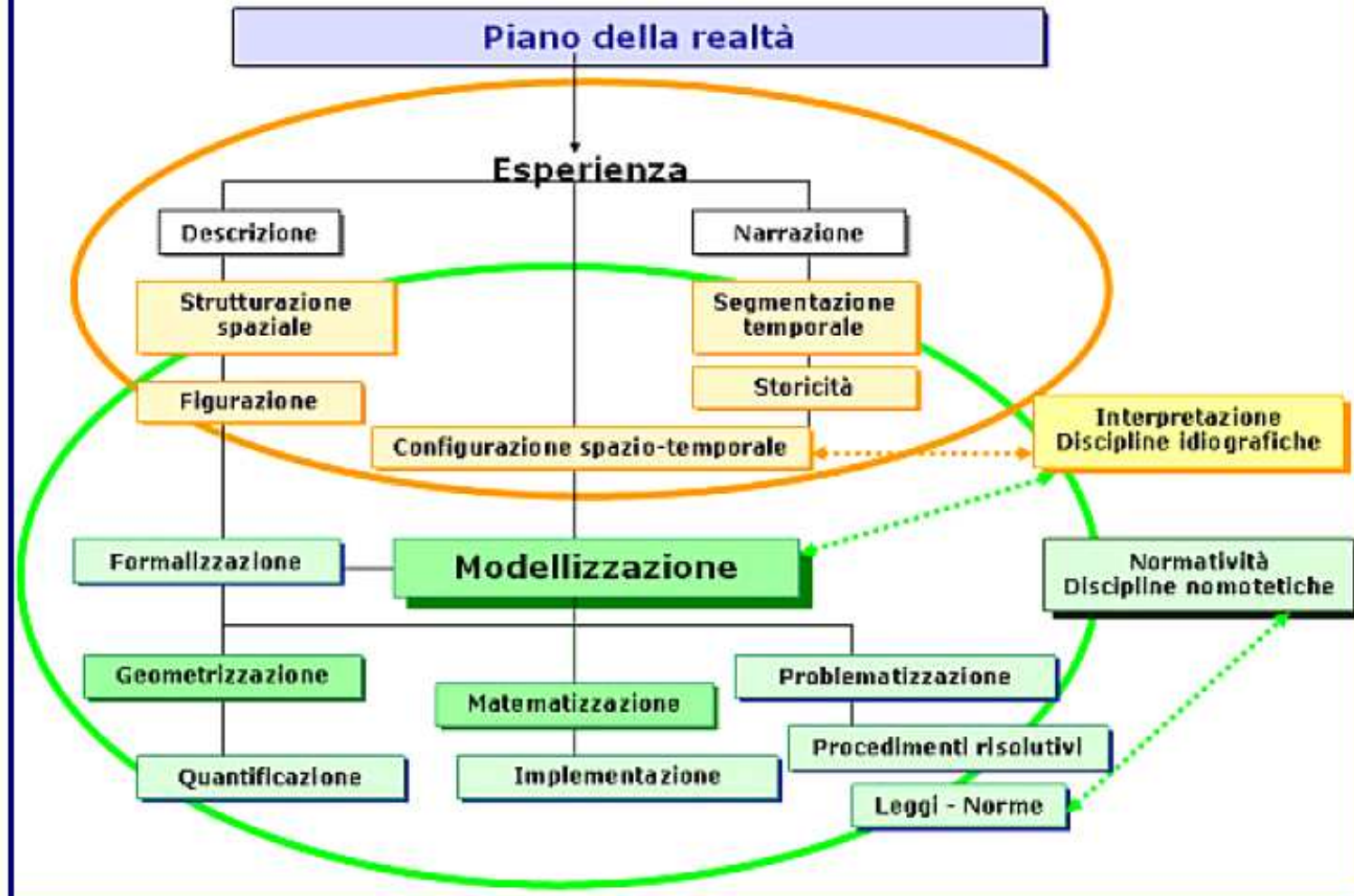


Azioni e strategie didattiche possibili

Top down – Destrutturare dalla complessità indivisa i singoli elementi
Bottom up – Riconfigurare progressivamente un problema riaggregando i vari elementi



Impieghi dei testi di materie scientifiche

Le scienze naturali e il libro di scienze
stanno in mezzo

al limite il libro di matematica non viene
letto, ma solo consultato

il libro di testo di lettere viene letto

NARRAZIONE

Presento azioni. Situazioni, personaggi, contesti virtuali, riferisco eventi immaginari, produco o riferisco storie, attivo schemi interpretativi, agendo su mappe mentali e script consolidati

SFERA PERSONALISTICA DEL SOGGETTO
MEMORIE
VISSUTI
MAPPE MENTALI SPONTANEE

COMPRESIONE DELLE STORIE

Discussione e interpretazione

Modificazione degli esiti

Riflessione

DIALOGO MAIEUTICO

PROBLEMATIZZAZIONE

Entro in contesto

ATTUALIZZAZIONE

Ricerca e poi svelo significati profondi, soggettivi e/o condivisi

CONTESTUALITA'
SITUAZIONALITA'

Chiamo in causa l'autobiografia

Introduco elementi di complessità

SFERA DELLA QUANTIFICAZIONE
FORMALIZZAZIONE
SIMBOLIZZAZIONE
ASTRAZIONE CONCETTUALE

Confronto casi e variabili

Simulo

QUANTIFICO

FORMALIZZO

CATEGORIZZO

SISTEMATIZZO

MODELLIZZAZIONE

GENERALIZZO

CREO UN MODELLO ANALOGICO
INTERPRETATIVO

SIMBOLIZZO

**I tre possibili momenti
e il punto debole: il libro di testo di scienze**

**Il dialogo maieutico e la problematizzazione,
ciò che ha fatto l'insegnante in classe**

**Il testo rimane e il lavoro in classe
va perso in sede di verifica**

Le Scienze della Terra e il libro di testo

Il libro di testo deve andare dalla realtà naturale, al laboratorio, all'aula e riportare indietro il lettore lungo questo percorso. Integrando vari tipi di dati e loro sistemazione

Il testo oscilla fra essere fonte, sistematizzazione e modello esplicativo attraverso un tipico linguaggio nominale

Si tratta di una scienza naturale che studia fenomeni che evolvono nel tempo a diverse scale integrandole: microscopica /macroscopica locale/globale

Integra diversi metodi: descrittivo, sperimentale, inferenziale

Il caso dei vulcani

sismico (oltre 2500 scosse) localizzato a circa 1-2 km di profondità, con rigonfiamenti del suolo e con l'apertura di fratture in quota dalla sommità della Valle del Bove fino a Piano della Lepre. Il cratere di sudest è entrato in attività con l'apertura di fratture e con colate che sono cominciate a scendere verso sud; gas e attività esplosiva debole hanno accompagnato questa prima fase, invadendo alcune strade e costruzioni tanto da rendere necessaria la creazione di un'unità di crisi della Protezione Civile Nazionale. A Piano del Lago (sempre sul versante meridionale) si sono concentrate attività esplosive ed emissioni di vapore acqueo innescate dalla presenza di acqua (attività freatomagmatica); nuove profonde fratture, esplosioni e colate di lava hanno avuto luogo nella Valle del Leone. Le colate sono arrivate a interessare le strutture turistiche e hanno minacciato il centro di Nicolosi: nuovi argini di terra sono stati innalzati per deviare o rallentare le colate. La cenere è arrivata fino a Catania ricoprendo le case e portando alla chiusura dell'aeroporto di Fontanarossa.

A Piano del Lago la topografia è stata profondamente mutata dalla nascita di nuovi crateri e coni di cenere: un lago di lava molto fluida ha alimentato fontane alte fino a 500 m segnando il passaggio da una fase freatomagmatica a una stromboliana. L'attività esplosiva è continuata con frammenti espulsi con velocità fino a 400 m/s (fino a 25 000 kg di materiale al secondo); colate basaltiche hanno distrutto gli impianti di risalita e minacciato il rifugio Sapienza, protetto da argini di terra (sarà risparmiato solo per l'attenuarsi del fenomeno



◆ Figura 4.18

Veduta notturna dell'Etna durante l'eruzione del luglio 2001. Sullo sfondo, la città di Catania.

che si esaurisce dopo circa due mesi di attività).

L'eruzione sommitale del cratere di sudest e quella eccentrica di Piano del Lago hanno avuto due fonti di alimentazione ben distinte: il condotto principale la prima e un dicco laterale la seconda. Complessivamente sono state attive fino a sette bocche contemporaneamente e sono stati espulsi 50 milioni di metri cubi di lava, in uno dei più vasti teatri eruttivi degli ultimi anni.



◆ Figura 4.19

Immagine da satellite del gigantesco pennacchio di fumo sprigionato dall'Etna nel corso dell'eruzione dell'ottobre 2002.

In questa fase eruttiva il flusso lavico è stato alimentato da diverse fratture apertesi tra quota 2500 e 1700 m. La persistenza dell'eruzione ha incendiato parte della pineta di Linguaglossa e parzialmente distrutto gli impianti turistici attorno al rifugio Sapienza.

Il processo naturale
in azione
visto a diverse scale

Caso locale, foto e testo
integrati

Tratto da:
Tarbuck, Luygens Tozzi
Scienze della Terra 2003
Principato p 89

presenza, alla loro sommità, di una cavità insolitamente ampia, chiamata **caldera** (termine spagnolo che vuol dire "pentolone"). La maggior parte delle caldere si forma quando la sommità di un vulcano sprofonda nella camera magmatica sottostante, parzialmente svuotata da una lunga attività: è il caso del Crater Lake, un lago dell'Oregon (USA), con un diametro di circa 10 km e una profondità di 610 m (♦ figura 4.14).

Altre volte, invece, la caldera è il risultato di un evento esplosivo violento in uno strato-vulcano, il cui cono appare ampiamente troncato alla sommità. Un tipico esempio di caldera di questa origine è quella che si è formata durante l'esplosione del complesso vulcanico Somma Vesuvio. Esempi di caldere sono ben visibili anche nei grandi vulcani del Lazio estinti in tempi recenti (♦ figura 4.15).

L'esplosione che porta alla formazione di una caldera è un evento di violenza inaudita. Ricordiamo, tra le altre, la caldera formatasi durante la famosa eruzione del 1883 dell'isola indonesiana Krakatoa: in quell'occasione l'esplosione venne udita fino a 5000 km di distanza, mentre pomice e ceneri vennero proiettate fino a 15 000 m d'altezza. Quando, dopo quasi 24 ore di oscurità totale, il cielo si schiarì un poco, si vide che due terzi dell'isola erano scomparsi: gran parte del vulcano, prima molto elevato, era collassato nella depressione formata dai circa 18 chilometri cubi di materiale scaraventato fuori dal vulcano stesso. Da questa esplosione si originò uno tsunami alto 30 m, che provocò la morte di 36 000 persone nelle vicine isole di Giava e Sumatra.

La caldera più grande finora scoperta non è sulla Terra bensì su Marte. Essa si è formata per lo sprofondamento della sommità del vulcano Mons Olympus, probabilmente il più grande vulcano del Sistema Solare, coi suoi 25 km di altezza e 500 km di diametro alla base (capitolo 21). Il complesso di



♦ Figura 4.14

Il Crater Lake è formato da acque piovane che hanno riempito una caldera del diametro di circa 10 km. La piccola isola visibile in fotografia è un cono di cenere originatosi grazie alle attività vulcaniche successive all'eruzione che produsse la caldera.

caldere alla sua sommità ha un diametro di 80 km; le caldere più ampie conosciute sulla Terra arrivano al massimo a un diametro di 15 km.

I vulcani, come tutte le terre emerse, vengono continuamente abbassati dall'erosione e dai movimenti franosi. Per la loro natura non consolidata, i coni di cenere sono i più facilmente demolibili, ma, prima o poi, tutte le strutture vulcaniche vengono smantellate. Con il progredire dell'erosione, la roccia che riempie il cammino vulcanico, più resistente, può rimanere in posto, emergendo dal terreno per molto tempo dopo che il resto del cono è ormai scomparso. Lo Shiprock, nel New Mexico, è una struttura di questo tipo, che prende il nome di **neck** ("collo"; ♦ figura 4.16): più alta di parecchi grattacieli, non è che una delle tante strutture simili che si stagliano nel rosso deserto della zona sudoccidentale degli Stati Uniti, ultime testimonianze di un gruppo di antichi vulcani da tempo scomparsi.

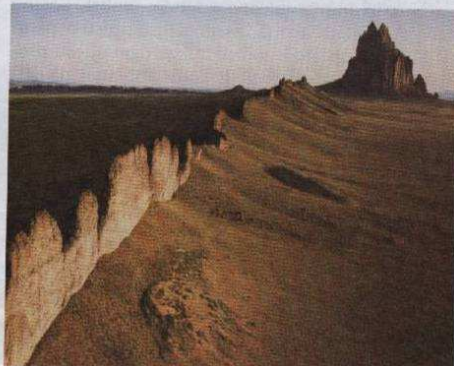
♦ Figura 4.15

La fotografia satellitare del gigantesco pennacchio di fumo originatosi dall'eruzione del Krakatoa nel 1883.



♦ Figura 4.15

I grandi distretti vulcanici esplosivi del Lazio centro-settentrionale. Nello schema sono indicati anche i vulcani Cimino, della Tolfa e Cerite, che formarono cupole (dette domi) di lave acide.



♦ Figura 4.16

Lo Shiprock, nel New Mexico (Stati Uniti), è un neck residuo di un vulcano che è stato quasi completamente asportato dall'erosione. La struttura tabulare in primo piano, simile a un muro, è un dicco verticale radiale.

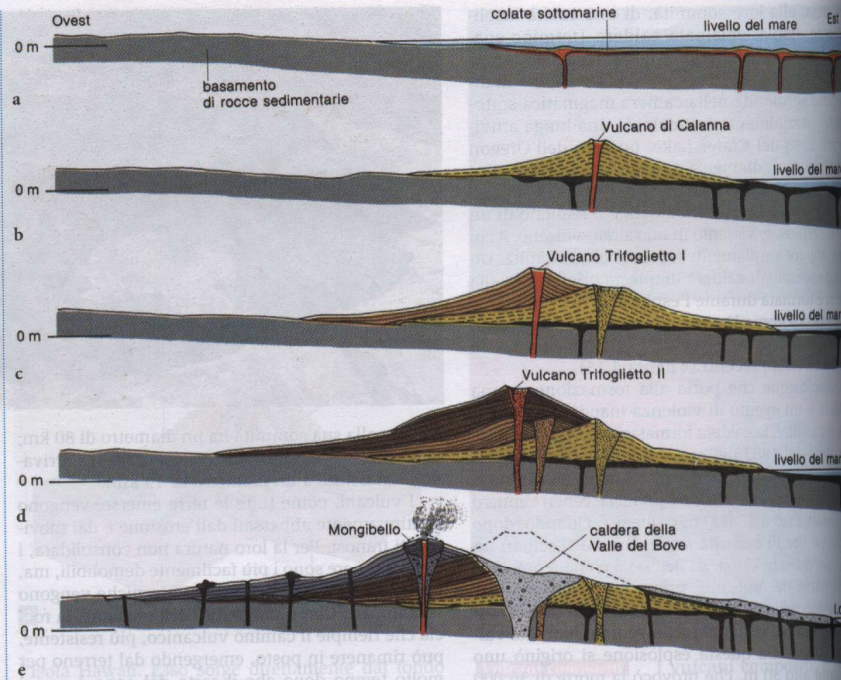
I segni del passato

Foto e testo
e cartina
interpretativa
integrati per
testimoniare il
passato dei
processi naturali

Tratto da:
Tarbuck, Luygens Tozzi
Scienze della Terra 2003
Principato p 87

♦ **Figura 4.17**

Evoluzione dell'Etna, ricostruita attraverso una serie di sezioni geologiche riferite a vari momenti della storia di questo vulcano multiplo. In a è rappresentata la fase iniziale di eruzioni sottomarine. In b, c e d è schematizzata la formazione di edifici vulcanici subaerei sempre più spostati verso ovest. La sezione e mostra la struttura attuale dell'Etna, dopo il crollo che ha prodotto la caldera della Valle del Bove e dopo la formazione del Mongibello, il centro dell'attività attuale.



Due vulcani compositi italiani: l'Etna e il Vesuvio

Un esempio di vulcano composito multiplo è l'Etna, la cui attività è documentata da fonti storiche da oltre 2500 anni, ma la cui origine risale a molto prima. Oggi l'Etna appare come un grande cono, alto circa 3000 m, con un diametro alla base di oltre 50 km. In realtà questa forma nasconde più vulcani (♦ figura 4.17).

L'attività eruttiva iniziò in quell'area circa 5-600 000 anni fa, con la fuoriuscita di lave da fratture sul fondo di un ampio golfo di mare (il Golfo Preetneo), che separava i Monti Peloritani, a nord, dall'altopiano degli Iblei, a sud (♦ figura 4.17a). Le lave erano di tipo basaltico, molto fluide, e originarono un ampio vulcano a scudo; inoltre, poiché sgorgavano sott'acqua, assunsero il tipico aspetto a pillow, ricordato in precedenza: oggi questi prodotti sono ben riconoscibili, come abbiamo già detto, presso Aci Castello.

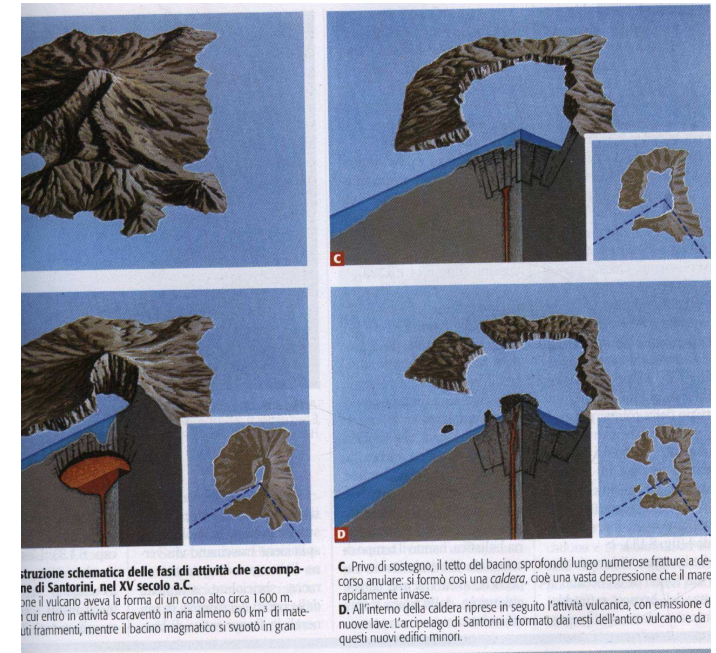
Un successivo sollevamento dell'intera area fece rifluire il mare verso est: il golfo scomparve ed emerse il vulcano primitivo. Contemporaneamente, il magma presente in profondità nella crosta sottostante subì una graduale evoluzione e divenne meno fluido. La ripresa dell'attività vulcanica, questa volta subaerea (cioè, fuori dall'acqua), fu caratterizzata dalla comparsa di manifestazioni esplosive e la forma dei nuovi edifici divenne quella degli strato-vulcani. Si formò, così, un primo vulcano (chiamato Calanna, ♦ figura 4.17b), ben presto

attaccato e parzialmente distrutto dall'erosione; i suoi resti furono coperti dalle piroclastiti e dalle lave di un nuovo vulcano (chiamato Trifoglietto I, figura 4.17c), spostato a ovest del precedente. Anche questo secondo vulcano venne eroso e ricoperto a sua volta dalle scorie, sabbie e colate di un terzo vulcano (Trifoglietto II, ♦ figura 4.17d), formatosi ancora più a ovest. L'attività esplosiva si fece più intensa e portò alla formazione di un'ampia depressione a forma di anfiteatro aperta verso est e limitata da ripide pareti, chiamata Valle del Bove.

L'edificio vulcanico attuale è il Mongibello (dall'arabo Gebei, che significa monte), anch'esso spostato a ovest dei precedenti (♦ figura 4.17e). La sua attività è in prevalenza effusiva, con fenomeni di degassamento presso le bocche eruttive che portano alla formazione di coni di scorie.

Oltre all'attività centrale, l'Etna presenta spesso manifestazioni laterali lungo grandi fratture che si aprono nei suoi fianchi: si sono formati in questo modo oltre 200 coni avventizi, alcuni dei quali, come i Monti Rossi (eruzione del 1329), sembrano vulcani a se stanti, con alimentazione indipendente da quella del condotto centrale.

☞ Durante l'attività dell'estate 2001 si sono ripetute scorie di eruzioni spettacolari, durante le quali si è potuto anche intravedere un possibile cambiamento verso un futuro carattere maggiormente esplosivo (♦ figure 4.18 e 4.20). L'attività è iniziata con un'impressionante scian-

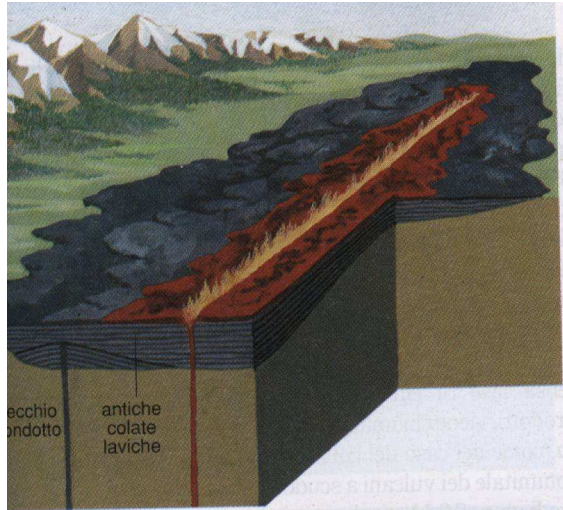


Struzione schematica delle fasi di attività che accompagnò la formazione di Santorini, nel XV secolo a.C.
 C. Privo di sostegno, il tetto del bacino sprofondò lungo numerose fratture e decise a cascata: si formò così una caldera, cioè una vasta depressione che il mare rapidamente invase.
 D. All'interno della caldera riprese in seguito l'attività vulcanica, con emissione di nuove lave. L'arcipelago di Santorini è formato dai resti dell'antico vulcano e da questi nuovi edifici minori.

La ricostruzione storica e spaziale locale

Integrazione fra disegni e testo per superare ostacoli cognitivi di tipo spaziale e dare una prospettiva storica evolutiva ai fenomeni

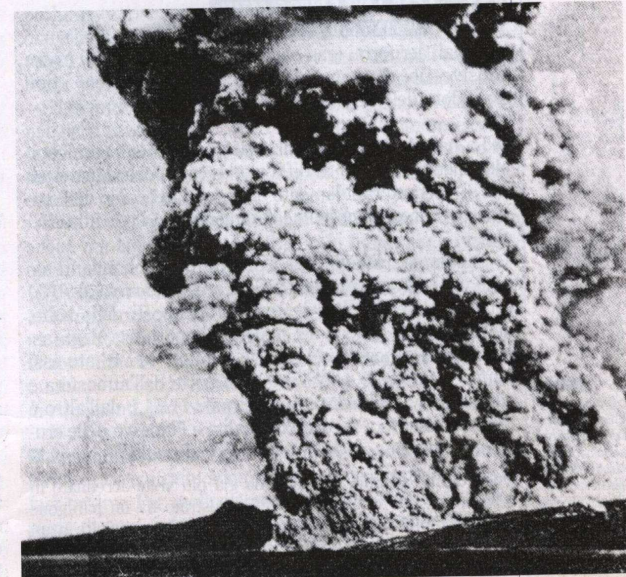
Tratto da:
 Tarbuck, Luygens Tozzi
 Scienze della Terra 2003
 Principato p 88



ampia area grandi quantità di frammenti di lava, sotto forma di pomici (vedi cap. 6.4.3. e fig. 8.10). (vedi *Lave e piroclastiti*, a pag. 228).

eruzioni di tipo peléeano (dalla Montagna Pelée della Martinica) sono caratterizzate dalla lava ad altissima viscosità e a temperatura relativamente bassa (600-800 °C), che viene spinta fuori dal vulcano già quasi solida e forma cupole o torri alte centinaia di metri. Dalla base di queste protrusioni si sfuggono grandi nuvole di gas e vapori calportanti in sospensione notevoli quantità di cenere finemente polverizzata: tali emulsioni rosse e dense (chiamate, come vedremo meglio più avanti, *ardenti discendenti*; vedi par. 8.3.2.), rotolano lungo le pendici del vulcano e si espandono con grande velocità (fig. 8.11.).

zione di costa (è la striscia più chiara, alla base della nube). Questo fenomeno avvenne alcuni mesi dopo l'eruzione che, nel 1902, aveva distrutto, con un meccanismo analogo, la cittadina di Saint-Pierre. (Musée National d'Histoire Naturelle, Paris).



La diversità fenomenologica naturale

l'interpretazione delle foto con un disegno

Tratto da:

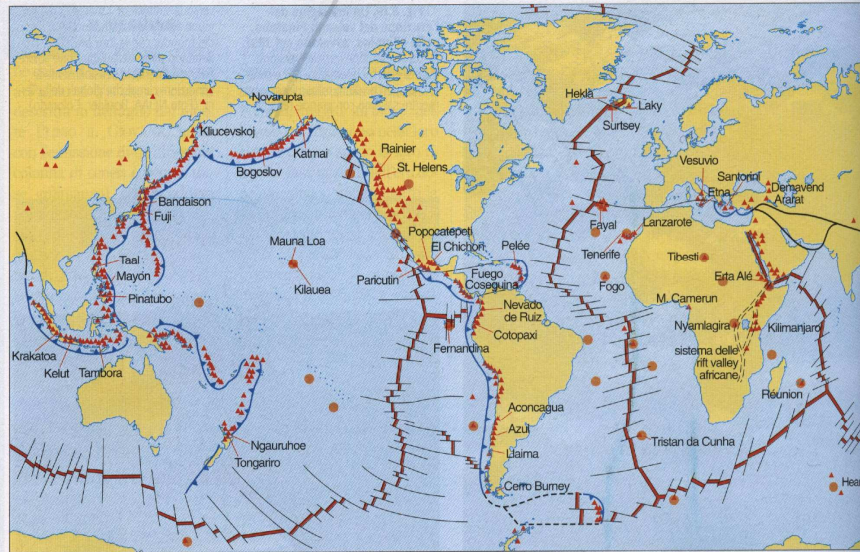
Palmieri Parotto

Il globo terrestre e la sua evoluzione Zanichelli 2000

pp 227 e 225

► Fig. 8.21. Distribuzione geografica degli oltre 500 vulcani attivi (è indicato il nome di alcuni dei principali).

Si osservi la stretta associazione tra vulcani e fosse abissali oceaniche (come lungo la «cintura di fuoco» del Pacifico) e si tenga presente che l'asse dell'intero sistema di dorsali oceaniche è in pratica sede di continua emissione di lave basaltiche. Sono stati indicati, inoltre, anche i punti caldi, alcuni dei quali sono localizzati in corrispondenza di settori di dorsali oceaniche, mentre altri alimentano i pochi grandi vulcani posti all'interno delle vaste pianure abissali oceaniche o di aree continentali.



▲ vulcani attivi
● punti caldi
— dorsali oceaniche
— fosse abissali oceaniche

■ **Vulcanismo lungo dorsali oceaniche.** Il tipo di vulcanismo più esteso è quello legato all'emissione di gigantesche quantità di lave basaltiche dalle fessure del sistema mondiale di dorsali oceaniche: un vulcanismo sottomarino effusivo, in attività persistente lungo decine di migliaia di km anche se, in pratica, invisibile; solo da metà degli anni Settanta del XX secolo, infatti, speciali mezzi sottomarini hanno consentito di osservare direttamente le manifestazioni e gli accumuli di «lava a cuscini» (vedi fig. 6.32).

In qualche caso, tuttavia, il vulcanismo associato alle dorsali oceaniche è arrivato a manifestarsi sopra il livello del mare: è quanto avviene in Islanda, dove la Dorsale Medio-atlantica emerge per circa 500 km (anche per effetto di un punto caldo), o nelle Azzorre, isole vulcaniche vicine a un altro tratto della stessa dorsale, o ancora nelle Isole Galapagos, vulcani accresciutisi lungo la dorsale nota come «Rialzo Pacifico Orientale».

■ **Vulcanismo lungo il margine di un continente o lungo catene di isole.** I grandi vulcani della Terra, quelli con la familiare forma a cono con un cratere alla sommità, si sono sviluppati per la maggior parte lungo margini di continenti che sono fiancheggiati da quelle strette e lunghissime depressioni del fondo oceanico che sono note come «fosse abissali», oppure fanno parte di intere catene di isole vulcaniche anch'esse accresciutesi lungo fosse abissali.

Più del 60% di tali vulcani si trova lungo l'intero margine dell'Oceano Pacifico, dove costituiscono la ben nota «cintura di fuoco». A partire da Nord si incontrano i vulcani che formano le Isole Aleutine, che continuano verso Est nella Penisola dell'Alaska, per passare poi alla catena di vulcani della Columbia Britannica e della Catena delle Cascate; più a Sud la catena riprende nel Messico e prosegue nell'America centrale e lungo quasi tutta la catena andina. La «cintura» continua nella Penisola Antartica e lun-

go la Nuova Zelanda, fino alla catena di isole vulcaniche Kermadec-Tonga, cui seguono vari altri archi nel Pacifico Sud-orientale. Con i vulcani dell'Arcipelago del Giappone e delle Isole Kurili l'anello si chiude, tornando alle Aleutine. In prossimità dell'Indonesia, dalla «cintura» si distacca verso Ovest un altro importante allineamento di vulcani, lungo le isole di Giava e Sumatra; ancora più a Ovest questa catena di vulcani riprende in modo discontinuo attraverso i monti dell'Asia Minore, fino a raggiungere le isole del Mar Egeo, lungo la Fossa Ellenica.

Sono tutti vulcani altamente esplosivi, i cui prodotti, in gran parte piroclastici, sono di natura da intermedia (o neutra) ad acida (*andesiti* e *rioliti*; vedi cap. 6.4.3), anche se non mancano prodotti più basici (*basalti*). Per la natura dei loro prodotti e per la sistematica associazione con le fosse abissali, caratterizzate, tra l'altro, anche da forte attività sismica, questi allineamenti di vulcani si contrappongono nettamente a quelli del gruppo precedente.

■ **Vulcanismo in centri isolati («punti caldi»).** Oltre a quelli finora citati, esistono poi numerosi centri di emissione di prodotti vulcanici posti in piena area oceanica o all'interno di un continente. Tra quelli oceanici, il centro più esteso è quello delle Isole Hawaii, di cui si è già parlato (vedi par. 8.3.1.); tra quelli continentali, il più spettacolare è in Africa, nel gruppo Tibesti-Hoggar, almeno a giudicare dai prodotti, poiché è un centro ormai estinto. Allo stesso gruppo vengono da alcuni studiosi associati i grandi vulcani dell'Africa orientale, come l'Erta Alé (in Etiopia) e il Kilimangiaro (in Tanzania), ma la loro posizione, lungo le grandi fessure che delimitano la lunghissima depressione nota come *Great Rift Valley*, li fa avvicinare piuttosto a vulcani associati alle dorsali oceaniche (le due cose non si escludono, come per l'Islanda): vedremo meglio più avanti, nel capitolo 10.6.2., che significato abbia, nella struttura

Distribuzione geografica del processo e dei fenomeni

Interpretazione

Integrazione fra testo e carta tematica

Tratto da:
Palmieri Parotto
Il globo terrestre e la sua evoluzione
2000
Zanichelli p 234

GREAT RIFT VALLEY

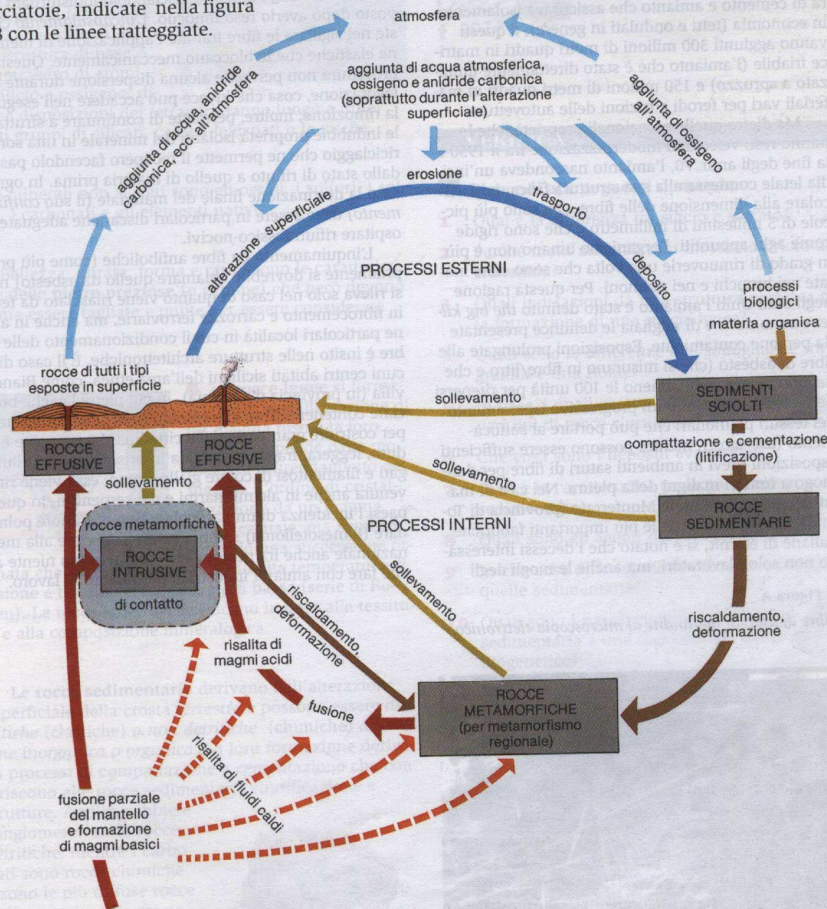
Viene così chiamato il grande sistema di profonde depressioni che percorre l'Africa orientale, dal fiume Zambesi, a Sud, fino a incontrare il Mar Rosso, a Nord, lungo 3.500 km. Le depressioni, larghe alcune decine di chilometri, sono limitate da alte e ripide scarpate, prodotte da grandi faglie dirette; esse ospitano i grandi laghi africani, alcuni dei quali hanno il fondo a centinaia di metri sotto il livello del mare. La *Great Rift Valley* corrisponde a una gigantesca fossa tettonica (vedi cap. 7.3.2).

ghiacciai, vento o onde), fino a che non si depositano come **sedimenti**, normalmente in strati orizzontali sul fondo dell'oceano, dove subiscono la diagenesi: il sedimento viene compresso dal peso degli strati sovrastanti, oppure viene cementato dall'acqua percolante che riempie i pori tra i granuli con sostanza minerale. Se la **roccia sedimentaria** risultante viene sepolta profondamente all'interno della Terra o è coinvolta nei processi di formazione di una catena montuosa, è soggetta a forti pressioni e a elevate temperature. La roccia sedimentaria reagirà a questo cambiamento di ambiente e si trasformerà nel terzo tipo di roccia, la **roccia metamorfica**. Se viene sottoposta ad ancora maggiori temperature, una roccia metamorfica fonde formando un nuovo magma, che eventualmente potrà risalire attraverso la crosta fino a solidificarsi, dando origine a una nuova roccia ignea: il magma, in tali casi, sarebbe un prodotto "riciclato". Il ciclo completo ora descritto è piuttosto teorico, anche se possibile. Esistono infatti diverse scorciatoie, indicate nella figura 1.28 con le linee tratteggiate.



♦ **Figura 1.27**
Il marmo è una roccia metamorfica che deriva dalla trasformazione del calcare.

♦ **Figura 1.28**
Il ciclo delle rocce. I processi chimici e fisici sono indicati con frecce; le rocce sono racchiuse nei riquadri. Le frecce tratteggiate indicano le possibili scorciatoie.



Prodotto naturale

Diagramma interpretativo

Integrazione fra testo, foto e diagramma

Tratto da:
Tarbuck, Luygens Tozzi
Scienze della Terra 2003
Principato p 21

I terremoti

◆ Figura 3.16

La cittadella di Adapazari (Turchia), dopo il terremoto del 1999. Questi palazzi inclinati poggiano su un suolo incoerente che durante il terremoto si è comportato come sabbie mobili.



condata da rilievi può, se le sue dimensioni sono quelle adatte, entrare in risonanza con il movimento ondulatorio provocato dal sisma, accentuando le oscillazioni, con effetti distruttivi sui manufatti (per esempio il terremoto di Città del Messico del 1985).

La natura geologica spesso eterogenea delle rocce in prossimità della superficie può modificare notevolmente il comportamento delle onde sismiche, e poiché i manufatti vengono fatti vibrare dalle oscillazioni del terreno su cui sono edificati, essi possono ricevere sollecitazioni anche molto diverse pur essendo su aree contigue.

Messico, Giappone, Friuli e Irpinia hanno mostrato molti esempi di paesi in parte devastati dal sisma e in parte risparmiati o meno colpiti. Queste differenze sono dovute principalmente al diverso comportamento dei terreni di fondazione. Per esempio, i sedimenti sciolti (come sabbie argillose e ghiaie) assorbono le onde sismiche ad alta frequenza, cioè a breve periodo, mentre esaltano quelle a bassa frequenza (a lungo periodo). • Di conseguenza, gli edifici bassi e tozzi, che hanno un proprio periodo di vibrazione molto breve, hanno meno probabilità di entrare in risonanza con le onde "filtrate" dai sedimenti sciolti (soprattutto se di notevole spessore), mentre il rischio è maggiore per gli edifici alti, con periodo proprio di vibrazione lungo, come quello delle onde che vengono lasciate

"passare" da questi sedimenti.

I sedimenti sciolti possono presentare un altro effetto: le vibrazioni di un terremoto possono espellere dai loro pori l'acqua che in genere vi si trova, e questo provoca una maggiore compattazione dei sedimenti, con perdita di volume e con intuibili conseguenze per ciò che si trova in superficie (si pensi al terremoto di Kobe del 1995).

In certi casi le vibrazioni sismiche possono far perdere totalmente la compattezza ai sedimenti che assumono una consistenza liquida, tanto da inghiottire in parte gli edifici sovrastanti, pur lasciandoli quasi intatti. Vistosi fenomeni di *liquefazione del suolo* si sono osservati durante il terremoto che ha colpito la Turchia nel 1999 (◆ figura 3.16).

Per completare questa rassegna degli effetti di un terremoto ricordiamo ancora le *fessure nel suolo*, come quelle che si aprono quando il terreno si solleva al passaggio dell'onda sismica, per richiudersi subito dopo, quando il terreno si riabbassa; le *variazioni di livello delle acque* nei pozzi e nelle falde; i *lampi* o bagliori luminosi nell'atmosfera sopra l'area epicentrale (fenomeni elettrostatici: incendi di gas metano liberatosi dal terreno per le vibrazioni); il *rombo*, il suono cupo che precede, accompagna e segue lo scuotimento, e che è prodotto dalle vibrazioni meccaniche del terremoto che si propagano nell'aria come onde sonore, alcune delle quali rientrano nei limiti di udibilità dell'orecchio umano.

• Ricordiamo che la frequenza indica il numero di oscillazioni complete in un secondo. Durante il terremoto si propagano numerose onde con frequenze diverse da un terremoto all'altro e anche nello stesso terremoto.



Il rapporto con la storia e l'attività umana

Immagini e testo

Tarback 66 Palmieri 252,261

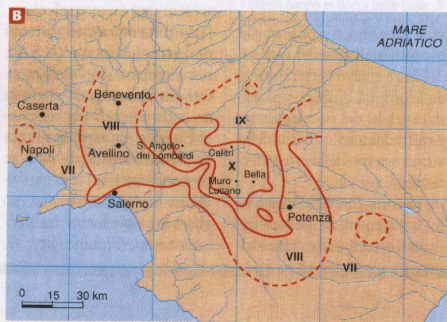
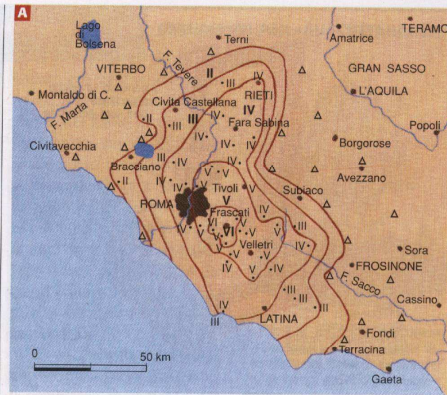
► Fig. 9.13. Esempio di costruzione di isosisme per un terremoto recente e per un terremoto storico.

A. Isosisme del terremoto di Frascati (Roma) del 10 aprile 1911 (secondo D. Molin, ENEA, con qualche semplificazione).

I pallini neri indicano le località in cui è stato possibile valutare l'intensità con cui il terremoto è stato avvertito; i triangoli vuoti si riferiscono a località in cui il sisma non è stato percepito. Nell'epicentro macrosismico l'intensità è stata pari al VI grado MCS.

B. Isosisme di un antico terremoto, verificatosi in Campania e Lucania l'8 settembre 1694.

C. Le isosisme sono state ricostruite in base a notizie ricavate da un lungo elenco di fonti storiche, letterarie, amministrative ecc., di cui riportiamo, a titolo di esempio, un breve stralcio. (Da *Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes*, C.N.R., 1985)



1. ACCIOLLA V., Storia di Calitri, Napoli, 1951.
2. ANONIMO, Vera e distinta relazione dello spaventoso e funesto terremoto accaduto in Napoli e parte del suo Regno il giorno 8 settembre 1694, dove si dà ragguaglio degli danni..., Napoli, 1694.
3. ANONIMO, Vera e distinta relazione del terremoto accaduto in Napoli, e parte del suo Regno il giorno 8 di settembre 1694, dove si dà ragguaglio degli danni che il medesimo..., Napoli, 15 ottobre 1694.
4. ARANEO G., Notizie storiche della città di Melfi, nello antico reame di Napoli, Firenze, 1866.
5. ASCOLI F., Storia di Brindisi, Rimini, 1866.
6. BARATTA M., I terremoti d'Italia. Saggio di storia, geografia, e bibliografia sismica, Torino, 1901.
7. BARATTA M., I terremoti in Italia. «R. Acc. Lincei», Pubbl. Commis. It. Grandi Calamità», Vol. 6, Firenze, 1936.
8. CAPOCCI E., Catalogo de' tremuoti avvenuti nella parte continentale del Regno delle Due Sicilie. Memoria I e II. «Atti Ist. Incoraggi.», vol. IX, Napoli, 1861.
9. CAVASINO A., Catalogo dei terremoti distruttivi dal 1501 al 1929 nel Bacino del Mediterraneo. «Pubbl. Comm. It. Studio Grandi Calamità, R. Acc. Lincei», Roma, 1931.
10. CONFORTO D., Giornali di Napoli dal MDCLXXIX al MDCIV, Vol. 1, Napoli, 1930.
11. COSTANTINI B., I terremoti d'Abruzzo, «Riv. Abruz. Sc. Lett. ed arti», anno XXX, Teramo, 1915.
12. DARAO G.P., Per la storia di Civita, di Tricarico e di Colle, Matera, 1954.
13. DE GIORGI C., Ricerche su i terremoti avvenuti in Terra d'Otranto dall'XI al secolo XIX. «Proc. Acc. Nuovi Lincei», Vol. XV, Roma, 1936.
14. GARDELLINI P., SPADEA M.C., Bibliografia sismologica delle Regioni Italiane. I.N.G., Progetto Finalizzato Geodinamica pubbl. n. 304, Roma, 1980.
15. GIUSTINIANI L., Dizionario geografico ragionato del Regno di Napoli, Napoli, 1797-1804.
16. MASRI G., MOLIN D., Attività macrosismica in Campania, Basilicata e Puglia dal 1847 al 1861, CNEN, RT/AMB (79) 5, Roma, 1979.
17. MERCALLI G., Vulcani e fenomeni vulcanici. I terremoti storici italiani, in «Geologia d'Italia», Milano, 1883.
18. MORONI R., Dizionario di erudizione storico-ecclesiastica, Venezia, 1840-1879.
19. MURATORI L.A., Annali d'Italia, dall'inizio dell'era volgare fino all'anno 1749, Milano, 1744-1749.
20. PACI G.M., Relazione dei tremuoti di Basilicata del 1851, Napoli, 1853.
21. PALMIERI G.B., Al Sig. Abate Francesco Battistini Maestro di Camera dell'Emittentissimo Negrone - Roma - «Tremuoto di Napoli e del Regno a puntino spiegato», in Lettera Familiari Istoriche ed erudite - Par. II.
22. PARENTE G., Origini e vicende ecclesiastiche della città di Aversa dal 1646 al 1738, Napoli, 1857.
23. PENREY A., Mémoires sur les trémblemens de terre de la Peninsule Italique. «Mem. Cour. et Mem. des Savants Etrangers, Acad. R. Sc. Lett. et Beaux-Arts de Belgique», Bruxelles, 1848.

TABELLA 9.1. LA SCALA MCS (MERCALLI-CÀNCANI-SIEBERG)

I	- Sisma non percepito dall'uomo; registrato solo dai sismografi.
II	- Percepito ai piani alti delle case (i quali oscillano più dei piani a da persone sensibili).
III	- Percepito da più persone, oscillazione di oggetti appesi e vibraz
IV	- Oscillazioni e vibrazioni come al passare di automezzi pesanti, tintinnio di vetri, vibrazioni di vasellame, scricchiolio di pareti.
V	- Scossa che sveglia chi dorme, scricchiolii, tintinnii, spavento; cadono calcinacci.
VI	- Fa fuggire le persone all'aperto, produce rumori e boati, fa cader oggetti pesanti, provoca qualche lesione agli edifici.
VII	- Provoca panico, caduta di intonaci, camini e tegole, rottura di ve danni di scarsa entità ai muri, piccole frane in materiali sciolti, suono di campane, onde sugli specchi d'acqua.
VIII	- Si sente anche guidando automezzi, danneggia murature anche ma non di cemento armato; provoca la caduta di torri, palizzate, e l'apertura di crepacci nel suolo.
IX	- Distrugge edifici non particolarmente resistenti, rompe tubazioni sotterranee, provoca ampi crepacci nel terreno, apre crateri con espulsione di sabbia e fango.
X	- Distrugge buona parte degli edifici, danneggia dighe ed argini, di fiumi e rotaie, provoca grandi frane, sposta orizzontalmente i ter che si sono fessurati.
XI	- Rovina completamente gli edifici, rompe ogni tubazione, tronca le comunicazioni, provoca un gran numero di vittime.
XII	- Distrugge ogni opera umana, sposta grandi masse rocciose o vas tratti di terreno in cui si aprono larghi crepacci, lancia in aria ogg provoca grandi frane e può causare migliaia di vittime.

pre più lontane, fino a zone in cui non si sono rilevati. Dopo aver riportato su una rappresentazione cartografica dell'area indagata i valori dell'intensità così stabiliti per ciascuna località, si tracciano delle linee «di contorni» tra le zone in cui il terremoto si è manifestato con intensità diverse: si ottiene in tal modo una serie di curve chiuse, dette **isosisme**, la più interna delle quali rappresenta l'area dell'epicentro (figg. 9.13.A e 9.13.B). Si deve presente che la posizione dell'epicentro così stabilita (*centro macrosismico*), essendo basata sugli effetti del terremoto, che a loro volta sono influenzati dalla struttura geologica dell'area, può non coincidere con quella indicata dagli strumenti (*epicentro strumentale*), che si trova, invece, come si ricorderà (fig. 9.7.), sulla verticale dell'epicentro. L'isosisma più esterna che è possibile tracciare limita l'area complessiva all'interno della quale il terremoto è stato in qualche modo percepito; all'esterno di questa il terremoto non ha provocato invece effetti rilevabili direttamente dall'uomo (fig. 9.13).

Le isosisme si sono rivelate un potente strumento di indagine, in particolare perché, con la loro forma, forniscono informazioni sulla natura e struttura geologica dell'area in esame. Se, infatti, i terreni della crosta fossero omogenei, le isosisme sarebbero simili a circonferenze concentriche che si allargano attorno all'epicentro macrosismico (che corrisponderebbe sempre all'epicentro strumentale); in realtà spesso sono simili ad ellissi più o meno regolari, con asse maggiore secondo una certa direzione, oppure sono curve lobate e complesse (fig. 9.13). Questo significa che le onde sismiche, partite dall'epicentro, si sono propagate con maggiore efficacia, cioè con minor perdita di energia, lungo certe direzioni piuttosto

Fonti storiche e carte derivate Il caso locale

Integrazioni testo bibliografia-testimonianza carta tematica

Tratto da:
Palmieri Parotto
*Il globo terrestre e la sua
evoluzione* 2000 Zanichelli p 248

♦ Tabella 3.3

Alcuni grandi terremoti nel mondo, dall'anno 1000 a oggi (con il segno \$ i terremoti in Italia).

del suolo viene espressa in genere in percentuale rispetto all'accelerazione di gravità ($g = 980 \text{ cm/s}^2$), posta come unità; per esempio, accelerazione 0,3 significa pari al 30% di g , cioè 294 cm/s^2 .

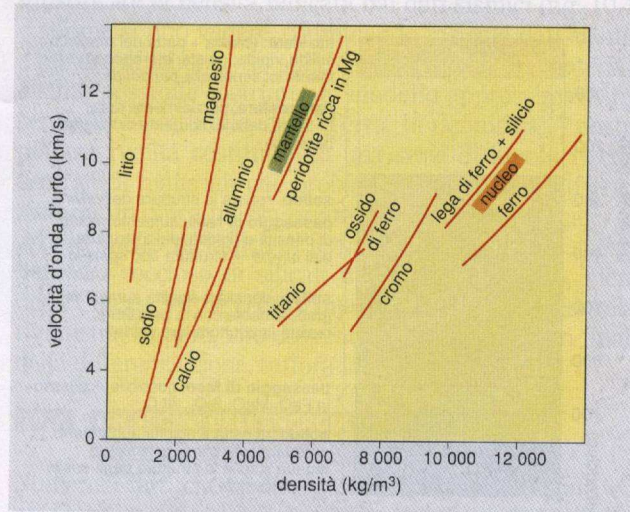
ANNO	LOCALITA	VITTIME STIMATE	MAGNITUDO	OSSERVAZIONI
\$1456	Appennino meridionale	60 000	-	Colpita una zona da Napoli a Brindisi
1556	Schensi, Cina	830 000	-	Probabilmente la maggior catastrofe naturale della storia
\$1693	Sicilia e stretto di Messina	93 000	-	Distrutte 54 città e 300 villaggi. Maremoto
1737	Calcutta, India	300 000	-	-
1755	Lisbona, Portogallo	60 000	-	Incendi e maremoti. Uno dei terremoti più forti ($E = 7 \times 10^{27} \text{ erg}$)
\$1783	Calabria e Messina	60 000	-	Maremoto e fessurazioni nel suolo
1897	Assan, India	1500	8,7	Grossi sconvolgimenti. Area investita: 4 300 000 km ²
1906	San Francisco, California	700	8,25	Molte distruzioni causate da incendi
\$1908	Messina, Reggio Calabria	tra 80 000 e 180 000	7,1-7,5	Il più violento sisma della regione mediterranea
\$1915	Avezzano	30 000	7,1-7,5	Intensità: XI Mercalli
1923	Tokyo, Giappone	150 000	8,2	Vastissime distruzioni causate da incendi
\$1930	Irpinia	1500	6,5	Intensità: XI Mercalli
1939	Erzincan, Turchia	30 000	8	Distrutte 26 000 case
1960	Cile meridionale	5700	8,5-8,9	Grosse dislocazioni sul terreno
1964	Anchorage, Alaska (USA)	131	8,6	La magnitudo maggiore mai registrata
1970	Perù	66 000	7,8	Eccezionali sconvolgimenti con dislocazioni verticali del suolo fino a 20 cm
1975	Liaoning-Haicheng, Cina	circa 1000	7,6	Valanghe, frane, inondazioni
1976	Tangsham, Cina	650 000	7,6	L'unico forte terremoto previsto
\$1976	Friuli	965	6,5	Non previsto. Molte repliche distruttive
1980	El Asnam, Algeria	5000	7,3	Frane. Molte repliche
\$1980	Irpinia	3000	6,8	Estese fratturazioni nel terreno (42 km)
1985	Messico (a nord di Acapulco)	oltre 10 000 (quasi tutte a Città del Messico)	8,1	100 000 senza tetto
1988	Armenia	25 000	6,9	Effetti disastrosi a Città del Messico (230 km dall'epicentro) a causa della natura del terreno su cui sorge la città (effetto di amplificazione locale)
1989	San Francisco	62	7,1	Distruzioni a causa delle rudimentali tecniche costruttive
1990	Iran	50 000	7,3	Più di 6 miliardi di dollari di danni
1994	Los Angeles (Nothridge)	45	6,6	Le rudimentali tecniche di costruzione e le frane causano enormi danni
1994	Oceano Pacifico (Giappone), Hokkaido e Kurili (Russia)	18	7,9-8,2	Più di 20 miliardi di dollari di danni
1995	Kobe (Giappone)	6000	7,2	Uno dei terremoti più violenti in Giappone
1995	Bolivia	-	8,2	Oltre 100 000 edifici distrutti o danneggiati
\$1997	Umbria-Marche	11	5,8	Nessuna vittima perché l'epicentro era a 640 km di profondità.
1999	Izmit (Turchia)	20 000	7,4	Danni enormi al patrimonio artistico
1999	Taiwan	10 000	7,6	45'' di scossa; vistosi fenomeni di liquefazione delle sabbie.
2001	India	50 000	7,8-8,2	Fenomeni di liquefazione dei terreni.
\$2002	Molise	29	5,4	La scossa più violenta degli ultimi 25 anni
2003	Messico	-	7,4	Le vittime sono quasi tutti bambini

Fonti dei dati: U.S. National Oceanic and Atmospheric Administration; U.S. Earthquake; C. Gasparini, E. Giorgetti, M. Parotto, *Il terremoto in Italia*; Istituto Nazionale di Geofisica

Elenco di dati storici mondiali

Testo fonte

Tratto da:
 Tarbuck, Luygens Tozzi
Scienze della Terra 2003
 Principato p 64



◁ Fig. 10.4. Curve che rappresentano la velocità di propagazione di onde meccaniche (come sono quelle sismiche) in alcuni tipi di materiali.

Le velocità sono state determinate in laboratorio per diversi valori della pressione (in funzione della quale varia la densità dei singoli materiali). Le due aree in colore verde e arancio rappresentano il comportamento dei materiali del mantello e del nucleo, dedotto da analisi sismiche. Come si può osservare, nei confronti della caratteristica qui esaminata, la *peridotite* mostra proprietà molto simili a quelle del mantello e conclusioni analoghe si possono ricavare per una lega ferro + silicio nei confronti del nucleo.



ROCCE GRANITOIDI

Rocce magmatiche ricche in silice («acide» o «sialiche»; vedi cap. 6.4.2.) come i *graniti*, tipiche rocce magmatiche intrusive (vedi cap. 6.4.3.)

ROCCE BASICHE

Rocce magmatiche povere in silice («basiche» o «femiche»; vedi cap. 6.4.2.) e ricche in ferro, magnesio e calcio, come i tipici *gabberi*, rocce magmatiche intrusive, e i *basalti*, loro corrispondenti effusivi (vedi cap. 6.4.3.).

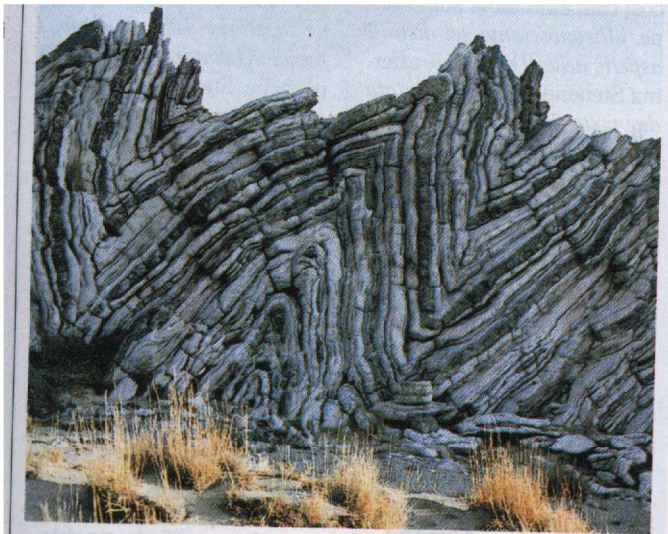
RIGIDITÀ (O RIGIDEZZA)

La *rigidezza* è l'attitudine di materiali solidi a resistere a sollecitazioni esterne (compressione, torsione) con minime deformazioni, fino eventualmente a rompersi bruscamente. Per le rocce rigide (come il granito) si parla di *comportamento fragile*.

Il dato di laboratorio

Integrazione dati di laboratorio
Prodotto naturale in foto e testo

Tratto da:
Palmieri Parotto
*Il globo terrestre e la sua
evoluzione 2000*
Zanichelli p 267

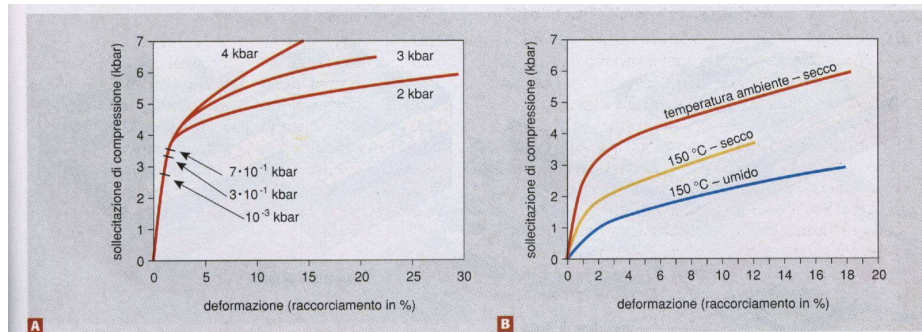


7.3. ELEMENTI DI TETTONICA

Se si osservano diversi affioramenti rocciosi, risulta spesso evidente come la giacitura attuale delle rocce che vi affiorano non corrisponda a quella originaria: strati di sedimenti marini, che, sappiamo, sono in origine orizzontali, possono apparire verticali oppure contorti, o addirittura spezzati in tronconi ora lontani tra loro. Evidentemente, quelle rocce sono state spostate («dislocate») o compresse («corrugate») da sforzi generati da processi attivi nel-

SEZIONE II. La dinamica interna della Terra

Tratto da:
 Palmieri Parotto
*Il globo terrestre e la sua
 evoluzione 2000*
 Zanichelli pp 208 209



△ Fig. 7.13. Influenza della pressione litostatica e della temperatura sull'andamento della deformazione.

A. Influenza della *pressione litostatica* sull'andamento della deformazione in un corpo solido sottoposto a sollecitazione. Le singole curve descrivono il comportamento di un medesimo tipo di materiale, che venga sollecitato mentre si trova a valori di pressione litostatica diversi per ogni curva. All'aumentare della pressione litostatica aumenta l'intervallo di plasticità. Per valori bassi di pressione (fino a 0,7 kbar)

tolo 10,3, alcuni materiali si comportano in modo fragile quando vengono sollecitati bruscamente, mentre si deformano plasticamente se la sollecitazione, anche se modesta, agisce per tempi lunghi; espe-

rienze di laboratorio mostrano, infatti, che un solido può subire deformazione permanente con una forza costante anche al di sotto del limite di elasticità, purché la forza venga applicata per tempi molto lunghi. (Si

si raggiunge il carico di rottura prima che compaia il limite di elasticità.

B. Influenza della *temperatura* sull'andamento della deformazione in un corpo solido sottoposto a sollecitazione. Per un medesimo materiale, all'aumentare della temperatura si abbassa il limite di elasticità e risulta più facile un comportamento plastico. Anche la presenza di fluidi opera nello stesso senso, facilitando la comparsa di deformazioni plastiche.

tenga presente che le deformazioni delle rocce avvengono di regola in tempi lunghissimi, dell'ordine di migliaia di anni.)

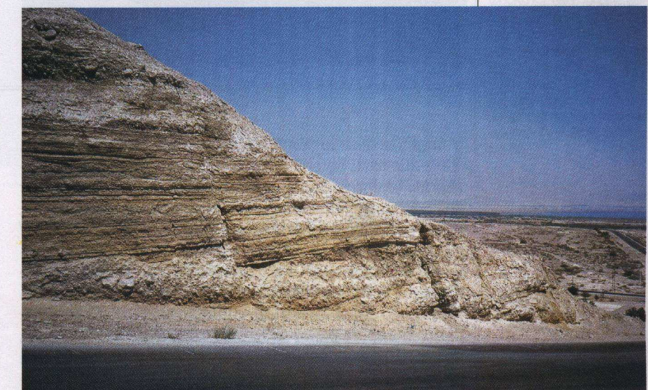
In definitiva, pressione di carico, temperatura, presenza di fluidi e tempo di applicazio-

ne concorrono nel favorire la deformazione plastica delle rocce, fino ad aspetti quasi incredibili, come quello presentato in figura 7.14, se si considera la rigidità dei materiali che vi compaiono (calcàre e selce).

ancora hanno un comportamento intermedio: fino a un certo valore dello sforzo sono elastiche, oltre tale valore si comportano plasticamente.

Si comprende, quindi, come in una successione di rocce diverse, sottoposta a sforzi, si possano avere risposte diverse a seconda della natura dei materiali. Ma la realtà è ben più complessa, poiché le deformazioni, oltre che dalla natura delle rocce, sono controllate da vari altri fattori, come la pressione di carico (dovuta alle rocce sovrastanti), la temperatura, la presenza o meno di fluidi e la velocità stessa con cui avviene la deformazione.

Generalmente, un comportamento elastico delle rocce, con più facili deformazioni per rottura, si manifesta con temperature e pressioni di carico basse, il che significa a modeste profondità nella crosta; invece un comportamento plastico, con deformazioni continue (come quando un corpo roccioso cambia forma senza rompersi), è caratteristico di temperature e pressioni di carico alte, cioè a profondità maggiori nella crosta.



▽ Fig. 7.15. Un tipico esempio di faglia.

La lacerazione ha interessato, insieme a numerose altre, un pacco di sedimenti calcarei e marnosi abbandonati dal Mar Morto lungo le coste israeliane. Come si può dedurre dallo sfasamento degli strati lungo il taglio, il settore a destra è sceso, mentre quello a sinistra si è sollevato, con uno spostamento, definito *rigetto*, di circa 50 cm. Per il principio di intersezione, la faglia è più giovane delle rocce che essa taglia; come si può osservare, i sedimenti sabbiosi e ghiaiosi della parte alta della scarpata non risultano invece tagliati: questo significa che essi si sono accumulati *dopo* che la faglia aveva prodotto il suo effetto sui sedimenti calcarei e marnosi. (Foto M. Parotto, Roma)

Ancora integrazione fra foto di prodotti naturali e dati di laboratorio esplicativi