

Geologia della Campania: rischi e risorse

La conoscenza delle risorse e dei rischi naturali è di fondamentale importanza per una corretta gestione e fruizione del territorio in cui si vive o dovrebbe far parte della cultura generale di ogni cittadino. La carta geologica è lo strumento privilegiato per la comprensione del proprio territorio e delle sue dinamiche. Queste brevi note sono state scritte per guidare la sua lettura della Carta Geologica della Campania fornita a tutte le scuole della Regione. Insieme ad altre risorse digitali collegate, questa carta va integrata con le conoscenze di base di Geologia previste dai regolamenti ministeriali (rocce e minerali, terremoti e vulcani, dinamica delle placche). In questo modo, il proprio territorio diventa anche il laboratorio nel quale si impara a conoscere come funziona il nostro intero Pianeta.

Una carta geologica si presenta come una carta topografica con tante aree colorate, linee e simboli. Apparentemente, essa potrebbe essere considerata semplicemente una carta tematica che rappresenta i diversi tipi di rocce presenti in una determinata area (calcare, arenaria o argilla ad esempio). In realtà, ciascuna area colorata indica certamente una *litologia* specifica ma questa viene distinta dalle altre simili anche in base alla sua *posizione stratigrafica relativa*. La posizione stratigrafica dipende a sua volta dalla *età di formazione* di quel determinato gruppo di rocce. Per esempio, pur esistendo, in Campania, tanti tipi di tufo di colore giallo, il geologo distinguerà la Formazione del Tufo Giallo Napoletano da quella, anch'essa fatta da tufo di colore giallo, di Solchiaro. E pur esistendo tanti strati calcarei apparentemente simili, il geologo saprà distinguere (sulla base dei fossili contenuti) i *Calcari con Paleodasycladus*, del Giurassico, dai *Calcari a Radiolitidi*, del Cretaceo. Le suddivisioni vengono denominate *Unità Litostratigrafiche* e ciascuna è indicata con un nome specifico (Formazione di...) e da un colore diverso in carta.

Questa peculiarità è fondamentale perché da essa discende la caratteristica che fa della carta geologica un documento del tutto speciale: quella di consentire, a partire dalla distribuzione in superficie delle varie formazioni, e con l'ausilio di numerose tecniche di esplorazione geofisica, *la ricostruzione tridimensionale del sottosuolo*. Questa è una delle *abilità fondamentali* di un geologo, come illustrato nel video di accompagnamento a questa carta. Per fare questo, è necessario saper interpretare la lunga storia geologica che ha condotto alla configurazione attuale del territorio, dalla formazione delle varie litologie al loro successivo seppellimento, seguito da deformazione, sollevamento e erosione.

In queste note vedremo come la comprensione del sottosuolo è fondamentale per individuare le *risorse* in esso contenute (acqua, metalli, combustibili) e per *pianificare* senza rischi e in maniera sostenibile grandi opere di ingegneria. La conoscenza della storia evolutiva è infine fondamentale per comprendere pienamente la dinamica attuale, sia endogena (vulcani e terremoti) che esogena (processi erosivi, frane, idrologia) e valutare i relativi *rischi*.

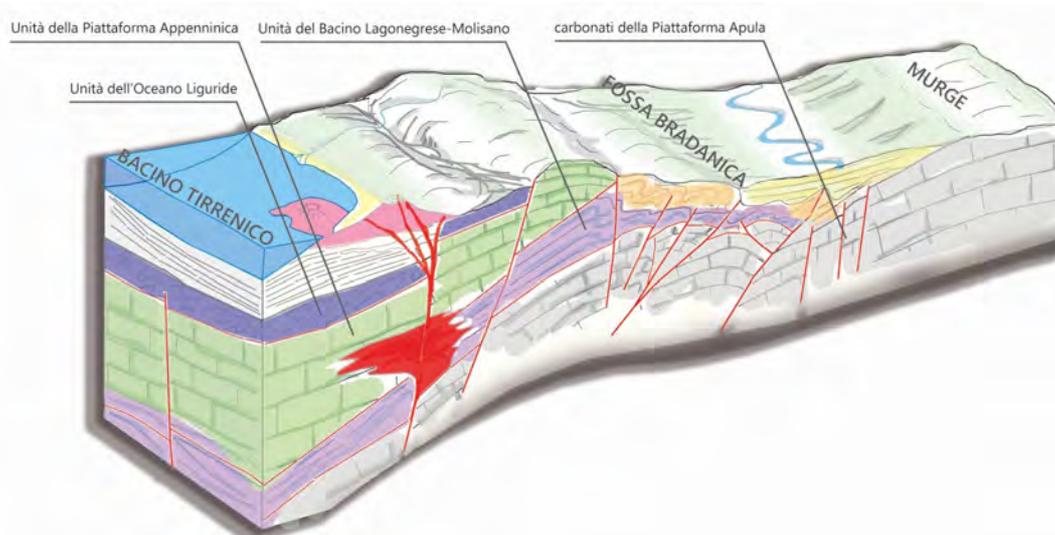


Figura 1.

La struttura geologica della Campania

Osservando la carta geologica allegata è possibile notare che ai vari colori corrispondono diversi tipi di rocce (vedi legenda in alto a sinistra). Anche se ci sono numerose caselle che forse ci spaventano un po', si può

facilmente capire che si possono individuare 5 tonalità di colori predominanti (azzurro, verde, viola, marrone/arancio, rosso). Nello schema di Figura 1 si osserva come sono disposti in profondità i grandi gruppi di rocce che corrispondono a ciascun colore. Per comprendere perché le rocce sono disposte in questo modo, bisogna necessariamente comprendere la lunga storia geologica che ha condotto alla disposizione tridimensionale che oggi osserviamo.

Ad ognuno di questi colori corrispondono gruppi di rocce (*cfr libro di testo*) che si sono formati in ambienti diversi ed in momenti diversi della storia geologica.

L'azzurro indica rocce sedimentarie a prevalente componente argillosa, marnosa e arenacea di bacino oceanico; il verde le rocce carbonatiche (calcarei e dolomie) di ambiente di mare poco profondo; il viola indica calcilutiti, rocce silicifere (radiolariti) e argilliti ancora di bacino profondo; i toni del marrone e dell'arancio indicano rocce clastiche di ambiente marino (arenarie, conglomerati, argille) di età Terziaria; le sfumature del rosso coincidono con gli affioramenti di rocce vulcaniche di età quaternaria; il bianco rappresenta le rocce più recenti della regione fatte da sedimenti clastici di età quaternaria, depositi in ambienti prevalentemente continentali e/o transizionali.

L'intervallo di tempo in cui queste rocce si sono formate è molto ampio e va dal Mesozoico (da circa 300 a 65 Ma) al Quaternario (ultimi 2.5 Ma). Per capire come ciò sia accaduto e come oggi tali rocce si ritrovino affiancate e/o sovrapposte a formare i rilievi montuosi della nostra regione, è necessario fare riferimento alle nozioni basilari sulla tettonica delle placche (*cfr. libro di testo*) ed in particolare ai movimenti di divergenza e convergenza fra placche.

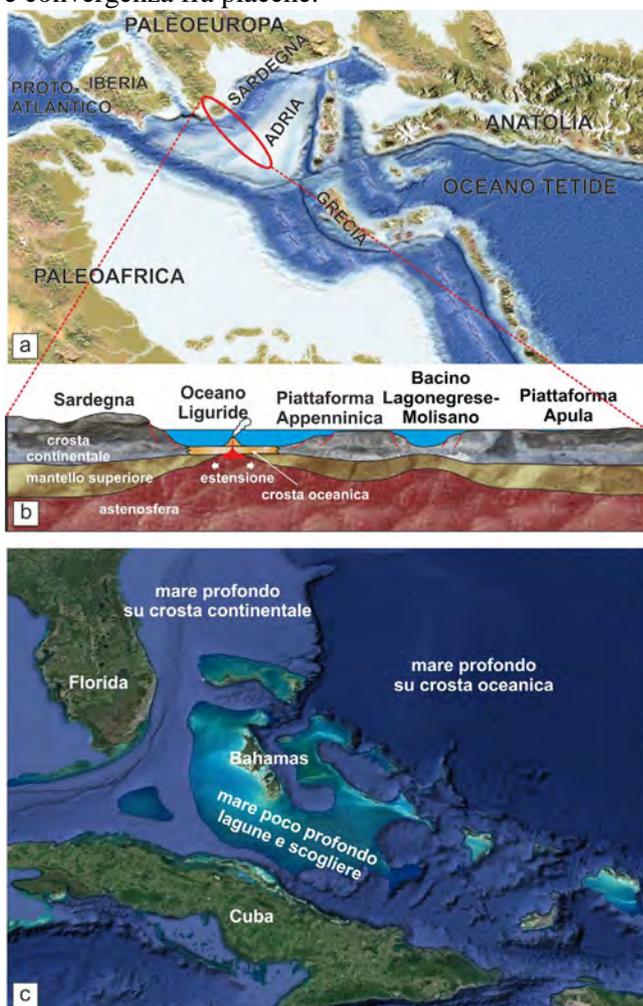


Figura 2. (a) Paleogeografia del Giurassico; (b) sezione litosferica schematica che mostra la formazione dell'Oceano Liguride durante la fase di divergenza delle placche; (c) immagine satellitare che mostra un'esempio attuale di piattaforme carbonatiche (isole delle Bahamas).

Fase di divergenza delle placche:

In questo periodo si sono formate le rocce definite in legenda come “Formazioni Preorogeniche”. Sono rocce sedimentarie di origine marina, le più profonde si sono formate sul fondo di un oceano che oggi non esiste più, conosciuto come Liguride. Questo antico mare si era formato tra Paleo-Africa e Paleo-Europa nel corso del Mesozoico (Figura 2a, b) e venne colmato da potenti successioni di strati di rocce sedimentarie, in un contesto molto simile a quello che oggi si può osservare in un transetto che va dall'Atlantico centrale alla Florida (Figura 2c). I sedimenti marini meno profondi o più superficiali si sono depositati su crosta continentale della placca Adria. I sedimenti che si accumulavano in questo antico mare erano quindi di tre tipi:

- sedimenti di mare profondo depositi su litosfera oceanica basaltica (*cfr libro di testo*) e che sono argille rosse con Fe e Mn, fanghi a radiolari, a foraminiferi planctonici e nannoplancton. Questi daranno luogo alle peliti rosse, alle selci e ai calcari pelagici, talvolta con basalti a cuscinetti e serpentiniti, delle unità stratigrafiche colorate in azzurro sulla carta
- sedimenti di “piattaforma carbonatica”. In

acque calde tropicali, la grande produzione di organismi a guscio calcareo (molluschi, coralli, alghe a tallo calcareo, echinodermi, spugne, foraminiferi bentonici) crea una piattaforma a pelo d'acqua, come quelle che osserviamo oggi alle Bahamas (Figura 2c). Questi organismi daranno luogo ai calcari e alle dolomie che formano successioni massicce e stratificate che dominano il paesaggio appenninico (colori verdi nella carta)

c) sedimenti marini profondi, simili a quelli di a) ma deposti su crosta continentale (*cfr libro di testo*) in un bacino marino profondo che era circondato da piattaforme carbonatiche. Tale Bacino lo chiamiamo “Lagonegrese-Molisano” perché le successioni sedimentarie che ne risultano si ritrovano oggi dal Molise ai dintorni di Lagonegro (colori viola sulla carta).

Ad ovest di queste aree si trovava un altro smisurato alto-fondo carbonatico, che chiamiamo Apulia o Adria perché le rocce calcareo-dolomitiche risultanti sono oggi rappresentate in Puglia e nel sottosuolo.

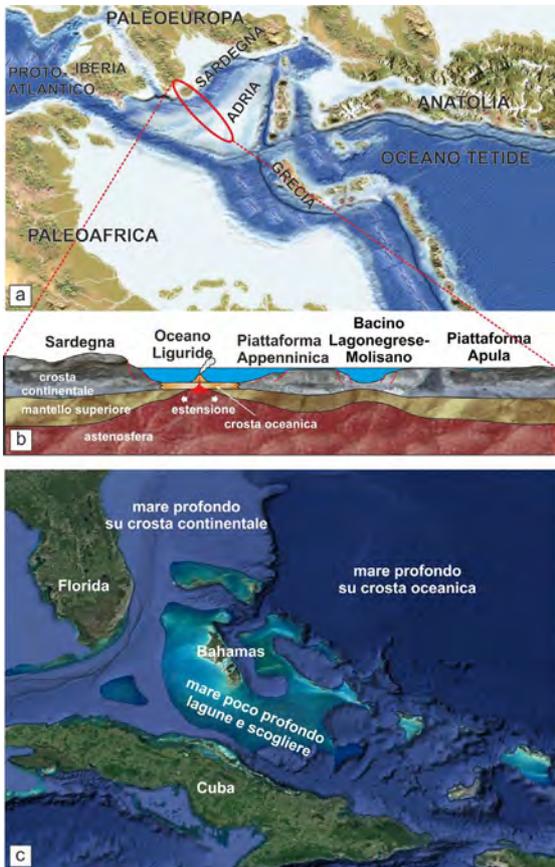


Figura 3. (a) Paleogeografia del Miocene medio; (b) sezione litosferica schematica che mostra la fase di convergenza delle placche con la subduzione di crosta oceanica e la formazione del bacino di retro-arco del Mar Tirreno; (c) immagine satellitare che mostra un’esempio di convergenza di placche oceaniche della “Cintura di Fuoco” nel Pacifico.

Fase di convergenza delle placche.

Nel corso del Cretaceo Superiore il movimento globale delle placche cambia e la zona del futuro Appennino meridionale entra in una fase di convergenza a partire dall’inizio del Cenozoico. La litosfera oceanica subduce al di sotto della placca Europea (cioè del Blocco Sardo-Corso) (Figura 3a, b). L’ispessimento crostale genera, per compensazione isostatica, il lento sollevamento della catena. Si crea una situazione paragonabile alle attuali zone di subduzione della cosiddetta cintura di fuoco del Pacifico (Figura 3b): una fossa profonda ai margini di un continente sul quale si sviluppano una catena vulcanica e una catena montuosa a seguito dell’accavallamento della crosta continentale profonda sulla crosta oceanica e sui sedimenti sovrapposti. L’effetto è paragonabile a quello prodotto da una gigantesca ruspa che accartocchia gli strati andando a formare quello che i geologici chiamano un “cuneo di accrezione” (Figura 3b).

Le successioni sedimentarie sono “strappate” dal loro basamento e sono impilate le une sulle altre; quando lo spazio oceanico si chiude completamente, si arriva alla fase di collisione continentale (Figura 3b). Durante l’intero processo, a causa della flessurazione della litosfera oceanica (perché sprofonda nel mantello) e della contigua litosfera continentale (sotto il peso della catena in formazione), si creano dei bacini di avanfossa (Figura 3a) in cui si accumulano enormi spessori di rocce clastiche (conglomerati, arenarie e argille) derivate dallo smantellamento della catena in sollevamento. Tutte queste rocce sono quelle indicate in legenda con i colori che vanno dal marrone al giallo (denominate Formazioni Sinorogeniche).

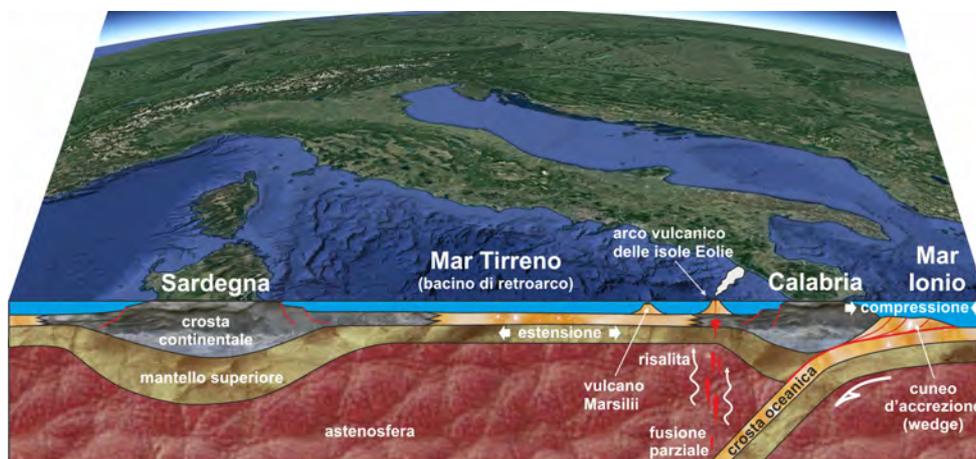


Figura 4. Sezione schematica litosferica che mostra la subduzione attuale della crosta oceanica del Mar Ionio al di sotto della Calabria, con la formazione dell’arco vulcanico delle Eolie.

Fase dell'estensione tirrenica

Verso la fine del Miocene, mentre il sistema appenninico si accavallava verso est, alle sue spalle si sviluppava un bacino di retroarco. Un esempio simile attuale può essere rappresentato dal Mar del Giappone, zona in estensione affiancata alla subduzione della Fossa di Nankai. L'estensione avviene attraverso l'attivazione di sistemi di faglie normali (fase di rifting) che assottigliano la litosfera. Circa due milioni di anni fa il processo culminava con la separazione della crosta continentale e la messa in posto di crosta oceanica, con i sistemi vulcanici Vavilov, Magnaghi e Marsili. Allo stato attuale solo nell'area della Calabria il processo di subduzione è ancora attivo, con lo sprofondamento della crosta oceanica del Mar Ionio, la formazione di un cuneo d'accrezione attivo (Golfo di Taranto) e lo sviluppo dell'arco vulcanico delle Isole Eolie (Figura 4). Nella fascia tirrenica della Campania, il processo di estensione è ancora attivo ed è testimoniato dalle faglie normali che causano la ben nota sismicità della regione (cfr paragrafo successivo) e che hanno determinato la formazione di aree subsidenti oggi occupate dalle principali pianure costiere ed intramontane della regione (Piane dei fiumi Volturno, Sarno e Sele, bacino del Vallo di Diano). I sistemi di faglie attive sono anche le vie attraverso le quali i magmi, prodotti durante la fase di subduzione, risalgono verso la superficie, determinando il vulcanismo e i fenomeni idrotermali connessi (cfr paragrafo successivo). In questo periodo si sono formate tutte le rocce indicate nella carta con le diverse tonalità del rosso e del bianco ed indicate generalmente come Formazioni Postorogeniche.

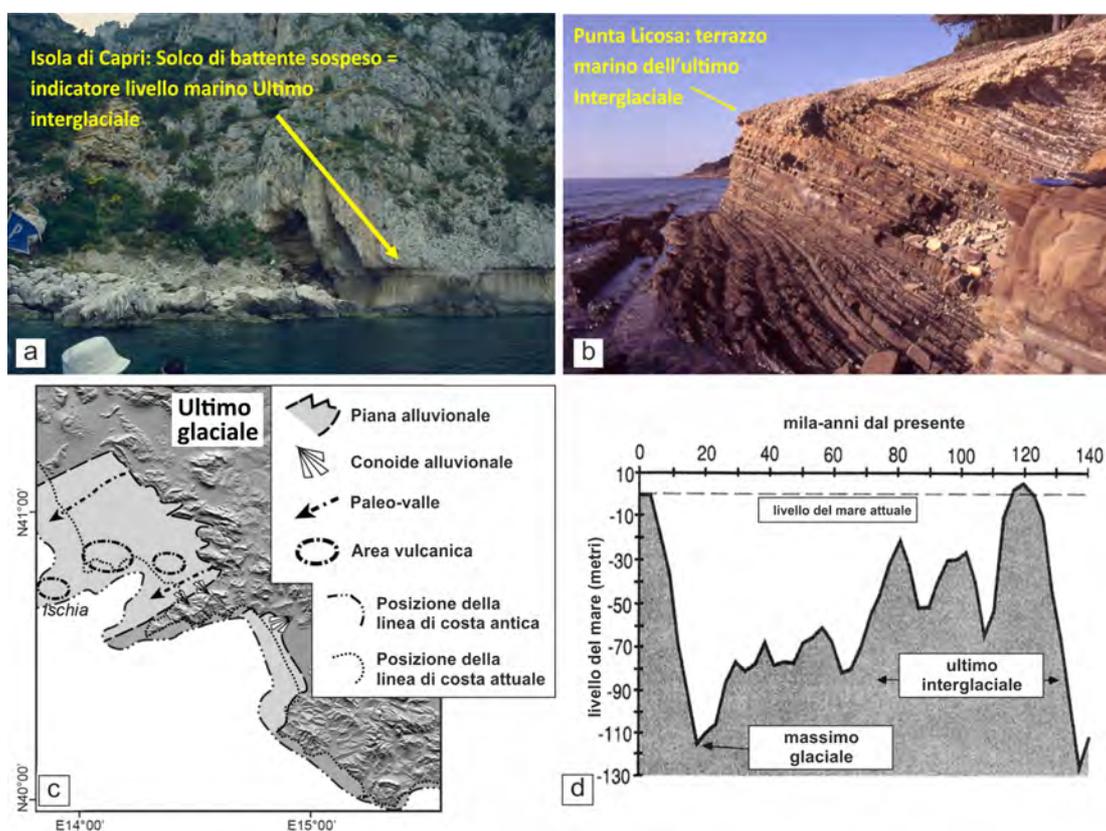


Figura 5. a) e b) Evidenze del livello raggiunto dal mare durante l'Ultimo Interglaciale (120 mila anni fa) a Capri ed in Cilento. c) Posizione della linea di costa della Campania durante l'ultimo glaciale (18 mila anni fa). d) Grafico delle variazioni del livello del mare negli ultimi 120 mila anni.

Il paesaggio della Campania

Questa complessa storia geologica, che si è realizzata nel corso di centinaia di milioni di anni, ha determinato il paesaggio della nostra regione e controlla ancora oggi la distribuzione delle risorse (acqua, petrolio e gas, energia geotermica, materiali da costruzione) e dei rischi (sismico, vulcanico, frane ed alluvioni) su tutto il suo territorio. L'evoluzione del paesaggio si è realizzata soprattutto negli ultimi 2 milioni di anni. I processi geologici di prevalente estensione crostale prima descritti hanno determinato l'articolazione del rilievo creando zone in sollevamento (principali rilievi montuosi) e zone in abbassamento (aree occupate oggi dalle

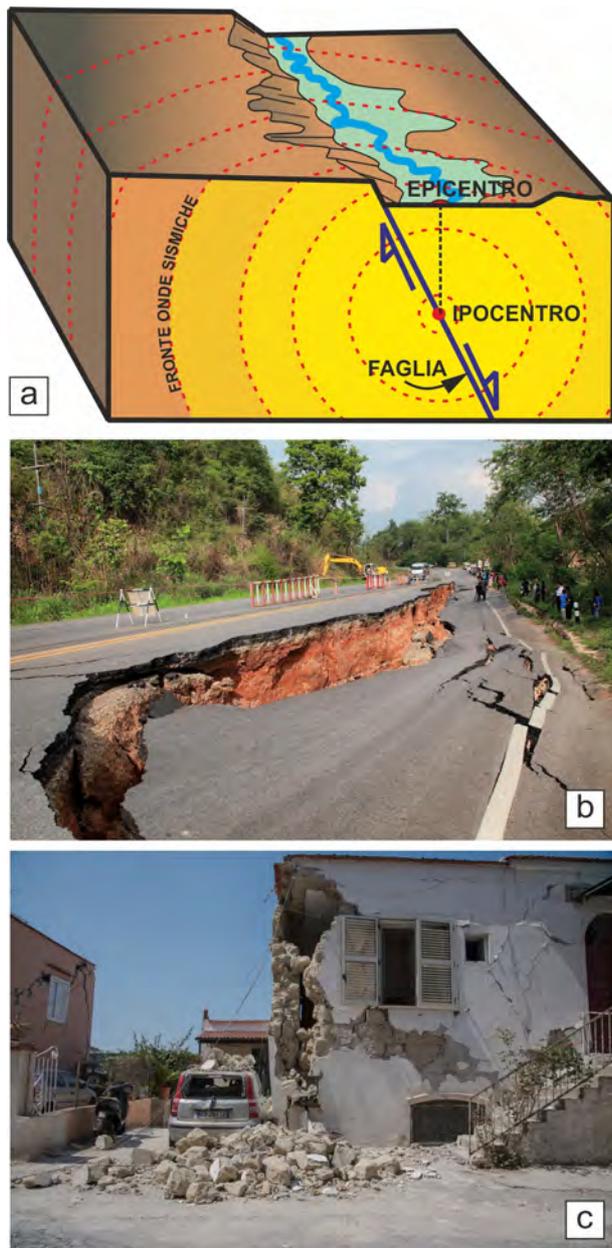


Figura 7. (a) Schema tridimensionale che mostra una faglia normale (estensionale) che muovendosi produce un terremoto; (b) esempio dell'emersione della faglia normale dopo un terremoto recente in California; (c) esempio degli effetti di un terremoto (Casamicciola, isola d'Ischia).

Come abbiamo visto questi terremoti sono legati alla fase di tettonica estensionale che ha caratterizzato la storia geologica più recente della regione. Essi si originano lungo faglie normali localizzate lungo l'asse della catena appenninica e che attraversano la crosta terrestre fino ad una profondità di 12-15 km. Le zone che in passato sono state ripetutamente colpite da grandi terremoti si localizzano prevalentemente in Irpinia (Figura 8) e nel Sannio, e le faglie responsabili della sismicità sono generalmente localizzate lungo il bordo delle principali depressioni intermontane dell'area (bacino di Benevento, Vallo di Diano, bacino di Boiano).

Il terremoto più forte degli ultimi decenni è quello dell'Irpinia del 23 novembre 1980, con Magnitudo pari a 6.9, causato dal movimento di faglie nella zona del Monte Marzano (Figura 8d). Il gradino di faglia che si creò in superficie è ancora parzialmente riconoscibile (Figura 8c).

In Campania terremoti di più bassa energia sono anche legati all'attività dei vulcani attivi come i Campi Flegrei, l'Isola d'Ischia e il Vesuvio. Basta ricordare l'attività sismica durante la crisi del bradisismo a Pozzuoli negli anni '80 del secolo scorso con l'evacuazione del Rione Terra o l'ultimo terremoto nell'isola d'Ischia del 2017 che, sebbene sia stato di bassa magnitudo ($M=4$), ha causato enormi danni perchè con ipocentro molto superficiale.

I vulcani della Campania

Nel corso della formazione dell'Appennino meridionale, a partire dal Miocene inferiore fino ad oggi (Figura 9), numerosi sono i vulcani che si sono creati in seguito all'estensione associata alla formazione dei bacini di retro-arco, come i vulcani miocenici in Sardegna, i vulcani pliocenici (Vavilov) o quaternari (Marsili) del Mar Tirreno. Tra quelli più recenti e in parte attivi sono da annoverare i vulcani presenti in Campania (Figura 10). Essi sono:

- Vulcano di Roccamonfina
- Vulcano del Somma-Vesuvio
- Distretto vulcanico dei Campi Flegrei-Ischia

L'estensione della crosta legata alla formazione del bacino di retro-arco ha permesso la risalita di magmi ed ha portato alla formazione del Mar Tirreno tra Sardegna-Corsica e Appennino. Il block diagram in Figura 10 mostra come i magmi, che si formano nell'astenosfera, risalgano in corrispondenza delle aree vulcaniche campane (Ischia, Procida, Somma Vesuvio e Campi Flegrei). Il trasferimento e l'accumulo di magma avviene all'intersezione tra i sistemi di faglie a direzione NO-SE e NE-SO che sono responsabili dell'estensione crostale.



Figura 8. (a) Una strada del paese di Calitri dopo il terremoto del 1980 (cortesia della proloco di Calitri) (b) panorama del paese di Conza dopo il terremoto del 1980; (c) evidenze dell'emersione della faglia in superficie (cortesia di Rosa Nappi, 2004); (d) sezione crostale schematica dell'area epicentrale.

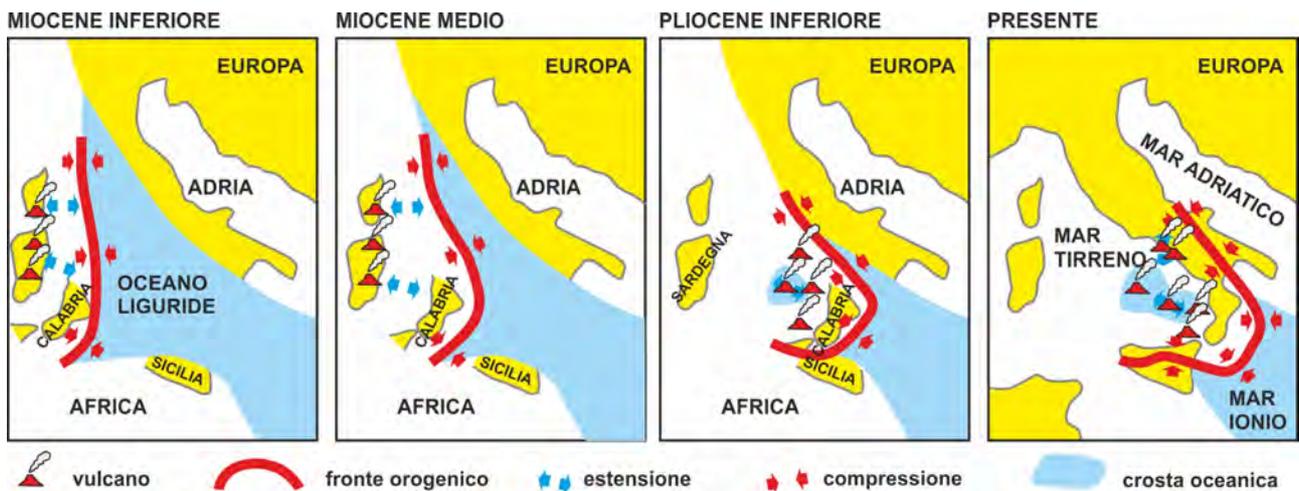


Figura 9. Mappe paleogeografiche dal Miocene inferiore ad oggi che mostrano la formazione dell'Appennino meridionale-Arco Calabro-Peloritano con la chiusura progressiva dell'Oceano Liguride, la migrazione del fronte orogenico e la formazione di numerosi vulcani associati alla formazione del bacino di retroarco del Mar Tirreno.

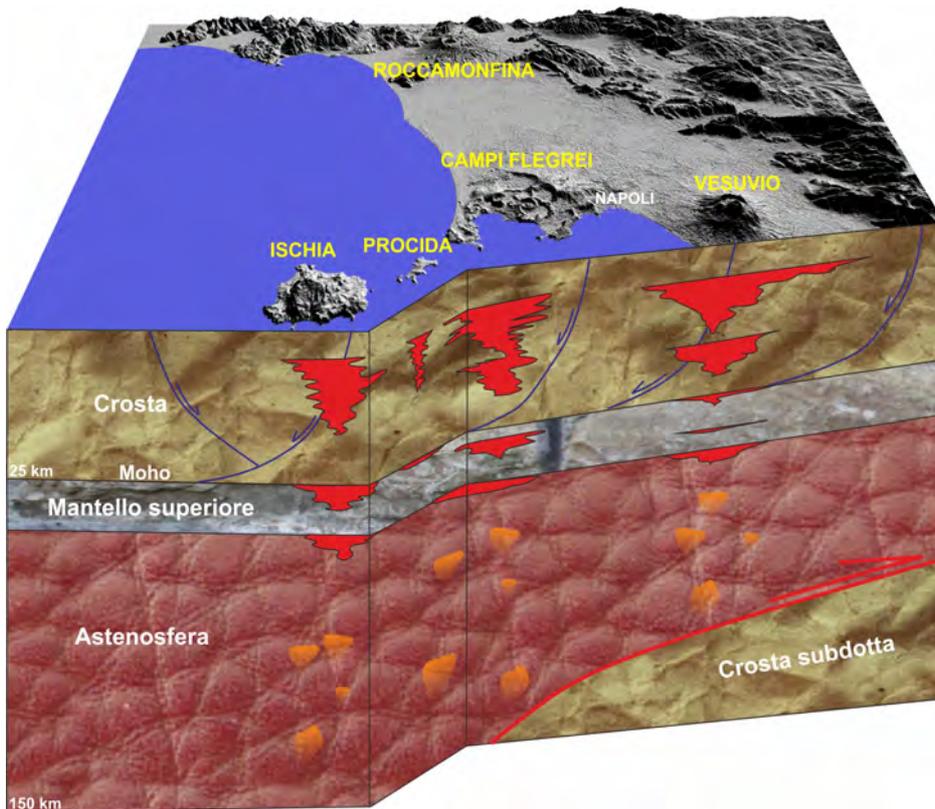


Figura 10. Diagramma 3D che mostra la formazione dei magmi al di sotto dei vulcani della Campania.

I vulcani della Campania mostrano paesaggi differenti in funzione della diversa tipologia eruttiva ed in relazione alla loro età di formazione.

Il Roccamonfina ed il Somma-Vesuvio sono un esempio di edificio vulcanico centrale del tipo «strato-vulcano», costruito nel tempo in seguito ad eruzioni successive con diversa energia ed intensità (eruzioni a carattere esplosivo alternate a eruzioni più tranquille caratterizzate da emissione di colate laviche). La forma risultante è quella di un

rilievo a morfologia tronco-conica caratterizzato da fianchi abbastanza ripidi e dalla presenza di un cratere/caldera in posizione sommitale.

Il Roccamonfina è un vulcano estinto, che è stato attivo durante il corso del Quaternario (tra 630mila e 50mila anni fa) e per tale motivo esso non rappresenta una minaccia per le popolazioni residenti lungo le sue pendici, anzi può rappresentare una risorsa in quanto la presenza di acque termo-minerali, sfruttate sia a fini termali (Suio) che idropotabili (Sorgenti Ferrarelle), è il riflesso della passata attività magmatica. Il Roccamonfina è un apparato vulcanico complesso, costituito da uno strato-vulcano principale e da una serie di centri secondari. Lo strato-vulcano ha un'area depressa sommitale (caldera) di forma ellittica che rappresenta il prodotto del collasso gravitativo di una porzione dell'edificio vulcanico, piuttosto che il prodotto di violente eruzioni esplosive.

Il Somma-Vesuvio (Figura 11) è uno strato vulcano composto da una porzione più antica (il M.te Somma) formata tra ca 33mila e 22mila anni fa, e da una porzione più recente, il Vesuvio appunto, un apparato vulcanico cresciuto all'interno della caldera del Somma negli ultimi 2000 anni.

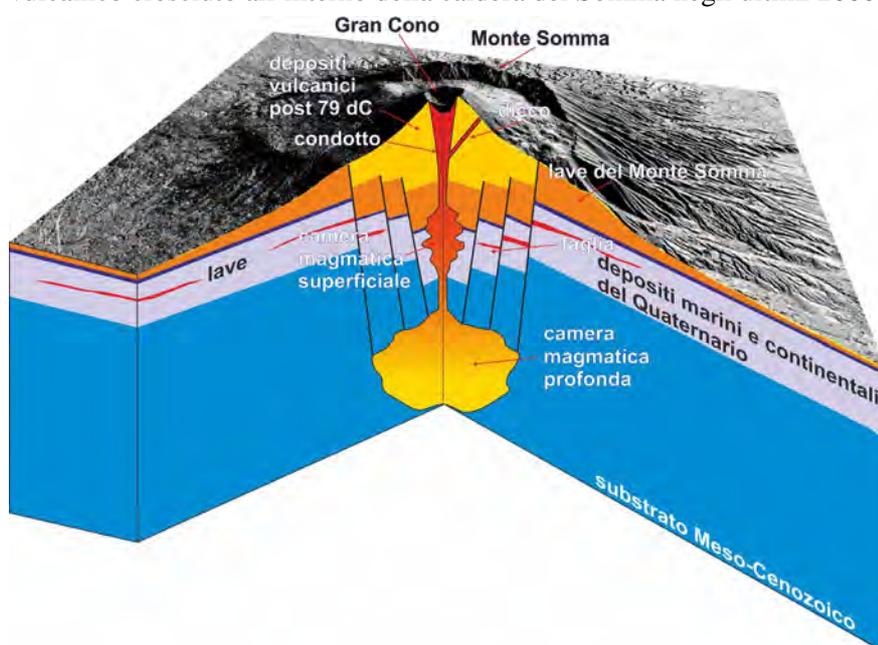


Figura 11. Struttura profonda del vulcano Somma-Vesuvio.

La storia eruttiva del Somma-Vesuvio è stata caratterizzata da eruzioni di differente intensità e tipologia, variabili dalla tranquilla effusione di lave alle catastrofiche eruzioni esplosive di tipo pliniano. Queste eruzioni devastanti hanno prodotto il collasso della camera magmatica sottostante il vulcano (Figura 11) con la formazione di una depressione sommitale chiamata caldera. Le eruzioni pliniane sono caratterizzate dalla formazione di una colonna, alta

alcune decine di chilometri, costituita da cenere, frammenti di lava e pomici e gas vulcanici. I frammenti e la cenere ricadono dalla parte alta della colonna e sedimentano come depositi da caduta a distanze anche di centinaia di chilometri dal vulcano. Sempre associati a eruzioni esplosive pliniane e subpliniane sono i prodotti da corrente piroclastica, che rappresentano il deposito di nubi a temperatura di alcune centinaia di gradi costituite da gas, ceneri e frammenti pomicei e lavici. Tali nubi accelerano sui fianchi del vulcano e raggiungono in pochi minuti la pianura ai suoi piedi, dove sono causa di distruzione. La più nota di queste eruzioni è quella che accadde nel 79 d.C., e che in circa tre giorni distrusse le città romane di Pompei, Ercolano e Stabia. Proprio da quella eruzione derivò a questa tipologia eruttiva il nome di eruzione “pliniana”, in quanto Plinio il Vecchio, naturalista e scrittore latino, trovò la morte a Stabia durante l'eruzione. L'ultimo evento eruttivo del Vesuvio, di intensità minore di quello del 79 d.C., si verificò nel 1944 ed ebbe sia una fase effusiva che una esplosiva, con prodotti da caduta che raggiunsero la Costiera Amalfitana e Salerno. Dopo quell'eruzione il vulcano è entrato in una fase di quiescenza che perdura tuttora. I Campi Flegrei sono uno degli esempi più conosciuti al mondo di «campo vulcanico», un insieme, cioè, di edifici di età diversa, ognuno legato ad una differente eruzione, caratterizzati da fianchi non molto ripidi e da ampie depressioni centrali di origine craterica e/o calderica. L'attività dei Campi Flegrei (Figura 12) è stata caratterizzata da due grosse eruzioni, quella dell'Innimbrite Campana (circa 40mila anni fa) e quella del Tufo Giallo Napoletano (TGN, circa 15anni fa), nonché da un'attività più recente costituita da molteplici vulcani ubicati all'interno della caldera creatasi in seguito all'eruzione del TGN (Figura 12). L'ultima eruzione dei Campi Flegrei si è verificata nel 1538 e ha portato alla formazione di Monte Nuovo. Il persistere dell'attività vulcanica è testimoniato dalla presenza di fumarole e di emissioni gassose e dall'attività bradisismica. Quest'ultima include i movimenti di lento abbassamento e/o innalzamento della superficie del suolo che hanno portato sotto il livello del mare l'antico Portus Julius, nel Golfo di Pozzuoli, o che hanno determinato sollevamenti del suolo fino a due metri durante la crisi del 1982-1984.



Figura 12. I Campi Flegrei.

L'isola d'Ischia, diversamente dall'isola di Procida che è da considerarsi parte, sotto l'aspetto geo-vulcanologico, dei Campi Flegrei continentali, è anch'essa un campo vulcanico, la cui attività iniziale è più antica di 150mila anni fa. La eruzione più importante dell'isola è quella del Tufo Verde dell'Epomeo (55mila anni fa). L'attività dell'isola ha

presentato in seguito periodi di riposo alternati a periodi di frequente attività eruttiva, rappresentata da eruzioni di intensità da bassa a intermedia, nonché l'insorgere, a partire da circa 30mila anni fa, del fenomeno del lento sollevamento (risorgenza) del blocco centrale del Monte Epomeo. L'ultima eruzione, avvenuta nel 1302, è stata di tipo effusivo (lava dell'Arso). Ischia è un vulcano ancora attivo, come testimoniano i terremoti ricorrenti, l'intensa attività fumarolica e il diffuso termalismo.

Il Vesuvio, l'Isola d'Ischia e i Campi Flegrei sono vulcani attivi e, a causa del loro potenziale esplosivo, sono anche molto pericolosi. Per questo motivo sono continuamente monitorati e tenuti sotto osservazione dagli enti preposti (Ossevatorio Vesuviano, INGV).

Le rocce come contenitori di risorse

Le rocce dal punto di vista fisico sono caratterizzate da due proprietà fondamentali: porosità e permeabilità. La porosità rappresenta il numero di vuoti presenti in rapporto al volume totale della roccia. La permeabilità è la capacità che hanno le rocce di farsi attraversare da un fluido e quindi dipende da quanti sono i pori interconnessi che possono far scorrere i fluidi. In funzione di queste caratteristiche le rocce quindi possono contenere acque sotterranee e riserve di petrolio e di gas. Tra le rocce più importanti come contenitori di acqua ci sono sicuramente i calcari, mentre le rocce argillose sono l'esempio più classico di rocce impermeabili.

Le rocce come contenitori di acque sotterranee

La Campania per le sue caratteristiche geologiche e geomorfologiche (affioramento su vaste aree di rocce carbonatiche e presenza di ampie pianure alluvionali, - cfr carta e figura 1: colori verdi e bianchi) è una delle regioni italiane più ricche di acque sotterranee, normali e termo-minerali. Le principali risorse idriche sono contenute nei massicci carbonatici e nelle successioni di rocce clastiche delle pianure alluvionali.

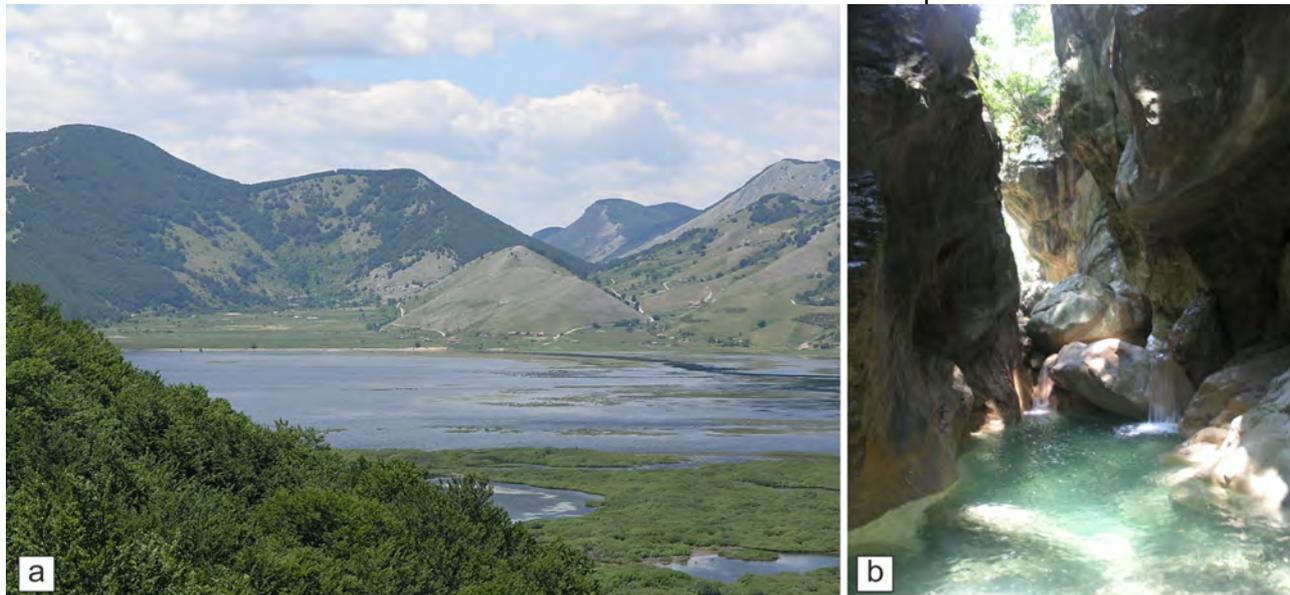


Figura 13. Esempi di paesaggi carsici: (a) polye e (b) canyon fluvio carsico

Gli acquiferi carbonatici

I rilievi formati da rocce carbonatiche sono i più alti ed imponenti della regione (Monti del Matese, Picentini, Lattari, Alburni e Cervati) e sono caratterizzati da un tipico «paesaggio carsico».

Ad ampi altopiani sommitali caratterizzati da campi carsici e doline, si accompagnano aspri versanti spesso solcati da profonde incisioni torrentizie che talora assumono l'aspetto di veri e propri canyon. La dissoluzione delle rocce carbonatiche da parte delle acque piovane (carsismo, *cfr libro di testo*) determina la formazione di cunicoli sotterranei attraverso i quali le acque arrivano in profondità e si accumulano nelle falde acquifere per essere poi restituite alla superficie in corrispondenza di spettacolari sorgenti carsiche. In sostanza, queste montagne fatte di carbonati funzionano come delle grandi “spugne” che, a causa dell'intensa fratturazione ed alla dissoluzione carsica, sono capaci di assorbire e conservare ingenti quantitativi di acqua nel sottosuolo (falde idriche sotterranee). Le sorgenti si formano là dove queste rocce carbonatiche sono “tappate” verso il basso o lateralmente da rocce meno permeabili (argille) di altre unità rocciose.



Figura 14. Esempi di sorgenti carsiche. (a) sorgente Acqua della giumenta, M.te Terminio (b)sorgente Mareto, M.ti del Matese.

Queste sorgenti, caratterizzate da portate di diverse centinaia di l/s, alimentano la rete acquedottistica di importanti centri urbani. Basti pensare alle sorgenti di Serino (Monti Picentini occidentali) che già in età

romana alimentavano la città di Napoli, o alle sorgenti di Caposele (Monti Picentini orientali) che alimentano l'Acquedotto pugliese. L'azione dissolutiva delle acque che circolano e si accumulano all'interno dei massicci carbonatici determina inoltre la formazione di spettacolari grotte come quelle di Castelcivita e Pertosa nel massiccio dei Monti Alburni .

Gli acquiferi di pianura

Le pianure costiere più importanti della Campania sono quelle dei fiumi Volturno, Sarno e Sele. Esse si sono formate nel corso del Quaternario e sono il prodotto della complessa interazione tra fenomeni deposizionali fluviali e costieri che hanno determinato la messa in posto di terreni sabbiosi, ghiaiosi e argillosi con spessori complessivi dell'ordine delle migliaia di metri. Queste successioni sono sede di importanti falde idriche («acquiferi di pianura») che vengono utilizzate mediante pozzi per scopi irrigui, industriali e, talora, potabili. Gli acquiferi di pianura sono spesso organizzati in più livelli, a diversa profondità (esistono quindi acquiferi «superficiali» e acquiferi «profondi») che possono risultare comunicanti sia per cause naturali che per cause antropiche. Per questo motivo le risorse idriche di queste zone sono particolarmente vulnerabili ai problemi di inquinamento.

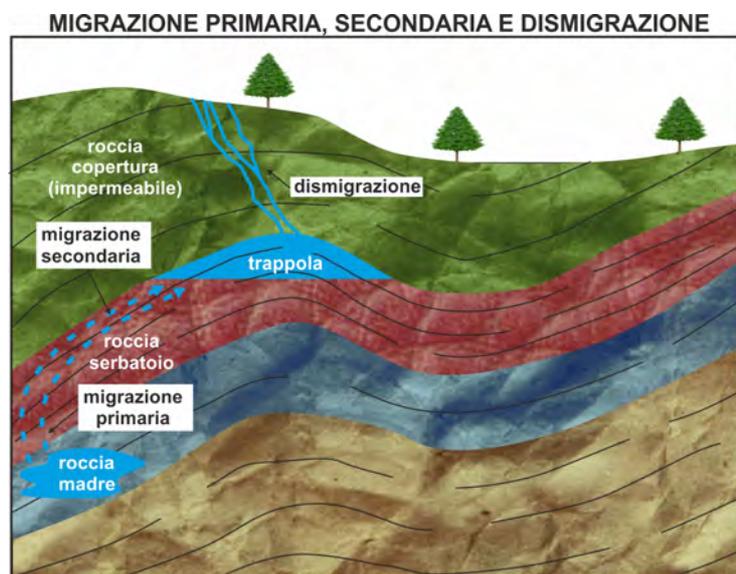


Figura 15. Sezione geologica schematica che mostra una trappola di idrocarburi.

Le rocce come contenitori di risorse: petrolio e gas naturali

I grandi accumuli di petrolio dell'Appennino sono localizzati nelle rocce calcaree e dolomitiche che rappresentano nel sottosuolo la prosecuzione delle rocce affioranti in Puglia.

In particolare i giacimenti si trovano là dove queste rocce sono state piegate durante la formazione della catena montuosa (Figura 14). Il petrolio è contenuto nelle rocce calcaree e dolomitiche, profondamente fratturate tanto da essere molto permeabili e diventare un serbatoio naturale (Figura 15a),

“tappate” verso l'alto da rocce di natura argillosa del tutto impermeabili. In assenza del tappo permeabile il petrolio tenderebbe a sfuggire verso l'alto. Questo in piccola parte avviene, come sappiamo da secoli dalle sorgenti naturali di Tramutola (Figura 15b), ai confini tra Campania e Basilicata, dalle quali fuoriesce acqua mista a petrolio.

L'origine del petrolio è in altre parti dello stesso corpo geologico, là dove le rocce calcaree sono nere e straterellate a causa della grande contenuto in sostanze organiche, che il seppellimento ha poi trasformato in idrocarburi.



Figura 16. Esempi della presenza di petrolio nel nostro territorio: (a) petrolio nei pori e nelle fratture di una roccia carbonatica (Positano, SA). (b) sorgente con tracce di petrolio (Tramutola, PZ).

Il dissesto idrogeologico in Campania

La particolare conformazione orografica del territorio italiano, caratterizzata in prevalenza da un territorio montuoso-collinare, è il principale fattore predisponente dell'elevato grado di dissesto idrogeologico che si manifesta attraverso ripetuti e diffusi fenomeni franosi ed alluvionali.

I paesaggi dell'Irpinia, del Sannio e del Cilento sono caratterizzati da colline impostate su successioni litologiche arenacee, conglomeratiche ed argillose su cui l'erosione operata dai fiumi ha scavato valli dai fianchi dolci e svasati. A causa della natura di questi terreni, che presentano scarse caratteristiche tecniche (bassa coesione e resistenza al taglio) i movimenti franosi sono purtroppo una presenza costante e condizionano in maniera significativa le attività umane.



Figura 17. Esempi di frane nel territorio campano. (a) Sarno; (b) frana da crollo (Trecase, NA).

I numerosi movimenti franosi che affliggono la Campania sono localizzati prevalentemente nelle aree dove affiorano le rocce argillose e arenacee delle formazioni mioceniche (tonalità del marrone). Queste formazioni non a caso erano in passato denominate *flysch*, termine svizzero usato per rocce che tendono a “scivolare”.

Molte frane si sviluppano anche quando le ceneri e i lapilli vulcanici delle eruzioni del Vesuvio e dei Campi Flegrei, che costituiscono accumuli consistenti e non litificati su molti rilievi calcarei circostanti, si caricano di acqua per le ingenti precipitazioni e perdono coesione. Altre frane sono prodotte invece dai crolli di pareti rocciose calcaree e dolomitiche, a partire dalle fratture di origine tettonica che pervadono le masse rocciose.

I fenomeni alluvionali si concentrano nelle zone di pianura (aree in bianco in carta), in corrispondenza delle principali aste fluviali della regione (Fiumi Volturno, Sarno, Calore, Sele, Alento). In queste zone le condizioni di pericolosità sono rappresentate dalla possibile esondazione dei corsi d'acqua con conseguente allagamento delle zone circostanti. Il mancato rispetto da parte dell'uomo delle cosiddette “fasce di esondazione” ai fianchi di questi fiumi provoca la persistenza di condizioni di rischio in

tutte queste zone. Altre condizioni di pericolosità in questi territori sono rappresentate dai fenomeni di erosione costiera ed arretramento del litorale nella fascia costiera.



Figura 18. (a) il fiume Calore in piena (Alluvione Benevento, 2015). (b) A destra esempio di erosione costiera (Bagnara-Castel Volturno).

Le alluvioni, oltre ad interessare le zone di pianura, si concentrano in maniera significativa nei bacini idrografici a regime torrentizio che disseccano i fronti montuosi dei massicci carbonatici.



Figura 19. Esempi di danni prodotti da recenti eventi alluvionali improvvisi. Paupisi (2015), Ischia (2010)

Questi ambienti, relativamente protetti dalle inondazioni che possono colpire le limitrofe zone di pianura, sono tuttavia esposti ad elevata pericolosità dovuti a possibili piene improvvise (flash flood) che possono interessare i torrenti alimentatori durante eventi di precipitazioni intensi e di breve durata. In Campania esistono numerosi bacini torrentizi che hanno generalmente recapito in aree pedemontane caratterizzate dalla presenza di conoidi alluvionali (es. Monti del Matese, Monti della Maddalena, Monti Picentini) oppure in aree costiere (es. Monti Lattari, Ischia). A partire dal dopoguerra molte di queste aree, purtroppo, sono state interessate da un intenso processo di urbanizzazione, senza un'adeguata considerazione degli eventi calamitosi cui possono essere soggette e risultano comunemente utilizzate dall'uomo sia per uso agricolo, sia per lo sviluppo di centri abitati che molto spesso si espandono nelle aree prossime all'alveo. Questo inappropriato utilizzo del territorio ha indotto condizioni di elevato rischio in molti contesti italiani come testimoniato

da alcuni episodi verificatisi negli ultimi decenni (Vietri sul Mare nel 1954; Castellammare il 9 novembre 1987 e l'8 ottobre 2000; Casamicciola nel 2010; S. Gregorio Magno il 7 ottobre 2011, Paupisi nel 2015) che hanno causato ingenti danni e vittime.

Le rocce come materiali da costruzione

Le rocce vulcaniche e sedimentarie presenti sul territorio campano sono state impiegate, fin da epoca greca e romana, per la realizzazione di opere architettoniche sia di pregio che di uso comune. Alcuni di questi materiali sono stati strategici nel determinare le vicende storiche del passato. Saperli riconoscere nei palazzi e nei monumenti intorno dovrebbe far parte dell'esperienza culturale di ogni cittadino.

L'utilizzo delle rocce vulcaniche

I materiali più utilizzati nella città di Napoli e nella sua intera provincia sono il Tufo Giallo Napoletano, il Piperno e le lave (un esempio di utilizzo di questi materiali è il castello del Maschio Angioino di Napoli, Figura 20d). Questi tre materiali denotano caratteristiche estetiche, mineralogico-petrografiche e fisico-meccaniche molto differenti tra loro.

il Tufo Giallo Napoletano (TGN, Figura 20a) è una piroclastite caratterizzata da pomici, litici, ossidiana, cristalli di feldspato, clinopirosseno e miche immersi in una matrice cineritica che ha subito, durante la messa in posto, intensi fenomeni minerogenetici secondari sviluppatasi a spese della componente vetrosa, con conseguente formazione di zeoliti. Questi processi hanno determinato la cristallizzazione di phillipsite (Figura 20b) e subordinatamente di cabasite e analcime, conferendo alla pietra un caratteristico colore giallo. Rappresenta il materiale da costruzione più utilizzato nell'area napoletana sin dai tempi greci.

Il TGN non zeolitizzato, quindi non litoide, noto come "pozzolana", è capace di reagire con la calce per dare vita a malte con spiccate proprietà idrauliche. Il nome stesso identifica chiaramente la provenienza di questo materiale, la *pulvis puteolana*, descritta già da Vitruvio e famosa per essere componente indispensabile per la realizzazione di calcestruzzi che continuano a resistere agli agenti atmosferici e all'azione meccanica delle acque da più di duemila anni.

Il Piperno (Figura 20c) proviene da un deposito piroclastico flegreo. Si caratterizza per la tipica tessitura eutassitica con scorie nere appiattite (*fiammae*), immerse in una matrice cineritica di colore grigio chiaro. Il principale costituente mineralogico è il sanidino. È il prodotto dell'eruzione dell'Ignimbrite Campana che ha coinvolto i Campi Flegrei 40mila anni fa. Si tratta di un deposito piuttosto limitato, affiorante esclusivamente nel settore nord-orientale del complesso vulcanico e nella città di Napoli. È il materiale più diffuso, se si considera l'uso facciavista, nell'architettura del centro antico di Napoli.

La lava vesuviana, conosciuta anche come Pietrarsa, di colore grigio scuro, contiene evidenti fenocristalli di leucite e rari pochi clinopirosseni. Nel corso secoli, questa pietra è stata impiegata per lastricati stradali (basoli), come pietra da taglio, per pietrame da muratura, pietrisco, sabbia ed infine anche per blocchi da scogliera.

L'attività estrattiva si è concentrata principalmente in tre settori dove erano presenti importanti affioramenti di lava, ascrivibili alle diverse attività effusive del complesso del Somma-Vesuvio.

I prodotti effusivi del distretto dei Campi Flegrei sono decisamente subordinati rispetto a quelli ascrivibili alle attività di tipo esplosivo. Le lave flegree, di colore grigio chiaro con evidenti cristalli di feldspato alcalino e clinopirosseni, furono impiegate per pavimentazioni stradali già in epoca romana, come testimoniato dal materiale ritrovato nelle antiche strade romane della zona di Cuma. Tuttavia, il loro impiego nell'anfiteatro Flavio a Pozzuoli fa supporre anche un'utilizzazione in architettura e, più in generale, nelle costruzioni civili.

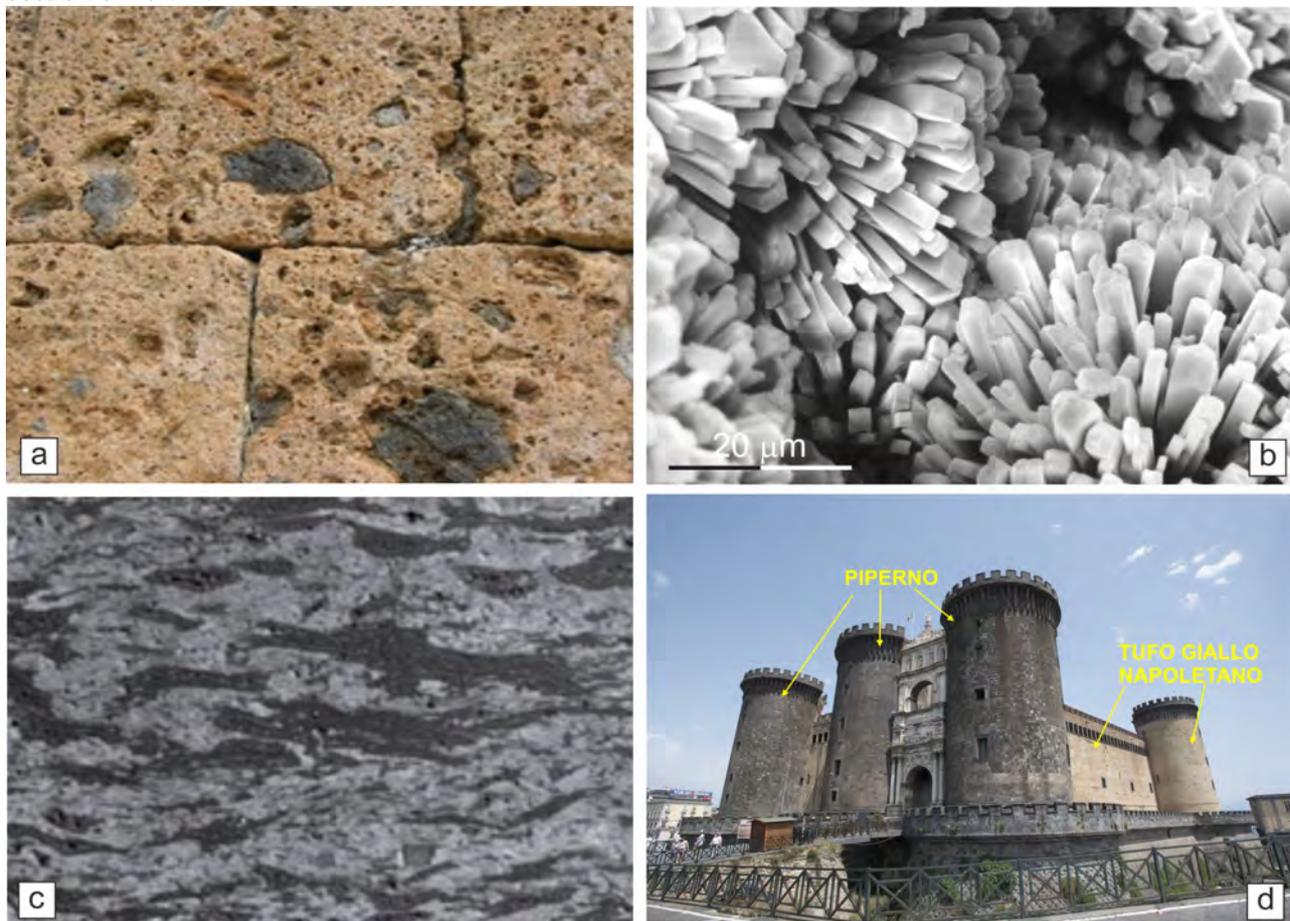


Figura 20. (a) Tufo Giallo Napoletano. (b) Microfotografia al microscopio elettronico di cristalli di phillipsite (zeolite). (c) Piperno. (d) Il castello del Maschio Angioino di Napoli.

L'utilizzo delle rocce sedimentarie

I materiali litici provenienti dalle altre quattro province della regione contrappongono a quella napoletana, la prevalenza di litotipi sedimentari, meravigliosi marmi policromi, strettamente in accordo con il differente contesto geologico.

Brecce sedimentarie, che per le loro caratteristiche litologiche costituiscono delle rocce ornamentali commercialmente definite "marmi", adornano tutte le chiese e i palazzi di pregio della regione grazie alle loro caratteristiche estetiche come i Marmi di Vitulano e Cautano, rosso e grigio (Figura 21a), Breccia

Irpina, policroma (Figura 21b) e i Marmi di Mondragone, giallo e grigio. Accanto a queste breccie, in regione, vi è un largo utilizzo di rocce carbonatiche appartenenti alle successioni mesozoiche dell'Appennino meridionale.

Ne sono esempi ricorrenti la Pietra di Bellona (Calcari e calcari dolomitizzati), la Pietra di Cusano (Calcari a Briozoi e litotamni), la Pietra di Padula (Calcari pseudosaccaroidi – formazione non molto estesa ma famosa perché utilizzata nella omonima Certosa, patrimonio UNESCO).

Menzione speciale meritano i calcari a lithiotis (Figura 21c), un litotipo con un elevato valore estetico ma classificato come *minore* per il limitato impiego nell'architettura regionale. Questo materiale grigio contiene spettacolari accumuli di gusci bianchi di bivalvi del Giurassico inferiore comunemente indicati come Lithiotis. Altro materiale minore è il travertino, di aspetto generalmente spugnoso e di colore giallo dorato con sfumature rossastre fino al bruciato.

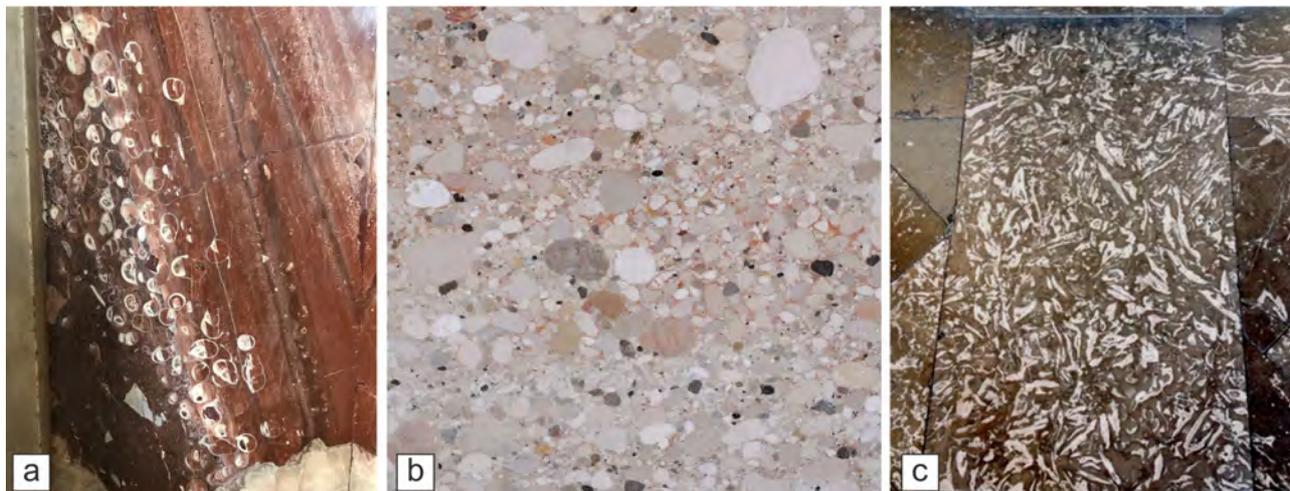


Figura 21. a) Marmo di Vitulano (Reggia di Caserta). b) Breccia Irpina. c) Calcare a lithiotis (palazzo Gravina, Napoli).

Uno sguardo alla struttura profonda della Campania

Per conoscere la struttura della Terra in profondità, l'esplorazione geologica si serve di tecniche di indagine geofisica. Tra queste tecniche, le più usate si basano sull'analisi e l'interpretazione di dati di campi naturali associati alla Terra, come il campo di gravità o il campo magnetico terrestre, o di dati sismologici, consistenti nelle registrazioni sismografiche di terremoti avvenuti nell'area.

Il campo di gravità sulla Terra varia da regione a regione, seppure in modo impercettibile alla nostra esperienza umana. A parte un aumento della gravità con la latitudine, legato essenzialmente alla variazione del raggio terrestre dall'equatore al polo ed alla rotazione della Terra sul suo asse, la variazione della gravità dipende da variazioni di densità, e quindi dalla distribuzione di rocce di tipo diverso nel sottosuolo. L'analisi della variazione del campo di gravità in un'area può dare informazioni sullo spessore della crosta terrestre e quindi sulla profondità della discontinuità che separa crosta e mantello (discontinuità di Mohorovicic).

Anche il campo magnetico terrestre ha una sua variazione sulla superficie della Terra che in parte dipende dalla distribuzione nella crosta di rocce magnetizzate. Lo studio delle 'anomalie' del campo magnetico terrestre consente quindi di differenziare ampi settori crostali in base alla loro natura ed origine.

Infine, per quanto riguarda i dati sismologici, a partire dai tempi di primo arrivo delle onde P ed S è possibile ottenere stime della localizzazione ipocentrale dei terremoti, ma anche modelli della distribuzione in profondità della velocità delle onde sismiche, che varia a seconda delle caratteristiche fisiche delle rocce attraversate dalle onde (p.es. la densità).

Descrizione dei dati geofisici nell'area Campana e Italiana meridionale

In Figura 22a è rappresentata una carta delle anomalie gravimetriche nell'area considerata. Tali anomalie sono misurate in mGal cioè millesimi di Gal, unità di misura dell'accelerazione di gravità dedicata a Galileo Galilei e corrispondente a 1 cm/s^2 . Le aree in rosso indicano l'esistenza di volumi in profondità caratterizzati da densità superiori rispetto alle aree limitrofe. Tali massimi gravimetrici sono ubicati nel mar Tirreno e nel mare Ionio meridionale. In entrambi i casi possono essere messi in relazione con l'assottigliamento crostale in corrispondenza di aree in estensione. Qui il mantello e l'astenosfera sono a profondità ridotte rispetto a

una crosta continentale normale e la loro densità maggiore fa sì che si producano dei forti massimi gravimetrici. Al contrario, in corrispondenza delle aree in blu/azzurro i minimi gravimetrici mostrano che le strutture geologiche profonde presentano densità inferiori rispetto alle aree circostanti. Tali minimi gravimetrici sono riscontrabili lungo l'asse della catena appenninica sia nell'Italia peninsulare che in Sicilia. In queste aree lo spessore crostale è superiore a quello di una crosta normale per l'accumulo delle falde di ricoprimento che costituiscono la catena montuosa. La crosta reagisce elasticamente a questo carico, flettendosi e approfondendosi nel mantello ('radice' crostale). Tali radici crostali hanno una densità inferiore rispetto alle rocce del mantello (2800 kg/m^3 rispetto a 3300 kg/m^3) e ciò produce dei minimi gravimetrici nelle aree corrispondenti.

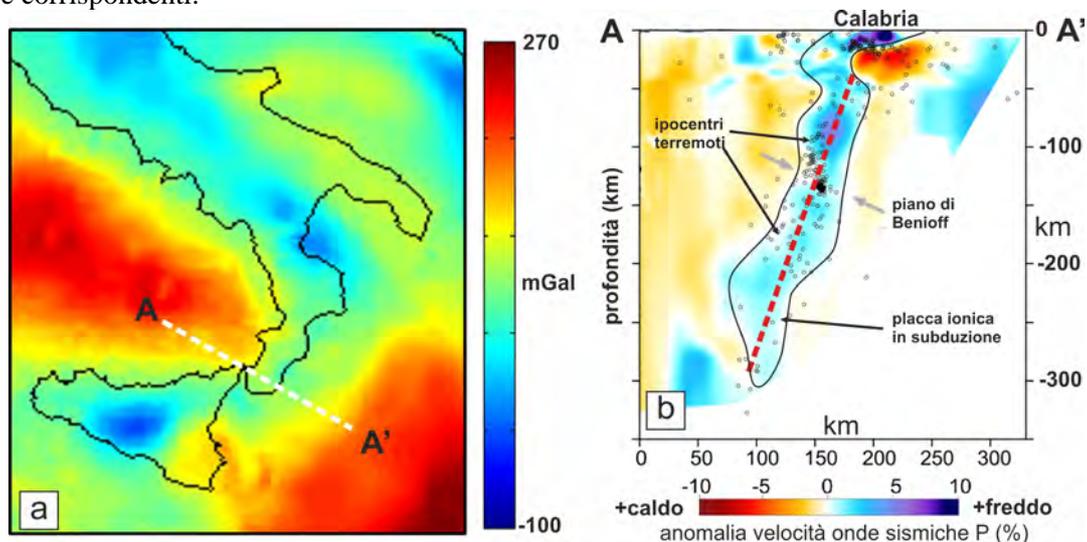


Figura 22. (a) Anomalie gravimetriche nell'area Italiana meridionale. L'ampiezza delle anomalie è espressa in milliGal: $1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ cm/s}^2$. (b) Tomografia sismica in corrispondenza del profilo ubicato in (a).

L'area tirrenica meridionale è caratterizzata dalla presenza di terremoti intermedi e profondi, aventi cioè ipocentri a profondità superiori a 70 km e fino a circa 400 km. Questi terremoti sono in genere non avvertiti dalla popolazione e non arrecano danni, a differenza dei terremoti superficiali generati dalle faglie nelle aree di catena appenninica. In Figura 22b si nota che gli ipocentri di questi terremoti profondi si addensano in una fascia abbastanza ben definita (piano di Benioff) che è stata associata alla presenza in profondità della placca ionica in subduzione verso Nord-Ovest, al di sotto della Calabria. Questa placca in subduzione, fredda e rigida, si frattura mentre scende nel mantello, generando terremoti. I tempi di primo arrivo delle onde P possono essere analizzati per ottenere una cosiddetta 'tomografia sismica' (una sorta di TAC dell'interno del nostro pianeta): l'interno della Terra viene diviso in tanti blocchi prismatici a cui il processo interpretativo assegna un valore di velocità delle onde sismiche che onora le osservazioni (rappresentate dai tempi di arrivo delle onde P a una serie di sismografi per una serie di terremoti nell'area in esame). Infatti le onde P non viaggiano ovunque con la stessa velocità all'interno della Terra. In generale, la velocità è influenzata dalla densità delle rocce e dalle loro costanti elastiche (resistenza a compressione e a taglio). Le anomalie di velocità sismica rispetto a un modello di velocità considerato 'normale', sono rappresentate con diversi colori nella sezione verticale di Figura 22b. Queste anomalie sono generalmente interpretabili come dovute a variazioni di temperatura nella crosta e nel mantello: le onde sismiche viaggiano più velocemente dove il materiale è più freddo.