIONE DEL PAESAGGIO GEOLOGICO: UN ESEMPIO DAL SANNIO BENEVENTANO (APPENNINO CENTRO - MERIDIONALE)

Elena Cartojan, Paolo Magliulo & Alessio Valente

Dipartimento di Studi Geologici ed Ambientali - Università degli Studi del Sannio - Via dei Mulini, 59a - 82100 Benevento

elena.cartojan@unisannio.it; magliulo@unisannio.it; valente@unisannio.it

Riassunto

Il presente lavoro illustra una metodologia integrata che si avvale dell'utilizzo di *software*, supporti cartografici e fonti bibliografiche per produrre strati informativi a differente grado di approfondimento utili alla comprensione del paesaggio geologico e della sua evoluzione. Le informazioni che ne risultano costituiscono un considerevole *database* che può essere variamente impiegato, ad esempio per la realizzazione di sportelli informativi multimediali basati sull'utilizzo di dispositivi *touchscreen*. Il prodotto è rivolto sia a chi intenda incentivare il cosiddetto turismo geologico, ma soprattutto, per la forma semplice e accattivante delle informazioni, al viaggiatore che desidera andare oltre la mera contemplazione del paesaggio. Tale metodologia è stata applicata ad un'area ad elevato valore paesaggistico, geologico e geomorfologico dei Monti del Matese (Appennino centro - meridionale).

Introduzione

La ricchezza degli aspetti geologici e geomorfologici di un paesaggio spesso rimane nascosta o passa in secondo piano per chi si trova ad osservarlo direttamente e, talvolta, perfino a chi deve svolgerci un'attività di pianificazione territoriale. In quest'ultimo caso, tuttavia, è possibile avvalersi di approcci diversificati ed interdisciplinari che, sfruttando procedure normative e coinvolgendo direttamente esperti del settore, consentono di produrre cartografie di dettaglio in grado di rappresentare sinteticamente ed in forma grafica qualsiasi elemento del paesaggio, esaltandone le forme ed i processi che le hanno originate. Da tale approccio, in genere riservato ai professionisti, rimane tuttavia escluso il viaggiatore, che non riesce pertanto a fruire in modo soddisfacente del paesaggio, e quindi a godere appieno delle bellezze naturali che lo circondano. Ciò rappresenta senz'altro un'importante limite per tutte quelle iniziative che si pongono l'obiettivo di attrarre nuovi visitatori e divulgare una conoscenza utile anche all'azione di salvaguardia e valorizzazione del territorio (Keene, 1994).

Osservando i metodi della promozione attualmente sviluppati nella comunicazione, questo limite potrebbe essere agevolmente superato offrendo un prodotto diverso da quello cartaceo, troppo tecnico e un po' superato, o da quello visibile nei display dei comuni navigatori satellitari, alquanto artificiosi. Tali strumenti, infatti, non consentono ai non-specialisti di "vedere" le bellezze naturalistiche ed ambientali, e quindi emozionarsi, né di comprenderne gli elementi identificativi, così da arricchire le proprie conoscenze. A nostro parere, persino una fotografia ad alta definizione, seppur in grado di soddisfare immediatamente la percezione visiva di un paesaggio, non è in grado di trasmettere informazioni divulgative di carattere scientifico. Si propone, pertanto, un sistema di rappresentazione integrato interattivo, utile a chi voglia valorizzare un paesaggio geologico ed adatto a chiunque desideri essere trasportato virtualmente in quello scenario, anche per familiarizzare con un patrimonio geologico spesso sconosciuto. Tale sistema è stato quindi sviluppato con il desiderio di tradurre le conoscenze geologiche di un territorio in termini ed immagini accessibili a tutti, sfruttando i vantaggi dei sistemi informativi territoriali. L'area a cui è stata applicata questa metodo-

logia è quella del Matese meridionale (Fig. 1), dove già sono conosciuti e tutelati alcuni beni geologici (in particolare, paleontologici); tuttavia, la loro promozione non risulta sempre integrata, efficace ed adeguata.

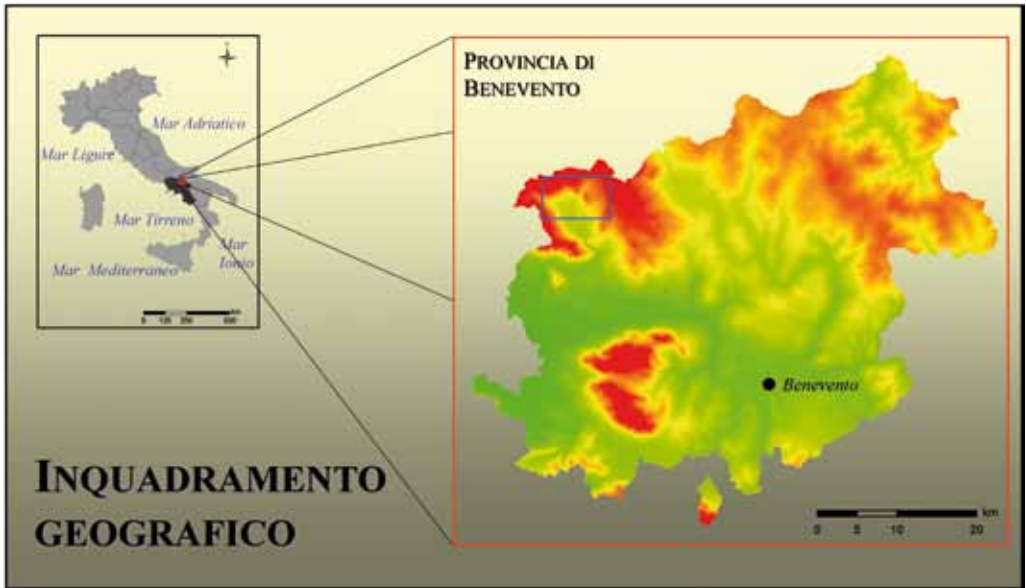


Fig. 1 - Localizzazione dell'area di studio (in grigio scuro la Regione Campania).

Materiali e metodi

La metodologia proposta tiene in considerazione le modalità della comunicazione scientifica, che offre, per promuovere ed informare il pubblico di non specialisti, opuscoli cartacei e pannelli esplicativi realizzati, di frequente, da esperti del settore. Tali supporti, come già evidenziato da Reynard & Berrei (2008), non sempre riescono ad emozionare il turista o per il testo, incomprensibile o troppo lungo, oppure per le immagini, date da foto, carte e/o schemi talvolta astratte e poco leggibili. Nei casi migliori, questi sussidi possono essere integrati da exhibitions che sfruttano sistemi multimediali innovativi e sorprendenti, i quali troppo spesso diventano semplicemente un mezzo di visione ma non offrono gli strumenti necessari per intraprendere un percorso interattivo in grado di educare, coinvolgere, e suscitare interesse (Panizza & Piacente, 2003).

Il metodo illustrato nel presente lavoro mira a fornire, attraverso l'integrazione interdisciplinare di informazioni divulgative di carattere scientifico e prodotti cartografici di estremo dettaglio, uno strumento che valorizzi in maniera significativa gli elementi ed i processi geologici e geomorfologici "nascosti" nel paesaggio e che susciti, al contempo, la curiosità e l'interesse del viaggiatore. L'utilizzo di un linguaggio volutamente semplice e sintetico, nonché la configurazione stessa del sistema, che si presenta estremamente versatile e modulare, rendono il turista principale protagonista di un itinerario simulato tra i sentieri geologici del paesaggio. La struttura del prodotto che si intende proporre è pertanto realizzata in modo da lasciare ampia scelta al fruitore sul grado di dettaglio e sul tipo di informazione a cui desidera accedere.

Gli strati informativi contenuti all'interno del modello sono tra loro relativamente indipendenti e possono essere raggruppati in tre tipologie di dati: schede esplicative, cartografia ed immagini tridimensionali. Le schede esplicative contengono le informazioni relative a diversi aspetti geologici, ponendo in risalto, di volta in volta, quello più significativo. Ad esempio, per un sito particolarmente rilevante da un punto di vista

stratigrafico, vi saranno schede contenenti nozioni relative al tipo di rocce, alla loro genesi, agli ambienti ed ai processi deposizionali. Nella sezione dedicata alla cartografia, verranno visualizzate tutte quelle rappresentazioni grafiche di dettaglio, come ad esempio carte geologiche e geomorfologiche, sezioni stratigrafiche e *block diagrams*, adatte a descrivere ed approfondire le forme ed i processi che caratterizzano gli elementi evidenziati. La visualizzazione di immagini tridimensionali, infine, sarà altrettanto dettagliata, grazie alla sovrapposizione delle aerofotogrammetrie al Modello Digitale del Terreno (DTM: *Digital Terrain Model*).

La metodologia sviluppata utilizza lo strumento GIS (*Geographic Information System*) come "filo conduttore" tra le tradizionali informazioni grafiche contenute nella cartografia topografica e tematica e la base informativa. Quest'ultima contiene dati geometrici, attributi alfanumerici e rapporti topologici, ottenuti dall'interpretazione, dall'analisi e dall'elaborazione delle informazioni prodotte attraverso la numerizzazione della cartografia cartacea (procedura di trasformazione del dato contenuto su supporto cartaceo in formato digitale: *raster*, attraverso il processo di scansione, oppure *vector* attraverso quello di digitalizzazione) (Parente & Santamaria, 2000). Il GIS permette, attraverso la georeferenziazione, di realizzare modelli bidimensionali o tridimensionali che riproducono in maniera fedele la realtà. Il processo consiste nella localizzazione degli elementi contenuti all'interno di un'immagine digitale (in questo caso, degli oggetti attinenti al patrimonio geologico) mediante l'attribuzione di una coppia di coordinate cartesiane (x, y), conformi ad un determinato sistema di proiezione cartografico. Ciò consente di fissarne la posizione geografica sulla superficie terrestre e permette la sovrapposizione di diversi tematismi (*overlay*) utile per l'analisi spaziale e l'elaborazione dei dati. Al termine della procedura, che prevede dunque la spazializzazione della cartografia di base, si è in possesso di un supporto digitale su cui effettuare la digitalizzazione, ossia l'acquisizione di informazioni grafiche in formato vettoriale. Il processo di digitalizzazione è stato eseguito attraverso la vettorializzazione manuale a video (*heads - up digitizing*) della cartografia digitale con tecnica *point - mode*, che consiste nel rappresentare gli oggetti di interesse come un insieme di punti successivi di coordinate note x, y.

Il materiale cartografico utilizzato in questo studio per la produzione dei diversi strati informativi è costituito dalla Carta Tecnica Regionale (CTR) della Regione Campania e dalle Ortofoto Regione Campania (ORCA), entrambe in scala 1:5.000 (edizione 2004 - 2005). Inoltre, è stato utilizzato l'Originale d'Autore (Ercolani & Morroni, 2004) su Tavoleta I.G.M 1:25.000 Cusano Mutri - 162 III SO del rilevamento effettuato per la realizzazione del Foglio n.162 "Campobasso" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000. Tali carte sono state georeferenziate nel sistema di riferimento Gauss-Boaga. Sono stati, quindi, creati nuovi files (*shapefiles*) contenenti i risultati della digitalizzazione manuale. Sono state prodotte, in questo modo, le curve di livello (isoipse) ed i punti quotati, nonché i files con estensione *.dbf contenenti i relativi attributi altimetrici, necessari alla realizzazione del DTM. Il DTM è definito, in generale, come "una rappresentazione statistica di una superficie continua del terreno attraverso un numero elevato di punti noti nelle coordinate x,y,z, relative ad un sistema arbitrario di riferimento" (Miller & La Flamme, 1958). La rappresentazione della morfologia del territorio può essere effettuata attraverso diverse tipologie di modelli digitali (TIN o DEM), in funzione dei dati che si hanno a disposizione. Con il termine TIN (*Triangulated Irregular Network*; Peucker *et alii*, 1978) si identifica una particolare modellazione basata sull'impiego di triangoli a partire da dati disposti in maniera irregolare. Al contrario per DEM (*Digital Elevation Model*) si intende una rappresentazione che utilizza maglie regolari in x,y (*grid*). I modelli digitali del territorio (TIN, DEM, DTM) consentono una percezione della morfologia del paesaggio molto più immediata di una semplice rappresentazione tramite modelli cartografici bidimensionali. La rappresentazione virtuale della realtà è giunta oggi ad un

elevato grado di efficienza tecnologica, e numerosi sono i progetti che in Italia si appoggiano a diversi *software* (es. 3D RTE, GIS-Browser) per l'esplorazione di scenari tridimensionali. Si tratta soprattutto di applicativi che affiancano alla visualizzazione virtuale le informazioni topografiche, culturali o di carattere tecnico utili all'organizzazione di itinerari turistici (es. 3Dolomiti: Progetto del Consorzio Dolomiti) oppure prodotti cartografici (piani urbanistici, carte di uso del suolo o delle aree a rischio geologico) necessari alle amministrazioni per attuare una corretta pianificazione territoriale (es. Cartografia interattiva - Provincia Autonoma di Bolzano ed Alto Adige). Secondariamente questi progetti hanno anche un fine divulgativo, soprattutto della conoscenza geografica del territorio. La metodologia illustrata nel presente lavoro ha lo scopo di dettagliare i processi e le elaborazioni che hanno portato alla produzione degli strati informativi, tra i quali la visione tridimensionale rappresenta una, seppur importante, tappa del percorso di conoscenza e valorizzazione del patrimonio geologico.

Come accennato precedentemente, la prima parte della metodologia prevede la digitalizzazione a monitor della cartografia. In questo modo sono state prodotte le isoipse ed i punti quotati contenenti le informazioni geografiche spaziali ed altimetriche necessarie per costruire il Modello Digitale del Terreno.

Alla base di tale modello vi è la struttura del TIN, realizzata utilizzando il *tool 3D Analyst* di ArcMap GIS 9.0. Attraverso il processo di *draping* è stato possibile associare alle ortofotogrammetrie le quote del DTM, integrando in tal modo la rappresentazione del TIN con dettagli descrittivi del territorio (Petrie e Kennie, 1991). Tale modello tridimensionale è stato successivamente utilizzato per realizzare la registrazione di un volo virtuale ("simulazione di volo") all'interno del paesaggio tridimensionale del DTM attraverso l'applicazione ArcScene GIS 9.0.

Nella metodologia di valorizzazione e fruizione del paesaggio qui presentata, un ruolo importante, oltre che dai risultati delle elaborazioni in ambiente GIS, viene svolto dal corredo iconografico (foto panoramiche del paesaggio o di suoi dettagli). Le foto panoramiche, di cui è riportato un esempio in figura 2, sono state realizzate elaborando, con il programma di grafica *open source* Hugin 2010.2.0, una sequenza di immagini scattate in campo con fotocamera digitale fissata su supporto (treppiede). Il miglior punto di scatto è stato individuato con l'ausilio del *software* Google Earth, tenendo in considerazione anche l'accessibilità del punto stesso.

Per ciascun elemento del paesaggio ritenuto di particolare interesse geologico - geomorfologico è stata realizzata una scheda informativa, utilizzando gli strumenti di Microsoft Office. Le schede informative sono state compilate integrando dati desunti dalla letteratura scientifica con osservazioni dirette in campo e corredate da foto di dettaglio. Ove necessario, all'interno del testo sono stati inseriti collegamenti ipertestuali, finalizzati ad un maggiore approfondimento degli argomenti trattati attraverso la visualizzazione di *block diagrams* o di ulteriori precisazioni o definizioni relativi alla terminologia utilizzata.

Per la realizzazione delle cartografie tematiche ci si è avvalsi del *software* ArcMap GIS 9.0. La base topografica su cui sono state elaborate le carte è costituita dalla CTR (Carta Tecnica Regionale) della Regione Campania in scala 1:5.000. Per produrre le carte geologiche, geo - litologiche e lito - morfologiche, alla base topografica è stato sovrapposto l'Originale d'Autore (Ercolani & Morroni, 2004) Cusano Mutri - 162 III SO della Carta Geologica d'Italia Interattiva 1:25.000. La sovrapposizione delle carte a differente scala è stata resa possibile dal processo di georeferenziazione, precedentemente eseguito. Impostando la trasparenza della carta geologica al 60%, è stato possibile digitalizzare manualmente i limiti tra le aree di affioramento delle diverse litologie ed, eventualmente, le forme del paesaggio, assegnando contemporaneamente a ciascun oggetto i relativi attributi. I limiti litologici desunti dalla Carta Geologica in scala 1:25.000 sono stati tracciati con maggiore accuratezza attraverso l'analisi e l'interpretazione delle carte

topografiche al 5.000, tenendo in considerazione le variazioni morfologiche connesse all'affioramento di litologie a diversa erodibilità. Le carte finali sono state realizzate organizzando gli elementi nella *view Layout*, che ha permesso la redazione della legenda in funzione dei dati contenuti nella tabella degli attributi. L'insieme delle informazioni prodotte dall'applicazione della metodologia proposta può essere utilizzato per lo sviluppo di un *software* destinato ad essere implementato su dispositivi dotati di monitor *touchscreen*, necessario per la visualizzazione di quanto descritto oppure impiegato per la realizzazione di applicazioni web, facilmente accessibili mediante dispositivi portatili dotati di connettività, quali palmari, smartphone ecc. I monitor potrebbero essere posizionati nelle sedi comunali o negli uffici turistici dei paesi localizzati nelle vicinanze del sito da valorizzare. Essi potrebbero configurarsi quale strumento ideale, di facile comprensione ed utilizzo, di cui avvalersi per incentivare la fruizione del patrimonio geologico da parte dei non-specialisti. La finalità ultima della metodologia proposta è quella di agevolare la realizzazione di itinerari in cui apprezzare forme naturali di interesse per la loro singolarità e di soddisfare la propria curiosità culturale e scientifica.

Un esempio di applicazione su un paesaggio del Matese meridionale

In questo paragrafo, verrà illustrata un'applicazione della metodologia precedentemente descritta ad un'area ad elevato valore paesaggistico, geologico e geomorfologico, sita nella Provincia di Benevento (Figura 1). L'area è localizzata all'estremo limite meridionale del massiccio montuoso del Matese ed è direttamente e perfettamente osservabile, tra l'altro, dal suggestivo borgo medievale di Cusano Mutri.

Da un punto di vista geologico (Bergomi *et alii*, 1975; Cestari *et alii*, 1975), vi si riscontra una predominanza di litotipi carbonatici di età cretacea e, subordinatamente, giurassica, spesso riccamente fossiliferi. I carbonati sono in contatto prevalentemente tettonico con depositi terrigeni di età miocenica. Il quadro litologico è completato da depositi calcarenitico-marnosi, di età compresa tra il Campaniano (Cretacico superiore) e l'Oligocene, sovrascorsi durante la tettonogenesi miocenica sui depositi carbonatici e terrigeni. L'area è inoltre interessata da un fitto sistema di faglie, ad andamento in prevalenza appenninico ed anti - appenninico, molte delle quali tuttora attive.

Geomorfologicamente, l'area si rivela di particolare interesse, in quanto caratterizzata da un'estrema varietà di forme di origine tettonica, carsica, glaciale e peri-glaciale, gravitativa e fluviale oppure derivanti dall'azione combinata di diverse tipologie di processi morfogenetici. Non mancano, inoltre, antiche forme relitte, quali i lembi della cosiddetta Paleosuperficie *Auct.*, di età tuttora dibattuta, ma ritenuta dalla maggior parte degli Autori compresa tra il Miocene superiore e il Pleistocene inferiore (Brancaccio & Cinque, 1988; Amato & Cinque, 1999).

L'intera area matesina si configura, quindi, come un ricchissimo "laboratorio geologico-geomorfologico a cielo aperto", ideale per chi voglia approcciarsi alla "lettura" e alla comprensione del paesaggio, della sua genesi e della sua evoluzione. Ragioni di brevità impongono, in questa sede, la focalizzazione su un piccolo scorcio del paesaggio del Matese, ma è evidente come la metodologia qui descritta possa trovare applicazione nella valorizzazione e nella fruizione di qualsiasi paesaggio ad elevato interesse geologico e geomorfologico.

Il "viaggio virtuale" del turista alla scoperta del paesaggio che ha di fronte inizia dalla visualizzazione, a video, di una foto digitale ad alta risoluzione del paesaggio stesso, come quella riportata in figura 2. Sulla foto sono sovrapposti specifici simboli, corrispondenti ad altrettanti *link*, in corrispondenza degli elementi del paesaggio ritenuti di maggiore interesse geologico e/o geomorfologico. Nel caso specifico dello scorcio di paesaggio di figura 2, tali elementi sono rappresentati, da destra verso sinistra, dalla Forra del Torrente

Titerno, da un livello a bauxite (Albiano - Turoniano) con relativa miniera abbandonata, che rappresenta il *marker* di un'importante lacuna stratigrafica, dovuta alla temporanea emersione della piattaforma carbonatica durante il Cretaceo (D'Argenio, 1963), e, infine, dall'area di affioramento delle breccie poligeniche quaternarie (Pleistocene inferiore) di Monte Mutria (Cestari *et alii*, 1975).

Una volta visualizzata l'immagine e dopo aver scelto la lingua in cui comparirà il testo (Italiano o Inglese) mediante un semplice "click" su una delle due bandierine visibili nella parte bassa di figura 2, l'utente avrà la possibilità di selezionare l'elemento paesaggistico di suo interesse. L'attivazione del relativo *link* avverrà cliccando su uno dei simboli presenti sull'immagine di figura 2 e porterà all'apertura di un'interfaccia come quella rappresentata in figura 3.



Fig. 2 - Foto panoramica dello scorcio di paesaggio utilizzato per l'esemplificazione della metodologia proposta: versanti del Matese meridionale, sullo sfondo a sinistra il crinale di Monte Mutria (m. 1823).



Fig. 3 - Esempio di interfaccia grafica, relativo, nello specifico, alla forra del Torrente Titerno. Per ulteriori dettagli, vedi testo.

Sull'interfaccia, oltre ad un'immagine "statica" del Modello Digitale del Terreno ad elevato dettaglio dell'area immediatamente circostante il punto di interesse, compariranno tre *link*:

- "Volo virtuale in 3D"
- "Scheda informativa"
- "Rappresentazione cartografica"

Questa interfaccia riveste un ruolo strategico nell'intero processo di fruizione del paesaggio, consentendo all'utente di scegliere autonomamente il tipo e, soprattutto, il grado di approfondimento dell'informazione geologica e/o geomorfologica, come verrà meglio chiarito di seguito.

L'attivazione del primo *link* presente sull'interfaccia di figura 3 ("Volo virtuale in 3D") porterà all'apertura di un video che consentirà al turista di "volare virtualmente" sull'area che comprende l'elemento del paesaggio selezionato. L'area sarà rappresentata tridimensionalmente dal relativo DTM di dettaglio, sul quale sono state sovrapposte le ortofoto della Regione Campania (ORCA) a scala 1:5000, al fine di offrire una visione efficace e tangibile del sito. L'inserimento del "volo virtuale" nella metodologia di valorizzazione e fruizione del paesaggio qui proposta è stato deciso con l'obiettivo di interessare, sensibilizzare e, soprattutto, emozionare ulteriormente l'utente. Il "volo virtuale", infatti, offrirà al turista la possibilità di esplorare dall'alto, l'intera area d'interesse che non potrà mai apprezzare allo stesso modo semplicemente guardando il paesaggio dal piano campagna, per quanto ottimale possa essere il punto di osservazione in cui si trova. Va aggiunto che il "volo virtuale" permetterà di mettere in evidenza anche punti interessanti ma di difficile accessibilità, che il turista potrebbe non essere in grado di raggiungere fisicamente. Giunto alla sua conclusione, il video del "volo virtuale" terminerà automaticamente, riportando l'utente all'interfaccia di figura 3.

Qualora la proiezione del "volo virtuale" non sia riuscita nell'intento di coinvolgere l'utente, un semplice "click" sul *link* "Torna a foto panoramica", posto in basso a sinistra dell'interfaccia di figura 3, farà riapparire la foto digitale di figura 2 ed egli potrà eventualmente scegliere di esplorare un nuovo elemento del paesaggio o, addirittura, di terminare qui il suo "viaggio virtuale". Ma qualora, al contrario, il "volo virtuale in 3D" dovesse aver effettivamente emozionato, interessato e/o incuriosito l'utente, egli potrà approfondire la conoscenza dell'elemento del paesaggio cliccando, a seconda dei propri interessi, su uno degli altri due *link* ("Scheda informativa" e "Rappresentazione cartografica") presenti sull'interfaccia di figura 3.

In particolare, cliccando sul *link* "Scheda informativa", comparirà una scheda come quella riportata in figura 4. Nella scheda, con rigore scientifico ma, al contempo, con linguaggio volutamente semplice e comprensibile anche ai "non addetti ai lavori", verrà sinteticamente descritto l'elemento paesaggistico d'interesse, le



Fig. 4 - Esempio di scheda informativa. In particolare, in figura è riportata la scheda informativa relativa al livello di bauxite (D'Argenio, 1963) intercalato nei calcari cretacei del Massiccio del Matese. Cliccando sul *link* "Cretaceo", presente del testo, verranno visualizzate una scala geocronologica ed una serie di altre semplici informazioni su tale periodo geologico.

sue specificità, il suo significato dal punto di vista geologico - geomorfologico, ecc. L'attivazione di ulteriori *link*, presenti all'interno del testo riportato nella scheda, consentiranno all'utente di visualizzare un'immagine costituita da una successione di *block diagrams* schematici illustranti la genesi e/o l'evoluzione nel tempo dell'elemento ambientale di interesse o, semplicemente, fornire notizie integrative su di esso. La scheda sarà completata da una foto di dettaglio dell'elemento in esame (Fig. 4).

Anche a questo punto, l'utente potrà ritenere sufficienti le informazioni acquisite oppure potrà decidere di approfondirle ulteriormente attraverso la visualizzazione della rappresentazione cartografica dell'elemento del paesaggio considerato. Nel primo caso, sarà sufficiente cliccare sulla dicitura "Torna a Foto panoramica" (in basso a sinistra in figura 4) per ritornare all'immagine digitale dell'intero paesaggio (Fig. 2); in tal modo, egli potrà eventualmente decidere di acquisire nozioni su un nuovo elemento del paesaggio, con le stesse modalità sinora descritte, oppure terminare il suo "viaggio virtuale". Nel secondo caso, invece, il "click" sulla dicitura "Vai a Cartografia" (in basso a destra in figura 4) aprirà una scheda come quella riportata in Figura 5. Su tale scheda, sarà presente una rappresentazione cartografica dell'elemento del paesaggio considerato, ovvero una carta tematica (geologica, geo - litologica, litologica o morfo - litologica, a seconda delle specificità del sito), realizzata in ambiente GIS. Oltre alla carta, sulla scheda sarà presente il *link* "Vai a Dettagli": cliccando su tale *link*, comparirà una scheda descrittiva in cui saranno riportate brevi e semplici informazioni generali sulla cartografia tematica, sul significato di una rappresentazione cartografica e sulle modalità di "lettura" di una carta. Lo scopo di questo *link* sarà quello di fornire informazioni di base che aiutino l'utente a meglio comprendere la rappresentazione cartografica dell'elemento ambientale considerato. Quest'ultima, ovviamente, rappresenta il soggetto centrale della scheda di figura 5.

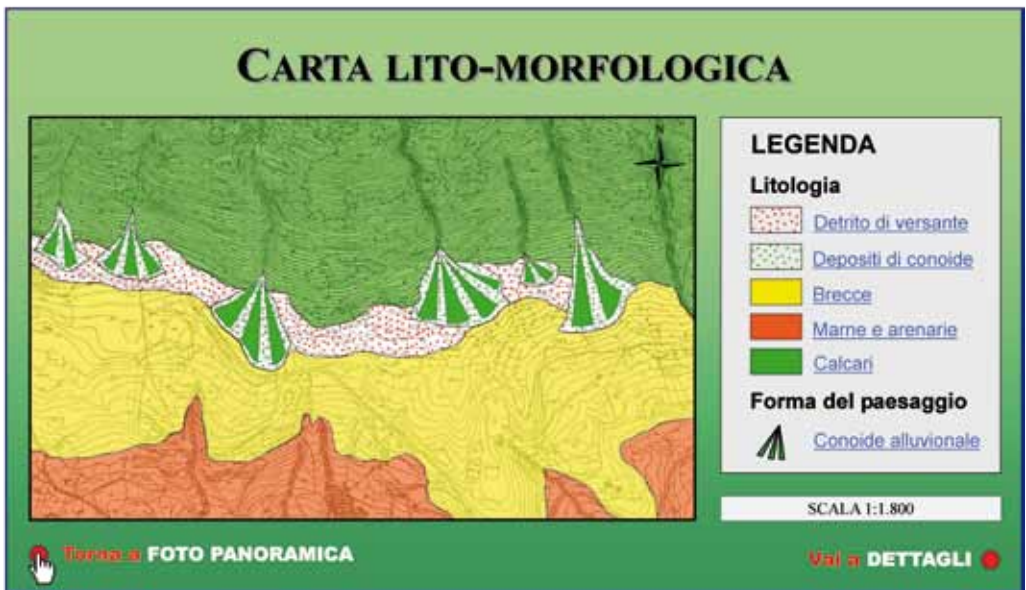


Fig. 5 - Esempio di carta tematica dell'area circostante un elemento del paesaggio di rilevanza geologico - geomorfologica. Nello specifico, in figura è riportata una carta lito - morfologica dell'area di affioramento delle breccie quaternarie (Cestari *et alii*, 1975) di Monte Mutria. Le voci della legenda corrispondono ad altrettanti *link* a schede informative, corredate da immagini, su ciascuna litologia o forma del paesaggio. Nozioni generali per una maggiore comprensione della carta potranno essere acquisite dall'utente cliccando sul *link* "Vai a Dettagli" (in basso a destra).

La carta sarà, chiaramente, corredata da una legenda. A ciascuna voce della legenda corrisponderà un collegamento ipertestuale, cliccando sul quale si "aprirà" una foto illustrante un dettaglio del tipo di roccia o della forma del paesaggio o di quant'altro comparirà in legenda, corredata da una definizione/descrizione sintetica e, dove necessario, da ulteriori informazioni circa la genesi e/o il significato di quel particolare deposito o di quella particolare forma del paesaggio.

Il "viaggio virtuale" del turista alla scoperta dell'elemento del paesaggio che ha scelto di approfondire terminerà cliccando sul *link* "Torna a Foto panoramica" (in basso a sinistra in figura 5), che gli consentirà di tornare all'immagine di partenza (Fig. 2) per acquisire, qualora lo voglia, informazioni su un ulteriore elemento del paesaggio: quello stesso paesaggio che lo circonda, che sta osservando e che, si spera, adesso lo stia emozionando.

Conclusioni

La nostra proposta risponde tanto alle esigenze del promotore delle bellezze del paesaggio, quanto a quelle del viaggiatore, che desidera farsi coinvolgere arricchendo le proprie conoscenze. L'uso di questa metodologia non vuole avere la pretesa di trasformare chiunque in geologo o geomorfologo, bensì mettere a disposizione di ognuno, ciascuno con il proprio differente livello di conoscenza, le informazioni e gli strumenti che gli consentano di apprezzare pienamente ciò che ha dinanzi, ciò che "nasconde" quella particolare forma del paesaggio. Tale metodologia nasce anche dal desiderio di rendere accessibili e accattivanti i risultati delle elaborazioni in ambiente GIS a chiunque voglia andare oltre ciò che egli percepisce semplicemente osservando il paesaggio o una sua immagine. L'approccio è stato sviluppato seguendo uno specifico percorso, ritenuto valido; tuttavia sarebbe riduttivo pensare che quello proposto sia l'unico possibile. Infatti, è insita nella struttura del GIS la possibilità di integrare una quantità di informazioni territoriali quasi illimitata, per cui vi potranno agevolmente essere inserite tutte quelle che aiuteranno l'utente ad apprezzare, in quello spazio fisico, anche la dimensione temporale. La comprensione di tale dimensione è facilitata dalla scomposizione della foto panoramica iniziale in frammenti che talora focalizzano quello che si osserva (DTM, rappresentazione cartografica, volo virtuale e descrizione generale), e talaltra quello che era in origine (approfondimenti nella scheda informativa, *block diagrams*, ecc.). La fedeltà delle diverse rappresentazioni, anche di quelle tridimensionali, e persino di quelle evolutive schematiche che potranno essere realizzate, deriva dalla georeferenziazione, e, quindi, dalla definizione della reale posizione degli elementi del patrimonio geologico che si rappresenta, nonché dei loro rapporti con altri elementi visibili del paesaggio. In conclusione, questa proposta si inserisce nella direzione di chi ritiene di dover rendere "popolare", ma non banalizzando, quei "segni testimoni del passato" fondamentali per la comprensione dei processi evolutivi attuali del paesaggio al fine di arricchire culturalmente il pubblico e valorizzare adeguatamente la natura che ci circonda.

Bibliografia

- AMATO A. & CINQUE A. (1999) - *Erosional landsurfaces of the Campano-Lucano Apennines (S. Italy): genesis, evolution and tectonic implications*. Tectonophysics, 315, 251-267.
- BERGOMI C., MANFREDINI M., MARTELLI G. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 173 (Benevento)* - Servizio Geologico, Roma, 166.
- BRANCACCIO L. & CINQUE A. (1988) - *L'evoluzione geomorfologica dell'Appennino campano-lucano*. Memorie della Società Geologica Italiana, 41, 83-86.
- CESTARI G, Malferrari N., Manfredini M., Zattini N. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 162 (Campobasso)* - Servizio Geologico, Roma, 78.
- D'ARGENIO B. (1963) - *Una trasgressione del cretacico superiore nell'Appennino Campano*. Mem. Soc. Geol.It., 4, fasc. II, 881-933.
- KEENE P. (1994) - *Conservation through on site interpretation for a public audience*. In: O'Halloran et al (eds) *Geological and Landscape Conservation*, Geological Society, London, 407-411.
- MILLER C. & LA FLAMME R. A. (1958) - *The Digital Terrain Modelling - theory and application*. Photogrammetric Engineering, 24(3), 433-442.
- ERCOLANI G. & MORRONI E. (2004) - *Originale d'Autore su Tavoletta I.G.M 1:25.000 (Cusano Mutri - 162 III SO)*. In: *Carta Geologica d'Italia Interattiva 1:25.000*, APAT, 2 DVD-ROM, 2° edizione 2004, Roma.
- PANIZZA M. & PIACENTE S. (2003) - *Geomorfologia culturale*. Pitagora Editrice, Bologna, 360.
- PARENTE C. & SANTAMARIA R. (2000) - *Introduzione alla cartografia numerica (concetti fondamentali)*. Giannini, Napoli, 32.
- PETRIE G. & KENNIE T. J. M. (1991) - *Terrain Modelling in Surveying and Civil Engineering*, McGraw-Hill, Texas, 351.
- PEUCKER T. K., FOWLER R. J., LITTLE J. J., MARK D. M. (1978) - *The Triangulated Irregular Network. Proceedings of the American Society of Photogrammetry*. Symposium on Digital Terrain Model, St. Louis, Missouri, 516-540.
- REYNARD E. & BERREI Y. (2008) - *Percorsi geodidattici e aspettative del pubblico*. Atti del terzo congresso Nazionale "Geologia e Turismo", 1-3 marzo 2007, 15-21.
- <http://hugin.sourceforge.net>
- <http://www.3dolomiti.it>
- <http://www.provincia.bz.it>

LA VIA DEL GESSO. PROPOSTA DI UN ITERARIO GEOTURISTICO ALLA SCOPERTA DELLE EVAPORITI DEL MESSINIANO IN IRPINIA (CAMPANIA)

Antonio Di Lisio, Filippo Russo & Michele Sisto

Dipartimento di Studi Geologici e Ambientali, Università del Sannio - Via dei Mulini, 59/A - 82100 Benevento

micsisto@unisannio.it

Riassunto

L'itinerario proposto ha lo scopo di illustrare alcuni dei principali siti di affioramento campani della formazione dei gessi del Messiniano (Miocene Superiore), depositatisi durante la crisi di salinità del Mediterraneo e oggi emergenti nel territorio dell'Irpinia (Provincia di Avellino, Campania).

L'alto profilo culturale del percorso, che illustra un evento di particolare importanza nella storia geologica dell'intero bacino mediterraneo, si incentra sulla visita di quattro località irpine, site nei pressi dei più estesi e interessanti affioramenti di evaporiti dell'intera Regione Campania e mostra, assieme a questi caratteri, gli stretti rapporti storici, economici e rituali intessuti dalle popolazioni locali con le emergenze di natura geologica.

Introduzione

La ricchezza e la valenza di larghi ambiti del territorio italiano, ricchi di emergenze storiche e naturalistiche, deve includere tra le risorse di questo immenso patrimonio i beni geologici e geomorfologici di quello che è stato tante volte definito il *Paradiso dei Geologi*.

La crescente consapevolezza nel vasto pubblico dell'importanza della Geodiversità può incontrare il favore dei flussi turistici e beneficiare dell'attenzione rivolta alle componenti geologiche e geomorfologiche dei beni paesaggistici, anche in fase di pianificazione territoriale o di creazione di redditualità alternativa ed ecocompatibile.

In Irpinia, si propone un itinerario rivolto alla conoscenza delle evaporiti messiniane ed al paesaggio in cui i loro affioramenti hanno condizionato anche la geografia umana ed economica, oltre che quella fisica del territorio.

Inquadramento geologico-strutturale dell'area

L'area in esame si estende alle propaggini più orientali della Regione Campania, dove quest'ultima segna il suo confine con la limitrofa Puglia, seguendo in gran parte lo spartiacque naturale tra le vergenze adriatica e tirrenica; la Provincia è quella di Avellino, nel settore che viene comunemente indicato come *Arianese* o, più generalmente, *Alta Irpinia* (Fig. 1).

Dal punto di vista geologico-strutturale, l'area rientra negli ambiti della complessa struttura appenninica, notoriamente impilatasi in falde di ricoprimento e connotata da assetti conseguenti alla storia tettonico-erosionale del rilievo. Più in particolare, gli affioramenti delle evaporiti del Messiniano superiore appaiono discontinui e mostrano articolati rapporti stratigrafico-strutturali con il substrato, ma comunque collocati all'interno di una successione di carattere prevalentemente terrigeno, a sua volta dipendente dalla dinamica evolutiva dei bacini sedimentari mio-pliocenici e quaternari di questa parte della catena appenninica (Basso *et alii*, 2001).

Alle numerose ricostruzioni attestate nella letteratura sin dalle prime definizioni di *formazione gessoso-*

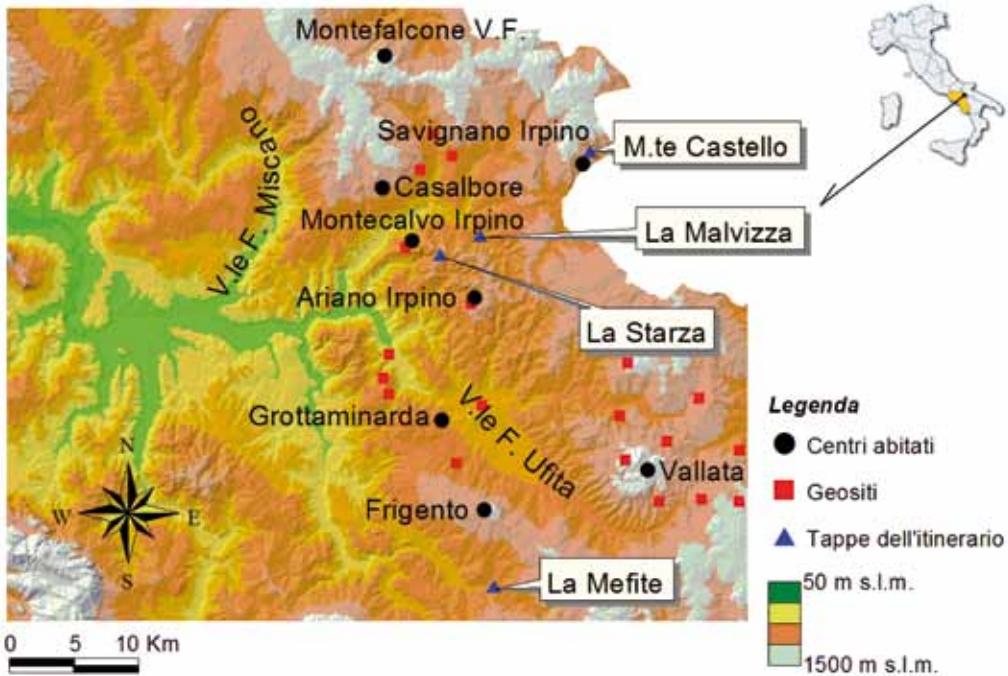


Fig. 1 - Ubicazione dell'area di studio e dell'itinerario proposto, con i luoghi d'interesse su base digitale (Modello Digitale del Terreno, 40 m per pixel).

solfifera Auct., hanno fatto seguito nuovi inquadramenti di questi depositi: essi sottolineano la presenza di uno "stadio evaporitico" inferiore, risalente alla parte bassa del Messiniano superiore, in continuità di sedimentazione su sequenze pre-evaporitiche, con modalità deposizionali riferibili ai fenomeni eustatico-paleoclimatici legati alla crisi di salinità del Mediterraneo. A questo primo stadio segue poi uno "stadio post-evaporitico", riferito alla parte alta del Messiniano superiore, separato dal precedente livello da una *unconformity* di probabile origine tettonica; su questo livello post-evaporitico poggiano in discordanza i depositi del Pliocene inferiore o medio, coinvolti assieme ai depositi evaporitici nella complessa evoluzione del sistema catena-avanfossa (Basso *et alii*, 2001).

L'accennata crisi di salinità messiniana, a cui l'itinerario proposto nell'Appennino Irpino intende dare una migliore divulgazione attraverso le testimonianze geologiche locali, ha rappresentato un momento di straordinaria importanza nella storia geologica mediterranea. Quell'evento, infatti, fu responsabile della deposizione delle potenti sequenze di terreni gessoso-solfiferi, come detto poggianti su sedimenti di piana abissale o su torbiditi, in associazione a sequenze clastiche terrigene e caratterizzate da una notevole variabilità di facies (lagune, lago-mare, laghi effimeri, ecc.).

La causa del fenomeno è riconducibile all'isolamento del Mediterraneo dall'Oceano Atlantico, con il risultato di un fortissimo abbassamento del livello marino e di una vistosa variazione di salinità, mentre il deficit idrologico consentiva la deposizione di un'immensa quantità di sali (Ricci Lucchi, 1980) (Fig. 2).

Più recentemente, la redazione della Carta delle Unità cinematiche ha previsto l'inserimento dei luoghi dell'itinerario in differenti ambiti cinematica (Fig. 3), attribuendo alcune aree ad un iniziale trasporto orogenico già nelle fasi tortoniano-messiniane, altre invece proprio al Messiniano superiore (Bonardi *et alii*, 2009).

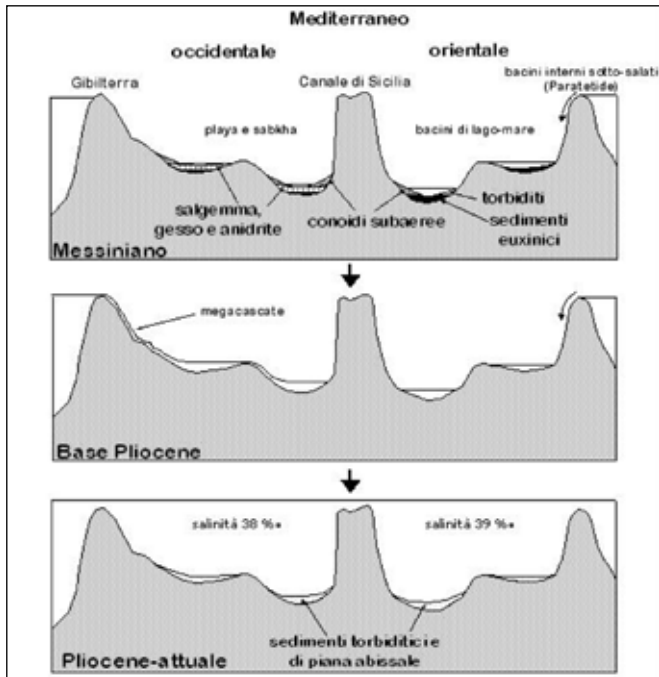


Fig. 2 - Rappresentazione schematica della formazione dei depositi evaporitici messiniani secondo Ricci Lucchi (1980).

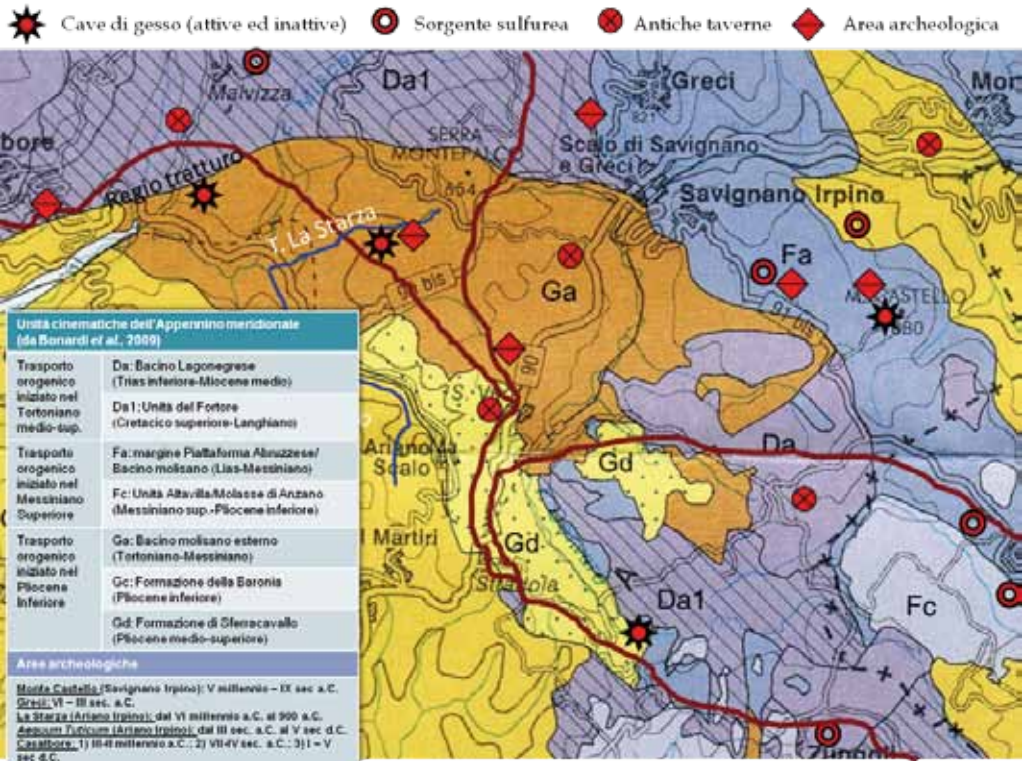


Fig. 3 - Estratto dalla Carta delle Unità cinematiche dell'Appennino meridionale (Bonardi et alii, 2009), con indicazione di siti particolarmente significativi citati nel testo e dei tratturi della transumanza.

Le ragioni dell'itinerario del gesso

Partendo dagli assunti che la Geologia è un sapere di carattere prevalentemente storico-naturalistico che assume l'identità di Scienza «visuale» e «testuale» (Rodwick, 1976), nella notevolissima ricchezza della Geodiversità, l'itinerario proposto intende valorizzare i luoghi di emergenza delle evaporiti messiniane e del contesto paesaggistico in cui i loro affioramenti ricadono (peraltro già compresi all'interno di Zone di Protezione Speciale), rivolgendosi ad un pubblico eterogeneo e non solo ad "addetti ai lavori".

Nel territorio in esame, evolutosi nei tipici caratteri morfostrutturali di ambienti ad elevata energia del rilievo, fortemente condizionati dalle litologie prevalenti (argilloso-sabbioso-conglomeratiche ed argilloso-marnose) e dalla disposizione del reticolo idrografico, queste risorse e le ondulazioni orografiche (passi, valichi, groppe, alture) hanno delineato il quadro antropogeografico degli insediamenti di questa parte d'Irpinia, interagendo fortemente con la vita sociale, economica e religiosa delle popolazioni residenti (Russo & Sisto, 2009).

Quanto asserito trova puntuale conferma in alcune località-simbolo della cultura appenninica irpina, soprattutto nei suoi aspetti legati alle millenarie pratiche pastorali; tali aspetti hanno stabilito profonde connessioni con i locali affioramenti delle formazioni gessoso-solfifere e nelle manifestazioni geologiche ad esse riconducibili.

I segni di queste interazioni tra i luoghi di affioramento ed i processi di antropizzazione del territorio sono legati ai percorsi sui crinali appenninici che uomini e armenti svolgevano durante le transumanze stagionali, a breve e a lungo raggio.

L'intera catena commerciale ed economica e gli scambi culturali connessi ad essa ruotavano intorno alla rete di tratturi principali (*in primis*, il Regio Tratturo Pescasseroli-Candela e altri minori) che volutamente utilizzavano i luoghi di emersione delle acque solfuree per il lavaggio della lana di tosatura o delle pecore affette da schiavina (il vaiolo delle pecore); inoltre, la particolare sacralità di alcune emergenze legava a questi risvolti pratici anche gli elementi culturali e identitari delle popolazioni.

Infine, gli stessi materiali gessosi estratti con vari sistemi di coltivazione, di particolare purezza specie nella località Monte Castello, alimentavano una proto-industria che riusciva a soddisfare i bisogni locali e anche extra-regionali, per le richieste di gesso ad uso agricolo, per la produzione di malte e scagliole, per l'utilizzo delle parti litoidi quali materiali ornamentali nelle produzioni di particolare pregio artistico.

A completamento della descrizione dei geositi proposti per la visita, è stata realizzata anche una scheda di facile consultazione, che riassume sinteticamente gli indicatori principali relativi ai geositi così come proposto dalla Regione Campania nella redazione del CAREGEO, il Catasto Regionale dei Geositi (Tab. I): Infine, la stesura dell'articolo è stata accompagnata dalla realizzazione di un'agile guida tascabile, proponibile ad eventuali interessati alla promozione, sia come privati che come aziende. Agli stessi interessati, poi, è stato rivolto un ipertesto, realizzato con modalità interattiva e aggiornabile in continuo, che possiede il vantaggio di implementare sul Web, su palmari, cellulari, navigatori satellitari, tutti i dati relativi all'itinerario proposto (distanze, modalità di trasporto, informazioni storiche, geologiche, archeologiche, pernottamenti, ristorazione, musei).

A	Nome del geosito	Malvizza	Monte Castello	La Starza	Mefite
	Ubicazione	Campania, AV, Montecalvo Irpino	Campania, AV, Savignano Irpino	Campania, AV, Ariano Irpino	Campania, AV, Rocca San Felice
B	Quota media	458 m	808 m	502 m	658 m
	Coordinate geografiche	Lat. 41° 15' Long. 15° 04'	Lat. 41° 12' Long. 15° 13'	Lat. 41° 13' Long. 15° 04'	Lat. 40° 58' Long. 15° 08'
C	Classe d'interesse	Scient./Pubblica Geoarcheologica Import. regionale	Scient./Pubblica Geoarcheologica Import. regionale	Scient./Pubblica Geoarcheologica Nazion./Internaz.	Scient./Pubblica Geoarcheologica Nazion./Internaz.
G	Tipologia	Puntuale/areale	Puntuale/areale	Puntuale/areale	Puntuale/areale
		Facile A piedi Molto visibile Visita stagionale	Facile A piedi Molto visibile Tutte le stagioni	Abbastanza facile A piedi Molto visibile Visita stagionale	Facile A piedi Molto visibile Tutte le stagioni
H	Fruizione				
I	Uso del suolo	Coltivi	Coltivi/Cava	Coltivi/Cava	Coltivi
L	Vincoli	//	ZPS	ZPS	ZPS
M	Conservazione	Buona	Buona	Buona	Buona
N	Proposta di protezione	Necessaria	Necessaria	Necessaria	Necessaria

Tab. 1 - Scheda dei geositi irpini della Formazione gessoso-solfifera

“luoghi ove sono conservate importanti testimonianze della storia dell’evoluzione geologica del territorio campano, elementi a valenza paesaggistica, scientifica e culturale, da inserire in un contesto di pianificazione paesaggistica come punti o nodi della rete ecologica, quali aspetti rappresentativi della geodiversità regionale”
(modificato da www.difesa.suolo.regione.campania.it)

I geositi irpini del gesso

I geositi irpini che illustrano in maniera ampia e continua le particolari caratteristiche delle evaporiti del Messiniano, anche in relazione all’interazione con le attività umane, sono evidenti in quattro località, caratterizzate inoltre da un forte carattere rurale, a buon grado di conservazione.

Strutturando l’itinerario secondo una comoda successione, che in nessun caso vuole essere rigida e prescrittiva, le singole località sono le seguenti:

La prima tappa: la Malvizza

La **Malvizza** (Fig. 4 A, B, C), nel territorio rurale del Comune di Montecalvo Irpino, è la località presso cui si presentano delle manifestazioni pseudo-vulcaniche (mofete, emissioni gassose, fanghi solforosi) con il tipico ribollire delle acque piovane denominate Bolle della Malvizza (519 m s.l.m.). La cultura popolare ha attribuito le esalazioni gassose e i ribollimenti ora alla comunicazione con l’aldilà, ora a tragiche leggende fiorite intorno alla località e ai suoi misteriosi fenomeni. Tra esse, la più celebre è quella che narra di un oste che cucinava nella sua taverna anche carne umana, servita agli ignari clienti. San Nicola, o secondo altre versioni, Gesù stesso punirono il malvagio sprofondando lui e la sua taverna, dalla quale ancora oggi risalirebbero in superficie le bolle d’aria: tale sarebbe la spiegazione popolare del fenomeno del ribollimento. Sempre secondo le leggende popolari, il 15 agosto di ogni anno si possono sentire i lamenti dell’oste, punito per la sua malvagità.

La Malvizza, per le provenienze tirreniche, dista da Napoli 114 km e 37 km da Benevento; per le provenienze adriatiche, circa 66 km da Foggia e 186 km da Bari.



Fig. 4 - A) estratto della Carta Geologica d'Italia, Fig. 174 "Ariano Irpino", con l'ubicazione del sito (scala originale 1:100.000); B) un'immagine della località che mostra in primo piano l'area delle "Bolle"; C) particolari delle mofete.

La seconda tappa: Monte Castello

Nel Comune di Savignano Irpino, nelle cui successioni mioceniche prevalentemente argilloso-marnose è presente un'ampia vena di gessi, alternati a calcari gessosi in sottili stratificazioni dalle caratteristiche alternanze cromatiche. Nella successione, ottimamente rappresentata presso la località di **Monte Castello** (808 m s.l.m., Fig. 5 A, B, C) sono stati riconosciuti tre distinti livelli, costituiti da argille e marne con diatomiti, seguite da veri e propri calcari evaporitici, passanti poi a gessi macrocristallini selenitici, laminari e nodulari (Basso *et alii*, 2001).

La risorsa è tuttora oggetto di attività estrattiva da parte di privati ed esempi di meravigliose composizioni naturali (geodi, venature, ecc) sono disponibili alla visione di eventuali visitatori. Nelle immediate vicinanze, inoltre, proprio questa attività potrebbe minacciare le tracce di un abitato neolitico, rifrequentato nel Bronzo Antico e Medio, con sepolture dell'Età del Ferro. A poca distanza da esso, sono testimoniati altri insediamenti archeologici, probabilmente tutti connessi alla vicinanza dei tratturi transumanti - principali e secondari - che attraversano tutto il territorio.

Savignano Irpino dista 70 km da Avellino e 58 km da Benevento; circa 48 km da Foggia e 168 km da Bari.



Fig. 5 - A) Estratto della Carta Geologica d'Italia, Fig. 174 "Ariano Irpino", con l'ubicazione del sito (scala originale 1:100.000); B) alle pendici di Monte Castello, uno dei tratturi minori che si congiungono al Pescasseroli-Candela; C) un campione di calcare evaporitico con gesso selenitico.

La terza tappa: la Starza di Ariano Irpino

Presso una modesta collina, stretta tra il Vallone del gesso e l'omonima Fiumara, tributari del Fiume Miscano, si erge una delle più ricche testimonianze archeologiche della cultura appenninica: l'altura impostata in depositi gessosi nota come **La Starza** (Fig. 6 A, B), nel Comune di Ariano Irpino. Abitata ininterrottamente dal VI millennio a.C. sino all'Età del Ferro, la località è così importante da essere ritenuta il più antico insediamento neolitico (villaggio di capanne e resti di architetture posteriori) dell'intero continente europeo. Proprio quest'antico insediamento, posto sulla principale via di transito tra il Tirreno e l'Adriatico, fu minacciato dall'eruzione vesuviana delle "Pomici di Avellino" (avvenuta circa 3500 anni fa), i cui livelli sono ben visibili in sito a testimonianza di profonde modificazioni probabilmente responsabili dell'abbandono di siti coevi, ripresi solo dopo secoli o addirittura millenni (Albore Livadie *et alii*, 1998).

A poca distanza dal sito, nella località Sant'Eleuterio, sorse poi un villaggio sannitico e romano (*Aequum Tuticum*), all'incrocio di due assi viari di capitale importanza per la regione, la *Via Minucia* proveniente da *Aesernia* nel Sannio pentro e la *Aemilia*, proseguente verso *Luceria*, delle quali alcuni tratti vennero inglobati nel Regio Tratturo Aragonese.

La collina della Starza (502 m s.l.m.), dove ancora sono visibili gli impianti di estrazione del gesso a scopo industriale, dista 10 km da Ariano Irpino (dove sono esposti i principali reperti nel locale Museo Archeologico); 65 km da Avellino e 39 km da Benevento; circa 54 km da Foggia e 174 km da Bari.

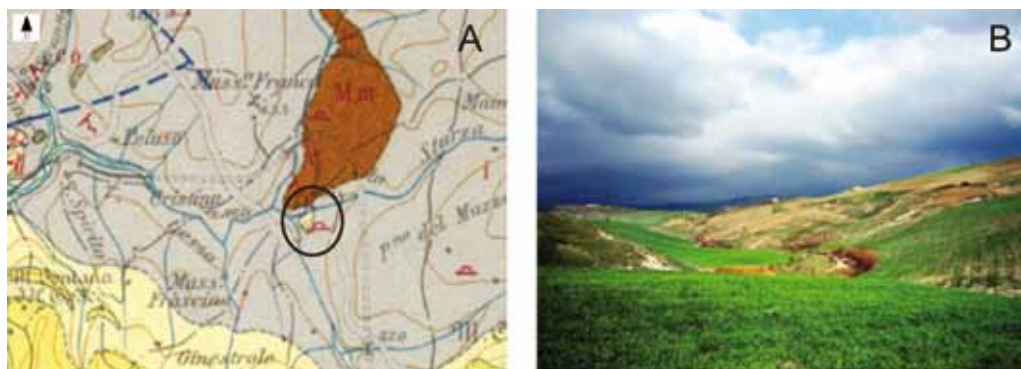


Fig. 6 - A) estratto della Carta Geologica d'Italia, Fig. 174 "Ariano Irpino", con l'ubicazione del sito (scala originale 1:100.000), con indicazione della cava di gesso macrocristallino; B) la collina gessosa della Starza.

La quarta tappa: La Mefite nella Valle d'Ansanto

Il **Lago della Mefite** (658 m s.l.m., Fig. 7 A, B, C), nella Valle d'Ansanto, e le vicine terme del Vallone dei Bagni, alimentate da acque solfato-bicarbonato-alcalino-terrose, si trovano nel Comune di Rocca San Felice. Questa famosa località irpina è citata in oltre 200 testi e pubblicazioni di carattere assai vario, sin dall'antichità romana. La presenza di un tempio votivo dedicato alla dea *Mephitis* ha conferito al luogo un grandissimo rilievo sacrale in età sannitica, rappresentando una significativa emergenza di carattere storico-archeologico per un vasto areale del territorio appenninico (Di Lisio *et alii*, 2009; Di Lisio *et alii*, 2010). Nella località è possibile osservare il ribollire delle acque in ciò che resta dell'antico lago, oggi fortemente ridotto nelle dimensioni, dal quale fuoriesce una notevole quantità di gas (in prevalenza CO_2 , CH_4 e H_2S): Le acque mostrano un pH molto basso ed alti valori di ioni caratteristici; nei dintorni delle pozze fangose sono diffuse le incrostazioni di gesso aciculare e di calcite. Dal punto di vista biochimico, inoltre, le condizioni particolari del sito sembrano riprodurre quelle dell'atmosfera primordiale, dove alcune specie pioniere

partecipano ai fenomeni biochimici attivi nel sito, nel quale sopravvive la rara alga unicellulare *Cyanidium caldarium*, molto rara nelle zone non legate al vulcanismo come è quella della Mefite.

Rocca San Felice dista 4 km dalla Mefite, 46 km da Avellino e 52 km da Benevento; circa 85 km da Foggia e 170 km da Bari.

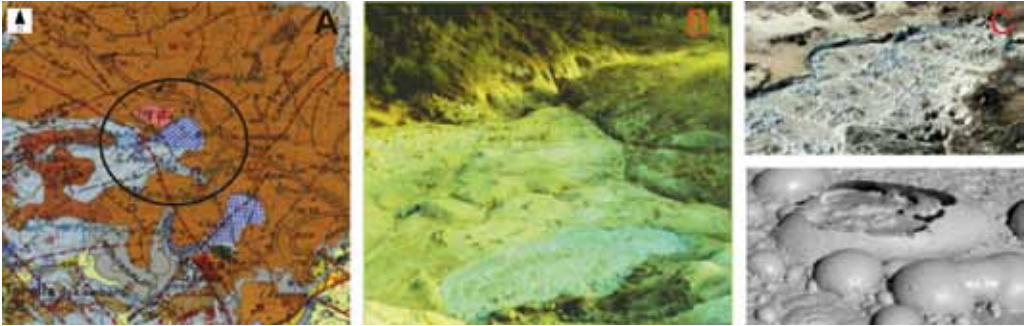


Fig. 7 - A) estratto della Carta Geologica d'Italia, Fg. 186 "Sant'Angelo dei Lombardi", con l'ubicazione del sito (scala originale 1:100.000); B) l'attuale Lago di Mefite e il sottostante Vallone dei Bagni; C) particolari della pozza ribollente.

Conclusioni

L'itinerario proposto, unico nel suo genere, contribuisce:

- a) a far conoscere una pagina di grandissima importanza nella storia geologica del Bacino del Mediterraneo, testimonianza di eventi di alta spettacolarità, che hanno segnato l'evoluzione ed i caratteri di una larga parte dell'Appennino;
- b) a rendere fruibile - anche ad un pubblico di non "addetti ai lavori" - una lettura più ricca delle forme del paesaggio, secondo chiavi interpretative che privilegino la lettura "visuale" e "testuale" del territorio e dell'ambiente, che si possono veicolare assieme all'impressione puramente "panoramica", arricchendola di contenuti;
- c) a rendere maggiormente chiara l'intrinseca valenza geoturistica di questi siti, i quali offrono testimonianze articolate e multidisciplinari, avvicinando l'essenza del contesto geologico e geomorfologico ai caratteri antropogeografici del territorio;
- d) a promuovere nuove forme di turismo, accessibili con facilità e immediatamente fruibili, che bene si integrano col contesto paesaggistico pressoché immutato da secoli: esso è altamente indicativo della mission storica del territorio dell'Alta Irpinia al confine con la Daunia, segnato dall'osmosi dei suoi grandi assi di comunicazione trasversali e longitudinali rispetto alla catena. Lungo di essi sono cresciute nei millenni le sue realtà insediative proto-urbane e urbane, ancor oggi arricchite dal mosaico culturale delle popolazioni alloglotte migrate in quest'area nei secoli medioevali (arbëreshë, dalmati, occitano/provenzali anche di fede valdese).

La natura emblematica dei luoghi - perfettamente coevoluti coi caratteri ambientali e antropologici - ne suggerisce un'adeguata tutela. Inoltre, la volontà degli *insiders* di recuperare i loro paesaggi della memoria sollecita una proficua valorizzazione dei geositi ed una loro intelligente promozione presso più vasti ambiti della società e delle istituzioni, in un continuo dialogo con un contesto socio-economico segnato da marginalità ma pronto ad offrire itinerari naturalistici, musealità, ristorazione, alloggio, forme alternative di turismo (enogastronomico, ippoturistico, agriturismo) ed a veicolare opportunamente degli approfondimenti di alto spessore culturale nel *continuum* olistico dei «paesaggi culturali».

Bibliografia

- ALBORE LIVADIE C., CAMPAJOLA L., D'ONOFRIO A., MONIOT R. K., ROCA V., ROMANO M., RUSSO F. & TERRASI F. (1998) - *L'impact de l'Éruption du Somma-Vésuve dite des «Ponces d'Avellino» sur les sites du Bronze antique en Campanie (Italie méridionale)*. Quaternaire, 9, (1), 37-43.
- BASSO C., DI NOCERA S., ESPOSITO P., MATANO F., RUSSO B. & TORRE M. (2001) - *Stratigrafia delle successioni sedimentarie evaporitiche e post-evaporitiche del Messiniano superiore in Irpinia settentrionale (Appennino meridionale, Italia)*. Boll. Soc. Geol. It., 120, 211-231.
- BONARDI G., CIARCIA S., DI NOCERA S., MATANO F., SGROSSO I., TORRE M. (2009) - *Carta delle principali Unità Cinematiche dell'Appennino meridionale. Nota illustrativa*. Boll. Soc. Geol. It., 128, 47-60.
- DI LISIO A., RUSSO F. & SISTO M. (2009) - *Storia geocartografica di un monumento naturale dell'Appennino Sannita: il geosito della Mefite in Valle d'Ansanto (Campania)*. In: PERSI P. (cur), *Territori emotivi. Geografie emozionali. Genti e luoghi: sensi, sentimenti ed emozioni*. Atti V Convegno Internazionale sui Beni Culturali e Territoriali, Fano (PU), 4-6 settembre 2009, 137-146.
- DI LISIO A., RUSSO F. & SISTO M. (2010) - *Un itinéraire entre Géotourisme et sacralité en Irpinia (Avellino, Campanie)*. Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement, vol. IV, maggio 2010, 129-149.
- RICCI LUCCHI F. (1980) - *Sedimentologia*. Bologna, CLUEB, III parte, 430.
- RODWICK M. J. S. (1976) - *The emergence of visual language for geological science 1760-1840*. History of Science, 14, 149-195.
- RUSSO F. & SISTO M. (2009) - *L'erosione nel territorio dell'Alta Irpinia come esempio di contesa tra ruralità del passato e abbandono presente*. In: PERSI P. (cur.), *Territori contesi, campi del sapere, identità locali, istituzioni, progettualità paesaggistica*. Atti IV Convegno Internazionale sui Beni Culturali e Territoriali, Pollenza (MC), 10-12 luglio 2008, 271-276.
- www.difesa.suolo.regione.campania.it

RETAGGI CULTURALI E DI METODO NELLE SCIENZE DELLA TERRA. IL GEOTURISMO COME MEZZO PER LA DIFFUSIONE E LA RIVISITAZIONE DELLA GEOLOGIA.

Matteo Garofano

Presidente Associazione Geoturismo, Genova - garofano@geoturismo.it - www.geoturismo.it

Riassunto

L'articolo raccoglie alcune considerazioni fatte dall'Associazione Geoturismo sui problemi comuni che si trovano nello svolgimento del geoturismo.

I temi principali considerati riguardano l'analisi dei metodi usati nella divulgazione scientifica, i problemi sollevati dall'uso del linguaggio geologico, la delineazione del profilo dei geotouristi, il funzionamento dei sistemi museali. Vengono inoltre esposte considerazioni relative alla sostenibilità di una forma specifica di geoturismo: il turismo in sotterraneo.

Introduzione

Le scienze della terra nell'ultimo decennio hanno trovato nuovi campi di applicazione interdisciplinare. In particolare gli aspetti relativi alla divulgazione al pubblico sono stati oggetto di interesse da parte degli scienziati e di professionisti afferenti a settori diversi da quello della ricerca scientifica. Uno dei campi che ha mostrato di poter offrire risultati positivi, sotto il profilo socio-economico, è stato il turismo geologico o geoturismo. Grazie ad esso sono stati messi in luce alcuni aspetti rilevanti delle scienze della terra e della organizzazione concettuale di tale disciplina (Garofano, 2003; Mariani, 2006).

Il gruppo di lavoro dell'Associazione Geoturismo, nel corso di un decennio, ha analizzato gli elementi che hanno reso difficile la diffusione delle scienze della terra al vasto pubblico. Da tali analisi sono state tratte numerose considerazioni che sono servite ad individuare soluzioni (metodi ed approcci) tese a migliorare la diffusione della conoscenza e della fruizione in senso "lato" della geologia attraverso il geoturismo.

Il fine ultimo del lavoro dell'Associazione Geoturismo è stato quello di permettere al più ampio pubblico di conoscere gli aspetti geologici del territorio e dell'ambiente.

Dati raccolti e finalità

I dati analizzati sono stati rilevati dai soci dell'Associazione Geoturismo come esiti delle attività svolte, dalle quali è stato raccolto un feedback. Le attività svolte sono state: viaggi di durata da giornaliera (escursioni) a plurisettimanale (viaggi in Italia e nel mondo), corsi, mostre e serate di presentazione tematiche. Le informazioni provengono altresì dalla collaborazione con: gestori enti parco, comuni, comunità montane e società private del settore turistico.

La raccolta delle informazioni è avvenuta in varie forme, tra queste le più usate sono state schede cartacee di gradimento sottoposte ai partecipanti alle attività e compilate in forma anonima, schede elettroniche di valutazione in forma anonima, commenti orali rilasciati spontaneamente o su richiesta esplicita degli organizzatori alla fine dell'attività.

Una ulteriore fonte di informazioni è stata l'attività di divulgazione svolta in collaborazione con le scuole italiane di diverso ordine e grado. Il risultato di quanto svolto è stato raccolto in particolare attraverso il responso dei docenti. In alcuni casi sono stati svolti studi specifici per comprendere lo stato di un settore specifico attraverso la raccolta diretta di dati con interviste a personale impiegato nelle strutture turistiche. I dati sono stati inoltre confrontati con informazioni relative a studi specifici già esistenti.

Punti di criticità individuati.

Problemi intrinseci delle materie scientifiche e delle scienze della terra.

Il linguaggio specifico delle scienze si interpone come barriera tra l'esperienza quotidiana e la comunicazione e comprensione dei fenomeni naturali (Carrada, 2005).

Le scienze della terra presentano problemi peculiari che ne rendono difficile la divulgazione. Uno dei maggiori problemi è rappresentato dalle scale coinvolte nei fenomeni geologici che sovente non sono percepibili dagli osservatori attraverso i sensi. La **scala temporale** nella maggioranza di fenomeni geologici è quella dei milioni di anni, essa non è pertanto idonea alla percezione umana. La **scala spaziale** degli oggetti geologici non sempre rientra nelle possibilità di osservazione a occhio nudo, si passa infatti da estensioni di migliaia di chilometri per la tettonica a placche e per molte strutture geologiche ad oggetti microscopici tipici della mineralogia e della micropaleontologia.

A rendere ancor più difficile il compito del divulgatore delle scienze geologiche occorre aggiungere che la geologia è una **scienza deduttiva** e pertanto risulta, nella maggioranza dei casi, impossibile la riproduzione dei fenomeni geologici.

I fruitori del geoturismo

Attraverso l'analisi di dati è possibile delineare quale sia attualmente il profilo dei geoturisti (intesi come fruitori di turismo a tema geologico) e che tipo di attività essi svolgano. Si può tenere in considerazione che spesso si tratta di un **pubblico eterogeneo** per diversi fattori (Parisi, 2010). Tra le categorie distinguibili è possibile fare raggruppamenti secondo **l'età, il livello culturale e di istruzione, la disponibilità economica, la disponibilità di tempo, le capacità fisiche**.

Le rilevazioni svolte dall'Associazione Geoturismo corrispondono il larga parte a quanto evidenziato da altri studi esistenti.

I dati statistici raccolti su un campione di 390.801 utenti hanno evidenziato il tipo di fruizione che può essere descritto in termini di macrocategorie in utenza scolastica 38%, outdoor adulti (trekking e escursioni a tema) 28%, educazione ambientale (extrascolastica e divulgativa) 29%, viaggi estivi 5% (Camerlenghi, 2006).

La componente geologica che si pone quale offerta turistica è un fattore di selezione che agisce su un insieme di fruitori: i turisti. I geoturisti sono da considerare un sottoinsieme dei turisti ovvero il **geoturismo è turismo tematico di nicchia**.

Come tali, i turisti presentano esigenze e caratteristiche da non trascurare, alcune delle più importanti, come evidenziato da alcuni autori (Crompton, 1979; Dowling & Newsome, 2006; Robinson & Roots, 2008), sono le motivazioni socio-psicologiche che sono considerate fattori di spinta o "push", mentre le motivazioni culturali, i servizi e le infrastrutture sono da considerare fattori di attrazione o "pull" (Prayaga & Ryanb, 2010).

In numerosi casi si è potuto assistere alla scarsa riuscita di progetti di valorizzazione geoturistica a causa della mancata comprensione del tipo di fruitori.

Problemi di interazione turismo-geologia

Attraverso le domande poste ai fruitori del geoturismo si è potuto evincere che numerose offerte turistiche non sono considerate soddisfacenti. Si ritiene che le cause possano essere individuate nella **non distinzione** che gli addetti preposti alla realizzazione dell'offerta geoturistica operano tra le diverse finalità e metodi usati dalla **geologia** e dal **turismo**.

La geologia è una **disciplina scientifica** che pertanto utilizza criteri oggettivi, il turismo è una **attività**

ludica che adotta criteri estetici soggettivi. Geologia e turismo sono, pertanto, discipline molto diverse che possono coesistere ed essere praticate in una sintesi chiamata appunto geoturismo. Per una buona efficacia è opportuno non trascurare gli aspetti principali di ciascuna. Per quanto riguarda l'aspetto scientifico risulta essenziale mantenere il rigore e la non banalizzazione degli argomenti.

Considerando la prospettiva della divulgazione e del turismo risulta prioritario perseguire l'aspetto ludico

attraverso la partecipazione attiva e la percezione.

Dalle esperienze raccolte risulta inoltre che la scelta dei luoghi, sia nella realizzazione di viaggi sia nei progetti editoriali e di valorizzazione geoturistica, è spesso non idonea ad un proficuo uso da parte di un pubblico generico di utenti.

Da queste iniziali osservazioni si ritiene (Fig. 1) che non tutte le aree di ricerca indagate dalla geologia, nel suo senso più ampio, ben si adattano ad essere oggetto del geoturismo (Picco 2008).

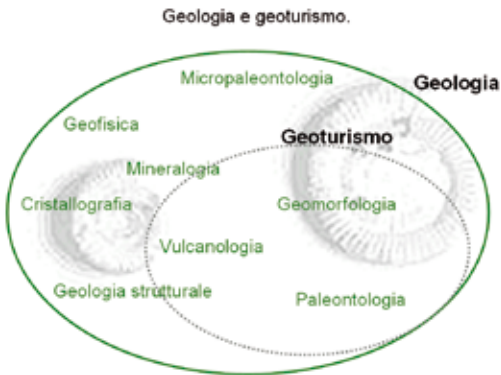


Fig. 1 - Aree di interesse della geologia e del geoturismo.

Pubblicazioni divulgative e scientifiche

Attualmente si assiste ad una copiosa diffusione di articoli scientifici proposti come opere di divulgazione “geoturistica”.

Alcuni argomenti relativi al geoturismo rischiano di allontanare il vasto pubblico dalla geologia a causa di una cattiva selezione di luoghi, temi, linguaggi, metodi di comunicazione.

Due esempi di comunicazione geoturistica non rielaborata per un pubblico non specializzato sono quelli sotto riportati, sono stati estratti da due poster nati con finalità divulgative di tipo geoturistico. Talvolta la difficile leggibilità di questi messaggi evidenzia che esso non viene sottoposto a prove di comprensione e/o gradimento su un pubblico eterogeneo e non specializzato (Fig. 2, Fig. 3).

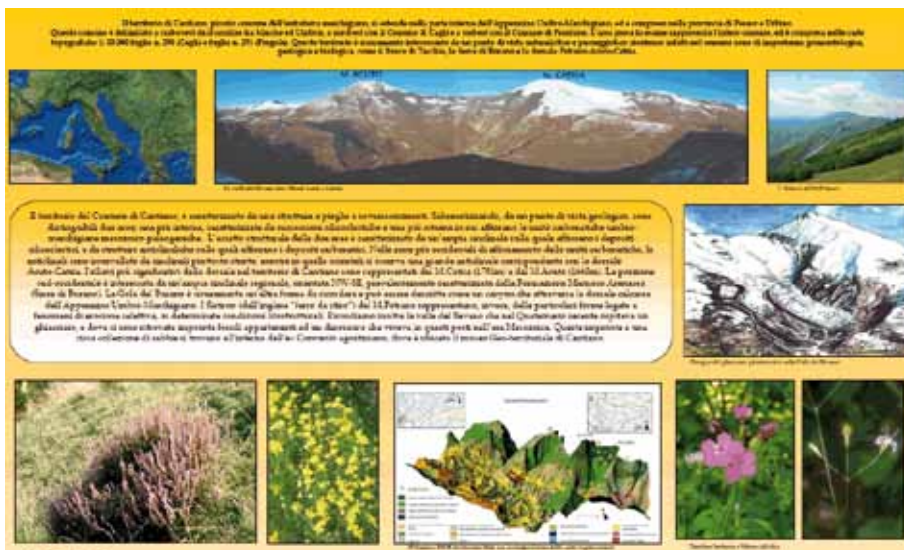


Fig. 2 - Poster divulgativo sulla geologia.

ESEMPIO 1

“Il territorio è caratterizzato da una struttura a pieghe e sovrascorrimenti. Schematizzando, da un punto di vista geologico, sono distinguibili due aree; una più interna, caratterizzata da successioni silicoclastiche e una più esterna in cui affiorano le unità carbonatiche umbromarchigiane mesozoico-paleogeniche. L’assetto strutturale delle due aree è caratterizzato da un’ampia sinclinale sulla quale affiorano i depositi silicoclastici, e da strutture anticlinali sulle quali affiorano i depositi carbonatici. Nelle zone più occidentali di affioramento delle unità carbonatiche.”



Fig. 3 - Poster divulgativo sulla geologia.

ESEMPIO 2

“Dal punto di vista geologico le unità più antiche osservabili in questa zona sono rappresentate dalle formazioni dello Schlier e della Gessoso-Solfifera, presenti al nucleo della struttura anticlinale costiera, affiorante a Punta degli Schiavi e Casteldimezzo. Sul rilievo affiorano più diffusamente i terreni arenaceo-pellici della Formazione di San Donato, sovrastati da quelli afferenti alla Formazione a Colombacci. Strutturalmente la dorsale del San Bartolo è costituita da una coppia sinclinale-anticlinale delimitata a NE da un thrust frontale, ubicato a mare, e da un complesso sistema di retroscorrimenti a SW.”

I problemi evidenziati dai fruitori di questi messaggi sono generalmente legati al **linguaggio** iperspecialistico, alla scarsa leggibilità e lunghezza del testo, all'eccessiva **complessità** delle informazioni che intendono riassumere numerosi eventi geologici in un'unica descrizione (ricostruzioni paleogeografiche).

Spesso inoltre si assume un profilo di utente solo parzialmente corrispondente agli effettivi fruitori, si suppone un livello di conoscenze medio-alto o alto ed una tipologia di fruitori con solide conoscenze scientifiche.

Problemi storico-culturali e di comunicazione: metodi di divulgazione della geologia a scuola

Tra le diverse indagini è stato analizzato il grado di approfondimento dei programmi scolastici inerenti le scienze della terra e sono state tratte alcune considerazioni. Si evidenziano problematiche relative al metodo adottato per la descrizione delle scienze della terra che generalmente è finalizzato alla classificazione

di oggetti e non alla descrizione di processi.

Sussiste poi una scarsa integrazione tra le discipline scientifiche ed umanistiche, non si indagano i rapporti uomo-materia, biologia-geologia, storia umana-storia ambientale, paesaggio-uomo.

In ambito scolastico, inoltre, vi è un carenza di **personale specializzato** nel settore delle scienze della terra dovuta alla presenza di docenti proveniente da altre aree scientifiche che pertanto hanno scarso interesse ed esperienza nella geologia.

L'approccio generale in ambito scolastico è ancora orientato alla **didattica** mentre si ritiene valida e non perseguita la **divulgazione** (Carrada, 2005).

Nella maggioranza degli istituti scolastici si è constatata la **manca di laboratori** pertanto molte attività di sperimentazione pratica sono precluse o fortemente limitate.

Lo scarso svolgimento di **attività in esterno** ed a diretto contatto impedisce di scoprire la geologia nella sua manifestazione ottimale (*in situ*). Le cause dichiarate dai dirigenti scolastici sono diverse e prevalentemente di origine economica ed organizzativa.

Sistema museale.

Luoghi eletti per la divulgazione delle scienze della terra sono i musei. Anche in tale ambito si sono analizzati e comparati i dati di affluenza e di interesse dei musei. In molti casi i risultati sono poco incoraggianti. Le maggiori cause risiedono nell'organizzazione adottata da numerosi musei. Essi sono ancora legati alla loro originale finalità che vede tali strutture nascere come raccolte di campioni utili alla ricerca scientifica. Tale organizzazione poco si adatta alla divulgazione dove i fattori estetici e ludici si rendono necessari. La semplice esposizione di campioni etichettati con nomi poco esplicativi non stimola il visitatore all'approfondimento ed alla comprensione (Fig. 4).

Cultura del turismo

Il turismo si è fortemente sviluppato in Italia solo negli ultimi decenni. Solo recentemente, inoltre, ha sviluppato una diversificazione di offerta. Per tale ragione alcune tipologie di turismo (ludico, ricreativo, di relax, etc.) hanno conosciuto una forte diffusione e sono ampiamente riconosciuti nella popolazione e dagli operatori del settore turistico.

Alcune tipologie di turismo sono viceversa poco note e tendono ad avere un bacino di utenza ristretto. Generalmente sono forme di turismo "evoluto" e specializzato per cui esiste però una domanda ed una offerta (turismo culturale, eno-gastronomico, religioso, artistico, sportivo). La possibilità di aggregare la domanda attraverso l'uso dei nuovi media di comunicazione interattivi ha recentemente permesso di ottenere numeri economicamente interessanti per il mercato (Stobbione, 2010). Il geoturismo, essendo una recente novità del turismo, è poco conosciuto e pochi ne comprendono le peculiarità.

Tipi di turismo e peculiarità

In talune occasioni si assiste alla realizzazione di progetti di tipo geoturistico con interventi sul territorio che non ottengono i risultati attesi. A posteriori si sono potuti individuare problemi di progettazione dovuti alla mancanza dello studio del target e del "sistema turismo" esistente (infrastrutture, offerta, operatori), alla carenza o mancanza di specifiche valutazioni economiche, di sviluppo e di sostenibilità.

Sono state poste a confronto due forme di offerta geoturistica: le grotte turistiche e le miniere turistiche



Fig. 4 - Esposizione museale sulla geologia.

(Amorini, Bartelletti 2004; Gavazza S. 2008; Govoni 2007). Le due si presentano apparentemente simili come tipologia di offerta turistica ma rivelano, ad una analisi più approfondita, forti differenze dal punto di vista della sostenibilità economica.

Entrambe presentano come soggetto turistico la visita del sottosuolo ed entrambe presentano un tema scientifico-geologico dominante.

Le miniere turistiche italiane prese in considerazione sono 20 su 35 esistenti e (tabelle 1 e 2) presentano costi di investimento, enti gestori e numero di visitatori molto diversi. Le grotte turistiche prese in considerazione da cui sono state tratte le considerazioni sul geoturismo sotterraneo mostrano un alto numero di visitatori e la mancanza di interventi di investimento pubblico (Fig. 5).

Indagando le principali differenze tra i due tipi di offerta turistica si evidenzia che i costi di gestione e manutenzione impiantistica delle miniere turistiche sono molto superiori a quelli relativi alle grotte turistiche, inoltre la normativa sulla gestione delle miniere a scopo turistico non esiste o, quando gestita dalle regioni, è poco chiara. Le professionalità coinvolte nella gestione delle miniere è di alto profilo e presenta costi elevati, inoltre, in Italia, tali professionalità sono difficilmente reperibili (Govoni, 2007).

TAB. 1 - Turismo sotterraneo: grotte Vs miniere

Grotte: progetto Toscana Underground (dati 2003)	Miniere: 35 siti recuperati in Italia, 20 fruibili (dati 2006)
<ul style="list-style-type: none"> • Sistema "delle Grotte Turistiche Apuane" • Antro del Corchia, Buca di Equi, Grotta del Vento • Oltre 100.000 visitatori in un anno nelle tre grotte 	<ul style="list-style-type: none"> • Investimenti da 18.000 a 16 Milioni €, (prevalentemente pubblici, regione) • Gestione (su 20 siti) 10 privata, 10 pubblica • Più visitata 46.000 visitatori/anno, meno visitata 1.000 visitatori/anno
Bassi costi di gestione, alti profitti	Solo 2 miniere su 20 sono sostenibili economicamente.

TAB. 2 - Turismo sotterraneo: miniere visitabili in Italia (Govoni 2007)

Regione	Siti fruibili / siti recuperati
Sardegna	11
Toscana	7
Trentino-Alto Adige	5
Lombardia	4
Piemonte	4
Liguria	1
Marche	1
Sicilia	1
Veneto	1
TOTALE	35



Fig. 5 - Grotta turistica "di Nettuno", Sardegna.

I metodi usati per superare i problemi

Per ovviare ai problemi individuati e descritti in precedenza sono state adottate alcune linee di condotta nelle attività svolte dall'Associazione Geoturismo. Queste **linee di condotta** hanno tenuto in forte considerazione alcuni fattori e criteri.

La **scelta dei luoghi** ove svolgere il geoturismo è stata operata seguendo alcuni criteri essenziali: l'impatto visivo (aspetto estetico del geoturismo) dei luoghi ove i fenomeni geologici si manifestano, la capacità di suscitare attenzione e curiosità, la "chiarezza geologica" (visibilità e comprensibilità) (Picco, 2008).

Altro criterio fondamentale è stato quello dell'adozione dell'**opportuno linguaggio** che ha suggerito di usare in tutte le forme di comunicazione geoturistica, un linguaggio adatto al pubblico senza sacrificare la correttezza scientifica.

Il metodo adottato quanto più spesso possibile è stato quello del "**contatto diretto**". Con questo si intende procedere nell'osservazione del fenomeno geologico dove esso si trova ovvero "*in situ*".

Per meglio indirizzare le attività di preparazione di viaggi a tema geoturistico nelle fasi di studio si è reso necessario analizzare le **caratteristiche del fruitore finale** e passare successivamente alla verifica dell'**idoneità dell'offerta proposta in relazione al fruitore**.

Conclusioni

Dalle analisi svolte per via diretta o attraverso lo studio di documentazione e dati raccolti da altri enti si è potuto evidenziare come la diffusione della geologia al grande pubblico presenti numerose problematiche. La novità della materia geoturismo espone a numerosi potenziali problemi legati alla relazione esistente tra la geologia e il turismo. I dati raccolti mostrano infatti che in tale ambito alcuni progetti ed iniziative possono avere scarso successo. Numerosi difetti progettuali, se opportunamente resi pubblici, possono diventare patrimonio comune e aiutare nell'individuazione di strategie future da adottate per il conseguimento di migliori risultati nel campo del geoturismo e della valorizzazione del patrimonio geologico.

Poiché numerosi enti pubblici e privati intendono promuovere il proprio territorio e il proprio patrimonio geologico attraverso il geoturismo, si ritiene che le considerazioni esposte possano essere di utile fruizione.

Bibliografia

- AMORINI A. & BARTELLETTI A. (2004) - *"Il sistema delle Grotte turistiche delle Alpi Apuane"*. Toscana Underground, 1-5.
- CAMERLENGHI F. (2006) - *"Ruolo e mansioni del personale operativo nel settore del turismo naturalistico e scientifico"*. Dispense al III Corso di Geoturismo, Ass. Geoturismo, Genova, 8-9.
- CARRADA G. (2005) - *"Comunicare la scienza, kit di sopravvivenza per ricercatori"*. I Quaderni del MdS, 1-30.
- CROMPTON J.L. (1979) - *"Motivations for pleasure vacation"*. Annals of Tourism Research, 408-424.
- DOWLING R. & NEWSOME D. (2006) - *"Geotourism"*. Elsevier, 3-6.
- GAROFANO M. (2003) - *"Geoturismo, scoprire le bellezze della terra viaggiando"*. DPS Edizioni, prima edizione, 7, 41-44.
- GOVONI D. (2007) - *"Miniere visitabili in Italia: una risorsa geoturistica da capire"*. Dispense al III Corso di Geoturismo Ass. Geoturismo, Genova, 14-18.
- MARIANI S. (2006) - *"La valorizzazione del patrimonio geologico. Un'esperienza di ricerca sui geositi tra Emilia-Romagna e Baviera"*. Tesi di dottorato, Università di Bologna, 13-15.
- PARISI A. (2010) - *"Il geoturismo: salvaguardia e valorizzazione del patrimonio geologico"*. Geoturismo Edizioni, 12-15.
- PICCO M. (2008) - *"Conoscere ideare progettare. Le linee guida per lo sviluppo di un progetto geoturistico"*. Dispense al IV Corso di Geoturismo, Ass. Geoturismo, Genova, 8-10.
- PRAYAGA G. & RYAN C. (2010) - *"The relationship between the 'push' and 'pull' factors of a tourist destination: the role of nationality - an analytical qualitative research approach"*. Current Issues in Tourism, 462-485.
- ROBINSON A. M. & ROOTS D. (2008) - *"Marketing Geotourism Sustainability"*. Global Geotourism Conference Australia, 1-11.
- STOBBIONE E. A. (2010) - *"Marketing Turistico"*. Dispense VI corso Geoturismo, Ass. Geoturismo Genova, 10-17.

APPLICAZIONE DI UN SISTEMA INFORMATIVO TERRITORIALE ALL' ITINERARIO GEOLOGICO - TURISTICO DI SASSO DI CASTALDA (PZ)

Carmela Lucia, Giuseppe Palladino & Alfredo Falconieri

c/o Dipartimento di Scienze Geologiche Università degli Studi della Basilicata - carmela.lucia@email.it

Riassunto

Il seguente lavoro consiste nell'applicazione della tecnologia web al "Percorso Geologico - Turistico di Sasso di Castalda", impiegando dei *software* di facile utilizzo come *Google Maps* e *Google Earth*. Tale applicazione consente una più ampia diffusione dell'itinerario, fornendo indicazioni sulle formazioni geologiche e sulle caratteristiche geologico - strutturali mostrate dal sito.

Introduzione

Negli ultimi tempi si sono registrate numerose iniziative, sia in campo legislativo sia scientifico, che evidenziano un crescente interesse nei confronti del patrimonio geologico e dello sviluppo di un turismo geologico sostenibile (Barbieri *et alii*, 2008). Nel documento "European manifesto on earth heritage and geodiversity" (http://www.eurogeologists.de/.../heritage/ManifestoEarthHeritage_Geodiversity.pdf, 2004) si evidenzia che "il patrimonio naturale e la geodiversità sono una risorsa per creare opportunità di educazione, svago e turismo e per migliorare la qualità della vita nelle aree rurali e nelle città dell'Unione Europea". Alla luce dell'esigenza e della richiesta da parte dell'utenza di una maggiore attenzione per gli aspetti culturali, tra cui quelli di tipo naturalistico e, in particolare, geologico, si è focalizzata l'attenzione sulle nuove frontiere e applicazioni della cartografia digitale, che rappresentano uno strumento importante e pratico per la valorizzazione e fruizione del patrimonio geologico. In particolare, allo scopo di valorizzare il Percorso Geologico-Turistico di Sasso di Castalda (Fig. 1), sono stati utilizzati gli strumenti per la navigazione e la visione tridimensionale del terreno mediante i *software Google Maps* e *Google Earth*, comunicando al grande pubblico la rilevanza del nostro patrimonio geologico e culturale sia a scopo divulgativo che per favorire il turismo.



Fig. 1 - Itinerario Geologico - Turistico realizzato nel centro storico di Sasso di Castalda visualizzato mediante Google Earth.

Il percorso geologico-turistico di Sasso di Castalda

Sasso di Castalda è un piccolo centro della Lucania occidentale, situato in un territorio a forte vocazione naturalistica al margine settentrionale del Parco Nazionale dell'Appennino Lucano - Val d'Agri - Lagonegrese, all'interno di un territorio montuoso di estrema bellezza paesaggistica e molto apprezzato per i suoi contenuti geologici. Il "Percorso Geologico - Turistico di Sasso di Castalda", inaugurato il 24/04/2009, nasce da una collaborazione tra il Comune di Sasso di Castalda ed il Dipartimento di Scienze Geologiche dell'Università degli Studi della Basilicata. Esso consiste di quindici bacheche illustrative (Fig. 2) che forniscono indicazioni molto semplificate sulla natura geologica dell'area ed offre l'opportunità di osservare parte delle rocce affioranti nell'Appennino meridionale passeggiando per le strette vie del centro storico e di ammirare suggestivi panorami geologici, affacciandosi dai numerosi terrazzi ricavati tra le case (Fig. 3). In particolare, l'incisione torrentizia del fosso Arenatra o "fosso della Manca" offre uno spaccato naturale molto suggestivo dal punto di vista paesaggistico e di notevole interesse per l'appassionato di geologia. Il complesso di rocce stratificate su cui poggia l'abitato di Sasso di Castalda costituisce il riempimento di un antico bacino denominato Bacino di Lagonegro. La sua storia inizia con la separazione dei continenti che prima erano uniti a formare il supercontinente Pangea e termina con la collisione tra Africa ed Europa, avvenuta a partire dall'Oligocene (Gueguen *et alii*, 1998; Menardi Noguera & Rea, 2000).

Alla base della successione del Bacino di Lagonegro si colloca la Formazione di Monte Facito, datata al Triassico inferiore (250 -230 milioni di anni fa). Essa è costituita da un insieme di rocce differenti, che comprendono calcari, arenarie, siltiti, formatesi in ambiente neritico seguite da rocce di ambiente di mare più profondo rappresentate essenzialmente da diaspri ed argilliti. Nella Formazione di Monte Facito sono stati osservati i fossili più antichi dell'Appennino meridionale: si tratta di foraminiferi del genere *Fusulina*, di età permiana, che si rinvengono risedimentati all'interno della porzione inferiore della formazione. Segue



Fig. 2 - Bachecca illustrativa ubicata lungo l'Itinerario Geologico - Turistico di Sasso di Castalda.



Fig. 3 - Scorcio panoramico del paesaggio geologico visibile in corrispondenza di uno dei terrazzi presenti lungo il centro storico di Sasso di Castalda.

la Formazione dei Calcari con Selce costituita da strati di calcari a grana fine, raramente a grana grossa, contenenti liste e noduli di selce. La Formazione dei Calcari con Selce testimonia un ulteriore approfondimento del livello del mare che si registra nel Bacino di Lagonegro durante il periodo di tempo compreso tra il Carnico ed il Retico (circa 230 milioni di anni fa). Durante il Giurassico (da 205 a 140 milioni di anni fa) il Bacino di Lagonegro raggiunge la sua massima profondità, stimata attorno a 3000 m (Argnani, 2005). Si depongono quindi strati a composizione silicea (radiolariti e diaspri), caratterizzati da intense colorazioni gialle, rosse e verdi. Essi derivano prevalentemente dalla sedimentazione di microscopici gusci di radiolari e costituiscono la Formazione degli Scisti Silicei. La deposizione di rocce a composizione silicea testimonia un ambiente di sedimentazione di mare profondo al di sotto della superficie di compensazione dei carbonati. Al top della successione di Sasso di Castalda si rinviene la Formazione dei Galestri che è costituita da un'alternanza di strati di marne gialle silicizzate e di livelli di argilliti fogliettate brune. Tali rocce rappresentano la sedimentazione di argille e carbonati in condizione di mare profondo avvenuta durante il Cretacico inferiore (circa 130 milioni di anni fa). A partire dal Miocene i terreni descritti sono stati coinvolti nell'orogenesi appenninica e la deformazione che ne è conseguita è attualmente ben osservabile nel centro storico di Sasso di Castalda. Al termine dell'orogenesi l'attivazione di numerose faglie estensionali e trascorrenti ha consentito l'esumazione delle vecchie strutture compressive affioranti in modo spettacolare lungo il fosso della Manca.

Utilizzo delle tecnologie web per la valorizzazione dell'itinerario geologico-turistico di Sasso di Castalda

Con l'intento di accrescere la diffusione del suddetto Itinerario Geologico - Turistico ed in generale della cultura geologica, sono stati utilizzati gli strumenti multimediali che permettono di ricreare gli scenari delle aree potenzialmente visitabili, dando la possibilità di sperimentare virtualmente la futura esperienza turistica. In alcuni casi, tali metodologie sono state utilizzate al fine di valorizzare aree di interesse geologico-ambientale (Salvemini & Di Donato, 2002; Giaccari & Vitale, 2006). La realizzazione dell'elaborato è stata attuata utilizzando il materiale illustrativo contenuto nei quindici poster che costituiscono il percorso. Attraverso dei *software* di facile utilizzo come *Google Maps* e *Google Earth* si può valorizzare ulteriormente l'itinerario. Si tratta di *software*, scaricabili in modo completamente gratuito, che permettono di individuare i luoghi geografici e che consentono di aggiungere dati da posizionare all'interno delle mappe. Tali dati aggiuntivi sono organizzati in *layers*, il cui formato è aperto ed è denominato *KeyHole Markup Language* (.KML) o .KMZ nel caso della versione compressa. Ciascun programma offre la possibilità a chiunque di costruire il proprio *layer* di dati da aggiungere a *Google Maps* e *Google Earth*. In questo caso è stato creato un *layer*. KML operando su *Google Maps*, che permette di realizzare delle mappe personalizzate in maniera molto semplice e di condividerle con più persone. Si possono contrassegnare località, percorsi e aree di interesse. Si può inoltre aggiungere del testo descrittivo, riportando per esempio delle indicazioni di tipo turistico. Inoltre, è possibile includere immagini nonché creare dei collegamenti alle pagine *web*. Il risultato viene visualizzato su *Google Earth* che offre modalità di visualizzazione avanzate. *Google Earth* è un *software* che genera immagini virtuali della Terra utilizzando immagini satellitari, fotografie aeree e dati topografici memorizzati in una piattaforma GIS.

Di seguito viene illustrata la metodologia per realizzare una mappa con *Google Maps*, dell'itinerario geologico-turistico di Sasso di Castalda. Inizialmente è necessario effettuare l'accesso con il proprio *Account Google*, entrare in *Google Maps* e selezionare "Le mie mappe". Vengono visualizzate due caselle in cui è possibile assegnare rispettivamente il titolo ed una descrizione alla mappa che si vuol creare. Si può

rendere la mappa privata o pubblica, in modo da essere visualizzata nei risultati di ricerca di *Google Maps*. Nella parte in alto a sinistra della mappa vi sono delle icone che servono a creare l'itinerario. Lo strumento "Selezione", permette di trascinare la mappa e di selezionare segnaposti, linee e forme. Lo strumento "Segnaposto" permette di inserire segnaposti per segnalare punti di interesse turistico. Lo strumento "Linea" ha un sottomenu che permette di tracciare una riga, una linea lungo le strade, una forma. Per iniziare a creare la mappa bisogna selezionare e posizionare nel punto di interesse l'icona "segnaposto" che caratterizza il primo stop del percorso. Effettuata questa operazione viene visualizzata una finestra, in cui bisogna selezionare "Rich text", ed è possibile attribuire un titolo ed una descrizione allo stop. Per inserire le immagini occorre selezionare l'apposita icona ed inserire il codice URL dell'immagine, che si ottiene caricandole in un sito *web*, nell'apposita stringa. Se si vuole aggiungere un'altra immagine si ripete l'operazione. Inoltre, è possibile creare un collegamento ad un sito di proprio interesse. Per esempio nel primo stop del percorso è stato inserito un *link* al sito del comune di Sasso di Castalda. Per fare questo, bisogna selezionare l'apposita icona ed inserire il *link* del sito nella finestra che viene visualizzata. Ad operazione terminata si clicca su "ok" nella finestra del segnaposto, quindi su "Salva" e "Fine". Successivamente si inseriscono gli altri segnaposto che costituiscono l'itinerario ripetendo questo procedimento. Una volta creata la mappa è possibile ritrovarla cliccando su "Le mie mappe" e modificarla quando si vuole utilizzando il proprio *Account Google*. Cliccando su "Visualizza con *Google Earth*" è possibile aprire o salvare la mappa. Il risultato è un file. KML che può essere salvato e condiviso con chi si vuole, nonché essere inserito in un sito internet. Per visualizzare la mappa su *Google Earth* occorre aprire il file. KML creato, che viene aggiunto nella cartella "Luoghi temporanei" nel pannello "Luoghi". Selezionando l'itinerario si apre la mappa. Viene visualizzata una finestra con la descrizione dell'itinerario sul percorso realizzato (Fig. 4 e Fig. 5).

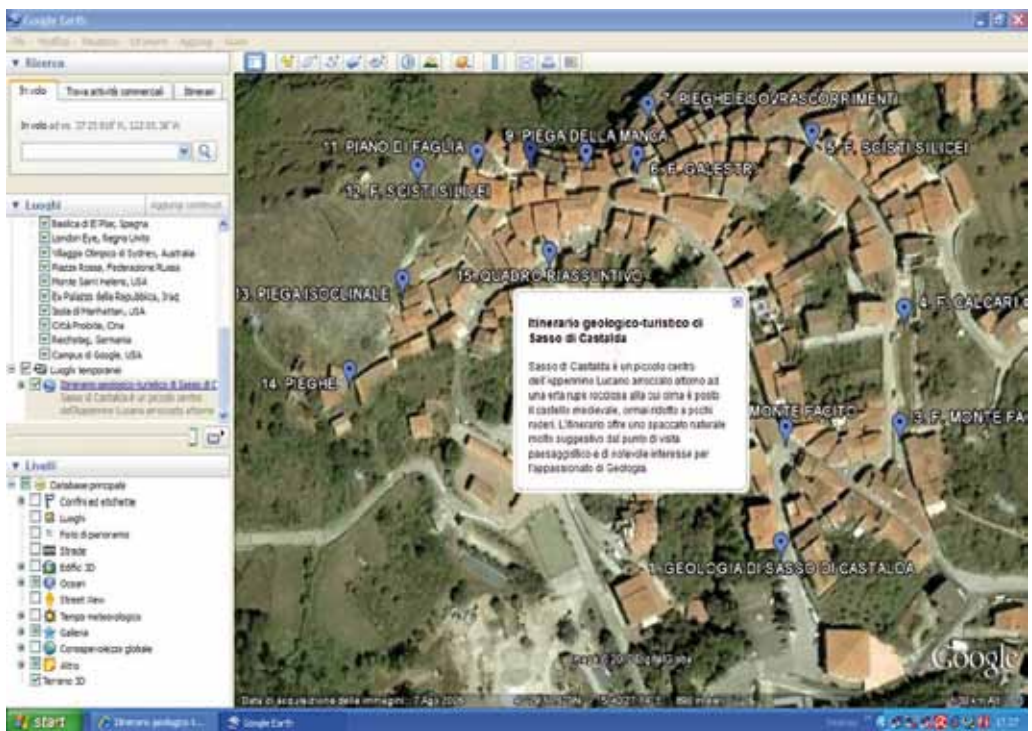


Fig. 4 - Visualizzazione mediante Google Earth dei quindici stop dell'itinerario Geologico - Turistico di Sasso di Castalda.

L'itinerario Geologico - Turistico di Sasso di Castalda presenta nei primi sei stop delle indicazioni sulla geologia dell'area e sulle formazioni geologiche affioranti, ordinate in base alla colonna stratigrafica. Gli stop dal numero sette al quattordici spiegano le caratteristiche geologico strutturali che è possibile osservare sul luogo. L'ultimo stop, il quindicesimo, presenta un quadro riassuntivo del percorso.

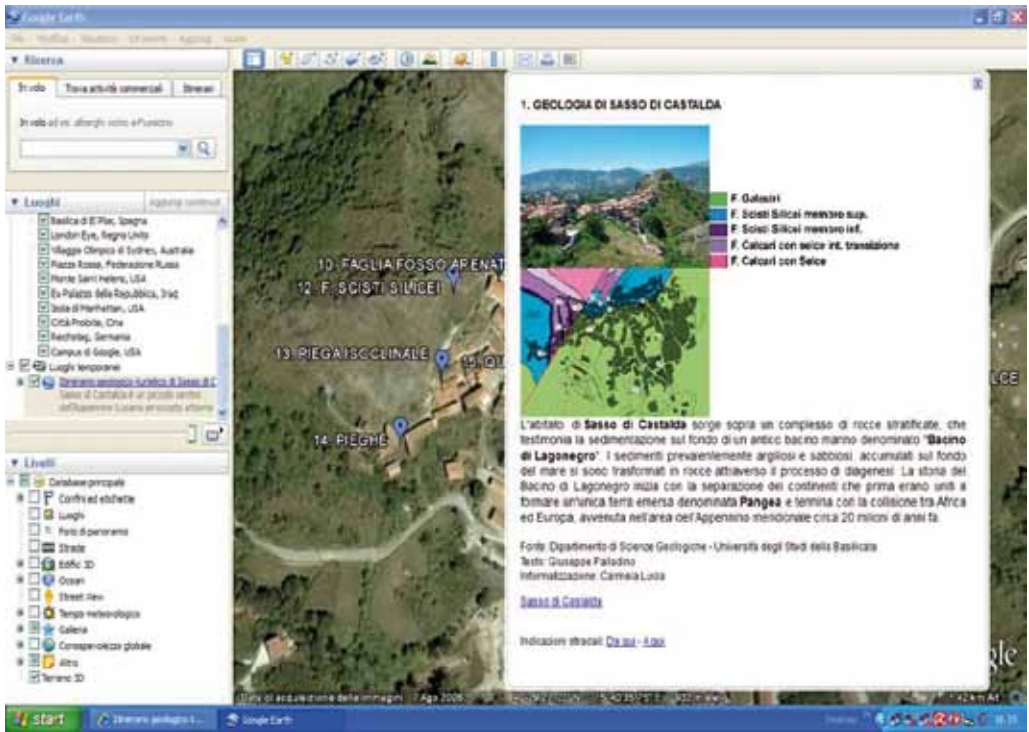


Fig. 5 - Visualizzazione su Google Earth della finestra relativa allo stop n. 1 dell'itinerario Geologico - Turistico di Sasso di Castalda.

Conclusioni

La divulgazione degli itinerari via *web* si rivela un ottimo strumento per la fruizione gratuita *on-line* da parte di un pubblico vasto, consentendo un approccio didattico e una visita virtuale in preparazione alla vera uscita sul terreno. L'intento è quello di rendere visibile l'itinerario nel *web*, per captare utenti curiosi e appassionati, con il fine ultimo di far maturare il desiderio di un viaggio in questi luoghi. La finalità del lavoro è quella di dare inizio alla progettazione di Sistemi Informativi rivolti alla definizione di "Itinerari Geologici" così da dare la possibilità agli utenti di avere informazioni e di interagire con il territorio. Tra i risultati attesi ci si propone che "L'itinerario Geologico - Turistico di Sasso di Castalda *on line*":

- contribuisca alla conoscenza e diffusione della cultura geologica, in modo che anche un pubblico di non specialisti possa usufruire di informazioni geologiche, appositamente formulate, arricchendo di nozioni le proprie escursioni, sulla scia del pensiero "viaggiare per scoprire e capire";
- contribuisca ad ampliare un turismo geologico e naturalistico che associ all'interesse prettamente scientifico-divulgativo anche quello legato alle caratteristiche paesaggistico-ambientali, motivando a raggiungere la meta.

Bibliografia

- ARGNANI A. (2005) - *Possible record of a triassic ocean in the southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It., 124, 109-121.
- BARBIERI M., CORATZA P. & PIACENTINI D. (2008) - *Il GIS per la gestione e la valorizzazione del patrimonio geologico: esempi in alta Val Badia (Dolomiti, Italia)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., LXXVIII, 7-12.
- GIACCARI E. & VITALE A. (2006) - *Valorizzazione mediante GIS dei percorsi geologico - ambientali e dei geositi individuati lungo il cordone dunare pleistocenico di Oria (BR)*. X conferenza nazionale asita fiera di Bolzano, Bolzano, 14-7 novembre.
- GUEGUEN E., DOGLIONI C. & FERNANDEZ M. (1998) - *On the post-25 Ma geodynamic evolution of western mediterranean*. Tectonophysics, 298, 259-269.
- MENARDI NOGUERA A. & REA G. (2000) - *Deep structure of the Campanian-Lucanian arc (southern Apennine, Italy)*. Tectonophysics, 324, 239-265.
- SALVEMINI M. & DI DONATO P. (2002) - *Uso delle tecnologie web - GIS per il distance - learning: l'esperienza del labsita nell'ambito del progetto europeo mutate*. IV conferenza mondo GIS, Roma, Italia, 22-24 maggio 2002.

UN ITINERARIO ALLA SCOPERTA DELL'ASSETTO IDROGEOLOGICO E DELLA FENOMENOLOGIA CARSIKA SULLA DORSALE CARBONATICA DEI MONTI DELLA MADDALENA (APPENNINO LUCANO)

Salvatore Margiotta ^{1,2} & Salvatore Grimaldi ³

¹ Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale IMAA - CNR C.da S. Loya 85050 Tito Scalo (Potenza)

² Guida Escursionistica ed Ambientale della Regione Basilicata - margiotta@imaa.cnr.it

³ Università degli Studi della Basilicata, DiSGG, Potenza, Italia

Riassunto

Nel presente lavoro viene descritto un itinerario che si snoda lungo la dorsale dei Monti della Maddalena (Appennino lucano), consentendo di attraversare aree dall'elevata valenza naturalistica, paesaggistica ed ambientale, caratterizzate dalla presenza di significativi esempi e manifestazioni della fenomenologia carsica e del particolare assetto geologico ed idrogeologico.

In particolare, l'itinerario proposto è un percorso ad anello attorno al Montagnone e alla Serra Longa, culmini orografici dell'intera dorsale (rispettivamente m 1.482 e m 1.503 s.l.m.), che attraversa i pianori carsici gemelli di Camporotondo e Campolongo e le faggete di Fago Crociato e Bosco Intravata. Una deviazione rispetto all'itinerario anulare permette inoltre di raggiungere la radura dell'Acqualonga e l'omonima fonte. L'intera escursione si svolge nei comuni di Paterno, Padula e Montesano sulla Marcellana, tra le province di Potenza e Salerno.

Inquadramento geologico e idrogeologico dell'area

I Monti della Maddalena costituiscono una dorsale montuosa prevalentemente carbonatica disposta secondo un orientamento NW-SE, al confine tra Basilicata e Campania, e compresa tra il bacino del Tanagro (Vallo di Diano) ad ovest e quello dell'Alta Val d'Agri e del Pergola-Melandro ad est.

La dorsale è ubicata lungo il settore assiale dell'Appennino meridionale, cuneo di accrezione a vergenza adriatica sviluppatosi durante il Neogene per effetto della deformazione dell'antico margine passivo africano (Fig. 1). Le ricostruzioni classiche della paleogeografia preorogena di tale margine prevedono l'esistenza di un'alternanza di piattaforme carbonatiche e bacini profondi; in particolare, il modello più semplice suggerisce l'esistenza di un unico bacino profondo meso-cenozoico conosciuto come bacino di Lagonegro, compreso tra due piattaforme carbonatiche coeve, Apula e Appenninica (Mostardini & Merlini, 1986; Pescatore *et alii*, 1988; 1999).

Le rocce più antiche delle successioni lagonegresi sono costituite da depositi silicoclastici di mare poco profondo in cui è però possibile riconoscere le evidenze di un progressivo approfondimento del bacino, come conseguenza del rifting continentale associato alla tettonica estensionale triassica; su tali depositi, riconducibili alla Formazione di Monte Facito, poggiano i sedimenti tardotriassici prevalentemente carbonatici della Formazione dei Calcarì con Selce e quelli giurassici degli Scisti Silicei, costituiti principalmente da selci e radiolariti (Ciarapica *et alii*, 1990; Pescatore *et alii*, 1999).

Nel Cretaceo il bacino è stato interessato dalla sedimentazione prevalentemente torbiditica di marne silicee e argille della Formazione dei Galestri e, in un secondo momento, dalla deposizione di sedimenti calcareo-clastici interstratificati a marne e argille rosse (Flysch Rosso) che passano lateralmente alle Argille Varicolori (Pescatore *et alii*, 1999).

Le successioni carbonatiche della piattaforma appenninica costituiscono diverse unità strutturali tettonica-

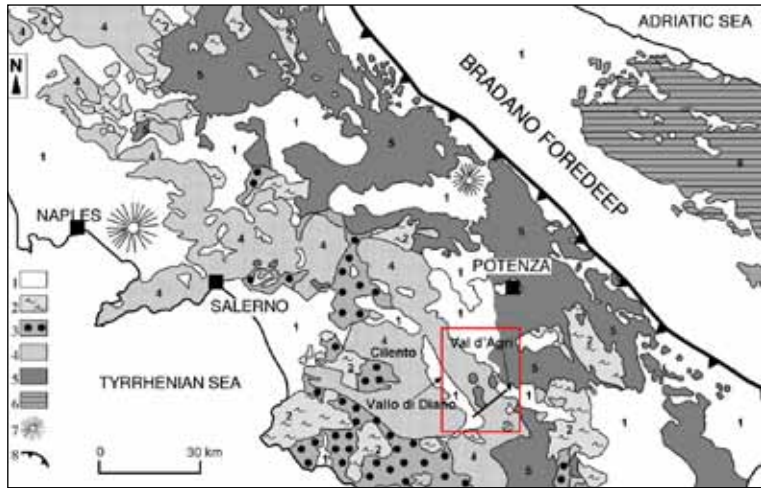


Fig. 1 - Schema geologico dell'Appennino meridionale (da Pescatore et alii, 1999, modif.). Legenda: 1. Sedimenti e prodotti vulcanici plio-pleistocenici; 2. Depositi clastici sinorogenici miocenici; 3. Unità interne cretacio-terziarie; 4. Unità meso-cenozoiche della piattaforma carbonatica appenninica; 5. Unità meso-cenozoiche pelagiche del bacino lagonegrese; 6. Unità meso-cenozoiche della piattaforma carbonatica apula; 7. Edifici vulcanici; 8. Fronte di sovraccorrimiento della catena. Nel riquadro l'area oggetto del presente lavoro e la traccia della sezione geologica in figura 2.

mente sovrapposte alle Unità Lagonegresi: Unità Alburni - Cervati, Unità Monte Foraporta, Unità Monte Marzano - Monti della Maddalena. Quest'ultima affiora lungo la fascia più esterna dell'appennino carbonatico e si caratterizza per facies transizionali di margine di piattaforma direttamente correlate alle successioni coeve del vicino bacino di Lagonegro; in particolare i "Calcari Cristallini" *Auct.* di età paleogenica vengono considerati facies laterali delle sequenze calcareo-clastiche del Flysch Rosso (Bonardi *et alii*, 1988; Castellano & Sgrosso, 1996).

La dorsale dei Monti della Maddalena è dunque costituita prevalentemente da una successione mesozoica che presenta facies di margine di piattaforma carbonatica, costituita dal basso verso l'alto da dolomie triassiche a *megalodon*, calcari dolomitici dell'Infralias, calcari liassici a *palaeodasycladus*, calcari oolitici e calciruditi a coralli del Giurassico, calcari a rudiste del Cretaceo e calcari cristallini del Maastrichtiano (Scandone & Bonardi, 1968; Scandone, 1971; Radina, 1965).

I Monti della Maddalena si caratterizzano inoltre per una notevole complessità geologico-strutturale, legata alla presenza di importanti lineamenti tettonici anti-appenninici e alle relative fasce di disturbo tettonico milonitico e/o cataclastico. Queste ultime fanno in modo che la marcata parcellizzazione strutturale si traduca anche in una evidente suddivisione dell'unità idrogeologica in più sub-sistemi più o meno indipendenti. In ciascuno di questi la circolazione idrica sotterranea è organizzata in maniera tale da costituire un'unica unità di drenaggio in grado di alimentare singole emergenze di fondovalle o gruppi di sorgenti interconnesse (Capolongo *et alii*, 2005; Grimaldi & Summa, 2005). Nell'ambito di questa complessità idrogeologica, gioca un ruolo rilevante anche l'andamento plano-altimetrico delle Unità Lagonegresi sepolte che, per la loro posizione strutturale e per una permeabilità mediamente molto più bassa rispetto ai carbonati di piattaforma appenninica, costituiscono la base impermeabile del sistema acquifero in oggetto (Fig. 2).

La morfostruttura risulta interessata da una fenomenologia carsica abbastanza pervasiva e diffusa che, per quanto meno evidente rispetto ad altri massicci carbonatici dell'Italia Meridionale, si presenta ben sviluppata soprattutto in quei settori dove i calcari prevalgono sulle dolomie triassiche (Nicotera & De Riso, 1969; Celico, 1979). In queste aree si sono sviluppate importanti conche tettono-carsiche, in corrispondenza di

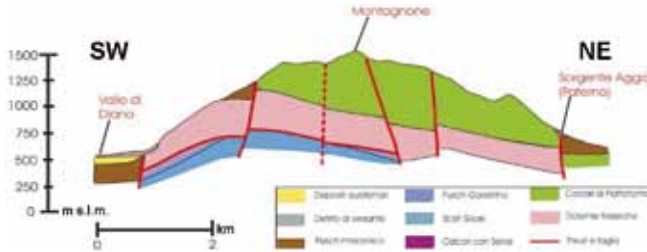


Fig.2 - Sezione geologica schematica lungo il settore centrale della dorsale dei Monti della Maddalena, compreso tra Paterno e Padula.

graben e/o contatti tra litotipi a differente permeabilità (piane di Mandrano, Mandranello, Magorno, Perillo, Spigno), periodicamente inondate, e punteggiate da numerosi inghiottitoi.

Numerose sorgenti sono ubicate lungo la cintura impermeabile della dorsale, data dal contatto dei carbonati mesozoici con le alluvioni di fondovalle e/o con il flysch miocenico, ivi rappresentato dalle calcilutiti e dalle marne argillose della Formazione di Monte Sierio, (Scandone & Bonardi, 1968; Castellano & Sgrosso, 1996). In entrambi i casi la struttura che si viene a configurare è quella di una soglia di permeabilità sovrimposta.

Altre sorgenti si trovano invece distribuite lungo il contatto tettonico tra i carbonati mesozoici e le Unità Lagonegresi, laddove tale contatto risulta esposto in superficie, ovvero lungo il settore nord-orientale della struttura.

Il percorso

L'itinerario geologico proposto consente di attraversare alcune delle aree della dorsale dei Monti della Maddalena dove la fenomenologia carsica si presenta maggiormente sviluppata, in micro e macroforme epigee talora decisamente didattiche nella loro evidenza e semplicità. Al contempo, lungo tutto il percorso è possibile farsi un'idea dell'intero assetto idrogeologico della struttura ed osservare affioramenti significativi di tutti i principali litotipi presenti nell'area in esame.

Il percorso (Fig. 3) ha inizio a monte di Paterno, in località Camporotondo (m 1320 s.l.m.), pianoro carsico ricadente nell'area di ricarica della sorgente Aggia (m 603 s.l.m.), una delle più importanti emergenze sorgive dell'Alta Val d'Agri. Su tale pianoro e su quello successivo di Campolongo è possibile osservare con



Fig.3 - Il percorso proposto e gli stop principali.

una certa facilità microforme epigee quali scannellature, impronte e vaschette di corrosione e, nelle zone più depresse, anche diversi inghiottitoi, parzialmente obliterati da materiale detritico.

Il percorso prosegue lungo lo spartiacque passando nei pressi di un interessante affioramento di dolomie intensamente tettonizzate, che hanno acquisito il caratteristico aspetto farinoso molto comune nelle dolomie triassiche affioranti sui Monti della Maddalena.

Raggiunta la Serra Longa (m 1503 s.l.m.), punto più alto dell'itinerario proposto, nonché culmine orografico dell'intera dorsale, è possibile osservare dall'alto la finestra tettonica tra Paterno e Padula, in corrispondenza della quale affiorano le Unità Lagonegresi, ivi rappresentate dalla formazione del Flysch Galestrino e dagli Scisti Silicei. Su tali unità bacinali sovrascorrono le dolomie del versante nord-occidentale della Serra Longa, e i calcari mesozoici che contribuiscono all'alimentazione della vicina sorgente di San Giovanni in Fonte, nei pressi di Padula. Questa stessa sorgente costituisce un geosito di una certa rilevanza in virtù della presenza dei resti dell'antico battistero paleocristiano di *Marcellianum*. Il significato storico-culturale di un sito, infatti, tende a valorizzare ulteriormente il bene geologico, in quanto testimonianza non solo della storia e delle dinamiche interne della Terra, ma anche della vita su di essa e del rapporto uomo-ambiente naturale.

Dalla Serra Longa, con percorso ad anello, si raggiunge nuovamente il pianoro di Campolongo e con una breve deviazione, la radura dell'Acqualonga; quest'ultima costituisce un punto panoramico di straordinario interesse per l'osservazione della vicina Piana di Magorno, importante polje che contribuisce all'alimentazione della sorgente Capocavolo (m 720 s.l.m.), in agro di Tramutola, nonché dell'imponente circo glaciale sommitale del vicino massiccio del Sirino-Papa, che raggiunge la ragguardevole quota di 2005 m s.l.m.. Nel corso dell'itinerario è possibile individuare almeno cinque stop principali, di seguito descritti in dettaglio.

Stop 1 Pianoro di Camporotondo (Fig. 4)

Pianoro carsico compreso tra Serra Mare (m 1259 s.l.m.) e il Montagnone (m 1482 s.l.m.), nell'area di ricarica della sorgente Aggia (sez. geol. in figura 2). È possibile osservarvi tipiche forme carsiche, quali *scannellature* (solchi rettilinei separati da sottili creste aguzze) e piccole cavità a fondo piatto di diametro centimetrico o decimetrico, aperte da un lato (*impronte*) o totalmente chiuse (*vaschette di corrosione*). È la località di partenza e di arrivo dell'itinerario proposto.



Fig. 4 - Il pianoro di Camporotondo, punto di partenza e di arrivo dell'itinerario proposto.

Stop 2 Fago Crociato

Posta tra l'omonima faggeta e il Bosco Intravata, laddove la mulattiera scende di quota alla testata del Vallone Ghigliottina, dopo aver superato lo spartiacque tra Val d'Agri e Vallo di Diano, questa località è ubicata in corrispondenza del contatto tettonico tra i calcari tardo-mesozoici e le dolomie triassiche.

I calcari fratturati e moderatamente carsificati, e le forme carsiche epigee osservabili lungo tutto il percorso a partire dal pianoro di Camporotondo, lasciano qui il posto ad affioramenti di dolomie biancastre intensamente fratturate che, in virtù della loro intensa tettonizzazione, si presentano spesso pulverulente e farinose, talora dando luogo anche a morfologie di tipo calanchivo.

Stop 3 Cappella del Romito

Dalla cappella si gode di un ampio panorama sul sottostante Vallo di Diano, sui monti del Cilento (Cervati, Motola, Alburni) e su quelli dell'Alta Val d'Agri (Arioso, Volturino, Montagna di Viggiano). In particolare verso nord si può apprezzare l'evidente passaggio litologico tra carbonati mesozoici e argilliti galestrine, in corrispondenza dell'importante finestra tettonica del Vallone Ghigliottina. Come si può osservare nella foto in figura 5, le dolomie triassiche che affiorano nella zona del Bosco Intravata risultano sovrascorse sulle Unità lagonegresi del Flysch Galestrino, che a sua volta poggia in contatto stratigrafico sugli Scisti Silicei. Questi affiorano estesamente lungo tutto il Vallone Ghigliottina, di cui si osserva la parte alta all'estremità sinistra della stessa foto.



Fig. 5 - La finestra tettonica del Vallone Ghigliottina.

Stop 4 Pianoro di Campolongo (Fig. 6)

Proseguendo lungo il percorso ad anello, si torna nuovamente in un settore di dorsale interessato da affioramenti di calcari mesozoici. Il pianoro di Campolongo si caratterizza per microforme carsiche epigee del tutto analoghe a quelle osservate nel precedente pianoro di Camporotondo, oltre che per la presenza di numerosi *sinkholes*.



Fig. 6 - Sinkholes in località Campolongo.

Stop 5 Pianoro dell'Acqualonga

Il pianoro dell'Acqualonga, caratterizzato dalla piccola omonima sorgente, si presenta come uno straordinario balcone naturale dal quale la vista spazia, verso SE, fino al versante settentrionale del Sirino, caratterizzato dall'imponente circo glaciale del ghiacciaio che interessava il massiccio durante l'ultima glaciazione pleistocenica (Fig. 7).



Fig. 7 - Il massiccio del Sirino dal pianoro dell'Acqualonga.

Conclusioni

L'itinerario proposto consente di raggiungere, nell'arco di una semplice escursione giornaliera, numerosi geositi di notevole rilevanza naturalistica, ambientale e paesaggistica, ed è inoltre facilmente raccordabile, grazie ad una fitta rete di antichi sentieri e mulattiere, al sentiero CAI Frassati della Campania (Sica, 1996), che raggiunge il Monte Sito Marsicano (m 1410 s.l.m.) partendo dalla località di San Giovanni in Fonte, nei pressi di Padula.

Tale località è da considerarsi a sua volta un importante geosito, per la presenza di una copiosa sorgente, alimentata dagli acquiferi calcarei della dorsale descritta, sulla quale fu realizzato il battistero paleocristiano di *Marcellianum*. Di questo sito, dove veniva praticato anticamente il battesimo per immersione dei catecumeni durante la sacra notte (probabilmente la vigilia dell'Epifania o il Sabato Santo), parla in una sua epistola anche il letterato e storico romano Cassiodoro, affermando "Anche la Lucania ha il suo Giordano!" Numerosi altri geositi possono in ogni caso essere individuati, a cavallo tra Basilicata e Campania, lungo l'intera dorsale dei Monti della Maddalena, tutti facilmente raggiungibili con semplici passeggiate o facili escursioni. Si tratta di siti di notevole interesse sia dal punto di vista ambientale che da quello naturalistico e paesaggistico, e meritevoli in quanto tali di essere adeguatamente protetti e valorizzati, anche attraverso la realizzazione di una rete sentieristica che, consentendo di compiere sia escursioni di un giorno che trekking pluri-giornalieri, permetta di scoprire i luoghi più interessanti di questo angolo dell'antica *Lucania*.

Bibliografia

- BONARDI G., D'ARGENIO B., PERRONE V. (1988) - *Carta Geologica dell'Appennino Meridionale alla scala 1:250.000*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 1341.
- CAPOLONGO D., CECARO G., GIANO S.I., LAZZARI M., SCHIATTARELLA M. (2005) - *Structural control on drainage network of the south-western side of the Agri River upper Valley (Southern Apennines, Italy)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 28, 169-180.
- CASTELLANO M.C. & SGROSSO I. (1996) - *Età e significato dei depositi miocenici della formazione di M.Sierio e possibile evoluzione cinematica dell'Unità dei Monti della Maddalena nell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., 51, 239-249.
- CELICO P. (1979) - *Considerazioni sull'idrogeologia di alcune zone dell'Italia centro-meridionale alla luce dei risultati di recenti indagini geognostiche*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl., Napoli, 15, 41-84.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PANZANELLI FRATONI R., PASSERI L., ZANINETTI L. (1990) - *The Monte Facito Formation (Southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., 109, 135-142.
- GRIMALDI S. & SUMMA G. (2005). *Caratteri idrogeologici ed idrogeochimici del settore meridionale dei Monti della Maddalena (Appennino Meridionale)*. Giornale di Geologia Applicata, 2, 348-356.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino Centro-Meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., 35, 177-202.
- NICOTERA P. & DE RISO R. (1969) - *Idrogeologia del Vallo di Diano*. Memorie e Note dell'Istituto di Geologia Applicata, 11, 10-75.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M., TRAMUTOLI M. (1999) - *Stratigraphic and structural relationships between meso-cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy*. Tectonophysics, 315, 269-286.
- PESCATORE T., RENDA P., TRAMUTOLI M. (1988) - *I rapporti tra le unità Lagonegresi e le unità Sicilidi nella Media Valle del Basento, Lucania (Appennino Meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 353-361.
- RADINA B. (1965) - *Note stratigrafiche e tettoniche sui dintorni di Vietri di Potenza e di Savoia di Lucania (Appennino Meridionale)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 74, 133-148, Napoli.
- SCANDONE P. (1971) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 199 e 210 Potenza e Lauria*. Servizio geologico d'Italia.
- SCANDONE P. & BONARDI G. (1968) - *Synsedimentary tectonics controlling deposition of mesozoic and tertiary carbonatic sequences of areas surrounding Vallo di Diano (southern appennines)*. Mem. Soc. Geol. It., 7, 1-10.
- SICA A. (1996) - *Il "sentiero Frassati" della Campania*. Club Alpino Italiano, delegazione regionale Campania. Laruffa editore.

PROPOSTA DI ITINERARI GEOLOGICI ATTRAVERSO IL SANNIO (CAMPANIA)

Alessio Valente¹ & Giovanni Rivellini²

¹ Dipartimento di Studi Geologici ed Ambientali - Università degli Studi del Sannio; ² Geologo - Libero professionista

Riassunto

In questo contributo si vuole promuovere e valorizzare il patrimonio geologico del Sannio, cioè del territorio orientale della provincia di Benevento in Campania, attraverso due itinerari, che l'attraversano rispettivamente a sud e a nord. A tal fine, pur non tralasciando altri elementi naturali ed antropici del paesaggio, si è cercato di sviluppare gli itinerari in contesti geologici omogenei per facilitare la trasmissione di queste conoscenze ad un pubblico diversificato, nonché per favorirne gli spostamenti. L'itinerario meridionale si sviluppa in un territorio prossimo al confine con l'Irpinia, e si caratterizza per le forti interazioni tra l'evoluzione geologica e geomorfologica dell'area e le vicende storiche succedutesi nel corso delle ultime migliaia di anni. L'itinerario settentrionale, invece, si sposta verso le aree limitrofe alla regione molisana e pugliese in un paesaggio dove si evidenzia maggiormente il fragile equilibrio degli ambienti abiotici, ovvero del pesante ruolo giocato dall'erosione dalle acque di ruscellamento che defluiscono sui versanti e ne modificano l'aspetto spesso in tempi rapidi.

Introduzione

La parola paesaggio è tra le più usate da chi viaggia per svago e/o per curiosità culturale per descrivere i luoghi visitati, ovvero quanto riesce ad abbracciare con lo sguardo durante il tragitto. Nonostante tradizionalmente l'approccio nei confronti di tale termine sia essenzialmente olistico, cioè di comprensione sistemica degli elementi naturali ed antropici che compongono un paesaggio, solo recentemente sono stati ritenuti significativi anche gli aspetti attinenti al patrimonio geologico.

La promozione e la valorizzazione di questo patrimonio andrebbero considerate sempre in relazione con gli altri elementi; tuttavia, volendo enfatizzare gli aspetti geologici e geomorfologici di un territorio sarebbe preferibile che essi possano raccontarne la storia e l'evoluzione nel suo complesso oppure ne approfondiscano soltanto un capitolo riguardante uno specifico frammento spazio-temporale degli eventi "vissuti". Inoltre, non è da trascurare la considerazione che il paesaggio costituisce lo scenario in cui si sono susseguite le vicende della storia e della vita di una comunità, a tal punto da esserne diventato un elemento imprescindibile di quell'identità culturale.

In base a queste brevi considerazioni si propone, pertanto, in questa nota, di sviluppare dei percorsi finalizzati alla promozione dei beni geologici attraverso una delle zone interne della Campania: il Sannio.

Il Sannio

Il Sannio può essere descritto come quel territorio a ridosso delle parti più esterne del segmento campano-molisano della catena appenninica, in cui si alternano colline basse ed arrotondate, spesso organizzate in dorsali allungate, e valli ampie solcate da corsi d'acqua a carattere torrentizio, che scorrono impetuosi solo in occasione di eventi di piena (Mazzacca, 1992). I rilievi sono costituiti essenzialmente da coltri di sedimenti neogenici e quaternari, ovvero da terreni spesso poco consolidati o alquanto tettonizzati, in cui prevale la componente argillosa su quella arenacea e più raramente su quella conglomeratica (Bergomi *et alii*, 1975; Cestari *et alii*, 1975). Più precisamente, in questo territorio affiorano diffusamente le successioni sinorogene e tardorogene, in prevalenza silico-clastiche, poste in discordanza stratigrafica sulle unità di

piattaforma carbonatica mesozoica, presenti in quest'area solo marginalmente, e di bacino (Unità del Foretore ed Unità del Sannio: Pescatore *et alii*, 2000), che costituivano i domini paleogeografici pre-orogenici. Nell'area meridionale tra le successioni sinorogene prevalgono quelle infraplioceniche, che costituivano il riempimento di un bacino con depositi da pelitici ad arenacei e quindi conglomeratici, a testimoniare l'evoluzione paleoambientale da deltizio sommerso a costiero e quindi fluviale (Formazione della Baronia: Amore *et alii*, 1998; Ciarcia *et alii*, 2006). Nell'area settentrionale gli affioramenti delle unità di bacino preorogene sono più diffuse e le successioni sinorogene sono rappresentate da depositi essenzialmente torbiditici tardo miocenici (Formazione di S. Giorgio: Selli, 1962; Formazione di S. Bartolomeo, Boiano, 2000) formati entro dei bacini posti sui domini preorogeni già deformati (*thrust-related basins*).

Il coinvolgimento del Sannio nella deformazione tettonica dell'Appennino, che è proceduta da ovest verso est, è alquanto recente (Pescatore *et alii*, 2000; Massa *et alii*, 2002), come si può rilevare dall'attività sismica ancora oggetto delle cronache (Catenacci, 1992), ed il modellamento dei versanti talora è così accelerato da poter osservare le modifiche del paesaggio in tempi piuttosto rapidi (Abate & L'Altrelly, 1995). In questo contesto l'uomo ha scelto di insediarsi dapprima in corrispondenza delle dorsali, dove l'altimetria, in virtù della presenza di successioni arenaceo-conglomeratiche, garantiva maggiore sicurezza, facendo sorgere una miriade di piccoli centri abitati e di attività. Successivamente però l'azione antropica si è rivolta sia pure in modo puntuale allo sfruttamento delle risorse naturali (come l'acqua ed il vento), che un territorio di difficile pianificazione, per le sue peculiarità geomorfologiche descritte, può offrire (Benvenuto, 1995). Un'altra considerazione riguarda il valore estetico del paesaggio che si presenta all'occhio del turista. Tale valore dovrebbe prescindere da una stima soggettiva, in quanto nel paesaggio devono avere risalto anche quelle situazioni in evoluzione, la cui percezione immediata può risultare di impatto negativo. Nella fattispecie, la proposta di itinerario si inserisce in un contesto ambientale che può sembrare localmente alquanto degradato. Infatti, gli impatti che questi terreni prevalentemente argillosi subiscono sono molteplici, in parte dovuti all'utilizzo di tecniche colturali non sempre adeguate, che finiscono per compromettere le condizioni fisico-meccaniche del terreno, fino a giungere, in casi estremi, al completo abbandono delle aree agricole, sempre meno produttive. Conseguentemente, vi è una diffusa mancanza di manutenzione delle opere di canalizzazione delle acque superficiali, a cui si unisce l'azione dei numerosi incendi. Questi impatti accelerano i fenomeni erosivi indotti dall'azione delle acque meteoriche, che determinano la comparsa di profonde "lacerazioni" sui versanti. Questi non sono altro che i segni superficiali dei movimenti franosi, anche di grandi dimensioni, visibili in modo diffuso nell'Alto Sannio (Guadagno *et alii*, 2006).

Proposta di itinerari

In questo territorio, che offre una miriade di luoghi suggestivi, potenzialmente in grado di proiettare un viaggiatore nella storia racchiusa nelle rocce e nei paesaggi che si trova dinanzi, diventa estremamente complesso selezionare o ritagliare le tappe di itinerari. L'esclusione di un sito potrebbe impedire di ricostruire quella storia, e quindi addirittura far mancare quel tassello che identifica completamente un territorio. Inoltre, il Sannio ha un'estensione piuttosto ampia, che si spinge oltre i confini della Regione Campania, e più precisamente della Provincia di Benevento, per cui la sua restrizione all'ambito provinciale per ragioni logistiche diventa alquanto opportuna.

A tal fine, volendo soddisfare adeguatamente i criteri di omogeneità geologica, da cui la facilità di approccio culturale, e di prossimità, che favorirebbe gli spostamenti entro un'area più circoscritta, si propongono due itinerari nel Sannio. Essi toccano alcuni dei siti in cui il bene geologico può essere apprezzato ed essere considerato un elemento essenziale nella ricostruzione della storia geologica ed evoluzione geomorfolo-

gica (Fig. 1). Pertanto, i siti attraversati da ogni itinerario, al fine di evidenziarne il filo logico che li collega, non saranno descritti in questo contributo nel senso di percorrenza.

Si precisa che alcuni dei siti prescelti in questi itinerari sono già stati censiti nell'ambito del catalogo dei geositi della Regione Campania, e per la loro valenza sono oggetto anche di tappe durante viaggi con fini educativi, religiosi ed eno-gastronomici. Tuttavia, mancano per la quasi totalità di essi supporti didattici, quali opuscoli pedagogici, pannelli esplicativi in situ e guide turistiche che diano informazioni geologiche. In tal senso la proposta di questi itinerari vuole essere uno strumento preliminare per trasmettere conoscenze scientifiche, anche se accessibili ad un pubblico diversificato per interessi e grado di cultura, sia per integrare in maniera adeguata i percorsi attivi da anni sia per istituirne altri a valenza prevalentemente geologico-ambientale. Gli itinerari prevedono, inoltre, la realizzazione di materiale divulgativo nelle forme più diverse, come ad esempio, una guida con testi ed immagini, nonché di strutture "sul campo", come ad esempio, dei pannelli didattici per informare il pubblico sulle particolarità geologiche del luogo. Non sono, comunque, da tralasciare quelle informazioni di carattere diverso (vegetazionali, storico-archeologiche, ecc.) utili a completare l'identità di questo territorio.

Gli itinerari si sviluppano essenzialmente nell'ambito del territorio orientale della provincia di Benevento, a tratti sfiorando il confine con le regioni Puglia e Molise e quello della provincia di Avellino. L'area percorsa dagli itinerari si distacca nettamente da quella che si lascia ad occidente dove sono presenti i rilievi montuosi del Taburno-Camposauro e del Matese, che la sovrastano con le loro cime, superiori ai 1200 m. Gli itinerari seguono prevalentemente le strade che costeggiano ora l'uno o l'altro versante delle valli, in cui scorrono corsi d'acqua, di dimensioni e portate diverse, confluenti prevalentemente nel Fiume Calore, affluente principale del Fiume Volturno. Si fa presente che l'itinerario si svilupperà anche in altri bacini idrografici importanti, come ad esempio, del Fiume Fortore, che si estende esclusivamente sui versanti che si affacciano sul Mar Adriatico, dove peraltro sfocia in territorio pugliese.

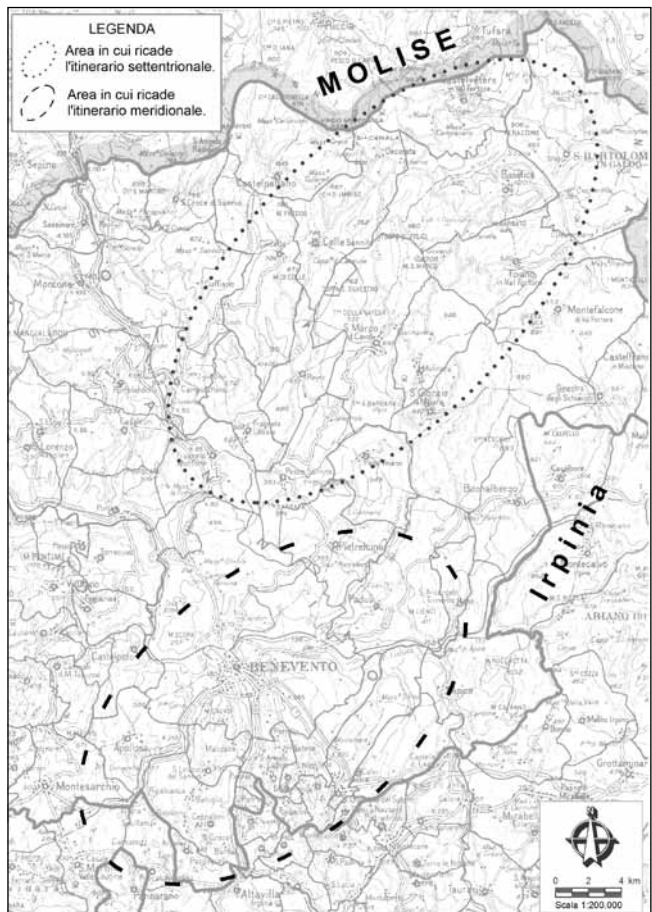


Fig. 1 - Inquadramento degli itinerari nel Sannio.

Itinerario meridionale

L'itinerario meridionale (per i punti di interesse abbreviato con s) si sviluppa in un territorio sannita prossimo al confine con l'Irpinia (Fig. 2), e si caratterizza per le forti interazioni tra l'evoluzione geologica e geomorfologica dell'area e le vicende storiche succedutesi nel corso delle ultime migliaia di anni. La ricerca di tali interazioni può essere intrapresa cominciando proprio dalla città di Benevento, il cui sviluppo urbanistico è legato alla presenza della confluenza del Fiume Sabato nel Fiume Calore. La visita a questa città consente di osservare monumenti romani e longobardi, alcuni dei quali decisamente ben conservati, quali l'Arco di Traiano ed il Teatro Romano ed altri praticamente distrutti dagli eventi bellici, come il Duomo del XIII secolo, oppure non integralmente visibili perché nascosti dall'urbanizzazione, come l'Anfiteatro Romano. Tale anfiteatro, risalente al I secolo a.C., è esposto solo in minima parte, in quanto coperto per la gran parte dalla sede ferroviaria Appia. Tra le strutture dell'Anfiteatro si rinviene, inoltre, una successione di depositi spesso meno di tre metri, da mettere in relazione ad eventi catastrofici naturali (alluvioni, eruzioni vulcaniche e terremoti) succedutesi negli ultimi 2000 anni (**punto di interesse 1s**). In particolare, l'anfiteatro poggia su depositi alluvionali, che contengono tra l'altro lapilli dell'eruzione del Vesuvio del 3000 a.C., ed è stato utilizzato fino al terremoto del 369 d.C., che lo danneggiò fortemente come testimoniano i muri ribaltati e i diffusi frammenti di laterizi. Tali resti sono ricoperti da altri depositi da ascrivere principalmente ad inondazioni del Fiume Sabato e ad un'altra eruzione del Vesuvio, quella del 472 d.C. (D'Argenio *et alii*, 2002). Non mancano altri luoghi del capoluogo dove questi eventi siano registrati, tuttavia nell'anfiteatro risulta meno frammentata la loro ricostruzione.

Un altro sito di questo itinerario in cui sono ben registrate le interazioni tra eventi geologici e vicende storiche è quello del borgo abbandonato di Apice (**punto di interesse 5s**). La storia dell'antico abitato di Apice inizia nell'antichità e si interrompe bruscamente alle ore 19,30 circa del 21 agosto 1962, quando due scosse di terremoto del VI e VII grado della Scala Mercalli fecero tremare il Sannio e l'Irpinia, uccidendo 17 persone (Catenacci, 1992). Apice fu uno dei centri più colpiti, ma non venne distrutto, anche se per

evitare ulteriori vittime, furono allontanati i 6500 abitanti. Si ricorda che Apice subì gravi distruzioni in seguito al terremoto del 1456 e nel 1688 (Baratta, 1901), due degli eventi che "infiarono ... più che in ogni altro luogo nella Valle Beneventana (Bonito, 1691)".



Fig. 2 - Itinerario meridionale. Legenda: 1. Luogo di interesse geologico e/o geomorfologico e/o idrogeologico e/o storico numerati entro la stella nel seguente ordine: Anfiteatro di Benevento; Castelpoto; Acqua delle Vene; Stretto di Barba; Apice Vecchia; Sant'Arcangelo Trimonte; Masseria Ebba (bivio Paduli); Pezzapiana; 2. Percorso su strade provinciali e statali per giungere nei luoghi di interesse; 3. Ubicazione dei centri urbani principali della provincia di Benevento; 4. Fiumi principali, o parti di essi, che scorrono all'interno della provincia di Benevento; 5. Altimetria.

Questo paese può rappresentare un monito ai visitatori di un paese che ha subito gli eventi sismici più importanti dell'Appennino meridionale, e che è rimasta svuotata da abitanti, ma intatta nella sua cultura rurale di quaranta anni fa.

In questa proposta di itinerario vi è un aspetto geologico piuttosto comune nel paesaggio circostante Benevento, che è rappresentato dai depositi affioranti, ora argillosi ora sabbioso-conglomeratici (Formazione della Baronia: Amore *et alii*, 1998). Tali depositi risalirebbero al Pliocene inferiore (circa 5 M.a), quando in quest'area esisteva un fondale marino molto prossimo alla linea di costa (bacino di Benevento) contiguo ai rilievi in formazione (Ciarcia *et alii*, 2006). L'ambiente di sedimentazione si ricostruisce facilmente osservando da vicino gli strati di questi depositi dove le strutture sedimentarie sono peculiari delle onde e delle correnti litoranee ed i fossili sono rappresentati da livelli ricchi di bivalvi (ostreidi e pettinidi), con individui anche molto grandi. Questi fossili comunque sono presenti in diversi siti, come lungo la strada provinciale ad est di Castelpoto (**punto di interesse 2s**) oppure lungo i margini della strada che dalla SS n.90 raggiunge S. Arcangelo Trimonte (**punto di interesse 6s**) (Fig. 3). Questo affioramento, piuttosto continuo, mostra sabbie e arenarie dal colore decisamente giallastro con strutture sedimentarie quali le superfici ondulate concavo-convesse che sono attribuite all'elaborazione dei sedimenti litorali da parte di correnti di tempeste (Ciarcia *et alii*, 2006).



Fig. 3 - Punto di interesse 6 dell'itinerario meridionale: affioramento presso S. Arcangelo Trimonte con sabbie e arenarie dal colore decisamente giallastro del Pliocene inferiore.



Fig. 4 - Punto di interesse 4 dell'itinerario meridionale: lo Stretto di Barba scavato dal Fiume Sabato in conglomerati alto-miocenici.

Si segnala, altresì, come nelle vicinanze siano presenti dei resti di ponti romani realizzati per attraversare il Fiume Miscano, che doveva a quel tempo avere decisamente una larghezza maggiore di quella attuale. In particolare, si potrà osservare quello ben conservato delle Chianche, una struttura con sei arcate per una lunghezza di 120 m.

Risalendo verso Paduli, in prossimità di Masseria Ebba, nei medesimi depositi sabbioso-arenacei ascrivibili al bacino pliocenico di Benvenuto sono ben evidenti lungo le pareti che costeggiano la strada numerosi livelli di "cogoli", forme sferoidali che rappresentano le porzioni rocciose più cementate (**punto di interesse 7s**). La dinamica fluviale del Calore e di due tra i principali affluenti, il Fiume Sabato ed il Fiume Miscano, assume un ruolo rilevante nell'evoluzione geomorfologica più recente dell'area beneventana, e persino nella storia delle popolazioni che hanno abitato questo territorio negli ultimi millenni. Proprio lo studio del tracciato dei suddetti corsi evidenzia aspetti alquanto interessanti da inserire nella proposta di itinerario, come lo Stretto di Barba, una forra piuttosto suggestiva scavata dal Fiume Sabato in conglomerati alto-miocenici, ben cementati (**punto di interesse 4s**) (Fig. 4). Essa si trova sulla S.S. n.88 al confine tra la provincia di

Avellino e Benevento poco prima del bivio per Ceppaloni. I conglomerati, che si osservano lungo le pareti assai ripide della forra, si sarebbero depositi al bordo orientale della catena appenninica in formazione, precedentemente ai depositi del bacino di Benevento, e precisamente in un ambiente di conoide alluvionale, durante il Miocene superiore (circa 6 -7 milioni di anni fa) (membro conglomeratico dell'Unità di Tufo - Altavilla: Chiocchini & Chiocchini, 1999). Narra una leggenda, sfruttando anche la suggestione che si vive in questo luogo, che in questo stretto le streghe celebravano i loro riti intorno ad alberi secolari di noce. Per dissipare ogni diceria San Barbato, vescovo di Benevento, fece tagliare gli alberi più grandi.

Le peculiarità della grotta che si apre in località Acqua delle Vene nelle propaggini più orientali della dorsale carbonatica del Massiccio del Partenio (**punto di interesse 3s**) consentono di considerarla parte di quest'itinerario, nonostante l'estrema marginalità rispetto al Sannio. Il nome della località in cui si trova la grotta prende il nome da una sorgente, che sgorga dalle fessure e fratture dell'ammasso roccioso. La ragione dell'inserimento risiede nei depositi alluvionali a granulometria sabbiosa presenti nella grotta, a testimoniare antichi episodi di riempimento e successivo allontanamento del sedimento. All'azione dissolutiva delle acque quindi si sovrapponevano i processi di erosione meccanica. Tale grotta si apre in destra orografica della forra, che giunge sino all'abitato di Pannarano. L'apertura dell'ingresso è dovuta ad un episodio di crollo, i cui massi si possono vedere nella prima sala tra le stalagmiti ed i depositi alluvionali, dopo di che la grotta prosegue per quasi tutto il percorso (circa 242 m) in uno stretto meandro, non agevolmente attraversabile (Russo *et alii*, 2005).

L'itinerario si potrebbe chiudere osservando la divagazione del Fiume Calore a Piano Pezza nell'area periferica orientale di Benevento, prima che il fiume sia costretto a muoversi tra muri di difesa dell'abitato alti oltre 10 m. In questa località in corrispondenza di un meandro ben pronunciato del Fiume Calore (**punto di interesse 8s**) si evidenzia la migrazione "forzata" verso il lato concavo del fiume, che scorreva nel 1957 molto più all'interno. Tale migrazione sarebbe stata accelerata dalla presenza dei muri di difesa, realizzati per evitare i danni provocati dalle frequenti alluvioni (Mazzacca, 1992). A testimoniare la presenza del paleo-alveo resta l'allineamento degli alberi, attualmente in posizione anomala nel centro abitato. Nel lato convesso sono ben visibili una gran quantità di alluvioni depositate in meno di cinquant'anni.

Itinerario settentrionale

L'itinerario settentrionale (per i punti di interesse abbreviato con n) si sposta verso le aree limitrofe alla regione molisana, a nord, e pugliese, ad est, (Fig. 5) in un paesaggio dove si evidenzia maggiormente il fragile equilibrio degli ambienti abiotici, ovvero del pesante ruolo giocato dall'erosione dalle acque di ruscellamento che defluiscono sui versanti e ne modificano l'aspetto spesso in tempi rapidi. Lo sguardo del visitatore dell'Alto Sannio potrebbe ritenere lo scenario che si trova dinanzi alquanto ripetitivo e poco attraente, specie dove affiorano rocce poco resistenti all'erosione, e quindi dominano fenomeni di dissesto di tipologia diversa. Invece, vi sono dei processi evolutivi dei versanti particolarmente "spettacolari", anche nella loro drammaticità, degni di una particolare attenzione, come la colata di terra di Foiano di Valfortore (**punto di interesse 3n**) (Fig. 6). Questa colata si è sviluppata immediatamente a sud dell'abitato, in corrispondenza di un limite tra terreni con caratteristiche diverse: da un lato arenarie e conglomerati, ricoperti da una densa vegetazione arborea, e dall'altro argille e marne rimobilizzate dalla colata. L'evoluzione della frana pur avendo coinvolto le abitazioni presenti a valle, fortunatamente non costituisce pericolo per il centro abitato (CNR-GNDCI, 2004). Completamente diverso è l'effetto causato dalle acque di dilavamento sui terreni argillosi affioranti sui versanti meridionali delle distese collinari di Castelvetere in Valfortore (**punto di interesse 5n**), in cui sono frequenti i calanchi (Fig. 7). In particolare, le argille grigio-azzurre del Miocene

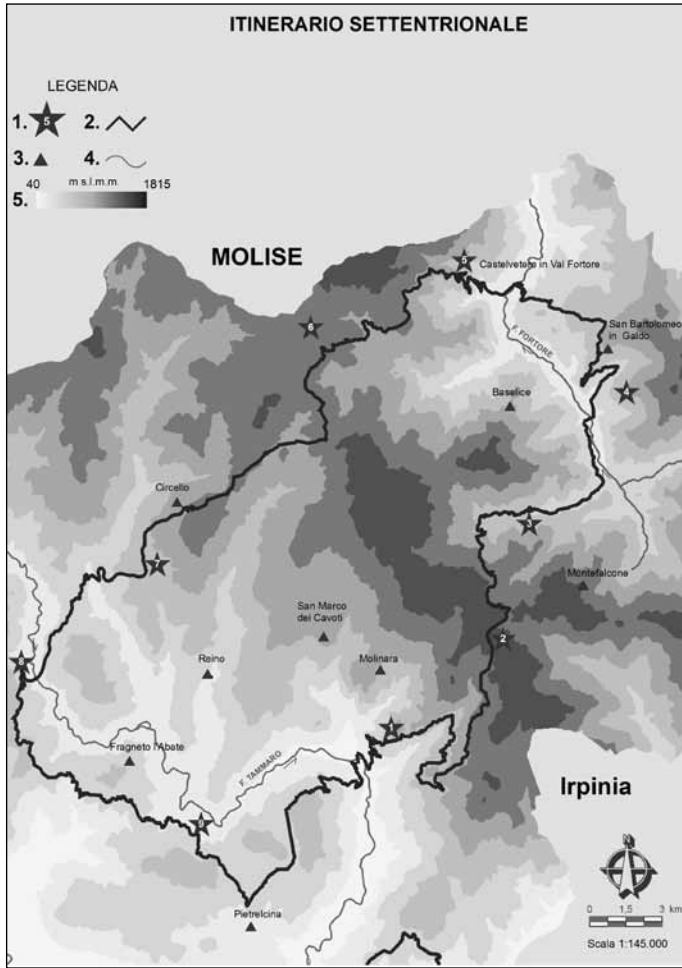


Fig. 5 - Itinerario settentrionale. Nella legenda (riportata in fig 2) con il numero entro la stella sono indicati i punti di interesse come da testo 1. San Giorgio La Molara; 2. Lago di San Giorgio; 3. Foiano di Val Fortore; 4. Poggio Mondrone; 5. Castelvetere in Val Fortore; 6. Lago di Decorata; 7. Morgia Pescolardo; 8. Diga di Campolattaro; 9. Pesco Sannita.



Fig. 6 - Punto di interesse 3 dell'itinerario settentrionale: la colata di terra di Foiano di Valfortore; notare il suo sviluppo al limite tra arenarie e conglomerati, ricoperti da una densa vegetazione arborea, e argille e marne rimobilizzate.



Fig. 7 - Punto di interesse 5 dell'itinerario settentrionale: i calanchi formati dalle acque di dilavamento sui terreni argillosi affioranti sui versanti meridionali delle distese collinari di Castelvetere in Valfortore.

superiore (membro argilloso-siltoso della Formazione di S. Bartolomeo: Boiano, 2000) si presentano con incisioni profonde separate da costoni a forma di lama di coltello, facilmente disaggregabili, che dal torrente che scorre alla base del versante risalgono lungo di esso per oltre cento metri (CNR-GNDCI, 2004).

Tuttavia, nel paesaggio risaltano anche rocce piuttosto resistenti all'erosione, rappresentate prevalentemente da successioni di diverse centinaia di metri di arenarie e conglomerati ancora del Miocene superiore (membro arenaceo-conglomeratico della Formazione di S. Bartolomeo: Boiano, 2000). L'affioramento di conglomerati di colore giallo ocra a sud-est di S. Bartolomeo in Galdo è piuttosto rappresentativo di esse (**punto di interesse 4n**) (Pescatore *et alii*, 2000). Da un'analisi ravvicinata dei conglomerati si rinvencono tra i ciottoli ed i blocchi, ben arrotondati, oltre a frammenti di rocce sedimentarie (calcari, arenarie e marne) simili a quelle presenti negli Appennini, anche quelli di rocce di natura cristallina (graniti, scisti e gneiss) la cui provenienza è verosimilmente da aree alpine (Sardegna, Calabria) (Critelli & Le Pera, 1995).

Quando presenti affioramenti di tali successioni, le popolazioni, per garantirsi una certa sicurezza ed evitare l'instabilità determinata dai fenomeni erosivi, li preferivano per realizzare i propri insediamenti abitativi. Ad esempio, il centro abitato di San Giorgio La Molara sorge sulla sommità di una delle colline tipiche del paesaggio sannita (**punto di interesse 1n**), tra le valli attraversate dai torrenti Tammarecchia e Sanzano, affluenti del Fiume Tammaro, che a sua volta confluisce nel Fiume Calore. La sua particolarità è che lo sviluppo urbanistico ha seguito l'assetto giaciturale degli strati, anche molto spessi, di arenarie e conglomerati con rare intercalazioni argillose (Formazione di S. Giorgio: Selli, 1962). Questi depositi si sarebbero sedimentati in un bacino di mare profondo durante la formazione della catena appenninica tra 6 e 7 milioni di anni fa (Massa *et alii*, 2002).

Talvolta, nel paesaggio dominato dai depositi prevalentemente argillosi si distinguono nettamente dei blocchi decisamente più resistenti, la cui natura è essenzialmente calcarea. Tali blocchi, noti nella letteratura con il nome di olistoliti, possono essere circoscritti, e quindi di dimensioni relativamente limitate, come nel caso di Morgia Pescolardo (**punto di interesse 7n**), oppure raggiungere dimensioni di diverse migliaia di metri cubi, come nel caso di Pesco Sannita (**punto di interesse 9n**). Nel primo caso si tratta di un blocco calcareo isolato con una croce sulla sommità e alcune case alle sue pendici. Mentre nel secondo caso si tratta del nucleo storico di un centro abitato, che si sviluppa su di un macigno (*pesculum*), da cui il nome di Pesco, o più correttamente su una porzione litoide delle successioni mioceniche prevalentemente argilloso-marnose (Bergomi *et alii*, 1975), che affiorano diffusamente nell'area.

L'acqua nelle zone attraversata da questo itinerario non è solo responsabile dei fenomeni erosivi, ma rappresenta anche una risorsa sfruttata per scopi ricreativi ed irrigui. Più precisamente, nelle vicinanze della strada, che conduce a Montefalcone di Val Fortore, a circa 900 m s.l.m. si sviluppa in una depressione superficiale dei rilievi occidentale dei Monti del Sannio un piccolo specchio d'acqua, conosciuto come Lago di San Giorgio La Molara (**punto di interesse 2n**). La sua origine potrebbe essere messa in relazione con i numerosi fenomeni franosi diffusi nell'area, che avrebbero determinato un ostacolo allo scorrimento delle acque superficiali (Pescatore *et alii*, 2000). Pertanto, le acque si raccoglievano in quest'area depressa formando una palude, che fu bonificata qualche decina di anni fa. Attualmente in questo lago con 4600 mc di acqua viene svolta attività di pesca, ed è dimora abituale di una significativa avifauna. Sullo sfondo si ergono le pale eoliche utilizzate per produrre energia di uno dei campi più grandi d'Europa.

Lungo l'itinerario ci si può soffermare su un altro piccolo lago, quello di Decorata (**punto di interesse 6n**), uno specchio d'acqua ampio poco più di 2 ettari, immerso nel bosco di querce, frassini e robinie. In quest'area la densità dei fenomeni franosi è decisamente inferiore al resto del Sannio. Tale condizione è da mettere in relazione al grado di cementazione piuttosto significativo delle arenarie gialle e massive, che

vi affiorano tutt'intorno. In tali arenarie possono essere presenti livelli calcarenitici contenenti fossili marini, quali *Ostrea* e *Pecten*.

Per avere l'opportunità di osservare da vicino questi livelli potrebbe essere il caso di fare una deviazione dall'itinerario, non indicata nella cartografia, lungo la strada che da Colle Sannita va verso Baseliçe, dove nella località Omo Morto, affiorano le medesime arenarie del Miocene superiore (6-7 milioni di anni fa), ricche di fossili, tra cui Pettinidi, Ostreidi, Echinodermi e Alghe rosse (Patroni, 1983). Questi organismi, che sono vissuti in un ambiente marino inferiore ai 200 m di profondità, sarebbero stati trasportati dopo la morte a profondità maggiori insieme ai sedimenti. I reperti più significativi, come ad esempio un fossile di *Clypeaster*, di oltre 15 cm, assimilabile agli attuali ricci di mare, sono attualmente conservati in un piccolo museo nel centro storico di Baseliçe.

Nell'area di questo itinerario, la necessità di poter disporre di acqua anche nei periodi estivi e di controllare le piene invernali in uno dei corsi d'acqua più importanti del Sannio ha fatto sì che venisse realizzata sul Fiume Tammaro una diga in terra tra le maggiori d'Europa (**punto di interesse 8n**). La diga è denominata di Campolattaro, perché l'opera si trova proprio ai piedi dell'omonimo centro abitato (situato a 430 m s.l.m.); mentre il lago artificiale creato dall'invaso a monte interessa soprattutto una rilevante fetta della piana del confinante territorio di Morcone (683 m s.l.m.). L'accumulo massimo di acqua prevista è di oltre 100 milioni di metri cubi. La messa in funzione della diga è recente, in quanto è stata impedita da una frana che ha interessato la sponda nord-orientale dell'invaso, e di cui sono visibili le opere di sistemazione. Nell'area, che circonda l'invaso artificiale, recentemente è stata istituita un'oasi del WWF avente una superficie di circa 1.000 ettari. Nel cuore dell'Oasi troviamo il bosco igrofilo, il canneto e le aree palustri. L'avifauna è ricchissima, ma è soprattutto durante il periodo migratorio che è possibile osservare specie di notevole pregio.

In questi ultimi luoghi attraversati dall'itinerario è da sottolineare come le acque meteoriche si infiltrino con difficoltà, e ciò è da mettere in relazione con la prevalenza di depositi argillosi. Tuttavia, non mancano sorgenti interessanti, anche se con portate decisamente inferiori a quelle dei rilievi carbonatici occidentali (Esposito *et alii*, 2006). Tra queste si ritiene che quella del Bosco di Pratola a Pesco Sannita (**punto di interesse 9**) sia piuttosto singolare per la sua posizione e per la sua mineralizzazione. In particolare, questa sorgente emerge al contatto tra il complesso calcareo, più permeabile, e quello argilloso-marnoso, decisamente poco permeabile, a poca distanza dal Fiume Tammaro, a nord-est del centro abitato. Inoltre, essa risulta di acqua solforosa.

Conclusioni

In questo contributo sono stati selezionati due itinerari tesi alla valorizzazione del patrimonio geologico del Sannio, che al di là della loro valenza estetico-percettiva non sempre capace di suscitare immediate suggestioni, riescono ad esprimere un contenuto "geologico" integrabile con gli altri elementi del paesaggio.

In particolare, con l'itinerario meridionale si è voluto evidenziare come i terremoti, le eruzioni vulcaniche, la dinamica fluviale ed altri processi geologici e geomorfologici abbiano influenzato la storia e la cultura dell'uomo. Nell'itinerario settentrionale, invece, si è potuto inquadrare uno scenario geologico, dove alle conseguenze dei fenomeni erosivi, che vi raggiungono la loro massima espressione, l'uomo ha risposto non solo adattando i propri insediamenti ed infrastrutture, ma anche ricavando energia dallo sfruttamento di risorse come l'acqua ed il vento.

Gli itinerari potrebbero rafforzare una conoscenza integrata degli elementi del patrimonio geologico, mettendo in evidenza l'identità paesistico-territoriale del Sannio al fine di coinvolgere un pubblico sempre più vasto.

Bibliografia

- ABATE I. & L'ALTRELLI M. (1995) - *Il Sannio. Un territorio a rischio idrogeologico*. Nista.
- AMORE O., BASSO C., CIAMPO G., CIARCIA S., DI DONATO V., DI NOCERA S., ESPOSITO P., MATANO F., STAITI D., TORRE M. (1998) - *Nuovi dati stratigrafici sul Pliocene affiorante tra il Fiume Ufita ed il Torrente Cervaro (Irpinia, Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 117, 455-466.
- BARATTA M. (1901) - *I terremoti d'Italia*. Arnaldo Forni editore.
- BENVENUTO M. (1995) - *Paesaggio geologico nella provincia di Benevento*. Edizioni il Chiostro, Benevento.
- BERGOMI C., MANFREDINI M., MARTELLI G. (1975) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia - Foglio 173: Benevento*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- BOIANO U. (2000) - *La formazione torbiditica di S. Bartolomeo (Appennino meridionale): revisione litostratigrafica, analisi sedimentologica ed implicazioni sui caratteri dei bacini legati a prismi di accrezione*. Boll. Soc. Geol. It., 119, 39-62.
- BONITO M. (1691) - *Terra tremante*. Napoli.
- CATENACCI V. (1992) - *Il dissesto geologico e geoambientale in Italia dal dopoguerra al 1990*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., XLVII, Roma.
- CESTARI G., MALFERRARI N., MANFREDINI M. ZATTINI N. (1975) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia - Foglio 162: Campobasso*. Servizio geologico d'Italia, Roma.
- CHIOCCHINI U. & CHIOCCHINI F. (1999) - *I conglomerati dell'area tra Benevento ed il Fiume Sabato*. Studi Geologici Camerti, XIV, 255-278.
- CIARCIA S., DI DONATO V., MITRANO T., TORRE M. (2006) - *I depositi del bacino di Benevento (Pliocene inferiore, Appennino meridionale): nuovi vincoli stratigrafici e paleoambientali*. Boll. Soc. Geol. It., 125, 147-162.
- CNR-GNDCI (2004) - *Studio dei centri abitati instabili della regione Campania*. Giannini editore, Napoli.
- CRITELLI S. & LE PERA E. (1995) - *La formazione di castelvetere nell'evoluzione petrostratigrafica dell'avanfossa del tortoniano-messiniano dell'appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., 114, 615-634.
- D'ARGENIO A., PESCATORE T., SENATORE M.R., BISOGNO G., TOCCO G. (2002) - *Effects of natural events on ancient Benevento, southern Italy*. Acc. Sci. Fis. Mat. in Napoli, 69, 13-26.
- ESPOSITO L., CELICO P., GUADAGNO F.M., AQUINO S. (2006) - *Aspetti idrogeologici del territorio sannita*. Techne, Napoli.
- GUADAGNO F.M., FOCARETA M., REVELLINO P., BENCARDINO M., GRELE G., LUPO G., RIVELLINI G. (2006) - *Carta delle frane della provincia di Benevento*. Dipartimento di Studi Geologici ed Ambientali - Università degli Studi del Sannio. Pubblicazione n.2906 del GNDCI (U.O. 2.24, resp. F.M. Guadagno).
- MASSA B., RUSSO M., TORRENTE M.M., ZUPPETTA A. (2002) - *Piegamenti sovrapposti nella formazione di S. Giorgio (Appennino sannita)*. Studi Geologici Camerti, 2, 127-134.
- MAZZACCA V. (1992) - *Fiumi*. A.G.M. Ceppaloni (BN).

- PATRONI C. (1983) - *Fossili miocenici di Baselice, in provincia di Benevento*. Atti Acc. Sci. Fis. e Mat., Ser. II, 5, Napoli.
- PESCATORE T.S., DI NOCERA S., MATANO F., PINTO F. (2000) - *L'unità del Fortore nel quadro della geologia del settore orientale dei Monti del Sannio (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., 119, 587-601.
- RUSSO N., DEL PRETE S., GIULIVO I., SANTO A. (2005) - *Grotte e speleologia della Campania*. Elio Sellino editore.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 3, 737-789.



Il Patrimonio Geologico come risorsa economica

Chairman - Ettore Bove

Università degli Studi della Basilicata

Sessione E

"TUTELA E VALORIZZAZIONE DEL PATRIMONIO GEOLOGICO E SPELEOLOGICO" LA NUOVA LEGGE REGIONALE PUGLIESE E LE STRATEGIE DI UTILIZZO DEL TERRITORIO

Michele Chieco¹, Pietro Blu Giandonato², Vincenzo Iurilli³, Francesca Pace¹ & Oronzo Simone²

¹ Regione Puglia; mchieco@hotmail.com - ² SIGEA - Puglia - ³ Federazione Speleologica Pugliese

Riassunto

La Legge Regionale n. 33 del 4 dicembre 2009 è stata promulgata per far fronte alle esigenze di tutela di risorse naturali del territorio quali i cosiddetti "beni geologici"; ciò, in una visione moderna del sistema in cui essi ricadono, ha richiesto l'integrazione con le preesistenti normative in materia di "patrimonio speleologico" (L.R. n. 32 del 1986), dando luogo ad un unico testo che considera i vari aspetti del territorio fisico nella prospettiva della loro tutela e valorizzazione.

Al già istituito Catasto Regionale delle Grotte e delle Cavità Artificiali, in attesa di completamento, si va dunque ad affiancare un "Catasto Regionale dei Geositi", grazie al contributo di idee proveniente dalla Sigea. Entrambi gli strumenti saranno integrati nelle linee strategiche per l'utilizzo e la tutela del territorio, anche nell'ottica della promozione di forme di turismo sostenibili dal punto di vista sociale ed ambientale.

Contesto, obiettivi e contenuti della L.R. 33/2009

Con la promulgazione della Legge Regionale 4 dicembre 2009, n. 33 *"Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico"* la Regione Puglia ha dato un ulteriore impulso al perseguimento degli obiettivi di tutela e utilizzo sostenibile del territorio, già richiamati dallo Statuto della Regione che, all'art. 2, comma 2, recita: *"il territorio della regione Puglia è un bene da proteggere e da valorizzare in ciascuna delle sue componenti ambientale, paesaggistica, architettonica, storico culturale e rurale"*.

La protezione e la valorizzazione del territorio si realizzano unicamente mediante il giusto equilibrio tra la creazione di opportunità, la necessaria tutela mediante divieti e la partecipazione consapevole della collettività alle scelte di gestione.

La legge si propone di valorizzare le testimonianze della storia geologica e geomorfologica della Puglia, tutelando le emergenze di interesse geologico di riconosciuto valore (per le quali si trovano alcuni riferimenti in Fiore *et alii*, 2009, e nella bibliografia ivi citata). La "geodiversità" del territorio pugliese, ovvero *"la varietà o la diversità del substrato roccioso, delle forme e dei processi in ambito geologico, geomorfologico e pedologico"* (L.R. 33/09 art. 2, "Definizioni") rappresenta il fondamento fisico sul quale si basa anche la definizione dei siti che compongono la Rete Natura 2000 della Regione Puglia (Direttiva "Habitat" n. 43 del 1992 dell'Unione Europea).

L'approccio "integrato" tra gli aspetti relativi alla biodiversità e quelli relativi alla geodiversità, offre una nuova prospettiva anche nella gestione delle aree protette, nelle quali questi caratteri sono compresenti e, si può dire, simbiotici. Questo stesso approccio richiede anche una intensificazione delle azioni di tutela e di riqualificazione di alcuni contesti urbani e periurbani, dove l'eccessiva pressione insediativa rischia di compromettere la possibilità per le generazioni future di conservare un patrimonio di elementi "fisici" e tangibili che vanno anche considerati come "risorse identitarie".

L'attenzione del legislatore in tal senso, con riguardo al solo ambiente ipogeo, aveva dato i suoi primi frutti quando, già dal 1986, fu istituito il Catasto regionale delle grotte e delle aree carsiche (L.R. 32/86). Da quel momento, i gruppi ed associazioni coordinatisi, dal 1979, nella Federazione Speleologica Pugliese,

che era promotrice di quella legge, hanno continuato la loro opera di capillare esplorazione, rilevamento, documentazione e catalogazione di centinaia di cavità ipogee.

Grotte ed inghiottitoi, ma anche doline, gravine e lame, sono elementi geomorfologici ed idrologici che caratterizzano fortemente le estese aree carsiche che rappresentano oltre il 60% della Regione. Queste forme, oltre a rappresentare una componente importante del paesaggio pugliese in quanto elementi di *geodiversità* (Fig. 1), giocano un fondamentale ruolo tanto nel sostegno e conservazione della *biodiversità*, quanto nel drenaggio delle acque meteoriche che vanno a costituire la risorsa idrica sotterranea.

Inoltre, è riconosciuto che le migliaia di cavità ipogee, sia naturali che artificiali, costituiscono una inestimabile fonte di dati di valenza non solo prettamente geologica, ma anche storico-archeologica ed ecologica.

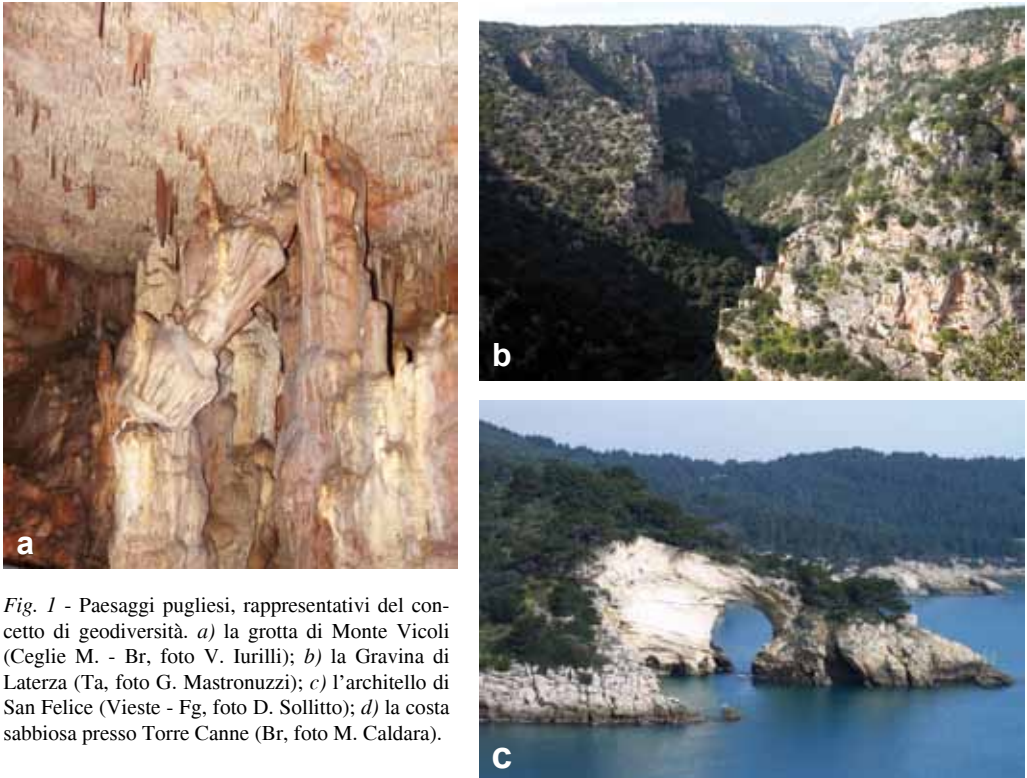


Fig. 1 - Paesaggi pugliesi, rappresentativi del concetto di geodiversità. a) la grotta di Monte Vicoli (Ceglie M. - Br, foto V. Iurilli); b) la Gravina di Laterza (Ta, foto G. Mastronuzzi); c) l'architello di San Felice (Vieste - Fg, foto D. Sollitto); d) la costa sabbiosa presso Torre Canne (Br, foto M. Caldara).



D'altro canto, nella progettazione di edifici ed infrastrutture e, in generale, nella pianificazione territoriale, le discontinuità del sottosuolo rappresentano un fattore di rischio con cui è necessario confrontarsi.

In questo campo, la sinergia tra Amministrazione regionale e Federazione Speleologica Pugliese (AA.VV., 2007) ha consentito di accrescere di continuo la conoscenza del patrimonio speleologico, a partire dalla realizzazione di un primo "Catasto delle cavità naturali della Regione Puglia", realizzato in più fasi dal 1988, fino alla realizzazione di un database e di un webGIS consultabile via internet. Queste stesse esperienze hanno fatto nascere, nel tempo, l'esigenza di un aggiornamento della normativa regionale.

Nel campo dei beni geologici in senso più ampio, il contributo di idee proveniente dalla SIGEA, la presenza nell'amministrazione regionale di nuove professionalità esperte in campo geologico e la sensibilità dei decisori politici ed amministrativi, hanno consentito di dare un nuovo indirizzo alla normativa permettendo l'estensione del già collaudato sistema di censimento anche ai beni costituenti il Patrimonio Geologico, attraverso l'istituzione del "Catasto regionale dei geositi". La legge individua inoltre gli indirizzi regionali in merito allo studio, alla ricerca, alla tutela, alla conservazione e alla fruizione dei geositi, delle grotte, dei sistemi carsici, della biodiversità ipogea, nonché indirizzi inerenti la formazione tecnica e culturale degli speleologi.

Riguardo l'intento di tutela, si introduce con questa legge (art. 9) la funzione di controllo e sorveglianza da parte dei comuni (con l'apposizione di segnaletica indicante il regime di protezione) oltre che del Corpo forestale dello Stato (cui si potranno affiancare guardie ecologiche volontarie, polizie provinciali e municipali, guardie di caccia e pesca). Questi, quando necessario, potranno avere in tale compito il supporto delle Associazioni Speleologiche riconosciute (FSP, SSI, CAI), nel caso delle cavità sotterranee.

Parallelamente ai divieti per attività quali l'abbandono di rifiuti o la realizzazione di nuove cave e discariche in siti di interesse geologico, si intende promuovere la tutela di questo patrimonio tramite l'organizzazione di attività di studio e di ricerca, nonché di formazione di quelle figure deputate alla gestione delle attività di fruizione. L'idea guida per gli interventi che dovranno dare attuazione alla Legge Regionale si sviluppa su due linee: la prima è la naturale prosecuzione del censimento del Patrimonio Speleologico Regionale, con l'ampliamento, il collaudo, l'aggiornamento del relativo Catasto, incrementandone il dettaglio e migliorandone l'operatività; la seconda prevede l'avvio del censimento del Patrimonio Geologico, ovvero del Catasto Regionale dei Geositi.

Il Catasto Regionale delle Grotte e delle Cavità Artificiali

Il Catasto Regionale delle Grotte è oggi uno strumento al servizio del territorio, fruibile tramite il webGIS regionale (<http://151.2.170.110/ecologia.puglia/start.html>); esso è stato realizzato dalla Federazione Speleologica Pugliese con il cofinanziamento dell'Unione Europea (programmazione POR 2000-2006). Nel progetto sono stati raccolti i dati completi di 354 grotte, che si aggiungono ai dati relativi a 300 grotte schedate in precedenti fasi sperimentali. Questa banca dati è ancora largamente incompleta, dato che le grotte pugliesi note sono all'incirca 2000 (dati inediti della Federazione Speleologica Pugliese).

Con il nuovo Catasto delle Grotte e delle Cavità Artificiali, previsto dalla legge, si vuole completare la ricognizione di tutte le grotte naturali di cui si ha ad oggi notizia ed estendere la catalogazione alle oltre 1000 cavità artificiali, riconosciute come parte integrante del patrimonio speleologico.

Una parte importante delle attività relative al nuovo catasto riguarderà non solo la raccolta, il collaudo e la validazione dei dati raccolti, ma anche l'aggiornamento continuo del database su cui è basato il webGIS.

Il Catasto Regionale dei geositi

Il Catasto Regionale dei geositi rappresenterà la prima attività della Regione finalizzata alla ricognizione del patrimonio geologico pugliese, costituito dall'*"insieme dei luoghi e delle singolarità ove sono conservate importanti testimonianze della storia e dell'evoluzione geologica, geomorfologica, idrogeologica e pedologica del territorio regionale"*.

A differenza del catasto delle grotte, che si innesta su precedenti attività di analogo contenuto, il Catasto dei geositi assume il carattere di un progetto sperimentale e pertanto dovrà necessariamente partire dalla sistematizzazione delle conoscenze maturate in Associazioni, Università e Istituti di Ricerca che operano da decenni nel settore.

Una base di partenza per la realizzazione del catasto dei beni geologici è costituita da una serie di iniziative già avviate da altri enti, quali il *"Censimento nazionale dei geositi"*, attuato dall'ISPRA con la collaborazione della SIGEA, e dal Centro Documentazione Geositi del Dipartimento POLIS dell'Università degli Studi di Genova; A ciò si aggiungono il Progetto *"Conservazione del patrimonio geologico italiano"* ed i progetti MIUR-COFIN *"Geositi nel paesaggio italiano: ricerca, valutazione, valorizzazione"* e *"Il Patrimonio geomorfologico come risorsa per un turismo sostenibile"*.

Non essendo incentrati sul panorama geologico pugliese questi studi forniscono un quadro incompleto e poco organico della geodiversità regionale. Il superamento di tale frammentarietà e la descrizione dei paesaggi geologici pugliesi attraverso le loro singolarità costituirà uno degli obiettivi cardine delle azioni da sviluppare in conformità con la L.R. 33/09.

Il concetto di "paesaggio geologico"

La L.R. 33/2009, pur tenendo distinti il "patrimonio geologico" dal "patrimonio speleologico", evidenzia in più punti la loro stretta relazione. La norma è infatti orientata verso una visione unitaria del "paesaggio geologico", sintesi dei due aspetti. Negli obiettivi stessi della legge (Art. 1) si fa esplicito riferimento a tale concetto: *"[La Regione Puglia] promuove la conoscenza, la fruizione pubblica compatibile con la conservazione del bene e l'utilizzo didattico dei luoghi di interesse geologico e speleologico e dei paesaggi geologici e carsici"*.

Il concetto di "paesaggio geologico" quale base della tutela e valorizzazione sia delle grotte che dei geositi, collima con i riferimenti e le interazioni della norma regionale e con il Codice dei Beni Culturali e del Paesaggio (D. Lgs. 2 gennaio 2004, n. 42 c.d. Codice Urbani).

La descrizione completa del "paesaggio geologico" (o meglio, dei paesaggi geologici) della Puglia dovrà necessariamente essere attuata mediante un processo che parta dalle conoscenze già esistenti, ma in maniera destrutturata, fino a pervenire alla definizione di "contesti geologici" più organici.

Parallelamente al lavoro di definizione e ricostruzione del paesaggio geologico pugliese, necessariamente condotto da soggetti qualificati e di lunga esperienza in ambito scientifico, va avviato un lavoro di integrazione di tale concetto nell'ambito del paesaggio inteso come fisionomia di un territorio determinata dalle sue caratteristiche fisiche, biologiche ed antropiche.

Le strategie di utilizzo del territorio

I compiti precipui del legislatore che si impegna nella tutela e valorizzazione del territorio sono due: uno è quello di individuare e promuovere le opportunità attraverso le quali la "realtà geologica" viene riconosciuta nella società come un elemento fondante del concetto di paesaggio; l'altro consiste nell'individuare le modalità con cui il patrimonio geologico (geositi) e quello speleologico (grotte) diventano elementi portanti di un utilizzo del territorio più sostenibile.

In Puglia queste opportunità, oltre che dai recenti indirizzi normativi di cui la L.R. 33/09 è un esempio, sono rappresentate dai nuovi strumenti di pianificazione territoriale. Tra di essi l'approvando Piano Paesaggistico Territoriale Regionale (PPTR) pugliese è indubbiamente il contesto principale entro il quale la realtà geologica ha l'opportunità di essere considerata come parte dell'intero paesaggio.

Turismo sostenibile

Da quanto sinora esposto emerge chiaramente come la L.R. 33/2009 costituisca solo un ingranaggio di un meccanismo più ampio, volto alla valorizzazione dei paesaggi pugliesi ed alla diffusione del turismo sostenibile.

La promozione del "geoturismo", come veicolo culturale di educazione ambientale e come occasione di sviluppo economico a scala locale, prevede la costituzione di una rete di fruizione dei beni geologici, inseriti in percorsi tematici didattico-turistici.

In Puglia vi sono opportunità turistiche che stanno rapidamente crescendo, mentre ve ne sono altre, potenziali, ancora tutte da cogliere. Tra le prime abbiamo realtà "classiche", come il turismo balneare lungo gli 800 km di coste, quello gastronomico delle tipicità, quello culturale dei centri storici e delle aree archeologiche. Sono però realtà che solo raramente riescono a trarre benefici l'una dall'altra, in un'offerta realmente integrata.

Ha invece ancora bisogno di una grande spinta il turismo legato alla natura. Circa il 15% del territorio pugliese è di fatto sottoposto a varie forme di tutela: due grandi Parchi Nazionali, Gargano e Alta Murgia, una ventina tra Parchi e Riserve Naturali regionali, Siti di Importanza Comunitaria e Zone di Protezione Speciale, *Important Bird Areas*, oasi e riserve statali.

L'individuazione, classificazione e tutela di geositi e grotte va pertanto ad arricchire questo patrimonio di beni naturalistici, ma questo non può certo bastare per la loro fruizione. In pratica, è necessario costruire quelle sinergie che riescano a fare sistema tra le forme di tutela già presenti.

Ancora una volta il PPTR rappresenta un'opportunità, dato che, in esso, viene individuato lo Schema Direttore della Rete Ecologica Regionale per la Biodiversità, indirizzato alla conservazione e all'interconnessione di elementi di biodiversità a diversa scala.

Obiettivi rilevanti della Rete ecologica sono la costruzione di una strategia di tutela della biodiversità e del paesaggio basata sul collegamento di aree di rilevante interesse ambientale-paesistico in una rete continua e la integrazione rispetto al modello di tutela focalizzato esclusivamente su aree protette, che porta a confinare la conservazione della natura in "isole" circondate da una matrice territoriale antropizzata.

Conclusioni

L'importanza della tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico è sancita e riconosciuta a pieno titolo non solo dalla legge regionale 33/09 ma dal quadro complessivo delle strategie di utilizzo del territorio individuate nell'ambito dell'approvando Piano Paesaggistico Territoriale Regionale.

La legge regionale 33/09 prevede l'ampliamento del catasto delle cavità ipogee e l'istituzione di un catasto dei geositi. Sarebbe riduttivo considerare entrambi gli strumenti come una raccolta dati a carattere squisitamente scientifico. Per esempio, la conoscenza dell'ubicazione delle cavità naturali ed artificiali pugliesi rappresenta uno dei primi passi verso la comprensione della biodiversità ipogea, ovvero verso la loro tutela attraverso l'inserimento negli strumenti urbanistici. Inoltre, le emergenze di interesse geologico, unitamente alle espressioni del patrimonio naturalistico, storico-archeologico ed eno-gastronomico, potranno costituire la base di un'offerta turistica pugliese autenticamente sostenibile, caratterizzata da una rete di percorsi turistici unici, che valorizzino le molteplici peculiarità della Regione levantina.

Da ultimo va rilevato come il solido quadro normativo e pianificatorio sinora descritto, coerente con gli orientamenti comunitari e nazionali in materia, consenta di utilizzare i finanziamenti europei e statali disponibili (PO FESR 2007-2013, LIFE, INTERREG, Programma regionale per la tutela dell'ambiente, ecc.) ai fini dell'attuazione degli obiettivi degli stessi piani e norme, richiedendo però nel contempo ai progettisti una elevata competenza e professionalità nei campi di intervento per poter sviluppare azioni di tutela e valorizzazione realmente efficaci.

Bibliografia

- AA.VV. (2007) - *Le grotte e il carsismo in Puglia*. Ed. Federazione Speleologica Pugliese / Regione Puglia, Assessorato all'Ecologia, 200.
- FIORE A., GIANDONATO P.B., IURILLI V., MASTRONUZZI G., SABATO L., SIMONE O., SOLLITTO D. & VALLETTA S. (2009) - *Il patrimonio geologico in Puglia: dall'indifferenza alla valorizzazione*. Iniziativa legislativa della Regione Puglia. *Geologia dell'Ambiente*, n.2/2009, 24-31.
- Regione Puglia - Legge Regionale 4 dicembre 2009, n. 33 "*Tutela e valorizzazione del patrimonio geologico e speleologico*". Bollettino Ufficiale della Regione Puglia n. 196 del 7-12-2009.

LA GEOLOGIA AMBIENTALE E LO SVILUPPO SOSTENIBILE LA VALORIZZAZIONE DEI PAESAGGI GEOLOGICI LUCANI

Emanuele Giaccari

*Dipartimento di Scienze Geologiche - Università degli Studi della Basilicata
via Ateneo Lucano, 10 - 85100 Potenza - giaccari@unibas.it*

Riassunto

Alcuni centri urbani della Basilicata, assoggettati nel passato ad incauti interventi dell'uomo, talvolta per esigenze di emergenza ambientale e talaltra per lo sviluppo economico incontrollato del territorio, sono stati spesso teatro di luttuose catastrofi in cui la natura ha dato spettacolo delle sue autorevoli leggi fisiche. In questo lavoro è stato affrontato il problema dello sviluppo territoriale, attraverso la cura del territorio e la tutela delle risorse naturali con particolare riguardo a quelle geologico-ambientali, mediante una nuova metodologia di approccio basata sul connubio tra il rigore scientifico di alcune leggi della fisica che regolano gli equilibri tra uomo ed ambiente e l'analisi di alcuni casi concreti verificatisi in Basilicata.

Due aspetti fondamentali dell'ambiente sono stati messi a confronto: l'edilizia urbana, caratterizzata dal forte legame con il luogo, fino a divenire geologia urbana e il paesaggio, inteso come la risorsa geologica più caratteristica della Basilicata poiché, se rivalutate nel rispetto di uno sviluppo sostenibile, possono rappresentare una risorsa economica per il territorio. Per altro, molte regioni (Emilia Romagna, Trentino Alto Adige, Veneto, Puglia ecc.) si sono già dotate di uno strumento giuridico atto a tutelare e valorizzare il patrimonio geologico.

Secondo Poli (1999) un qualsiasi "oggetto geologico" diventa patrimonio comune dell'umanità, e quindi "bene culturale", solo nel momento in cui la conoscenza è condivisa e l'oggetto può essere fruito, altrimenti rimane solo un reperto, insignificante parte di un catalogo.

Per scoprire e comprendere appieno la valenza del patrimonio geologico e dunque consentirne e indirizzarne la fruibilità (Esposito *et alii*, 2004) naturalmente non si può prescindere dallo studio e analisi dei paesaggi geologici i quali consentono di tutelarne e salvaguardarne l'integrità. Infatti, la fruibilità, se piena e corretta, è strumento di conservazione, tutela e salvaguardia nonché motore straordinario di sviluppo sostenibile, reale e concreto.

I due centri urbani della Basilicata analizzati sono Craco e Campomaggiore vecchio (Fig.1) che a causa di catastrofici e violenti eventi geologici, sono già da tempo abbandonati ed oggi hanno raggiunto un equilibrio termodinamico stabile tale da consentire le riflessioni sullo sviluppo sostenibile della città. Chi decide di addentrarsi per esempio tra i ruderi della città di Craco non è mai sicuro di camminare su un tetto o sulla collina. Qui ogni piazzetta è un salotto, da cui assaporare quell'unicum che esiste tra città e natura. Perciò si ritiene che i paesaggi geologici di Craco e Campomaggiore vecchio, solo se sostenibilmente valorizzati, potranno rappresentare un efficiente volano di sviluppo economico. Secondo Piacente & Poli (2003), l'ipotesi di un "turismo sostenibile che diffonda cultura ambientale e induca sviluppo economico" non può che rappresentare un'ineluttabile strumento di corretta ed intelligente gestione del territorio per tradursi in un insostituibile motore di sviluppo (Scarelli & Poli 1995).

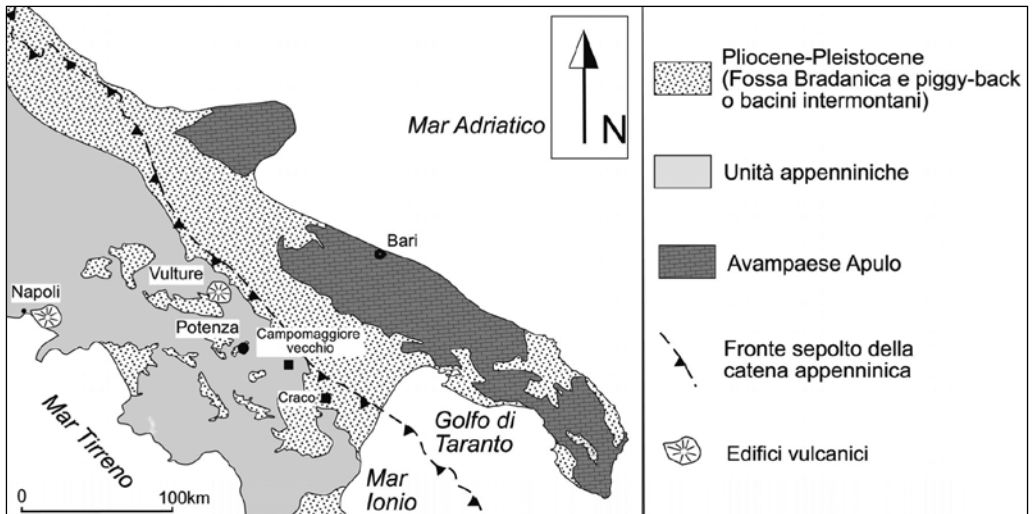


Fig. 1 - Schema geologico dell'Appennino meridionale (Bentivenga *et alii*, 2004 modificato)

Sviluppo sostenibile

Molte sono le definizioni adottate per indicare lo "sviluppo sostenibile" (Alberti *et alii*, 1994) già nel 1991 se ne registravano una ventina. Qualunque definizione si voglia adottare il concetto è unico: "come rendere compatibili le esigenze dell'economia con le ragioni dell'ambiente".

Il territorio italiano è caratterizzato da una tale complessità morfologico-ambientale che nel passato, per rispondere alle esigenze abitative, si sono sviluppate una notevole varietà di tipologie costruttive, differenziate da forme, materiali e colori che si manifestava principalmente con l'uso delle materie prime autoctone rispondenti al concetto di sviluppo sostenibile.

L'industrializzazione, di pari passo con la vertiginosa crescita abitativa, iniziata negli anni '70, ha fatto sì che, via via nel tempo, si rimpiazzassero i materiali e le tecniche costruttive, implicitamente bioclimatiche ed ecologiche, con materiali e tecniche normalizzate a tutta l'Italia e/o addirittura a tutto il pianeta. L'unico risultato è stato l'alterazione climatica su tutta la terra e una minore vivibilità media.

Bisogna tornare alle radici della storia, prima della snaturalizzazione dell'uomo per comprendere lo sfruttamento della risorsa, anche mediante la moderna tecnologia, pur preservando il capitale naturale iniziale. Lo sviluppo sostenibile sarà dunque il risultato dell'accoppiamento ideale della natura e del progresso tecnico la conservazione e l'utilizzazione più razionale, efficiente e sostenibile delle risorse naturali, con meno rifiuti e meno emissioni e con la riduzione dell'impatto dell'attività economica sull'ambiente.

I principi della termodinamica applicati alla città

Se si considera il solo aspetto urbanistico di una città, questa può essere vista come un sistema termodinamico in cui si ha trasformazione di calore in lavoro e viceversa. Infatti, nel corso delle trasformazioni, alcuni dei parametri, che individuano lo stato fisico dei corpi, subiscono variazione.

Se forniamo energia ad un sistema sotto forma di calore "q", per il principio della conservazione dell'energia aggiuntiva deve tradursi in un aumento dell'energia interna del sistema, o in una certa quantità di lavoro compiuto dal sistema.

Il secondo principio della termodinamica sancisce che le trasformazioni di energia da una forma ad un'altra, non si presentano tutte come ugualmente facili, ma vi è una naturale tendenza di quelle forme superiori

a degradare in calore, come la stessa esperienza comune continuamente conferma: “tutti i fenomeni reali sono accompagnati da una progressiva degradazione dell’energia totale posseduta dai sistemi nei quali essi si producono, ciò che comporta, per un sistema isolato, un accrescimento dell’entropia “S” (Il Principio della termodinamica)”.

L’entropia è una proprietà che indica se una determinata trasformazione possa avvenire o meno spontaneamente. Ogni trasformazione spontanea procede in modo da portare ad un aumento dell’entropia.

I processi altresì che in natura evolvono spontaneamente, caso di Craco e Campomaggiore vecchio ormai da anni, cioè verso stati di equilibrio termodinamico, sono quelli che portano il sistema ad uno stato energetico basso ossia entropia o disordine alto.

Un sistema termodinamico chiuso (città-universo) è in uno stato di equilibrio termodinamico quando sono rispettati gli equilibri **meccanici, termici e chimici**.

Un sistema termodinamico (città-ambiente), se lasciato isolato per un tempo sufficientemente lungo (la durata dipende dai materiali), raggiunge uno stato di equilibrio termodinamico. È questa una regola che appare in molti fenomeni che possiamo osservare nelle città di Craco e Campomaggiore vecchio. Con il passare del tempo, cioè via via che un elemento strutturale, oggetto, o un sistema, “invecchia”, vediamo che la qualità di quell’oggetto peggiora, tende a tornare al suo stato di disordine, in perfetto equilibrio con l’ambiente. Tale processo, secondo la termodinamica, se interessa una città, edificata con materiali autoctoni, con tecniche costruttive semplici, tradizionali, avviene piuttosto velocemente, mentre se interessa materiali non ecocompatibili, risulta praticamente irrealizzabile in quanto la loro velocità verso la posizione di equilibrio è del tutto trascurabile e i materiali persistono in uno stato metastabile.

Per un ecosistema urbano, nel quale si verificano processi fisici e chimici a temperatura e pressione costante, considerato come un sistema termodinamico aperto, in contatto termico con un ambiente a temperatura uniforme e costante pari a “T”, è valida l’espressione dell’energia libera di Gibbs definita dalla relazione:

$$G=U+PV-TS=H-TS$$

Dove:

G - energia libera o entalpia libera;

U - energia interna del sistema;

P - pressione;

V - volume;

T - temperatura assoluta (gradi Kelvin);

S - entropia;

H - entalpia (ossia contenuto energetico del sistema pari a $U + PV$), quantità di energia che il sistema può scambiare con l’ambiente.

Dal secondo principio della termodinamica sappiamo che certi fenomeni in natura pur rispettando la conservazione dell’energia non avvengono in realtà. Il calore non fluisce spontaneamente da un corpo freddo ad uno caldo, alcune reazioni chimiche evolvono in una direzione e non in quella opposta, ecc.. Il secondo principio della Termodinamica, espresso negli enunciati di Kelvin e Clausius, trova una formalizzazione matematica nel teorema di Carnot $\sum Q/T \leq 0$ (il segno di uguaglianza vale per cicli reversibili).

Un ciclo qualsiasi può essere approssimato da un insieme di cicli di Carnot operanti con sorgenti a temperature di poco diverse tra di loro perciò l’espressione del teorema di Carnot diviene la disuguaglianza di Clausius. Come è noto “in una trasformazione ciclica costituita da una reale (ossia irreversibile), che porta il sistema dallo stato 1 allo stato 2, ed una reversibile (in cui non è possibile avere una successione

di infiniti stati di equilibrio infinitamente poco discosti l'uno dall'altro) che porta successivamente dallo stato 2 allo stato 1 vale la disuguaglianza di Clausius (l'integrale di Clausius $\int dQ/T$ è minore della variazione di entropia - è uguale solo se la trasformazione lungo la quale lo si calcola, è reversibile)". Ossia "per un sistema termodinamico a contatto termico con un ambiente a temperatura uniforme e costante "T", che si trasforma a pressione costante, l'energia libera di Gibbs "G" non può aumentare". Gli stati in cui "G" è minima rappresentano pertanto stati di equilibrio stabile. Non v'è dubbio dunque che un ecosistema urbano (Craco, Campomaggiore vecchio) si trovi nelle suddette condizioni e pertanto le funzioni termodinamiche varieranno nel modo seguente:

$$\Delta G = \Delta H - T\Delta S < 0$$

Infatti, un aumento di entropia $\Delta S > 0$ fa diminuire la disponibilità di energia $\Delta G < 0$. L'entropia è una grandezza che misura il grado di disordine di un sistema, maggiore è "S" maggiore è il grado del disordine ossia della casualità del sistema considerato in accordo con il principio sulla trasformazione spontanea dei sistemi termodinamici.

Un sistema isolato deve necessariamente evolvere verso la configurazione di massima entropia compatibile con quel valore di energia.

Come già detto si ha l'equilibrio termodinamico in seno ad un sistema quando:

- tutte le sue parti sono alla stessa temperatura (termico);
- la risultante di tutte le forze applicate al sistema è nulla e, in caso contrario, si ha il movimento, con conseguente scambio di lavoro tra sistema ed ambiente esterno (meccanico);
- non sono in corso reazioni chimiche: la velocità con cui i reagenti danno luogo ai prodotti eguaglia la velocità con cui dai prodotti si riformano i reagenti (chimico).

I fenomeni franosi, che hanno interessato le due città, possono essere dunque interpretati come episodi di evoluzione spontanea verso stati di equilibrio meccanico più stabile.

L'edilizia urbana di Craco e Campomaggiore vecchio

Il territorio italiano è caratterizzato da sistemi fisico-ambientali strutturanti complesse morfologie ambientali associati a diversi ambienti climatici nonché tipi di suolo e substrato geologico. Da qui quell'elevato numero di tipologie costruttive tradizionali disseminate sull'intero territorio nazionale.

Ogni regione, nel passato, era caratterizzata da un particolare materiale da costruzione in grado di rispondere alle specifiche esigenze morfologico-climatiche in cui ricadeva.

A partire dalla seconda metà del secolo scorso l'urbanizzazione selvaggia, spinta dalla esplosione demografica, ha innescato un processo edilizio industrializzato autore delle distese di manufatti edilizi normalizzati a tutto il territorio nelle forme più deteriori.

Solo oggi la nuova coscienza ambientale, nell'ottica della sostenibilità, ci ha sensibilizzato nei confronti della qualità intrinseca nel patrimonio edilizio del passato spingendoci al recupero dell'edilizia storica e alla ricerca di un uso attualizzato dei materiali e tecniche costruttive tradizionali.

I centri urbani, nel passato, vuoi per l'elevato costo del trasporto del materiale, vuoi per esigenze climatico ambientali, erano costruiti con materiale proveniente dal territorio circostante che subivano processi di trasformazione semplici: il solo trattamento meccanico e non chimico. Anche nel passato la difesa dal caldo o dal freddo, o il bisogno di raccogliere l'acqua piovana erano, come ora, bisogni essenziali. Ma tutto ciò che attualmente viene assicurato da impianti tecnologici energivori allora era affidato esclusivamente alle prestazioni "naturali" dell'edificio.

Le costruzioni che ne derivavano si inserivano armonicamente nel paesaggio ed entravano subito in equi-

librio con esso obbedendo alle leggi di trasformazione termodinamica descritta in precedenza.

L'edilizia di Craco e Campomaggiore vecchio è ferma a quella del passato ad un basso livello di ordine (entropia), essa era caratterizzata dal forte legame con il luogo e si manifestava sia con il ricorso a materie prime di produzione locale (legno, ferro, pluviali in terra cotta, rivestimento in pietra) che con tecniche di costruzione che favorivano gli accorgimenti finalizzati al controllo delle condizioni climatiche (temperatura, irraggiamento solare, vento, precipitazioni atmosferiche) senza far pagare il prezzo all'ambiente e all'esteriorità.

Le costruzioni possedevano, in accordo con i più attuali criteri di bioarchitettura ed ecocompatibilità, elevate prestazioni bioclimatiche ed ecologiche grazie alla struttura fisica ecoefficiente degli insediamenti, alle forme e orientamenti adeguati degli edifici e all'uso appropriato dei materiali ed essenze colonizzanti autoctone.

Craco

La città fantasma, questo è il nome che oramai da tempo i lucani hanno adottato per Craco, in provincia di Matera, sorge a circa 390 m s.l.m., su una dorsale orientata NW-SE appena ad ovest del fronte sepolto della Catena appenninica dove affiorano i conglomerati pliocenici verticalizzati da retroscorrimenti che hanno portato in affioramento unità alloctone (Fig. 2 e 3).



Fig. 2 - Versante sud-orientale di Craco.



Fig. 3 - Versante sud-occidentale di Craco.

Secondo Bentivenga *et alii*, 2005 i numerosi affioramenti presenti nell'area evidenziano le relazioni esistenti tra unità tettoniche alloctone, intensamente deformate e unità argilloso-sabbioso-conglomeratiche appartenenti a differenti cicli deposizionali di età Pliocenica, durante l'avanzamento del fronte della Catena appenninica.

L'importante approfondimento vallivo risale all'Olocene, mentre l'attuale assetto morfologico è dovuto ai complessi movimenti gravitativi che interessano tutti i terreni affioranti, al trasporto solido dei corsi d'acqua nonché all'erosione calanchiva. La geomorfologia e l'analisi multitemporale studiata da Bentivenga *et alii*, 2004, ha ben evidenziato le morfosequenze del movimento franoso (frana del centro storico) del versante SO di Craco responsabile dell'abbandono coatto della città durante il 1980.

La morfologia dell'intera dorsale presenta un paesaggio tipico di questa zona caratterizzato dai suggestivi fossi (Fig. 4 e 5) più o meno profondi separati da creste così ripide da non consentire neanche la sosta della vegetazione.



Fig. 4 - Area calanchiva e terrazzi fluviali visti da Craco.



Fig. 5 - Paesaggio ed edifici di Craco.

Il borgo antico, caratterizzato da architettura spontanea, fu edificato con pietre e mattoni tagliati con il sapere artigiano dei medioevali tramandatosi da padre a figlio fino alla prima metà del secolo scorso. Le case in pietra, aggrappate alla roccia (Fig. 6), si intrecciano intorno al Castello del XVI secolo, fatto costruire da Sforza, attualmente si presentano come una foto del passato che ha immortalato stradine silenziose e dirupi di palazzi nobiliari e monumentali chiese.



Fig. 6 - Edifici al di sopra dei conglomerati verticalizzati.



Fig. 7 - Il campanile, realizzato su tre ordini e coperto da una cupola estradossata di maioliche e da volte a vela.

Le strade ciottolate si snodano con una flessuosità armoniosa per raggiungere ora questa ora quella piazzetta e ogni piazzetta è un salotto. Le finestre, gli archetti, le bifore sono gli occhi increduli e spalancati che guardano incantati le tegole che dormono sotto le stelle da mille anni e odorano ancora di muschio e di viole. E poi gradini in pietra che si inerpicano in vicoletti angusti dove le ringhiere in ferro battuto fanno da cornice (Fig. 7 e 8). Poiché costruita con le cosiddette tecnologie appropriate e materiali autoctoni, Craco ha raggiunto in breve tempo una situazione di equilibrio stabile ed in perfetta armonia con il contesto in cui è inserita.



Fig. 8 - Un tutt'uno città-paesaggio.

Campomaggiore vecchio

Campomaggiore vecchio, in provincia di Potenza, sorge a circa 550 m s.l.m., lungo il versante sinistro del corso del fiume Basento, in posizione panoramica rispetto alle famose "Dolomiti lucane," è l'altra città lucana ormai disabitata a causa della riattivazione di un movimento franoso avvenuta il 9 febbraio 1885. Il vecchio paese è stato edificato su terreni appartenenti al Flysch Rosso costituito prevalentemente da argille, marne e calcilutiti rosse (Cretaceo superiore-Oligocene) (Pescatore *et alii*, 1999; Piedilato & Prosser, 2005).

La città stupisce per la particolare armonicità dei colori delle costruzioni oramai in perfetto equilibrio termodinamico e in accordo con il paesaggio circostante incontaminato (Fig. 9 e 10).



Fig. 9 - La città di Campomaggiore vecchio.



Fig. 10 - Il paesaggio di Campomaggiore vecchio.

Il conte Rendina ricostruisce nel primo decennio dell'800 il paese intorno alla casa baronale, contenendo le tensioni derivanti dal brigantaggio e dalla questione demaniale, con l'acquisto della vicina foresta di Gallipoli Cognato ed altri appezzamenti di terreno, restituendo in tal modo agli abitanti un periodo di lavoro e prosperità. Nel 1848 la popolazione partecipa, insieme ad altri Municipi, ai moti risorgimentali. Nel 1885 la frana costringe i 1525 abitanti a trasferirsi presso l'attuale centro di Campomaggiore. I resti di Campomaggiore vecchio, con il palazzo baronale, la chiesa e le case contadine rappresentano in modo esplicito la necessità di salvaguardare l'intero villaggio. Dalla chiesa si imbocca una strada sterrata, che dopo circa 2km, porta allo lazzo, un grande ovile a pianta pentagonale, testimonianza delle fiorenti attività agro-pastorali del passato.

Tutte le murature sono realizzate a sacco con pochi materiali lapidei squadrati e molti informi subarrottondati provenienti da cave situate più a valle, hanno subito lesioni pressoché verticali lungo un piano quasi normale all'andamento del Vallone Cornaleto (Fig. 11). Il settore a monte non ha subito notevoli spostamenti, anche se il movimento deve in qualche modo aver coinvolto il crollo delle case nei pressi della piazza principale. Queste sono letteralmente slittate più a valle. Ciò ha fatto assumere la posizione dei muri a scarpata o in senso contrario alla frana.



Fig. 11 - Particolari delle costruzioni di Campomaggiore vecchio.

Il paesaggio geologico di Craco e Campomaggiore vecchio come risorsa naturale

I più recenti orientamenti della geologia ambientale indicano il paesaggio geologico come una vera e propria risorsa naturale da cui è possibile ricavare, mediante modesti interventi, esclusivamente di tipo eco-compatibili, un ritorno economico. Il paesaggio rappresenta il risultato della somma dei processi geologici, fisici, biologici e antropici che concorrono alla definizione dei tratti fisionomici (Gisotti & Zarlenga, 2004). Due sono i requisiti che deve avere un paesaggio, in senso geologico, per essere classificato di interesse scientifico (Gisotti, 1994):

- evidenziare unità geomorfologiche simili tra loro; che reagiscono, ed hanno reagito, in maniera identica alle sollecitazioni antropiche;
- i processi geomorfologici che hanno dato luogo alla forma attuale.

Appare dunque evidente che Craco e Campomaggiore vecchio le contengano entrambe or dunque i due centri possono senz'altro essere considerati geositi (Wimbledon *et alii*, 1996).

A tale scopo, a parere dell'autore, è necessario:

- pianificare interventi di conservazione e valorizzazione eco-compatibili per la tutela naturalistica del patrimonio geologico e paesaggistico;
- attuare programmi per la sistemazione e fruizione di Craco e Campomaggiore vecchio e tutte le loro aree paesaggistiche;
- attuare politiche per la conoscenza e la fruizione, compatibile con la conservazione del bene e l'utilizzo didattico dei luoghi.

Possibili interventi di valorizzazione dei paesaggi

Lo sfruttamento delle risorse paesaggistiche può avvenire solo se in maniera prudente ossia mediante interventi antropici con materiali eco-compatibili e tecniche tradizionali come è stato nel passato in accordo con i principi della termodinamica nella accezione illustrata in precedenza.

Craco e Campomaggiore vecchio, oltre a rappresentare interessanti luoghi per studi scientifici, potrebbero costituire una risorsa economica se valorizzata con opportuni interventi eco-compatibili.

Secondo il più recente concetto di salvaguardia del patrimonio della terra (*earth heritage*) costituito anche dalle risorse geologiche, per Craco e Campomaggiore vecchio e per tutte le altre città che presentano le medesime caratteristiche, si suggerisce la valorizzazione paesaggistica mediante:

- realizzazione di percorsi panoramici scientifico-didattico con individuazione di punti di vista particolarmente indicativi anche per una migliore percezione del paesaggio geologico e geomorfologico da parte di visitatori da percorrere a piedi, in bici, a cavallo ecc (Giaccari & Vitale, 2006);
- organizzazione di voli aerei con deltaplani (a bassa o nulla emissione di fumi e produzione di rumori) mirati a evidenziare la peculiarità dei paesaggi nonché l'armonia dei colori dell'unità paesaggistica centro urbano, in equilibrio termodinamico;
- realizzazione di punti di ristoro e ricettivi con materiali autoctoni riciclati, già in equilibrio termodinamico non invasive e con colori dell'ambiente circostante;
- organizzazione di attività didattico-ricreative per bambini e ragazzi, ecc.

Per esempio, nel caso di Craco, i depositi affioranti, le forme del paesaggio e l'evoluzione morfologica dell'area, messi in evidenza dalla frana del centro storico, costituiscono una importante testimonianza della storia geologica nel contesto evolutivo dell'area.

Fra le numerose esposizioni si segnala l'area ai piedi della città e il punto nei pressi del castello.

Il primo è di preminente interesse geologico, geomorfologico e geologico applicativo poiché evidenzia le

dimensioni e la forma dell'area interessata dal movimento franoso nonché i particolari dell'opera di fondazioni su pali della strada che avrebbe modificato la rete idrografica superficiale e il deflusso naturale. L'altro stratigrafico ed anche geomorfologico poiché riguarda la deposizione dei conglomerati e sabbie in trasgressione.

Gli elementi distintivi degli affioramenti e le caratteristiche geomorfologiche, la loro estensione e stato di conservazione, fanno sì che tali elementi del paesaggio fisico possano costituire esempi scientifico-didattici. La realizzazione di quanto detto permetterebbe la divulgazione di conoscenze concernenti le Scienze della Terra, porrebbe l'accento sul contributo di queste discipline nella valorizzazione del patrimonio ambientale e nella corretta gestione di territorio.

Alcuni punti di sosta, realizzati con struttura in pietre autoctona e copertura in tegole analoghe a quelle delle abitazioni, potranno essere ubicati proprio in prossimità dei geositi o dei punti panoramici più significativi. Tutto il percorso e i punti più importanti potranno essere opportunamente evidenziati, durante le ore notturne, fino a fornire un'unica suggestiva immagine, mediante giochi di luce affidati a corpi illuminanti per monumenti, completamente nascoste in nicchie in pietra.

Per la valorizzazione ed il recupero delle due città ai fini turistici ed economici si suggerisce inoltre la realizzazione di piste per parapendio e deltaplano considerata la particolare morfologia acclive dell'area.

Materiali ecocompatibili

Per materiali ecocompatibili, nelle costruzioni e nell'arredo urbano, intendiamo indicare quei materiali tipici con l'intrinseca qualità ecologica dell'uso locale, qualità termoisolometriche sperimentate per secoli, privo di componenti potenzialmente inquinanti e pericolosi per la salute che non ha bisogno di essere trasportato per centinaia di chilometri, contribuendo così all'impatto ambientale del settore dei trasporti, con qualità estetiche, storiche e culturali di legame con il territorio e il paesaggio.

È necessario rilanciare l'uso dei materiali tipici nella pratica dell' "edilizia di base" (Fig. 12), un uso che dovrebbe essere normale almeno negli interventi di recupero dei manufatti storici poiché il valore di prodotto tipico ecocompatibile è legato alla cultura dei luoghi che rappresenta un potenziale valore aggiunto spendibile in politiche di commercializzazione. Infatti, non è accettabile che vengano restaurate piazze storiche utilizzando marmo o travertino, o che vengano sostituiti vecchi intonaci di tipo tradizionale con intrinseche qualità termoisolometriche e perfettamente traspiranti, con costose malte sintetiche dalle dubbie prestazioni.



Fig. 12 - Materiali autoctoni utilizzati per le abitazioni di Craco.

D'altronde le mode stilistiche e formali nulla hanno a che fare con un genuino approccio razionale e moderno al progetto, perfettamente compatibile con ogni tradizione locale.

Chi visita Craco e Campomaggiore vecchio percepisce la caratteristica principale dell'edilizia storica locale costituita dall'uso generalizzato della copertura con tegole su falde inclinate, del laterizio facciavista in tutte le tipologie di costruzioni, dalla casa rurale al palazzo nobiliare.

I materiali principali da costruzione erano mattoni dal tipico colore tra il giallo e il rosso derivante dalla composizione delle terre locali e pietre reperite da affioramenti e lungo il fiume, tagliate a mano. La produzione dei laterizi, formati a mano in stampi di legno, avveniva in modo artigianale, con la cottura in forni realizzati nel luogo della costruzione. Le qualità del laterizio, sia dal punto di vista statico che termico, sono ormai riconosciute da tutti. Purtroppo a questo riconoscimento ancora non segue un adeguato riscontro nella quantità e nella qualità delle realizzazioni. In Basilicata alcune esperienze di edilizia residenziale costituiscono un importante segnale per il futuro. Purtroppo la cultura architettonica dominante sembra ancora disinteressata al problema, irretita da fascinazioni formalistiche dominate dall'*high-tech*, dall'acciaio e dal vetro, mentre nella pratica progettuale locale quotidiana predomina ancora l'inerzia delle consuetudini e delle cattive abitudini (Dessi, 2007).

Conclusioni

Ogni sistema isolato ad energia costante evolve necessariamente verso la configurazione di massima entropia compatibile con quel valore di energia. In altri termini ogni sistema tende spontaneamente a raggiungere quella configurazione cui corrisponde, a parità di energia, il massimo disordine possibile.

La prova di questa regola la osserviamo appunto nelle due città di Craco e Campomaggiore vecchio ormai da tempo completamente abbandonate. Con il passare del tempo le città, in termodinamica sistema, poiché non vi sono stati più interventi umani di trasformazione, sono "invecchiate", cioè la qualità di quei sistemi peggiora, le città si deteriorano, il loro disordine è aumentato fino a raggiungere uno stato di equilibrio compatibile con una data energia. Altresì quanto più è urbanizzata una città, maggiore è il suo stato di ordine, più difficile sarà l'equilibrio con una prefissata energia.

I materiali naturali impiegati nella edificazione di Craco e Campomaggiore vecchio sono di tipo grezzo, quindi hanno subito ridotti processi di lavorazione. Erano dunque ad uno stato energetico basso perciò l'equilibrio lo hanno raggiunto in breve tempo. Da qui lo spettacolare scenario che le città, perfettamente inserite nel paesaggio circostante, attualmente mostrano al visitatore che per la prima volta le osserva.

Un "patrimonio geologico" può tradursi in elemento di conoscenza e sviluppo sostenibile di un territorio se valorizzato con tecniche e materiali ecocompatibili.

Le proposte di valorizzazione, concretizzabili mediante studi, se rispettose delle leggi della natura, porteranno ad un conseguente incremento delle attività ricettive e produttive che si tradurrebbero in una significativa crescita socio-economica.

In Italia esistono esempi al riguardo replicabili in Basilicata: Riserva Geologica dell'Alta Provenza, Parco regionale dello Stirone ed la Riserva geologica del Piacenziano che indicano una forte tendenza in atto verso *"una nuova forma di turismo: il viaggio attraverso il tempo"*.

Bibliografia

- ALBERTI M., SOLERA G. & TSETSI V. (1994) - *La città sostenibile: analisi ,scenari e proposte per un'ecologia urbana in Europa*, Franco Angeli, Milano.
- BENTIVENGA M., COLTORTI M., PROSSER G. & TAVARNELLI E., (2004) - *A new Interpretation of Terraces in the Taranto Gulf: the Role of Extensional Faulting*. *Geomorphology*, 60, 383-402.
- BENTIVENGA M., PROSSER G., FORESI L.M., PRESTERA A., & SABIA M. (2005) - *Structural setting at the front of a thrust and fold belt: the Craco area (southern Apennines, Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.* 124, 367-376, 7 ff.
- BENTIVENGA M., COLTORTI M. & PROSSER G. (2004) - *Il movimento gravitativo profondo di Craco (Basilicata Ionica)*. *Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences*, 17 (2/2), 613-625.
- DESSÌ V. (2007) - *Progettare il confort urbano: soluzioni per un'integrazione tra società e territorio*, Esselibri, Napoli.
- ESPOSITO L., FERRETTA C. & VALLETTA M. (2004) - *Il carsismo al Camposauro: un viaggio nel tempo geologico e nello spazio in un sito di importanza comunitaria*. Secondo Convegno Nazionale dell'Associazione Italiana Geologia e Turismo. Atti, sessione poster.
- GIACCARI E. & VITALE A. (2006) - *"Valorizzazione mediante GIS dei percorsi geologico-ambientali e dei geositi individuati lungo il cordone dunare pleistocenico di Oria (Br)"*. Atti della 10a Conferenza Nazionale ASITA Federazione delle Associazioni Scientifiche per le Informazioni Territoriali e Ambientali. Bolzano, 14-17 novembre.
- GISOTTI G. (1994) - *La componente geologica del paesaggio* - In: *I Paesaggi geologici italiani*. Supplemento SIGEA n. 2, Verde Ambiente.
- GISOTTI G. & ZARLENGA F. (2004) - *Geologia Ambientale principi e metodi*. Dario Flaccovio editore, Palermo.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1999) - *Stratigraphic and Structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro basin and coeval carbonate platforms in southern Apennines, Italy*. *Tectonophysics*, 315, 269-286.
- PIACENTE S. & POLI G. (2003) - *La memoria della Terra, la terra della memoria*. Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia. Edizioni L'inchostro blu, Bologna, 159.
- PIEDILATO S. & PROSSER G. (2005) - *Thrust sequences and evolution of the external sector of a fold and thrust belt: An example from the Southern Apennines (Italy)*. *Journal of Geodynamics*, 39, 386-402.
- POLI G. (1999) - *Geositi, testimoni del tempo. Fondamenti per la conservazione del patrimonio geologico*. Regione Emilia Romagna, 259.
- SCARELLI M. & POLI G. (1995) - *Le unità di paesaggio all'interno del piano paesistico regionale dell'Emilia Romagna*. Atti del convegno "Le unità del paesaggio, aspetti metodologici ed esperienze applicative", Parma, 5 luglio.
- WIMBLETON W.A.P. , ANDERSENS., CLEAN C.J., COWIE J.W., ERIKSTEAD L., GEONGRIJP G.P., JOHANSON C.E., KARIS L.O. & SUOMMEN V. (1996) - *Geosites. A global comparative site inventory to enable prioritisation for conservation*. In: *Second Int. Symp.on the conservation of our Geological Heritage/world heritage: Geotope conservation word-wide, European and Italian experiences*. *Mem. Descr. Cart. Geol. It., Serv. Geol. It.*, 45-60.

IL GEOTURISMO COME RISORSA ECONOMICA: UNA PROPOSTA METODOLOGICA PER LO STUDIO DELLA VALLE DELL'ALCANTARA¹

Biagio Pecorino & Maria Federico

DIESAE, Università degli Studi di Catania - pecorino@unict.it

Riassunto

La ricerca analizza il territorio della valle dell'Alcantara con le sue peculiarità geologiche e geoantropologiche al fine di sostenere la creazione del Geoparco dell'Alcantara. L'area in cui è localizzato il Geoparco, coincide con la perimetrazione del Parco Fluviale dell'Alcantara con una estensione di circa 1.927 ha. Tale territorio è compreso tra le province di Messina e Catania per un totale di 12 comuni, un contesto favorevole dal punto di vista naturalistico - ambientale che rappresenta una cerniera tra i due parchi più importanti della Sicilia: il Parco dell'Etna e il Parco dei Nebrodi. L'Ente Parco Fluviale dell'Alcantara, istituito nel 2001 ha presentato alla Rete Europea e Globale UNESCO dei Geoparchi la domanda di candidatura dell'"ALCANTARA FLUVIAL GEOPARK" che ad oggi è ancora in fase istruttoria. Sono stati individuati 22 geositi, considerati di alto valore geologico e geomorfologico. Lo studio proposto, ancora in itinere, intende valutare in termini economici come le politiche locali di sviluppo possano rappresentare per l'istituendo Geoparco dell'Alcantara un punto di congiunzione tra la conservazione, la valorizzazione e la crescita economica delle comunità locali. L'analisi di contesto fin qui prodotta, ha permesso di verificare le potenzialità del territorio, sia in termini di flussi turistici, sia in termini di capacità di assorbire l'offerta turistica. Lo studio, procederà con l'analisi della produzione di qualità ambientale del Geoparco al fine di trovare la quantità ottimale di bene ambientale da destinare alla tutela e ai servizi ricreativi. Con queste premesse si verificherà il valore aggiunto che può apportare la creazione di un parco geologico nella zona della valle dell'Alcantara.

1. Introduzione

Negli ultimi decenni si riscontra un rinnovato interesse verso il territorio "aperto" sia in Europa, sia in Italia. Un nuovo approccio, che coniuga storia, arte, natura e ne attribuisce valore estetico, artistico e soprattutto identitario. Anche le politiche territoriali e locali guardano al territorio "aperto" come fonte di crescita e di sviluppo (POR, PSR, Pianificazione Strategica, Piani d'ambito e d'area, etc.): uno sviluppo integrato, innovativo e originale capace di gestire i paradigmi di crescita sociale, economica e territoriale.

2. Inquadramento geografico - paesaggistico e di contesto

L'area oggetto di studio è compresa tra le province di Messina e Catania, la scelta del luogo è stata dettata dalla geografia del sito. La valle dell'Alcantara si localizza in un contesto favorevole dal punto di vista naturalistico - ambientale, rappresentando una cerniera tra i due parchi più importanti della Sicilia: il Parco dell'Etna e il Parco dei Nebrodi (Fig. 1). Inoltre, dal 2001 è stato istituito l'Ente Parco Fluviale dell'Alcantara al fine di salvaguardare, conservare e difendere il paesaggio e l'ambiente naturale della valle del fiume. Il contesto territoriale è caratterizzato dalla presenza di due attrattori piuttosto grandi: il Comune di Taormina e la costa di Naxos, che da secoli rappresentano il polo turistico più importante per la Sicilia. La realizzazione del Geoparco in questo territorio costituisce la chiusura di un anello di conservazione, valo-

¹ Il lavoro è frutto di una piena collaborazione ed è, pertanto, di responsabilità comune degli autori. La materiale stesura dei paragrafi 2 e 3 è da attribuire a Maria Federico e quella dei paragrafi 4 e 5 a Biagio Pecorino. I paragrafi 1 e 6 sono, invece, oggetto di elaborazione comune.



Fig. 1. Inquadramento territoriale

rizzazione e fruizione di un'area che mostra tutte le caratteristiche per divenire punto di interesse per il turismo specializzato e non. L'area oggetto di intervento, coincide con la perimetrazione del Parco Fluviale dell'Alcantara con una estensione di circa 1.927 ettari come mostra la Tab. 1. Tale perimetrazione corrisponde prevalentemente con il letto del fiume, classificato come zona A (897 ettari), e con la zona di priserva, classificata come zona B (1.030 ettari). Fanno parte dell'area anche il complesso collinare Miramare e il conetto vulcanico di Mojo Alcantara. La superficie da destinare a Geoparco si estende dalla foce fino alla contrada Acquafredda, al limite con il comune di Randazzo, a quota 500 m. s.l.m. L'area comprende 12 comuni collocati tra le province di Messina e Catania (Aurelli, Musarra, 1975). Il bacino idrografico del fiume Alcantara è ben più ampio del perimetro del Parco fluviale in

cui ricadono i territori di 20 comuni (5 appartenenti alla provincia regionale di Catania e 15 alla provincia regionale di Messina). Sotto il profilo vulcanologico, l'alveo dell'Alcantara è stato interessato in epoca preistorica e protostorica da colate laviche che a più riprese ne hanno ostruito o modificato il corso. In

Tab. 1 - Distribuzione del territorio del Parco fra i diversi comuni (*)

Comune	Sup. Area protetta Ha	Sup. Comunale Ha	Percentuale %
Calatabiano (CT)	55,8	2.630	2,12
Castiglione di Sicilia (CT)	1408,78	12.041	11,65
Randazzo (CT)	10	20.484	0,05
FrancaVilla di Sic (ME)	70	8.210	0,85
Gaggi (ME)	45,2	734	6,16
Giardini - Naxos (ME)	8,7	539	1,04
Graniti (ME)	71,8	996	7,2
Malvagna (ME)	12,1	690	3,06
Mojo Alcantara (ME)	131,1	839	15,62
Motta Camastra (ME)	80	2.529	3,16
Roccella Valdemone (ME)	13,2	4.098	0,32
Taormina (ME)	26,8	1.318	2,03
Totale Ha	1.927,48	55.108	3,50

(*) Nostre elaborazioni su dati ISTAT ed Ente Parco.

corrispondenza dei litotipi basaltici il corso d'acqua ha creato localmente delle caratteristiche "forre" con pareti alte diverse decine di metri con strutture colonnari a forma di canna d'organo, o modellate ad arpa o a ventaglio, o ancora a catasta di legna (Branca & Ferrara, 2001). La sua posizione strategica in un sistema di paesaggi protetti rende perfettamente il concetto di biodiversità, dato dall'insieme dei fattori naturalistici, biologici, paesistici, storici e culturali. Nello specifico il bacino del Fiume Alcantara, costituito in prevalenza da terreni vulcanici, provenienti dalle colate dell'Etna e da terreni arenacei e marnosi. Il versante destro del bacino è formato da colate laviche, mentre quello sinistro è formato da terreni sedimentari e metamorfici collegati alla catena Appenninico - Maghrebide e all'arco Calabro - Peloritano. *Essi appartengono a un sistema di falde di ricoprimento, costituite da argille scagliose in sovrapposizione sul flysch di Monte Soro. In particolare sono ben rappresentate le alternanze argilloso - arenacee dei flysch di Capo d'Orlando e di Monte Soro insieme a metamorfici di basso grado, a terreni argillosi caotici e a depositi alluvionali di fondovalle* (Amodio Morelli et alii, 1976).

Il territorio interessato dal Geoparco dell'Alcantara può essere suddiviso in tre ambiti geografici e paesaggistici diversi, così come individuati dal Piano Paesaggistico della Regione Siciliana. Gli ambiti interessati sono l'area 8 Monti Nebrodi, l'area 9 Monti Peloritani e l'area 13 Cono Vulcanico Etneo che coincidono con gli ambiti geografici riconoscibili nel territorio proposto a Geoparco. È evidente che le aree di interesse sono molto più estese rispetto all'area oggetto di studio, valle dell'Alcantara, ma per una valutazione del sistema biotico e abiotico non si può prescindere da un'analisi del contesto territoriale di più ampio respiro di quello strettamente della valle.

Dall'analisi di contesto effettuata, si evince anche la differenza di utilizzo dei suoli agricoli e forestali, da cui ne deriva una diversa destinazione produttiva del territorio, come mostra la Tab. 2. In particolare, il cono del vulcano presenta una elevata diffusione delle coltivazioni arboree soprattutto agrumeto e vigneto, mentre la superficie non soggetta a usi agricoli è pari al 60% di quella totale; nel territorio dei monti Nebrodi prevalgono le colture erbacee rispetto a quelle arboree con una percentuale di suolo non soggetto a coltivo pari al 67%. Infine, nei monti Peloritani sono presenti sia gli agrumeti, sia le colture erbacee e mosaici culturali con una percentuale del 65% di terreni non soggetti a usi agricoli, come mostra la figura 2.

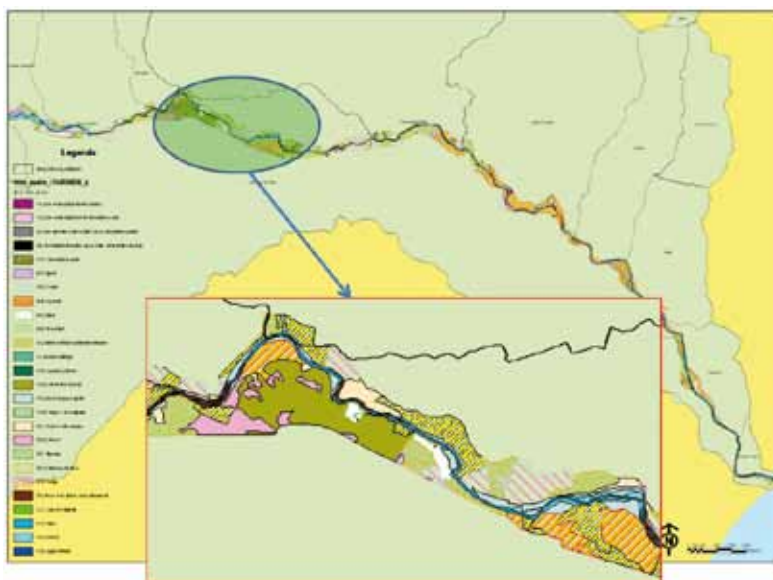


Fig. 2. Uso del suolo

Tab. 2 - Distribuzione della superficie fra i territori della provincia di Catania e Messina per classi di uso del suolo (*)

CLASSI DI USO DEL SUOLO		SUPERFICI PER TERRITORI PROVINCIALI				SICILIA	
1° LIVELLO	2° LIVELLO	CATANIA		MESSINA			
		ha	%	ha	%	ha	%
1 Territori modellati artificialmente	1.1 zone urbanizzate	18.890	5,32	13.866	3,90	86702	3,38
	1.2 zone produttive e infrastrutture	2.039	0,57	835	0,24	10005	0,39
	1.3 zone in trasformazione	285	0,08	479	0,13	6992	0,27
	1.4 zone verdi urbane e zone archeologiche	0	0,00	24	0,01	754	0,03
	1. totale	21.214	5,97	15.204	4,28	104.453	4,07
2 Territori agricoli	2.1 seminativo	8097	30,43	18.730	5,27	816908	31,81
	2.2 legnose agrarie	2350	28,81	79.272	22,32	703655	27,40
	2.3 zone agricole eterogenee	22.262	6,27	16.433	4,63	271902	10,59
	2. totale	32.709	65,51	114.435	32,22	1.792.465	69,79
3 Territori boscati e ambienti seminaturali	3.1 Boschi	30.019	8,45	79.937	22,50	210785	8,21
	3.2 aree a vegetazione arbustiva e/o erbacea	40.268	11,34	106.453	29,97	396580	15,44
	3.3 Zone aperte con vegetazione rada o assente	30.741	8,65	8.551	2,41	59158	2,30
	3. totale	101.028	28,44	194.941	54,88	666.523	25,95
4 Zone umide	4.1 zone umide interne	0	0,00	0	0,00	158	0,01
	4.2 zone umide costiere	0	0,00	0	0,00	2526	0,10
	4. totale	0	0,00	0	0,00	2684	0,10
5 Corpi idrici	5.1 acque continentali	269	0,08	85	0,02	4792	0,19
	5.2 acque marittime e acque di transizione	0	0,00	57	0,02	57	0,00
	5. totale	269	0,08	142	0,04	4.849	0,19
TOTALE		355.220	100,00	324.722	91,41	2.568.290	100,00

(*) Nostre elaborazioni su dati tratti da: Regione Siciliana, Assessorato Regionale Territorio e Ambiente. Carta dell'uso del suolo, scala 1:250.000. Note illustrative, Palermo 1995.

L'analisi paesaggistico - territoriale ci permette di definire le forme di uso del suolo che sono determinanti per la percezione paesaggistica dell'area. Considerando che i geositi presenti nella perimetrazione del Geoparco insistono in un territorio "aperto", tutelare e rendere fruibili gli stessi significa anche considerare il contesto in cui ogni singolo elemento geologico o geoarcheologico è localizzato. La creazione del Geoparco in quest'area, non può prescindere anche dalla lettura e conservazione di un paesaggio tipico, quello della valle, che è tipico proprio per gli interventi dell'uomo nei secoli che se pur modellando i suoli, la geografia dei luoghi e talvolta, come riportato nell'analisi di contesto, trasformando gli stessi, ha contribuito a creare un paesaggio unico nel suo genere, un paesaggio che funge da quinta ai geositi localizzati.

L'analisi territoriale - paesaggistica fin qui condotta, induce a considerare il territorio della valle dell'Alcantara, come un complesso sistema di relazioni, in cui il paesaggio naturale è in stretta connessione con quello antropico. Sebbene questo, rappresenti trasformazioni economiche e sociali delle popolazioni che sin dall'epoca preistorica lo hanno abitato e di conseguenza trasformato ai loro usi, tali trasformazioni non

raggiungono mai effetti esasperati. Il risultato di queste modifiche avvenute nei secoli (tagli di porzioni di bosco, realizzazione di terrazzamenti, muretti a secco, canali, invasi, etc.) è un'identità precisa che fa assumere al paesaggio quelle forme, quelle condizioni e quel contesto. Nella valle, l'uomo ha dovuto farsi spazio tra il dominio del vulcano e i terreni sedimentari, tra le colate laviche e i terreni alluvionali trasportati dalle acque. Di rilevanza storica sono i terrazzamenti coltivati a vite che ricoprono i territori fertili delle pendici dell'Etna che rappresentano anche una permanenza storica e una permanenza nell'immaginario collettivo. L'uso del suolo a fini produttivi, ha contribuito a creare villaggi diffusi nella valle accresciutisi in epoca moderna e contribuendo ad arricchire il territorio di manufatti tipici della produzione agricola e della loro trasformazione (palmenti, frantoi, depositi, masserie). Ancora oggi questi edifici contribuiscono a creare nell'immaginario collettivo la percezione di quello che un tempo era l'agricoltura tradizionale e tipica della valle.

3. Analisi socio - economica del territorio

Per quanto concerne la pressione antropica, i comuni rientranti nell'area da destinare a Geoparco, sono caratterizzati da bassa e bassissima concentrazione di abitanti, soltanto due dei dodici hanno una popolazione superiore ai 10.000 abitanti (Randazzo e Taormina). Il totale della popolazione residente è di 52.642 abitanti a inizio 2007 con percentuali del 17,67 % per Giardini Naxos, del 21,33% per Randazzo e del 20,94% per Taormina. La densità demografica varia nei diversi periodi dell'anno per arrivare a tetti massimi nei periodi estivi, periodi in cui si riempiono le case degli emigrati, quelle dei villeggianti e dei turisti, raggiungendo i valori più elevati nei comuni di Giardini Naxos (1.725,60 ab/kmq, su di una superficie pari a 5,39 kmq) e di Taormina (836,57 ab/kmq, su di una superficie pari a 13,18 kmq); i valori più bassi di questa variabile socio-economica si riscontrano per il territorio del comune di Castiglione di Sicilia (31,89 ab/kmq, su di una superficie pari a 120,41 kmq), così come si evince dalla Tab. 3.

Tab. 3 - Caratteristiche demografiche nei comuni del Parco (*)

Comune	Popolazione totale		Densità demografica Ab/Kmq
	n.	%	
			203,46
Calatabiano	5.351	10,16	203,46
Castiglione di Sicilia	3.840	7,29	31,89
Randazzo	11.230	21,33	54,82
FrancaVilla di Sic.	4.210	8,00	51,28
Gaggi	2.870	5,45	391,00
Giardini-Naxos	9.301	17,67	1.725,66
Graniti	1.541	2,93	154,72
Malvagna	863	1,64	125,07
Mojo Alcantara	784	1,49	93,44
Motta Camastra	846	1,61	33,45
Roccella Valdemone	780	1,48	19,03
Taormina	11.026	20,95	836,57
Totale	52.642	100,00	95,52

(*) Nostre elaborazioni su dati tratti da ISTAT 2007.

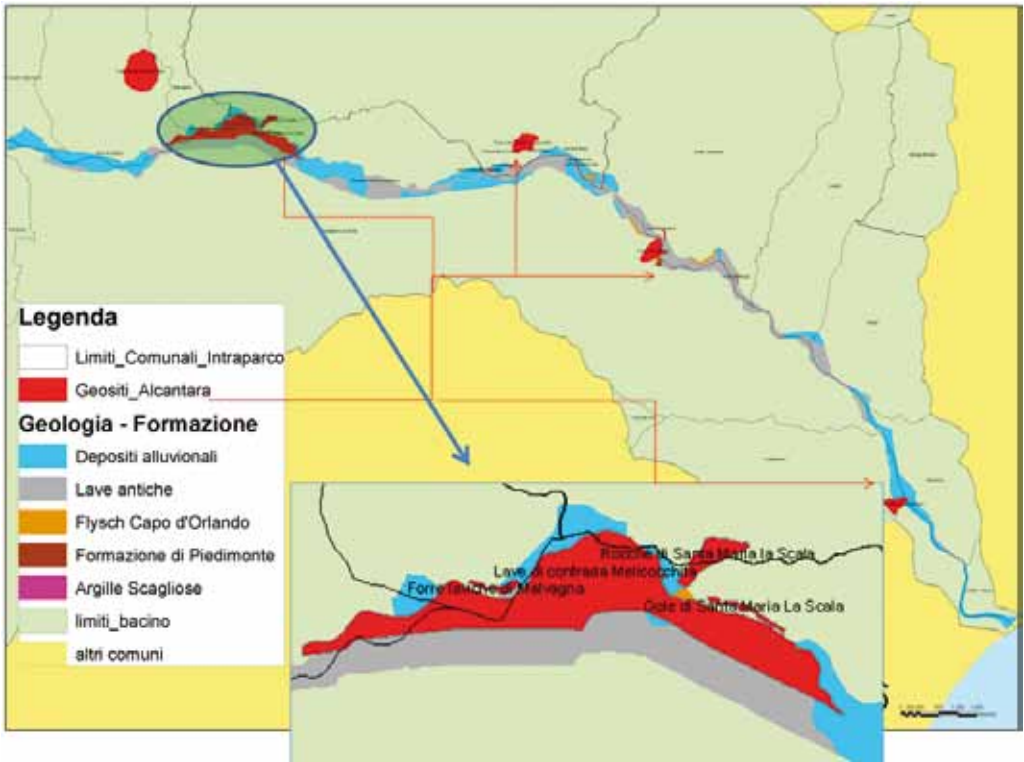


Fig. 3. Individuazione dei Geositi della valle dell'Alcantara.

Dai dati economici sui redditi e sull'occupazione, emerge che il settore trainante dell'economia dell'area oggetto di interesse è il turismo. Lo sviluppo turistico è favorito soprattutto dalle potenzialità del territorio: un grande patrimonio storico - culturale, un interessante paesaggio naturale e una viabilità che necessita di qualche miglioramento ma che riesce comunque a connettere il territorio con le maggiori vie di comunicazione nazionali. La valle dell'Alcantara ha una buona affluenza turistica; da un'analisi condotta sui dati dell'Assessorato al Turismo della Regione Siciliana si evince che la domanda turistica nell'area nel corso del 2008, ha registrato un flusso di turisti negli esercizi ricettivi pari a 466.640 arrivi e a 1.858.082 presenze, che mostrano una media di 4 notti.

Dai dati si deduce che una grande maggioranza di turisti è straniera (circa 75%) e solo il 25% circa è rappresentato da turisti italiani. Si consideri inoltre che il bacino di utenza maggiore è rappresentato dal comprensorio Taormina - Giardini Naxos, e che le cifre delle presenze nei restanti comuni dell'area del Parco fanno registrare cifre molto basse (4% dei turisti.) Sulla base dei dati forniti dall'Assessorato Regionale al Turismo è stata eseguita un'elaborazione considerando il flusso turistico in arrivi e presenze nelle strutture alberghiere ed extralberghiere. L'ambito di cui si è tenuto conto è quello riferito alle AST di Nicolosi, Giardini Naxos e Taormina considerando che queste possono rappresentare un bacino di utenza ampio e un interessante movimento turistico nell'intera area della valle dell'Alcantara, come mostrano i grafici 1 e 2.

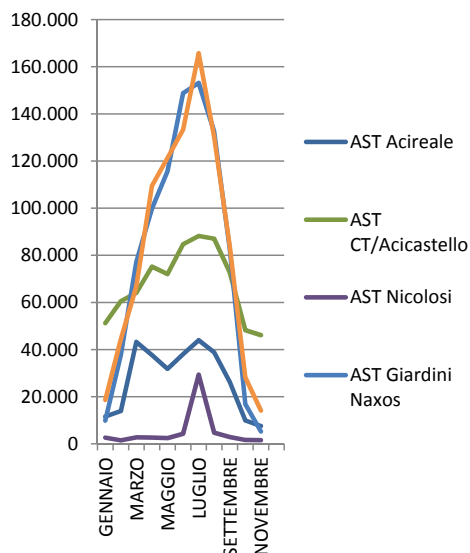


Grafico 1. Flusso turistico - alberghieri/extralberghieri 2008, presenze (Italiani e Stranieri). Fonte: elaborazione su dati dell'assessorato al Turismo della Regione Siciliana.

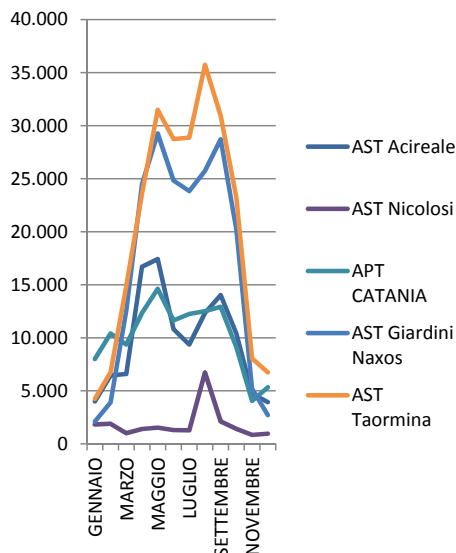


Grafico 2. Flusso turistico - alberghieri/extralberghieri 2008, arrivi (Italiani e Stranieri). Fonte: elaborazione su dati dell'assessorato al Turismo della Regione Siciliana.

4. Il Geoparco come presidio del territorio aperto della Valle dell'Alcantara

Il concetto di Geoparco è piuttosto recente e nasce dalla volontà dell'UNESCO che ha voluto inserire all'interno dei suoi programmi un nuovo concetto nominato il "Programma dei Geoparchi", inserendolo nel programma di cooperazione istituzionale del Network dei Geoparchi Europei. Con i Geoparchi, l'UNESCO intende dare una giusta centralità alla relazione uomo - ambiente attraverso lo sviluppo di un turismo geologico sostenibile, attraverso la crescita socio-economica dei luoghi e attraverso la conservazione degli ambienti naturali. La rete tra i Geoparchi nasce nel 2000 quando quattro territori: Reserve Geologique Haute-Provence (Francia), Maestrazgo Aragon (Spagna), Isola di Lesvos-Egeo settentrionale (Grecia), Rheinland-Pfaiz (Daum/Vulkaneifel) (Germania), nell'ambito della cooperazione transnazionale all'interno del programma comunitario LEADER II creano il Network dei Geoparchi Europei al fine di proteggere il patrimonio geologico e promuovere lo sviluppo del geoturismo o turismo geologico. I siti ricadenti all'interno di un Geoparco europeo devono essere espressione della medesima eredità geologica, diffusi nel territorio. Il Geoparco non tutela soltanto le emergenze geologiche, ma anche tutto ciò che si è potuto realizzare grazie alla presenza della tipicità geologica, siano queste testimonianze archeologiche, ambientali, storiche o culturali. Il territorio della valle dell'Alcantara e i suoi geositi (Tab. 4), mostrano tutti gli elementi caratterizzanti e richiesti dal disciplinare europeo per i Geoparchi. La messa in rete delle più diverse componenti del Geoparco dell'Alcantara consente la creazione di una immagine comune da proporre come veicolo promozionale del geoturismo. Questo strumento territoriale permette di agire direttamente sul territorio influenzando la mentalità e il senso eco-civico degli abitanti del luogo. La creazione del Geoparco dell'Alcantara coinvolge il mondo accademico, lo sviluppo della ricerca scientifica nelle varie discipline della Scienza della Terra, dell'ambiente, della storia e dell'archeologia, e delle politiche di sviluppo territoriale, inoltre, attraverso le metodologie di formazione professionale e di impresa, si possono sviluppare modelli di conservazione del patrimonio geologico replicabili nei diversi territori. La domanda, ancora in fase istruttoria, di candidatura alla Rete Europea e Globale UNESCO dei Geoparchi "ALCANTARA FLUVIAL GEOPARK" è stata presentata dall'Ente Parco Fluviale dell'Alcantara (Fig. 3).

Tab. 4 - Lista dei Geositi nel Parco dell' Alcantara (*)

LIST OF "GEOSITES" LOCATED WITHIN TERRITORY	
G 1 - CALATABIANO CASTLE ROCKS	G 12 - GURNA PASSERELLA
G 2 - CENTO CAVALLI CAVE	G 13 - GURNA DI' MAGNU
G 3 - MITOGIO GORGES	G 14 - GURNA SCHIFAZZI
G 4 - MT. MIRAMARE LANDSLIDES	G 15 - GURNA SCHICCIO CATARRATTA
G 5 - LARDERIA GORGES (ALCANTARA GORGES)	G 16 - CASTIGLIONE SMALL GORGES
G 6 - GURNA QUATTAREDDU	G 17 - S.M. LA SCALA GORGES
G 7 - GURNA ARANCIA	G 18 - SANTA MARIA LA SCALA ROCKS
G 8 - GURNA DI' MUNA	G 19 - GORGO DELL'IMPERATORE
G 9 - GURNA CHIAPPA	G 20 - MALVAGNA GORGES
G 10 - GURNA MANGANIELLO	G 21 - MT. MOJO VOLCANIC CONE
G 11 - FRANCAVILLA CASTLE ROCKS	G 22 - LAVA OF THE MELICOCCHITA DISTRICT

(*) Nostre elaborazioni su dati tratti da "Parco Fluviale Alcantara, candidatura alla Rete Europea e Globale UNESCO dei Geoparchi.

5. Valore aggiunto nella creazione del Geoparco

L'analisi fin qui condotta mostra le potenzialità del territorio oggetto di studio in termini di flussi turistici e di capacità di assorbire la domanda turistica.

La ricerca, che come è detto, è ancora in itinere, analizza il valore aggiunto che la creazione di un parco geologico nella zona della valle dell'Alcantara può apportare in termini di valorizzazione, conservazione e sviluppo economico all'intera area. Tra le diverse tipologie di fruitori turistici dell'area, si prende in considerazione il settore ecoturistico. L'eco - turismo (Blamery, 2001; Cannas *et alii*, 2005) ha un bacino d'utenza più ristretto rispetto ai grandi numeri del turismo comune, che comprendono in larga parte il turismo balneare, il turismo archeologico – artistico e quello naturalistico. Per eco- turismo si intende ogni forma di attività turistica che rispetta e preserva a lungo termine le risorse naturali, culturali e sociali e che contribuisce in modo positivo e equo allo sviluppo economico e al benessere degli individui che vivono e lavorano in quegli spazi (Luciani *et alii*, 1998). È noto che un territorio interessante dal punto di vista culturale, paesaggistico e con un sistema integrato di offerta costituisce la risorsa principale del turismo, e in particolare un territorio in cui vi siano delle rilevanze geoturistiche, rappresenta sempre più spesso oggetto di richiamo per la spettacolarità delle forme e delle suggestioni. Questo tipo di turismo si è sviluppato negli ultimi anni, in una concezione di fruizione dei luoghi come insieme delle espressioni della natura nella sua dinamica evolutiva e della cultura umana nel suo divenire. Per giungere allo sviluppo di un turismo ecologico e sostenibile occorre, in primo luogo, favorire la crescita della "Qualità Ambientale", la cui importanza per il settore è strategica e aiutare a definire un nuovo prodotto turistico, pensato per promuovere maggiore benessere e qualità della vita. La produzione di qualità ambientale del Geoparco rappresenta una parte della ricerca che si intende svolgere in un arco temporale definito al fine di trovare la quantità ottimale di bene ambientale da destinare alla tutela e ai servizi ricreativi (Andriola *et alii*, 2001). Questo problema trova la soluzione nella teoria economica attraverso l'analisi di equilibri parziali in termini di superficie degli ambiti territoriali. In questo caso l'unità di misura sarà rappresentata dalla superficie del bene ambientale che ci permetterà di tracciare le funzioni di domanda e di offerta (Grafico 3). Mentre, la somma verticale di tutte le curve di domanda individuali rappresenterà la curva di domanda del Geoparco. Il prezzo ottimale che i beneficiari del Geoparco sono disposti a pagare è dato dalla curva aggregata che si ottiene incrociando la curva dello spazio ambientale offerto dal Geoparco.

La difficoltà maggiore nel calcolare il prezzo ottimale dei beni ambientali che i fruitori sono disposti a pagare è data dal fatto che questi nella maggior parte dei casi non hanno un prezzo di mercato. In alcuni casi può essere previsto un biglietto di ingresso per accedere al Parco, ma questo non è in relazione né con i costi di gestione, né con quelli di produzione, che in questo caso non possono nemmeno essere definiti, essendo il bene ambientale un prodotto della natura. La difficoltà di calcolo e di individuazione del prezzo non è sinonimo di mancanza dello stesso ma al contrario spesso gli riconosciamo un valore, probabilmente sentimentale, inconscio, che va al di là del valore monetario. E la difficoltà maggiore è data dal fatto che i beni ambientali e ancor di più il paesaggio non viene rivelato da un mercato. Per superare questa problematica e per individuare il beneficio che il bene ambientale produce si possono utilizzare per analogia i metodi di misurazione del valore dei beni di mercato (Nutti, 2001). L'indagine sarà suddivisa in due momenti: una fase di rilevazione attraverso interviste su un campione stratificato di residenti dividendo per zone a distanza chilometrica i Comuni e una seconda rilevazione in loco che riguarda i visitatori del Parco Fluviale dell'Alcantara. Al fine di ottenere una descrizione del fenomeno ricreativo nella valle dell'Alcantara coerente e affidabile, si assoceranno le informazioni quantitative della domanda ricreativa con i dati qualitativi che descrivono le caratteristiche del frequentatore. Ricorrendo a indagini svolte con metodologie diverse sarà possibile garantire un'individuazione migliore e realistica del fenomeno ricreativo nel Parco. In tal modo, le stime quantitative della domanda saranno confrontate con le descrizioni qualitative e le stime che ne derivano. Il confronto consisterà nello stimare la domanda ricreativa con il metodo del Costo di Viaggio (*Travel Cost*) Zonale applicato ai dati dell'indagine sui residenti, successivamente, la stima sarà integrata con quella applicata ai frequentatori intervistati in loco tramite il metodo del Costo di Viaggio (*Travel Cost*) Individuale (Tempesta, 2005; Signorello, 1999). La ricerca parte da basi scientifiche e individua linee guida che permetteranno di giungere alla realizzazione di analisi di supporto alla realizzazione, gestione, all'organizzazione, del Geoparco dell'Alcantara. Lo studio prevede anche la creazione di uno strumento che possa mettere in rete le strutture già esistenti (musei comunali, archivi storici, centri visita, associazioni di escursionismo, di educazione ambientale, etc.). Il percorso di analisi metterà in evidenza che siti ad elevato valore scientifico e paesaggistico se tutelati, conservati e valorizzati con disciplina e preparazione e se consegnati ai fruitori con una giusta politica di marketing possono assumere un forte potere trainante per l'economia del territorio e per l'educazione dei giovani al rispetto dell'ambiente. Inoltre, tali strutture possono contribuire a un rilancio economico e di immagine per le comunità locali, consentendo a queste di sentirsi parte integrante del processo di sviluppo.

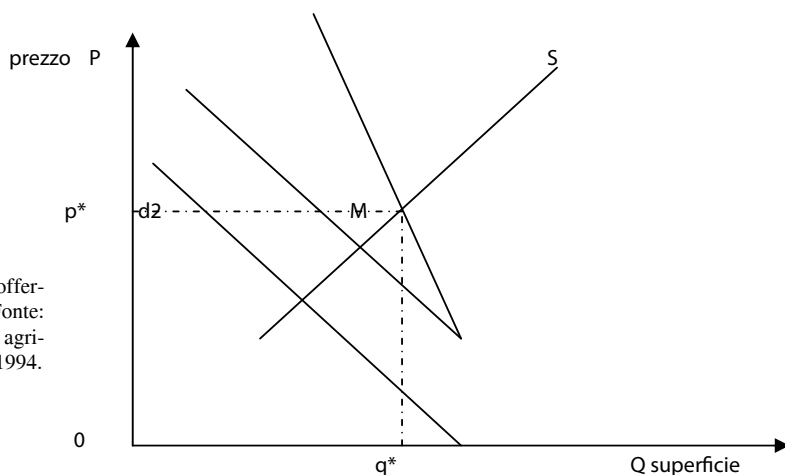


Grafico 3. La domanda e l'offerta del bene ambientale. Fonte: Sistemi produttivi, redditi agricoli e politica ambientale, 1994.

6. Conclusioni

I processi di diffusione urbana presenti nell'area e il crescente degrado e abbandono che si riscontra nei territori "aperti" di alcune zone dell'Etna e in molte dei Peloritani e dei Nebrodi, evidenziano sempre più l'inconsistenza di modelli disciplinari funzionalisti tesi a distinguere nettamente fra dimensione insediativa (urbana) e ambientale. I nuovi strumenti di governo del territorio (parchi lineari, parchi diffusi, geoparchi, parchi agricoli) consentono l'integrazione della dimensione ambientale (ecosistemica) con quella economica (agroalimentare) e culturale (storica, paesistica e sociale). Sulla scorta delle analisi di contesto effettuate e sulla volontà politica manifestata, la realizzazione del Geoparco dell'Alcantara permette di sviluppare un sistema integrato di tutela del territorio, e di incentivare la presenza di un turismo specializzato e eco-sostenibile. Il percorso di ricerca, metterà in evidenza che siti ad elevato valore scientifico e paesaggistico, "se conservati e valorizzati con disciplina e preparazione e se consegnati ai fruitori con una giusta politica di marketing", possono assumere un forte potere trainante per l'economia del territorio e per l'educazione dei giovani al rispetto dell'ambiente.

Bibliografia

- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., 17, 1-60, 1 carta geologica.
- AURELI A., MUSURRA F. (1975) - *Idrogeologia del bacino del fiume Alcantara (Sicilia)*. Atti del 3° Convegno internazionale sulle acque sotterranee, Palermo, 1 - 5 novembre 1975.
- ATZORI P., GHISSETTI F., PEZZINO A. & VEZZANI L. (1978) - *Strutture ed evoluzione geodinamicarecente dell'area peloritana (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. Ital., 97, 31-56.
- ATZORI P. & VEZZANI L. (1974) - *Lineamenti petrografico-strutturali della catena peloritana*. Geol. Romana, 13, 21-27.
- BLAMEY R. (2001), "Principles of Ecotourism". In "The Encyclopedia of Ecotourism", David Weaver, CABI Publishing, 2001, 5-23.
- BRANCA S. & FERRARA V. (2001) - *An example of river pattern evolution produced during the lateral growth of a central polienic volcano: the case of the Alcantara river system, Mt Etna (Italy)*. Catena, 45: 85-102.
- CANNAS R. & SOLINAS M. (a cura di) (2005) - *Primo Rapporto sul turismo nei Parchi Nazionali italiani - Una visione di sistema*. Ministero dell'Ambiente e CTS - Settore Ecoturismo e Parchi.
- LUCIANI R., ANDRIOLA L., CAROPRESO G. (1998) - *"I nuovi strumenti comunitari per il sistema produttivo e la salvaguardia dell'ambiente. Il sistema comunitario di ecogestione ed Audit ambientale EMAS"*; Rivista n° 5/1998.
- HAMELE H. (2001) - *Tendenze ed esperienze in Europa nel settore dei marchi ecologici per il turismo*, - Ecotrans, Network europeo per la promozione del turismo sostenibile.
- NOTARO S. & SIGNORELLO G. (1999), *Elicitation effects in contingent valuation: a comparison among multiple bounded, double bounded, single bounded and open ended formats*. In: Ninth Annual Conference of the European Association and Resource Economists, Oslo 25-27 June.
- NUTI F. (2001) - *La valutazione economica delle decisioni pubbliche*. Torino, Giappichelli.
- SIGNORELLO G. (1994) - *Valutazione contingente della disponibilità a pagare, per la fruizione di un bene ambientale: modelli parametrici e non parametrici*, Riv. di Econ. Agraria n. 2, 219-238.
- TEMPESTA T. (2005) - *Tecniche di Valutazione Monetaria e non Monetaria del Paesaggio*. Working Paper del Dipartimento Territorio e Sistemi Agroforestali - Università di Padova, Padova.

I GEOSITI COME FORMA DI TURISMO ALTERNATIVO: ALCUNE RIFLESSIONI SULLA VALLE D'AOSTA

Anna Maria Pioletti

Università della Valle d'Aosta, Strada dei Cappuccini, 2/A - 11100 Aosta - a.pioletti@univda.it

Riassunto

La necessità di poter disporre di un'offerta turistica differenziata e distribuita su un arco temporale di dodici mesi, stimola lo sviluppo dell'analisi di esperienze che permettano di individuare metodi di analisi e valorizzazione di nuove risorse ambientali al fine di salvaguardare il territorio riducendo il carico turistico di alcune aree caratterizzate dal turismo della neve e favorendo la promozione e la valorizzazione di aree ai margini dei grandi circuiti.

I geotopi rappresentano un'opportunità per un turismo alternativo diretto a una clientela eterogenea, una proposta turistica volta a promuovere il patrimonio geologico valdostano dell'alta e della bassa valle. Una proposta che tiene conto delle risorse naturali e del patrimonio culturale delle valli secondarie rispetto al bacino centrale della Dora Baltea.

Introduzione

Negli ultimi anni si va affermando anche in Valle d'Aosta la necessità di un turismo incentrato non soltanto sull'offerta legata alle proposte derivanti dall'oro bianco, ma opportunità che possano coprire periodi di tempo più lunghi e aree ancora ai margini dei grandi flussi turistici (Biancotti, 2001).

Come già affermato da vari studiosi in occasione della presentazione di risultati dell'attività di ricerca e di progetti di interesse nazionale (Terranova *et alii*, 2005), il turismo è una delle attività economiche destinate a avere potenzialità di sviluppo future. Per affrontare le problematiche derivanti da un'adeguata programmazione della valorizzazione occorre tenere conto delle esperienze che permettano di individuare metodi di analisi e valorizzazione di nuove risorse ambientali al fine di salvaguardare il territorio ma anche alleggerire le zone segnate da un eccessivo carico turistico.

Tra le nuove risorse per il turismo il clima e i geotopi (Biancotti & Fratianni, 2005) rappresentano in un contesto come quello valdostano elementi da un lato consolidati nella loro ricaduta turistica per quanto riguarda il primo e potenziali elementi di attrazione per aree e valli meno valorizzate per i secondi. Un monitoraggio dei siti con le loro risorse naturali e culturali può permettere di conoscere nuove risorse e nuove forme di promozione e valorizzazione.

Particolari opportunità possono derivare dal clima in relazione alla domanda crescente di attività sportive sofisticate che necessitano di condizioni atmosferiche dedicate, come anche la necessità di valorizzare forme di turismo alternativo legate alla conoscenza dei geotopi, può offrire opportunità non solo in termini di flusso turistico, ma anche in termini di sbocchi occupazionali.

Il turismo alternativo come proposta per conoscere il territorio

Il turismo negli anni è cambiato, sono cambiate le risorse turisticamente sfruttabili (offerta) e quelle delle richieste presenti sul mercato turistico (domanda). Le risorse turistiche non convenzionali presenti in territori fuori dal normale circuito vanno incontro alle nuove richieste del mercato sempre più orientato a un turismo vicino all'ambiente ma con valenze di ordine culturale. In alcuni casi è difficile stabilire la distinzione tra bene ambientale e culturale per la complessità di una identificazione (Ugolini, 2005). Ciò implica che un

bene deve essere analizzato da più angolazioni chiamando in causa sia la Geografia fisica sia la Geografia economica e regionale. Prendiamo il caso dei terrazzamenti. I muri a secco di sostegno destinati a addolcire la pendenza dei terreni coltivabili, sono stati costruiti e mantenuti in funzione nei secoli fin dal Medioevo per assicurare alla popolazione una costante produzione agricola e alimentare, fondamentali in un'economia di sussistenza. Essi sono un modo per salvaguardare il passato e le relative opere e attività dell'uomo ma sono anche una forma di salvaguardia del paesaggio, oltre a costituire un elemento di identificazione della comunità locale e un vettore di attrazione turistica. Si tratta certamente di un turismo di nicchia che ha la duplice funzione di valorizzare un bene ma anche di contenere l'impatto antropico che potrebbe in qualche misura compromettere il bene stesso. Si tratterebbe in sostanza di un tentativo utopico di *soft tourism* di un turismo basato su piccoli numeri, un turismo elitario di pochi (Martinengo & Savoja, 1998). Gli effetti sull'economia locale sono altrettanto rilevanti. L'ecoturismo riguarda generalmente quei territori che per le loro peculiarità sono rimasti ai margini. I beni rappresentano pertanto un importante volano del sistema economico che va calmierato al fine di evitare un eccessivo sfruttamento con ricadute negative sulla salvaguardia del bene stesso.

Le scelte dell'individuo su come trascorrere il tempo libero permettono di distinguere due forme di comportamento: una prima legata al turismo di massa e una seconda propria del turismo alternativo. Se il turismo di massa è rivolto a mete di tendenza, il turista alternativo, secondo alcune definizioni, è colui che cerca frequenti contatti con le comunità locali e cerca di seguire percorsi poco abituali (Martinengo & Savoja, 1998). La scelta di praticare un turismo alternativo permette di andare oltre la mera standardizzazione e offre l'opportunità di entrare in contatto con il contesto socio-culturale locale partendo dalla conoscenza dell'ambiente, della storia e degli individui che sono portatori della cultura di quel territorio.

Il turismo sostenibile trova nel turismo alternativo la sua esplicitazione. Un turismo che si fonda su un approccio delicato, il *soft tourism*, un approccio molto dibattuto dai sociologi del turismo ma che ha implicazioni importanti. Il turismo alternativo riguarda aree ai limiti del decollo turistico oppure zone rurali circoscritte o risorse paesaggistiche. La sua realizzazione presuppone piccoli numeri di fruitori-turisti e il loro accesso privilegiato alle risorse fisiche, sociali e culturali della comunità locale senza modificare le risorse e il loro equilibrio. Infatti, le attività e le infrastrutture turistiche devono rispettare la capacità di assorbimento dell'ambiente (naturale e sociale) dei luoghi interessati come anche le risorse naturali, il paesaggio, il patrimonio e l'identità culturale dei luoghi stessi. Un turismo fatto di piccoli numeri ma rivolto a un pubblico interessato a "vivere" il luogo con un approccio che possiamo definire culturale (Becheri, 2009).

I dati relativi al turismo alternativo sono relativamente attendibili ma permettono di individuare un profilo di viaggiatore esperto, in possesso di un'istruzione di grado elevato, appartenente a una fascia di reddito medio alto in grado di esercitare il ruolo di opinion leader. La spesa di questa tipologia di turisti è in continua crescita orientata nel mercato americano alla scoperta dei parchi nazionali, all'escursione a piedi, all'esplorazione e osservazione di ambienti naturali. Un mega evento come i Mondiali di Calcio non può che incrementare la conoscenza e l'interesse verso i parchi nazionali come il Kruger Park già frequentato abitualmente da una parte dei 7 milioni (2006) di coloro che annualmente si recano nella Repubblica Sudafricana.

Il turismo alternativo si va affermando con sempre maggiore intensità nel nostro paese anche se il mercato appare ancora non adeguatamente esplorato e sfruttato (Becheri, 2009).

All'interno dei programmi di iniziativa comunitaria come il Programma Operativo Regionale FERS 2007-2013 sono state definiti i macro-obiettivi e Priorità del Quadro Strategico Nazionale tra cui rientra come priorità la valorizzazione delle risorse naturali e culturali per l'attrattività e lo sviluppo (priorità 5). La Regio-

ne Valle d'Aosta ha destinato circa un quarto di tutte le risorse del POR a finanziare interventi finalizzati a promuovere lo sviluppo turistico, facendo leva prioritariamente sulla tutela e valorizzazione del patrimonio culturale. Tuttavia nella struttura degli obiettivi e linee di intervento relativi alla priorità 5 si è individuato come obiettivo specifico la necessità di rendere più attraente la regione per i cittadini, per i turisti e per gli operatori economici. Tra i vari obiettivi operativi si è posto in luce l'opportunità di favorire la valorizzazione sostenibile del territorio e del patrimonio naturale con particolare riferimento alla valorizzazione delle aree naturali protette e di elementi naturali caratteristici del territorio (Becheri, 2009).

I caratteri del contesto climatico-ambientale in cui si svolge la fruizione turistica dei geomorfositi è interessante sia per quelli del settore alpino di ambiente glaciale e periglaciale delle Valli Veny e Ferret nel Massiccio del Monte Bianco, sia per quelli del basso montano (Arnad-Donnaz).

In un'attività di analisi vengono colti tutti gli elementi che costituiscono o condizionano le risorse naturali e culturali di tipo geomorfologico potenzialmente capaci di attivare una domanda turistica (Governa, 1998). Il patrimonio geologico-geomorfologico può essere studiato in maniera dinamica e versatile per valorizzarne il contenuto paesaggistico in prospettiva di una divulgazione scientifica e di un turismo sostenibile. Ad esempio, le falesie di Arnad possono essere analizzate dal punto di vista morfoevolutivo e caratterizzate per le potenzialità turistiche offerte dalla particolare costituzione lito-strutturale e morfologica.

La possibilità di valorizzare le formazioni geologiche appare come una potenzialità importante per i territori che può essere inserita all'interno di percorsi già avviati di tutela e promozione del patrimonio culturale o come nuova offerta per un turismo sostenibile.

Il clima una risorsa "quattro stagioni"

Un approccio turistico di tipo alternativo è interessato alle risorse naturali presenti in un dato contesto come possono essere il clima e i geotopi.

Il clima è una materia prima e molte opportunità originali nascono dall'analisi delle potenzialità climatico-turistiche anche in rapporto alla crescente sofisticazione della domanda di pratica di sport come il volo a vela, il parapendio e il windsurf o con riferimento a località montane con durata e spessore dell'innevamento statisticamente elevati (Biancotti, 2001).

La montagna invernale risente dell'andamento climatico non ben prevedibile, può considerarsi in una fase di maturità con tassi di aumento ridotti perché ormai il pubblico di fruitori è definito e non più allargabile con i *new comers* delle classi di età più giovani (Becheri, 2009). Si profila la necessità di un'offerta integrata a 360 gradi che tenga conto degli andamenti climatici e della possibilità di offrire proposte integrate con il contesto locale.

Il clima è un bene naturale non esportabile ma fruibile soltanto in loco fenomeno che è stato studiato producendo una vasta letteratura a livello internazionale sul tema ma che in Italia è praticato da più di un decennio (Biancotti, 2001). Il clima può essere considerato come principale *pull factor* all'origine delle grandi migrazioni turistiche alla ricerca di distese bianche o di sabbia dorata.

Il clima ha peculiari caratteristiche facenti capo a una risorsa naturale: è una risorsa rinnovabile, è una risorsa estremamente variabile nello spazio e nel tempo in relazione alle caratteristiche del sito e alla frequenza (intergiornaliera, interstagionale, interannuale). Aree geografiche particolarmente estese come le Alpi, sono ricche di microclimi creati dalla mutevolezza della fisiografia, dell'esposizione, delle correnti aeree e marine locali oltre che dal colore della roccia e dalla quota. Ciò permette la creazione di enclaves in cui è possibile lo sviluppo di alcune piante generalmente presenti in climi più miti. Un esempio è l'oasi di Chambave nella media Valle in cui il clima steppico permette la crescita del *Thymus serpyllum* e di altre

essenze mediterranee.

Le oscillazioni termiche non sono un fenomeno recente come attestano i ritrovamenti archeologici e le datazioni al carbonio 14. Se consideriamo il periodo di tempo che va dal 4000 a.C. a oggi assistiamo a varie oscillazioni climatiche che hanno influenzato il paesaggio e gli scambi culturali tra i due versanti. Siamo passati da un periodo, definito da Paul Guichonnet, come post-glaciale caldo (dal 4000 al 1500 a.C.) che ha permesso il popolamento stabile in Valle d'Aosta da parte di gruppi di provenienza mediterranea di cui abbiamo testimonianze come l'area megalitica di Saint-Martin-de-Corléans a ovest della conca di Aosta o i megaliti situati sul Colle del Piccolo San Bernardo. La piccola era glaciale successiva favorì le migrazioni di popoli provenienti dalle regioni centro-orientali dell'Eurasia come i Celti che si insediarono nella zona insieme ai preesistenti Liguri (Guichonnet, 1988).

Verso il 300 a.C. il clima andò mutando verso una fase tiepida e piuttosto arida che durò per sette secoli. Si ridusse il periodo di innevamento dei valichi e le comunicazioni attraverso le Alpi divennero più facili. Oltre al passaggio attraverso il *Summus Penninus* (Gran San Bernardo) erano frequentemente utilizzati anche altri valichi come il Colle del Teodulo (3371 m). Il nuovo *pessimum* climatico peggiorò le condizioni di accesso ai valichi e limitò le colture provocando una nuova migrazione dal nord che fu alla base dell'adesione della regione al regno dei Franchi e al suo ingresso nell'area francofona.

Le successive oscillazioni climatiche fino alla metà del XVI secolo fecero da preludio alla piccola età glaciale che paralizzò gran parte dell'Europa fino al 1850. Nonostante il difficile periodo, nella seconda metà del Settecento si intensificarono i viaggi attraverso le Alpi da parte di naturalisti e viaggiatori spinti dal pensiero illuministico e dalla cultura romantica alla scoperta del fascino dei paesaggi montani innevati e dalle vestigia romane. Del resto la prima scalata al Monte Bianco venne effettuata dal naturalista ginevrino Horace-Bénédict de Saussure nel 1761.

Negli ultimi anni si assiste a un nuovo aumento della temperatura media che coinvolge la pianura come i rilievi mettendo in forse l'andamento della stagione invernale. L'aumento delle temperature provoca in Valle d'Aosta, come in tutte le regioni dell'arco alpino, opportunità e effetti negativi (Regione Autonoma Valle d'Aosta, 2006). Tra le prime vi è la possibilità di sviluppo di soluzioni turistiche alternative nelle località di montagna che in passato avevano puntato in prevalenza sugli sport invernali. Si va verso lo sviluppo di un turismo "quattro stagioni" più versatile e adatto alle nuove situazioni come promozione dell'escursionismo, dell'agriturismo, dell'equitazione e del turismo culturale. Un altro elemento riguarda le modificazioni nella stagionalità degli afflussi turistici che stimola la proposta di percorsi naturalistici, itinerari alla scoperta di bellezze naturali. Tra gli effetti negativi, il regresso dei ghiacciai provoca una perdita di attrazione turistica da parte dell'alta montagna ma anche l'alterazione e la scomparsa del *permafrost* con problemi di stabilità delle infrastrutture turistiche di alta quota (piloni di impianti a fune, rifugi, strutture di protezione paravalanghe).

Le risorse naturali come proposta per un turismo alternativo

Negli ultimi anni è aumentato l'interesse per i beni ambientali anche dietro la spinta di interventi legislativi e atti come la Convenzione Europea del paesaggio. Tra i beni ambientali quelli di carattere geomorfologico assumono particolare rilievo e interesse anche in relazione alla loro spettacolarità. Già a partire dalla fine degli anni '60 iniziava a svilupparsi in Italia una cultura protezionistica riguardo ai beni geologici; a parte, tuttavia, il lavoro svolto da alcuni precursori (Panizza, 1988), è soltanto con gli anni novanta che inizia a formarsi a tutti gli effetti una cultura scientifica in campo geo-protezionistico. Il motivo dello scarso interesse scientifico per l'argomento è probabilmente legato anche all'assenza di strumenti legislativi realmente operativi, che, in genere, rappresentano i motori per lo sviluppo della ricerca, anche se la già legge L.

29 giugno 1939, n° 1497: "Protezione delle bellezze naturali", indicava soggette a tutela le "singolarità" geologiche. I geositi trovano una posizione ben definita nella normativa comunitaria, in particolare nella Raccomandazione del Consiglio d'Europa Rec (2004)3 sulla conservazione del patrimonio geologico e delle aree di particolare interesse geologico, adottata dal Consiglio dei Ministri il 5 maggio 2004.

I geotopi sono oggetti geologici ritenuti meritevoli di tutela o possiamo anche dire che un geosito è un elemento geologico riconoscibile come bene geologico qualora ad esso sia possibile associare un valore scientifico ai fini della comprensione dei processi geologici in atto e/o nei termini dell'esemplarità didattica. I geotopi geomorfologici, le morfosculture, la cui origine può essere strutturale o climatica possono essere legati a ambienti specifici come il glaciale e il periglaciale, o come nel secondo caso a fenomeni gravitativi, erosivo-deposizionali. La loro rilevanza ambientale e paesaggistica li rende significativi sul piano dell'interesse turistico, al tempo libero dedicato a attività di svago o culturali.

Il territorio regionale valdostano presenta una molteplicità di elementi che possono avere una rilevanza sul piano paesaggistico. In questa sede ci limitiamo a considerare alcuni geositi che non pretendono di essere esaustivi dell'offerta ma che riteniamo possano rivestire un certo interesse.

La scoperta del patrimonio geologico valdostano si muoverà secondo le tappe di un ipotetico viaggio (Fig. 1). La prima area presa in considerazione, l'area di Bard costituisce un sistema complesso di beni ambientali e culturali: è possibile individuare nella stessa area massi erratici, marmitte dei giganti e dossi montonati ma anche una fortezza militare e un borgo. Ciò che sembrerebbe un sistema in realtà è costituito da elementi che non dialogano fra loro. Manca ancora un piano di offerta integrata che permetta di visitare il Forte e i beni ambientali localizzati nelle sue immediate vicinanze. Proviamo a analizzarne le componenti.

Le marmitte dei giganti sono il prodotto di un solo tipo di processo geomorfologico scavate dall'azione del torrente subglaciale nel substrato roccioso con l'ausilio di una macina vorticante nel foro per l'energia idraulica. I depositi quaternari della zona sono stati erosi dal corso del fiume Dora Baltea che ne ha trasportato i ciottoli. I ciottoli fluviali trasportati per saltazione sul fondo dell'alveo e la sabbia trasportata in



Fig. 1 - Carta dei principali geositi della Valle d'Aosta. - (Fonte: www.regione.vda.it/territorio/geositi).

sospensione sottoposti a moti vorticosi conseguenza della costrizione del corso d'acqua nella gola hanno attivato un processo di erosione meccanica che ha portato alla creazione delle marmitte dei giganti presenti anche nella valle piemontese della Stura di Lanzo (Biancotti, 1978). La gestione del geosito è affidata a un'associazione privata che ha creato l'"Archeoparc" ai piedi della rocca di Bard. All'interno del parco sono visitabili incisioni rupestri, cospicue e rocce montonate lisciate e levigate dall'azione di modellamento dei ghiacciai. Le striature presenti sulle rocce simili a colpi di scalpello indicano il movimento del ghiacciaio che nella sua azione si è comportato come uno scultore modellando dolcemente le forme.

La regressione del ghiacciaio Balteo modellò il fondovalle della bassa Valle con profili dolci e arrotondati, successivamente l'azione erosiva delle acque della Dora Baltea è riuscita a intagliare nella roccia una profonda gola. La morfologia del paesaggio ha avuto un ruolo determinante nella storia di Bard che ne fece uno dei più importanti punti strategici di accesso alla Valle d'Aosta. La posizione della rocca ha costituito fin dal Medioevo un sito di interesse da parte dei vari signori locali che ne hanno costruito castelli e fortezze. All'inizio dell'Ottocento l'antico forte rimaneggiato venne assediato dalle truppe napoleoniche transitate dal valico del Gran San Bernardo e fatto distruggere da Napoleone. Ricostruito nel 1830 dai Savoia come imponente opera di architettura militare, rimase per anni in totale abbandono fino all'acquisizione da parte della Regione negli anni settanta. È stato ristrutturato di recente destinandolo a Museo delle Alpi, centro espositivo e area per concerti e affidandone la gestione a una Fondazione (Fig. 2).



Fig. 2 - Il forte di Bard e la piana modellata dal ghiacciaio Balteo e successivamente dalla Dora Baltea. (fonte: A.V. Cerutti, *Le Pays de la Doire et son Peuple*, Aosta, Musumeci, 2006).

Un secondo tipo di geosito è presente a Champlong nei pressi di Cogne costituito da una frana e da ciò che resta delle Miniere di Cogne (www.regione.vda.it/territorio/geositi). Se la frana è considerata un geosito in movimento che necessita di ulteriori studi per la presenza di interessanti vulcanelli di fango formati in corrispondenza delle porzioni argillose della zona centrale della frana stessa, è importante soffermarsi su ciò che resta delle Miniere che costituiscono un esempio di archeologia industriale in area alpina (Baggio *et alii*, 2001).

La legge regionale n. 12 del 18 aprile 2008 "Disposizioni per la valorizzazione dei siti minerari dismessi" e la partecipazione al progetto Interreg Spazio Alpino IRONROUTE sono espressioni del crescente interesse nei confronti dei siti minerari dismessi che possono avere particolare interesse storico e essere adatti alla valorizzazione e alla fruizione socio-culturale.

Il sito minerario di Cogne testimonia l'intera successione delle attività estrattive nel tempo, documentando l'evoluzione sia dei metodi di coltivazione, in sotterraneo o a cielo aperto, sia delle varie tecniche di cernita, arricchimento e messa a dimora degli sterili. A partire dagli anni '60 l'aumento dei costi di estrazione, dovuto alle norme a tutela dei lavoratori e dell'ambiente, hanno prodotto anche in Italia la progressiva chiusura di molte miniere di minerali metallici. Di conseguenza sono presenti sul territorio nazionale numerosi siti abbandonati che rappresentano potenziali geotopi di rilevante valore culturale sotto il profilo dell'educazione geologica e della fruibilità didattica (Fig. 3).

Le Miniere di magnetite di Liconi, Colonna e Costa del Pino, situate alle pendici del Monte Creya sono state utilizzate in passato da Salassi e Romani; ebbero un periodo d'oro durante le due guerre mondiali, periodo che durò fino al 1970 quando vennero colpite da una grave crisi che portò alla loro chiusura nel 1979. Sono ancora visibili i resti delle teleferiche per il trasporto del materiale, la funivia per i passeggeri ma soprattutto erano aperti al pubblico una biblioteca e un cinematografo destinati agli addetti alla miniera. Annualmente vengono organizzate mostre e convegni per illustrare la vita all'interno della miniera.



Fig. 3 - Resti della miniera di Cogne abbandonata alla fine degli anni '70. (fonte: Rava, 2010).

Scegliamo ora di prendere in considerazione il versante sinistro della Dora Baltea dove sono visitabili i calanchi e le piramidi di terra di Saint-Nicolas.

L'azione dilavante delle acque particolarmente intensa sulle rocce detritiche argillose ha prodotto una scultura minuta composta da solchi e da creste che formano i calanchi. La loro origine legata ai processi di dilavamento e in particolare dall'azione erosiva esercitata dalle piogge battenti e dal ruscellamento esercitata su terreni la cui composizione granulometrica comprende argille, limi, sabbia e pochi ciottoli con basso grado di coesione ne ha favorito la formazione. L'assenza di selezione e il basso grado di coesione tipico del deposito glaciale hanno favorito la zona di Saint-Nicolas in cui i versanti hanno pronunciata acclività e sufficiente lunghezza. Questa come altre zone calanchive è rivolta a sud, soggetta a lunghi periodi asciutti alternati a precipitazioni intense concentrate in alcuni periodi dell'anno e l'assenza di copertura vegetale impedisce agli apparati radicali di trattenere le particelle di terreno.

L'ultima tappa prevede l'esame di due formazioni post-glaciali che meriterebbero una migliore promozione. Nella zona di Saint-Nicolas la particolare natura pedologica ha favorito la formazione di piramidi di terra, simili a quelle di Villar San Costanzo (CN), attualmente scomparse. La loro origine è da far risalire al processo di esarazione glaciale con deposito di materiale di varia granulometria ai piedi del ghiacciaio. Il materiale costituito da finissime argille e grossi massi ha permesso la formazione di piramidi di pietra a opera dell'azione erosiva delle acque piovane e del ruscellamento superficiale (Bois, 2002).

La prima si trova lungo l'area di confine con la Svizzera dove il ritiro del ghiacciaio d'Orein ha dato origine a un anfiteatro morenico con rocce di colorazione nettamente differente tra la morena destra e sinistra dovuta al fatto che l'azione glaciale è avvenuta proprio in corrispondenza di un contatto tettonico tra le due diverse unità geologiche di Valpelline e Arolla. L'apparato morenico sarebbe il risultato dell'espansione glaciale avvenuta nella Piccola Età Glaciale (PEG) un periodo di raffreddamento climatico compreso tra il 1550 e il 1850. Il laghetto interglaciale si è formato grazie al deposito di limo glaciale e argille fini che hanno formato uno strato permeabile all'acqua che ha dato origine a una colorazione grigio-chiara.

L'ultima tipologia di geosito è quella del Rock Glacier e orrido del Fond. Il rock glacier è un ghiacciaio di pietra chiamato dalla forma che ricorda quella di un movimentato ghiacciaio. I corpi detritici che lo compongono sono costituiti da detriti di varia dimensione e nuclei di ghiaccio di origine generalmente glaciale con margini ben definiti e fronti molto ripide. L'inerbimento e la copertura lichenica fanno ritenere che il rock glacier sia totalmente privo di movimento. Al contrario l'orrido del Fond è tuttora in fase evolutiva. L'orrido è stato inciso dal torrente Dora di Rhêmes creando una lunghezza di 200 metri, una profondità di circa 20 e una larghezza di 50 metri. L'erosione fluviale principale ha inciso in profondità l'orrido mentre l'erosione laterale ne ha scalzato le sponde con conseguente formazione di scarpate che tendono gradualmente a arretrare facendo allargare l'orrido (Mortara *et alii*, 1992).

Conclusioni

La Valle d'Aosta è protagonista nell'ultimo decennio di una riduzione del flusso turistico legato alla domanda tradizionale di turismo della neve. Il problema ha fatto scaturire la necessità di offrire una proposta turistica non soltanto orientata alla risorsa clima ma che vada incontro a richieste orientate verso il turismo natura. Un monitoraggio delle risorse presenti sul territorio, una classificazione della tipologia e della fruibilità secondo il modello proposto da Ugolini evidenziano la necessità di una maggiore consapevolezza del patrimonio geologico (Ugolini, 2005). A ciò fa da supporto i rapporti sul turismo italiano che evidenziano la crescente domanda di turismo culturale orientato non soltanto verso siti archeologici ma verso un nuovo rapporto con l'ambiente. Le risorse naturali ma con valenza culturale sono una importante opportunità di sviluppo che può coinvolgere le comunità locali quali promotori delle risorse. Il patrimonio geologico appartiene alla comunità locale che attraverso un'adeguata programmazione e pianificazione può disporre di un bene che costituisce un valore aggiunto non soltanto in termini economici ma come parte del capitale territoriale.

Vanno considerati due peculiarità che riguardano i geositi: da un lato i geositi rappresentano una risorsa strategica per le realtà territoriali rimaste ai margini del flusso turistico, ma sono anche un'opportunità di occupazione per figure professionali nuove. La presenza di siti di estrazione mineraria dismessi potrebbe essere l'occasione per la creazione di un ecomuseo che permetta ai visitatori di entrare nella storia calandosi nelle vesti di un minatore del secolo scorso.

La domanda di fruizione del patrimonio geologico è espressione di figure sociali giovani orientate a un rapporto diretto e personale con l'ambiente. È un turismo basato su piccoli numeri, atto a favorire la valorizzazione sostenibile del territorio e in particolare del patrimonio naturale con riferimento alla valorizzazione delle aree naturali protette e di elementi naturali peculiari di un territorio.

L'opportunità che i geositi possono offrire al territorio valdostano permette di individuare non soltanto un riposizionamento delle località secondarie in ambito turistico ma offre nuove opportunità anche in termini di figure professionali destinate alla promozione delle risorse naturali e culturali come gli educatori in beni ambientali e culturali formate presso il locale ateneo.

Bibliografia

- BAGGIO P., GIARDINO M., GIORDAN D. (2001) - *Cogne-Lizzaz: la grande frana di Champlong*. In Nimbus. n. 21-22.
- BECHERI E. (A CURA DI) (2009) - *2008-2009 rapporto sul turismo italiano*. XVI edizione. Franco Angeli. Milano.
- BÉTHAZ G. (1987) - *"Le miniere di magnetite di Cogne"*. Revue Valdôtaine d'Histoire Naturelle, 41, 149-154.
- BIANCOTTI A. (1978) - *"Analisi geologica"*. In Audisio A., Auglielmotto-Ravet B. (a cura di). *Analisi ambientale-culturale di un monumento. Ponte del Roc o del Diavolo a Lanzo Torinese*. Società Storica delle Valli di Lanzo. Lanzo, 89-100.
- BIANCOTTI A. (2001) - *La ricerca di nuove materie prime per il turismo: il clima e i geotopi. La Sardegna nel mondo mediterraneo*. Quinto convegno internazionale di studi turismo e ambiente. Sassari 28-30 ottobre 1998. Patron. Bologna, 59-71.

- BIANCOTTI A. & FRATIANNI S. (2005) - *"The research of new raw materials for tourism: the climate and the geotopes"*. In Terranova R., Brandolini P., Firpo M. (a cura di) (2005). La valorizzazione turistica dello spazio fisico come via alla salvaguardia ambientale. Patron, Bologna, 189-202.
- BOIS M. (2002) - *"Paesaggi da scoprire: i geositi"*. Le territoire au cours du millénaire. Musumeci editore. Quart.
- CALDO C. & GUARRASI V. (1994) - *Beni culturali e geografia*. Patron, Bologna.
- CERUTTI A. V. (1971) - *"Il particolarismo di Cogne e i suoi fondamenti geografici"*. In guida-annuario della regione autonoma Valle d'Aosta. Musumeci editore, Quart, 2-8.
- GOVERNA F. (1998) - *"Il milieu come insieme di beni culturali e ambientali"*. Rivista Geografica Italiana. 105, 85-93.
- GUICHONNET P. (A CURA DI) (1980) - *Histoire e civilisation des alpes*. Privat/payot. Toulouse-Lausanne.
- GUICHONNET P. (1988) - *Les bases géographiques de l'histoire de la Vallée d'Aoste*. Contraintes et ouverture. Atti del convegno internazionale di studi Saint-Vincent 25-26 aprile 1987.
- JANIN B. (2001) - *Aménagement du territoire en Vallée d'Aoste*. Musumeci editore, Quart.
- MARTINENGO M.C. & SAVOJA L. (1998) - *Sociologia dei fenomeni turistici*. Guerini studi, Milano.
- MORTARA G., OROMBELLI G., PELFINI M., TELLINI C. (1992) - *"Suoli e suoli sepolti olocenici per la datazione di eventi geomorfologici in ambiente alpino: alcuni esempi tratti da indagini preliminari in Valle d'Aosta"*. Il Quaternario, 5(2), 135-146.
- PANIZZA M. (1988) - *Geomorfologia applicata: metodi di applicazione alla pianificazione territoriale e alla valutazione di impatto ambientale*. NIS. Roma
- REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA-SOCIETÀ METEOROLOGICA SUBALPINA (2006) - *Cambiamenti climatici in Valle d'Aosta. Opportunità e strategie di risposta*. Società Meteorologica Subalpina, Torino.
- SMIRAGLIA C. (1992) - *Guida ai ghiacciai ed alla glaciologia*. Zanichelli, Bologna.
- TERRANOVA R., BRANDOLINI P., FIRPO M. (A CURA DI) (2005) - *La valorizzazione turistica dello spazio fisico come via alla salvaguardia ambientale*. Patron, Bologna.
- UGOLINI G. M. (2005) - *L'analisi del territorio e delle risorse per l'individuazione di itinerari turistici*. In: Terranova R., Brandolini P., Firpo M. (a cura di) (2005). La valorizzazione turistica dello spazio fisico come via alla salvaguardia ambientale. Patron, Bologna 103-127.

Note conclusive

Il convegno nazionale, che si è tenuto a Sasso di Castalda ad aprile del 2010, ha affrontato diversi aspetti riguardanti la gestione e la valorizzazione del patrimonio geologico in Italia, mettendo in luce quanto c'è ancora da fare.

Uno degli argomenti affrontati è stato quello della mancanza di pianificazione che tenga conto della presenza dei geositi sul territorio. Queste peculiarità geologiche di grande interesse paesaggistico, didattico e scientifico rischiano di essere travolti ogni volta che si interviene per realizzare opere antropiche.

Da diversi articoli presenti nel volume emergono nuove metodologie di studio che potranno essere applicate per avere una migliore gestione e valorizzazione delle peculiarità geologiche ricadenti, in particolare, in aree protette.

Spesso le peculiarità geologiche si sono incrociate con l'attività dell'uomo e questo ha dato luogo a siti in cui la geologia ha condizionato fortemente le opere antropiche che possono essere valorizzate sia in un contesto storico-archeologico che geologico.

Durante il convegno è stato più volte sottolineato che lo studio dei geositi deve essere propedeutico alla individuazione di itinerari adatti a collegare aree con aspetti geologici omogenei e complementari. Questo, potrà servire a canalizzare flussi turistici, in aree rurali e montane, dove spesso non esistono altre forme di sostegno all'economia locale.

In conclusione si può affermare che il patrimonio geologico rappresenti una risorsa "inesauribile" di cui bisogna tener conto nell'ambito della pianificazione e della gestione del territorio in modo che non vengano cancellate informazioni scientifiche che rappresentano un bagaglio di conoscenza per l'umanità.

Si auspica quindi, che questo volume possa accrescere la consapevolezza delle grandi potenzialità legate alla divulgazione delle innumerevoli peculiarità geologiche disseminate sul territorio nazionale.

Mario Bentivenga

Grafica Editing s.r.l.
Finito di stampare nel mese di maggio 2011
presso Grafica Metelliana S.p.a.

In copertina:
Piega nei Calcari con Selce e negli Scisti Silicei
(Fosso della Manca - Sasso di Castalda - PZ)