

R. SANTACROCE (*)

VULCANI ED ESTINZIONI DI MASSA

Riassunto - Da quando la vita è comparsa sulla terra (tra 3 e 4 miliardi di anni fa) miliardi di specie di viventi sono apparse, si sono evolute e si sono estinte. Gli ultimi 250 milioni di anni sono punteggiati da diversi episodi di rapido cambiamento climatico nel corso dei quali il tasso di estinzione ha registrato valori più alti del normale che, in quattro-cinque casi, sono stati talmente elevati da poter parlare di «estinzioni di massa». Sulle cause di questi eventi eccezionali biologi, geologi, fisici, chimici si sono sbizzarriti: glaciazioni imponenti e abbassamento del livello marino, raggi gamma dovuti all'esplosione di una supernova, rilascio di metano dal fondo degli oceani, impatto di asteroidi, ecc. Questo articolo divulgativo verte sull'esistenza nella storia della terra sia di periodi geologicamente brevi (≤ 1 Ma) in cui enormi volumi di magma (> 106 km³) sono stati generati e messi in posto da processi non correlati ai «normali» processi geodinamici («Grandi Province Magmatiche»), che di «Supervulcani», capaci di dare luogo a gigantesche eruzioni esplosive nel corso delle quali sono state emesse enormi masse di magma (centinaia di km³) con tassi eruttivi altissimi, nell'ordine del miliardo di kg/s. Per entrambe queste eccezionali tipologie di attività vulcanica si sono ipotizzate variazioni climatiche a scala globale e relative conseguenze biologiche.

Parole chiave - Estinzioni di Massa, Vulcani, Grandi Province Magmatiche, Divulgazione Scientifica.

Abstract - *Volcanoes and Mass Extinction*. Billions of species originated, evolved and extinguished since the life appeared on the Earth, between 3 and 4 billions years ago. The last 250 million years are punctuated by several episodes of global rapid climatic change during which the extinction rate registered much higher values in respect to speciation rate. In 4-5 cases these values were so high to justify they are called «Mass Extinction». Biologists, Geologists, Physicists, Chemists debated and discussed the causes and combinations of causes of such events: glaciations and sea level lowering, gamma rays from a super nova explosion, methane released from the bottom of the oceans, asteroid impact, etc. This popular paper is about the existence in the Earth history of either «Large Igneous Provinces» (enormous $\rightarrow 106$ km³ - mass of magma generated and emplaced during geologically very short periods, ≤ 1.0 Ma) and «Supervolcanoes», single central volcanoes able to produce gigantic explosive eruptions (hundreds km³ ejected with mass discharge rate up to 109 kg/s). Global climatic changes and associated biotic crises have been hypothesized for both these exceptional types of volcanic activity.

Key words - Mass extinction, Volcanoes, Large Igneous Province, Science Popularization.

INTRODUZIONE

Il bicentenario della nascita di Charles Robert Darwin (1809-1882) ha costituito in tutto il mondo civile un'occasione per ricordare, celebrare, rivisitare e ridiscutere le idee innovative, addirittura rivoluzionarie, di questo insigne naturalista che dal suo libro *The origin of species by means of natural selection* ha tratto fama e gloria, ma anche odio e contestazione perpetui. Nella visione di Darwin, l'evoluzione naturale degli esseri viventi è un processo che, in genere, avviene lentamente, attraverso modifiche individuali favorevoli che diventano poco a poco più frequenti fino a costituire caratteri specifici, comuni a tutti gli individui (*preservation of favoured races in the struggle for life*). Da quando la vita è apparsa sulla Terra (forse 3, forse 4 miliardi di anni fa), milioni (1), anzi miliardi, di specie di esseri viventi sono apparse, si sono evolute e si sono estinte, anche se resti fossili sono presenti in quantità significativa solo a partire dal Cambriano Inferiore (550 milioni di anni fa). Si valuta che le specie oggi viventi sul nostro pianeta rappresentino meno, molto meno, dell'1% del totale complessivo. Sulla base di quanto ci raccontano i fossili, il tasso di estinzione, calcolato come numero di Famiglie di invertebrati marini estinte per milione di anni, in situazioni «normali» varia tra 2 e 5. I 500 milioni di anni per i quali il record paleontologico può essere considerato ragionevolmente affidabile (per queste valutazioni vengono principalmente usati i fossili marini in quanto più abbondanti e più frequentemente fossilizzabili), sono stati punteggiati da diversi episodi di rapido cambiamento climatico. Nel corso di alcuni di questi episodi il tasso di estinzione ha registrato valori molto più alti del normale. In quattro-cinque casi esso ha assunto valori talmente alti da poter parlare di «estinzioni di massa» (Fig. 1). Una estinzione di massa o *transizione biotica* è allora definibile come un periodo geologicamente breve durante il quale l'ecosistema terrestre cambia in maniera molto decisa, con scomparsa di un grande numero di specie viventi e sopravvivenza di altre che divengono dominanti. Il riconoscimento dell'esistenza di questi eventi eccezionali ha ovviamente spinto a indagarne le cause. E su questo tema biologi, geologi, fisici, chimici si sono sbizzarriti: glaciazioni imponenti e abbassamento del livello marino, raggi gamma dovuti all'esplosione di una supernova, rilascio di metano dal fondo degli oceani, impatto di asteroidi, grandi eruzioni vulcaniche, e chi più ne ha, più ne metta. Oggi a me pare impossibile

(*) Università degli Studi di Pisa, Dipartimento di Scienze della Terra

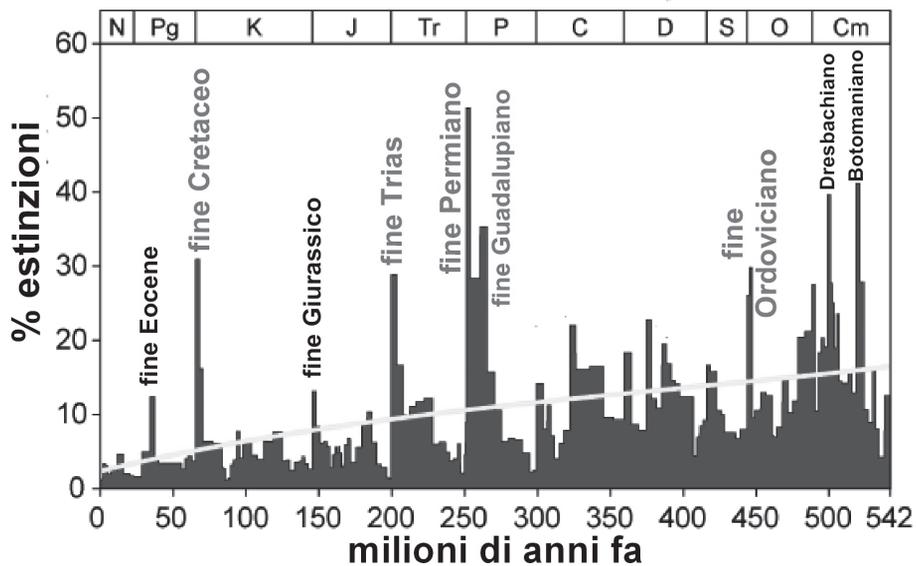


Fig. 1 - La figura mostra l'intensità di estinzione dei generi», cioè la frazione dei generi presenti in ciascun intervallo di tempo che non esistono nell'intervallo successivo. Nota che i dati (da Rohde & Muller, 2005) non rappresentano tutti i generi viventi ma solo una selezione dei generi marini adatti a essere fossilizzati. I due eventi del Cambriano, che mostrano valori molto elevati delle percentuali di estinzione, sono mal confrontabili con il resto dei dati per l'esiguo numero di fossili e, in assoluto, di taxa conosciuti.

dire quale di questi fenomeni abbia la maggior probabilità di essere il vero responsabile degli sconvolgimenti biologici e climatici che, indubbiamente, a più riprese sulla Terra si sono verificati. È anche possibile, forse probabile, che le cause siano state molteplici, anche contemporanee o comunque interagenti.

L'estinzione di massa più conosciuta, e anche più studiata (non la più estesa), è quella verificatasi circa 65 milioni di anni fa, al passaggio tra Cretaceo e Terziario, la cosiddetta *transizione K-T* segnata soprattutto, nell'immaginario collettivo, dalla scomparsa dei Dinosauri. In questo caso, la causa sembrava essere stata trovata nell'impatto con un corpo extraterrestre. L'ipotesi originaria è dovuta a un gruppo di ricercatori di Berkeley (California) guidati da Walter Alvarez che, nel 1978, trovarono un sottile livello di argilla contenente quantità di Iridio anormalmente alte in corrispondenza del limite K-T. L'Iridio è praticamente assente nella maggior parte delle rocce della crosta terrestre ma è invece presente in quantità relativamente significative in alcuni meteoriti e nei magmi basaltici. Il «livello ricco in Ir» (2 ppb – parti per miliardo – contro un massimo di 0,02 ppb negli strati di argilla entro i quali esso era compreso) inizialmente trovato nei dintorni di Gubbio, fu negli anni successivi riconosciuto in molti altri siti in diverse parti del mondo, accompagnato da indizi molto forti dell'avvenuto catastrofico impatto (tracce di carbone, possibile risultato dei grandi incendi innescati dall'impatto; quarzo con struttura cristallina deformata da un forte stress; cristalli di stishovite, un polimorfo della SiO_2 che si forma a pressioni elevatissime; sferule vetrose formatesi per fusione della roccia impattata). Al tempo di queste scoperte non erano conosciute sulla Terra strutture di impatto vecchie di 65 milioni di anni, ma alla fine degli anni '80 fu riconosciuto un grande cratere di impatto sepolto sulla punta della

penisola dello Yucatan, in Messico (Fig. 2). Perforazioni petrolifere hanno attraversato enormi spessori di rocce frantumate e hanno portato in superficie frammenti di rocce fuse per impatto. Determinazioni radiometriche di età hanno rivelato che la struttura subcircolare con diametro valutato tra 180 e 300 km, chiamata Cratere di Chicxulub, si era formata giusto 65 milioni di anni fa. Oltre alla presenza di quarzo «stressato», di sferule e di resti carboniosi riconosciuti nelle carote di perforazione, i geologi hanno anche individuato, in diversi luoghi del Messico e degli Stati Uniti meridionali, depositi prodotti dallo tsunami generato dall'impatto. Le dimensioni del cratere suggeriscono un diametro di circa 10 km del corpo extraterrestre.

Se sia stato questo impatto a provocare le estinzioni registrate al limite K-T è ancora oggetto di discussione. Ma che un grande corpo celeste sia caduto a Chicxulub circa 65 milioni di anni or sono è ormai certo e dimostrato. L'impatto di un oggetto spaziale con quelle dimensioni produsse effetti risentiti a scala globale:

- *terremoto* con magnitudo enorme, superiore a 10, seguito da fortissime «scosse di assestamento» con conseguente vastissima estensione delle aree soggette a scuotimenti molto distruttivi;
- *oscurità* prolungata forse per mesi dovuta alla grande quantità di polvere immessa nell'atmosfera; blocco della radiazione solare con abbassamenti fortissimi della temperatura, riduzione e blocco delle funzioni di fotosintesi da parte delle piante;
- *grandi incendi* innescati dalla caduta di frammenti infuocati su vaste aree lungo la traiettoria percorsa dal corpo celeste; contributo del fumo prodotto al blocco della radiazione solare e della fotosintesi;
- *grandi nubi di vapore* prodotte dalla istantanea vaporizzazione di enormi volumi di acqua di mare; grandi

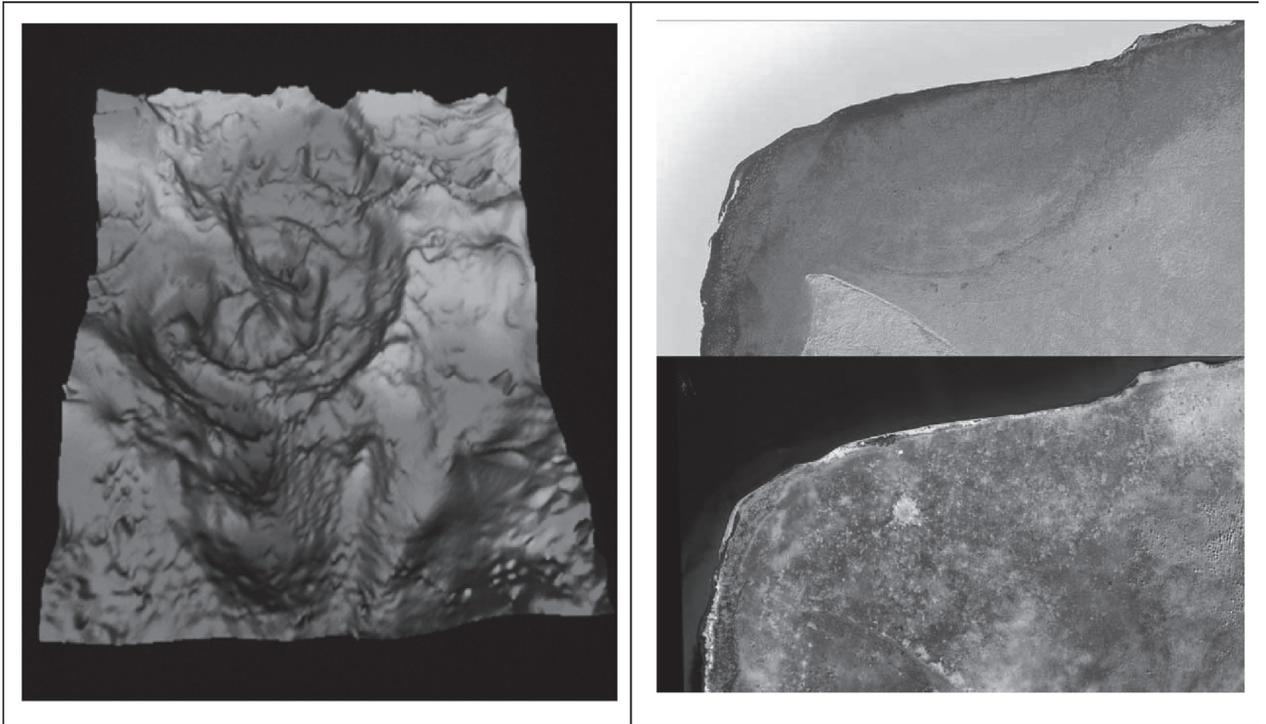


Fig. 2 - A sinistra: Carta delle anomalie di gravità (negative sempre più alte dal verde al blu, positive dal giallo al rosso) del cratere di Chicxulub, sul bordo settentrionale della penisola dello Yucatan (Messico). (Dal sito: <http://solarsystem.nasa.gov/multimedia>. Immagine del 1992 di V. L. Sharpton, University of Alaska, Fairbanks). A destra: immagini radar della porzione del cratere di Chicxulub crater raccolte dallo navicella spaziale Endeavour nel 2003 (NASA Shuttle Radar Topography Mission, SRTM).

quantità di vapore d'acqua e di anidride carbonica (entrambi gas serra) rimasero in atmosfera dopo la deposizione delle polveri e, dopo un iniziale lungo raffreddamento globale, ci furono con ogni probabilità molti anni di forte *riscaldamento globale*;

- *tsunami di dimensioni enormi*: un oggetto del diametro di 10 km potrebbe aver prodotto onde alte da 1 a 3 km capaci di sommergere enormi estensioni di terra emersa;
- *piogge a fortissima acidità* e acidificazione generalizzata delle acque di superficie: grandi quantità di ossido di azoto, formatesi per reazione tra Ossigeno e Azoto catalizzata dall'impatto, reagirono con l'acqua atmosferica e formarono acido nitrico.

Quanti degli organismi viventi ebbero la capacità di sopravvivere in un ambiente così devastato per diversi anni? L'impatto di un corpo celeste sufficientemente grande è certamente capace di provocare estese estinzioni di massa. Nel caso della transizione K-T, tuttavia, si assiste alla crescente evidenza che l'impatto sulla Yucatan non fu la sola possibile causa delle estinzioni. Va anche tenuto presente che grandi impatti di età corrispondente alle altre estinzioni di massa non sono stati finora riconosciuti o sono molto dubbi, sottolineando il fatto che, in ogni caso, tra i due fenomeni non ci può essere rapporto univoco di causa-effetto. Vanno quindi invocati altri fenomeni, prima fra tutti l'attività vulcanica. Non certo quella «normale», che l'uomo conosce

e ha sperimentato, anche con gravissime conseguenze, nel corso delle poche migliaia di anni della storia documentata o testimoniata, ma un'attività di scala enormemente maggiore le cui evidenze geologiche sono note da molto tempo, ma che soltanto in epoca recente hanno cominciato a svelare la loro natura e le loro dimensioni. Negli ultimi due decenni vi è stata, infatti, una crescente attenzione alla esistenza nella storia della Terra sia di «Supervulcani», capaci di dare luogo a gigantesche eruzioni esplosive nel corso delle quali sono state emesse enormi masse di magma (centinaia di km³) con tassi eruttivi altissimi, nell'ordine del miliardo di kg/s, che di periodi geologicamente brevi durante i quali imponenti volumi di magma sono stati generati e messi in posto da processi non correlati ai «normali» processi geodinamici di espansione dei fondi oceanici e di subduzione («Grandi Province Magmatiche»). Per entrambe queste eccezionali tipologie di attività vulcanica si sono ipotizzate variazioni climatiche a scala globale e relative conseguenze biologiche

LE PIÙ GRANDI ERUZIONI ESPLOSIVE NELLA STORIA DELLA TERRA (I «SUPERVULCANI»)

Seguendo un articolo del 2004 di ricercatori dell'Università di Cambridge (UK), rientrano tra «le più grandi» quelle eruzioni esplosive che hanno emesso una massa

di prodotti superiore a 10^{15} kg (1000 miliardi di tonnellate, 400 km^3 di magma) e, conseguentemente, hanno un Indice di Esplosività Vulcanica (\approx magnitudo, M) superiore a 8 (adottando una scala logaritmica basata sulla massa eruttata [$M = \log_{10}(\text{massa in kg}) - 7,0$]). In totale sono stati individuati 45 eventi di questa taglia di età variabile tra l'Ordoviciano e il Pleistocene, per uno dei quali, il Fish Canyon Tuff, la massa totale eruttata è stata superiore ai 10^{16} kg ($M = 9,2$). Negli ultimi 13,5 milioni di anni (Tab. 1, Fig. 3) la frequenza di queste «supereruzioni» è stata di circa 1,3 eventi per milione di anni, con una teorica probabilità di accadimento dell'1% entro i prossimi 8.000 anni e di più del 70% nel prossimo milione di anni. Entro i prossimi 100.000 anni, a parità di energia rilasciata e di impatto ambientale associato, un'eruzione «M8» sembrerebbe, da un punto di vista puramente statistico, considerevolmente più probabile di un impatto con un asteroide.

Le enormi masse di magma emesse nel corso delle supereruzioni provengono dallo svuotamento di gigantesche camere magmatiche situate all'interno della crosta terrestre ove il magma si è accumulato nel corso di lunghissimi periodi. I grandi volumi emessi e la loro dispersione esplosiva su vastissime superfici fino a distanze molto grandi dalla zona di emissione rendono conto del fatto che queste eruzioni sono costantemente associate alla formazione di grandi caldere. La forma dei «supervulcani» (2) è quindi totalmente diversa dal

come più o meno regolare e ripido cui in genere associamo l'idea di vulcano: si tratta infatti di aree depresse tendenzialmente subcircolari, con superfici di alcune migliaia di km^2 e pareti esterne spesso poco marcate. A parte poche eccezioni (quali l'eruzione di Oruanui, vedi più avanti), le altissime portate eruttive raggiunte dalle supereruzioni (10^9 kg/s) sono incompatibili con la prolungata presenza di una colonna eruttiva sostenuta: dopo una fase iniziale in cui la colonna si forma e si innalza fino a grandi altezze (40-50 km), spargendo cenere e pomice su ampie aree sottovento, la colonna, sovraccaricata dalla sempre crescente quantità di magma emessa, collassa generando imponenti flussi piroclastici che scorrono per decine e centinaia di chilometri coprendo migliaia di km^2 sotto imponenti coltri ignimbriche e milioni di km^2 con le ceneri elutriate. Le più recenti di queste eruzioni, di seguito brevemente descritte, si sono verificate circa 26.500 anni fa in Nuova Zelanda (l'eruzione Oruanui del [super]vulcano Taupo) e circa 74.000 anni fa a Sumatra, in Indonesia (l'eruzione dello Youngest Toba Tuff, detta anche di Sibadung, del [super]vulcano Toba).

L'eruzione di Oruanui del supervulcano Taupo (Nuova Zelanda)

I vulcani della Nuova Zelanda, concentrati nella Zona Vulcanica di Taupo (TVZ) della North Island, sono il risultato della subduzione della Placca Pacifica sotto

Tab. 1 - le più grandi eruzioni esplosive degli ultimi 13,5 milioni di anni.

Nome caldera	Nome del deposito	Diametro caldera (km)	Volume deposito (km^3)	Volume magma DRE (km^3)	Magnitudo	Età (milioni di anni)
Taupo (N. Zelanda)	Oruanui	35 ∞ 25	1170	530	8,1	0,0265
Toba (Indonesia)	Youngest Toba Tuff	100 ∞ 30	2800	2700	8,8	0,074
Yellowstone (USA)	Lava Creek Tuff	85 ∞ 45	1000	900	8,3	0,6
Long Valley (USA)	Bishop Tuff	20 ∞ 35	500	450	8,0	0,7
Toba, Indonesia	Oldest Toba Tuff	100 ∞ 30	820	800	8,3	0,79
Yellowstone (USA)	Huckleberry Tuff	100 ∞ 50	2450	2200	8,7	2,0
Cerro Galan (Arg.)	Cerro Galan Ignimbr.	32	1050	1000	8,4	2,2
La Pacana (Cile)	Atana Ignimbrite	60 ∞ 35	1600	1600	8,6	4,0
Cerro Galan (Arg.)	Real Grande	32	510	500	8,1	4,2
Kilgore (USA)	Kilgore Tuff	60 ∞ 80	800	710	8,2	4,3
? (Ande Centrali)	Huaylillas Ignimbrite	10	1100	540	8,1	5,0
Blue Creek (USA)	Blue Creek Tuff	30 ∞ 55	500	450	8,0	5,6
Panizos (Ande)	Panizos Ignimbrite	18	650	640	8,2	6,1
Blacktail (USA)	Blacktail Tuff	100 ∞ 60	1500	1300	8,5	6,5
PastosGrandes (Ande)	Sifon Ignimbrite	40 ∞ 50	1200	590	8,2	8,3
Timber Mt. (USA)	Ammonia Tanks Mb	25 ∞ 30	900	810	8,3	11,4
Timber Mt (USA)	Rainier Mesa Member	25 ∞ 30	1200	1100	8,4	11,6
Paintbrush (USA)	Tiva Canyon Member	20	1000	900	8,3	12,9
Paintbrush (USA)	Topopah Spring Mb	20	1200	1100	8,4	13,4

I volumi DRE (roccia densa equivalente) sono calcolati nell'assunzione di una densità uniforme di 2450 kg/m^3 .

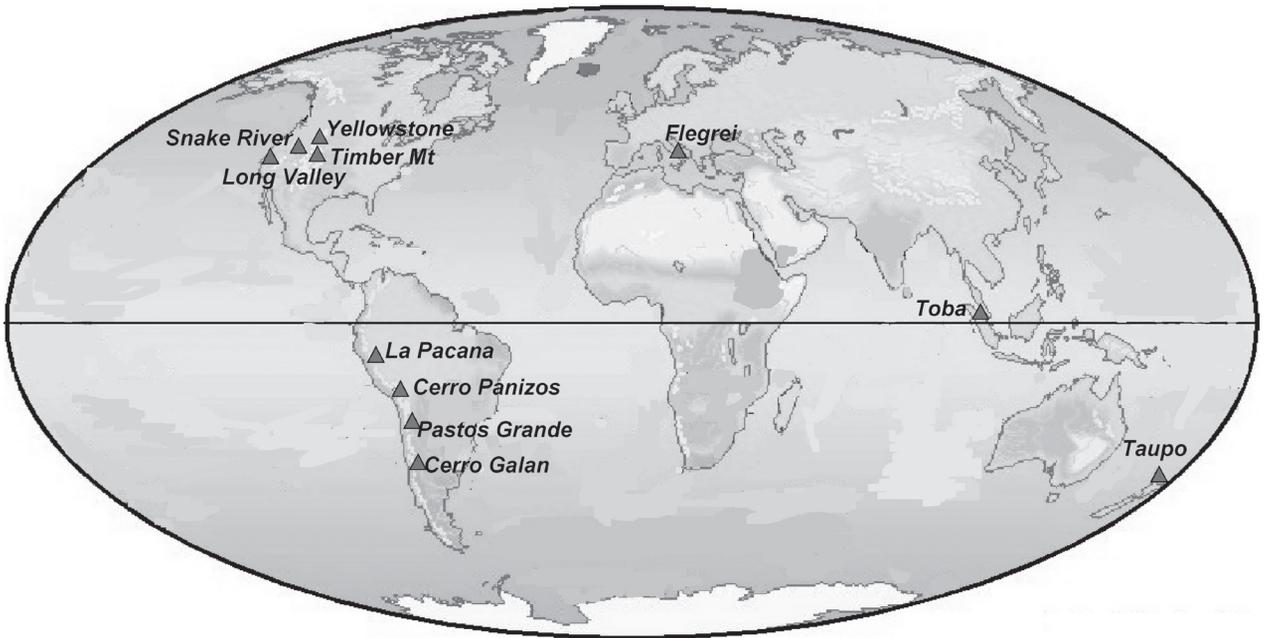


Fig. 3 - Mappa che mostra la distribuzione sulla Terra dei supervulcani di età inferiore ai 13,5 Ma, includente i Campi Flegrei che, a rigor di termini, non possono essere classificati come «supervulcano».

la Placca Australiana (Fig. 4). La TVZ si estende da Sudovest a Nordest per 200 km con un'ampiezza variabile tra 20 e 80 km, dal vulcano Ruapehu fino alla costa settentrionale di North Island (Fig. 5). L'eruzione freato-ultrapliniana di Oruanui (Figg. 5, 6) è l'eruzione esplosiva «bagnata» più grande che si conosca, avendo prodotto 1170 km³ di depositi piroclastici, 430 dei quali di caduta, 320 di flusso e 420 di materiale primario interno alla caldera, equivalenti a circa 530 km³ di magma (il 99% del quale riolitico). L'eruzione è divisa in 10 fasi sulla base di 10 differenti unità di piroclastiti di caduta, l'ultima delle quali fu la più voluminosa (265 km³), anche se essa è mal conservata e spesso mal riconoscibile. Tutti i depositi di caduta riflettono una dispersione molto ampia di tipo pliniano, connessa alla formazione di alte colonne eruttive, e mostrano stati molto variabili di deposizione, da secco a saturo in acqua, che riflettono rapporti acqua/materiale piroclastico variabili. La risposta del territorio alle grandi eruzioni esplosive può essere drammatica a causa dell'erosione e risedimentazione post-eruttiva che mettono in movimento imponenti volumi di cenere, della distruzione della vegetazione sepolta sotto i depositi ignimbrici e della inibizione alla sua ricrescita, soprattutto in caso di clima rigido. La formazione della caldera che accompagnò l'eruzione distrusse un grande lago preesistente all'attuale e produsse alluvioni catastrofiche e, insieme con la mancata ricrescita della vegetazione, imponenti modifiche al reticolo fluviale.

L'eruzione di Sibadung del «supervulcano» Toba.

La caldera di Toba (100 x 30 km) è ubicata in un'ampia regione di crosta continentale sollevata nelle Bari-

san Mountains dell'isola di Sumatra, lungo la Grande Faglia di Sumatra (GFS), una trascorrente destra lunga 1650 km che «accomoda» la convergenza obliqua tra le placche Australiana ed Eurasiatica, con la prima in subduzione a 6,7 cm/anno lungo la fossa di Giava (Fig. 6). La maggior parte dei centri vulcanici in questa porzione dell'arco della Sonda si trovano molto vicino alla GSF. Dopo un periodo di vulcanismo andesitico, negli ultimi 800.000 anni il Toba è stato caratterizzato da tre gigantesche eruzioni riolitiche, assolutamente identiche per composizione chimica e mineralogica, associate a tre aree di collasso differente, indicate in Figura 7. La più grande di queste eruzioni è stata l'ultima, detta di Sibadung (3 in Fig. 7), seguita da un notevole fenomeno di risorgenza che ha portato all'emersione dell'isola di Samosir (750 m sul livello del lago) e da vulcanismo effusivo concentrato in quattro aree differenti. Il volume totale di materiale emesso nel corso dell'eruzione di Sibadung è stato calcolato a 2800 km³, 800 dei quali costituiscono il deposito ignimbrico Youngest Toba Tuff (YTT) e 2000 la cenere sparsa su milioni di km² a Ovest del vulcano (Ninkovich *et al.*, 1978). In base al calcolo delle portate eruttive, l'eruzione dovette durare circa 2 settimane e la sopravvivenza di piante e animali in Indonesia fu certamente minima; a questo proposito si può ricordare la cosiddetta «teoria della catastrofe di Toba» secondo la quale la razza umana sarebbe stata ridotta a poche migliaia di individui dalle conseguenze climatiche e ambientali dell'eruzione. Negli ultimi 3-5 milioni di anni, dopo che le linee evolutive degli uomini e delle scimmie antropomorfe si erano già divise, la linea umana aveva prodotto una grande varietà di spe-

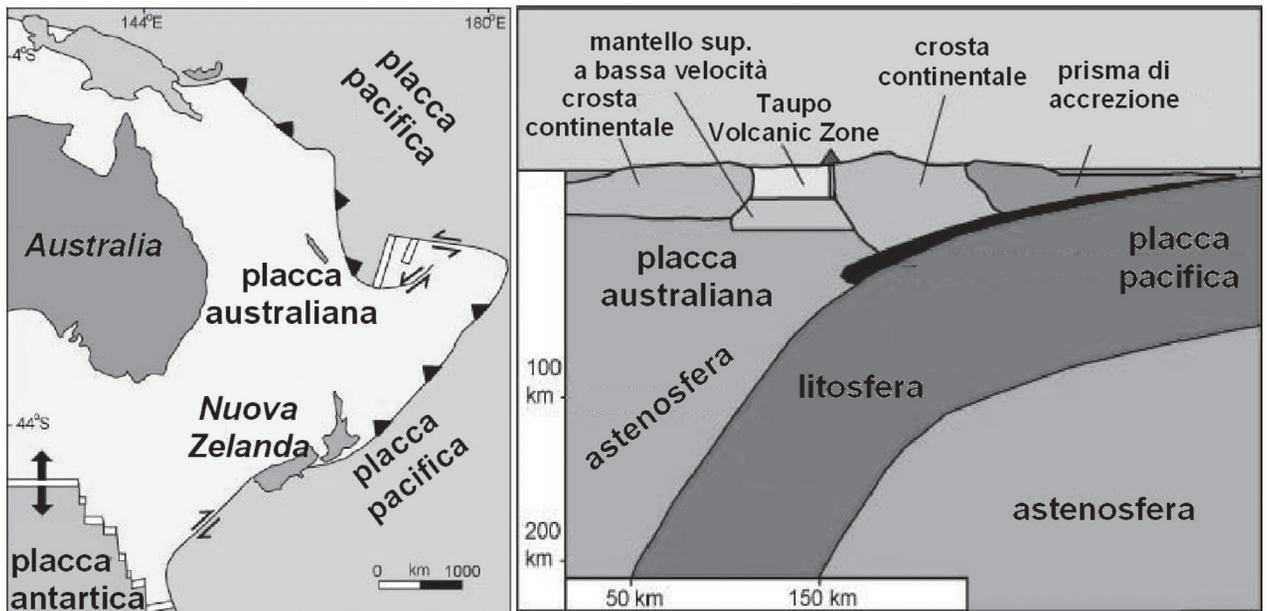


Fig. 4 - A sinistra: Confini tra le placche nel Pacifico sudoccidentale. La fossa e la subduzione iniziano con la North Island della Nuova Zelanda e continuano verso nord con le isole Kermadec, Tonga e Samoa; nella South Island c'è collisione continentale e il margine tra placche diventa una trasforme destra che collega la fossa con la dorsale antartica. Da Johnson al (1989) in. A destra: sezione semplificata della zona di subduzione sotto la Nuova Zelanda all'altezza del lago Taupo (North Island); La Placca Pacifica è subdotta alla velocità di 5 cm/anno. Da Cole (1990).

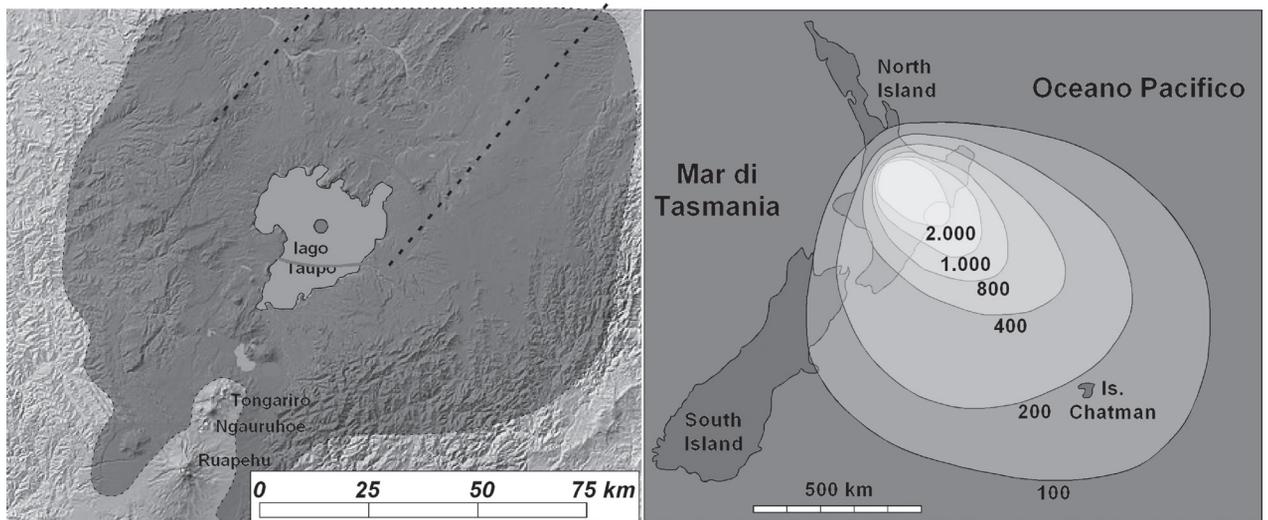


Fig. 5 - A sinistra: la parte meridionale della Zona Vulcanica di Taupo (TVZ), i cui limiti sono indicati dalle linee tratteggiate; in rosso è indicata i probabili limiti della caldera formatasi a seguito dell'eruzione di Oruanui che 26.500 anni fa coprì sotto imponenti depositi piroclastici di flusso oltre 10.000 km² di territorio (area azzurra); il cerchio rosso mostra la probabile ubicazione della bocca principale dell'eruzione. A destra: spessori totali (in mm) dei depositi di caduta della stessa eruzione.

cie, apparentemente poco compatibile con l'evidenza genetica che indica come tutti gli uomini discendano da una popolazione molto piccola e omogenea. In qualche momento della storia dell'umanità deve essere trovato un «collo di bottiglia» capace di spiegare questo fatto. S.H.Ambrose (1998) ritiene di averlo tro-

vato nell'eruzione di Sibadung: essa avrebbe indotto per diversi anni una riduzione della temperatura media del pianeta, anche di 15°C, creando condizioni impossibili per la vita di molte delle specie umane che esistevano e accelerando i processi di differenziazione di popolazioni isolate, forse portando all'estinzione

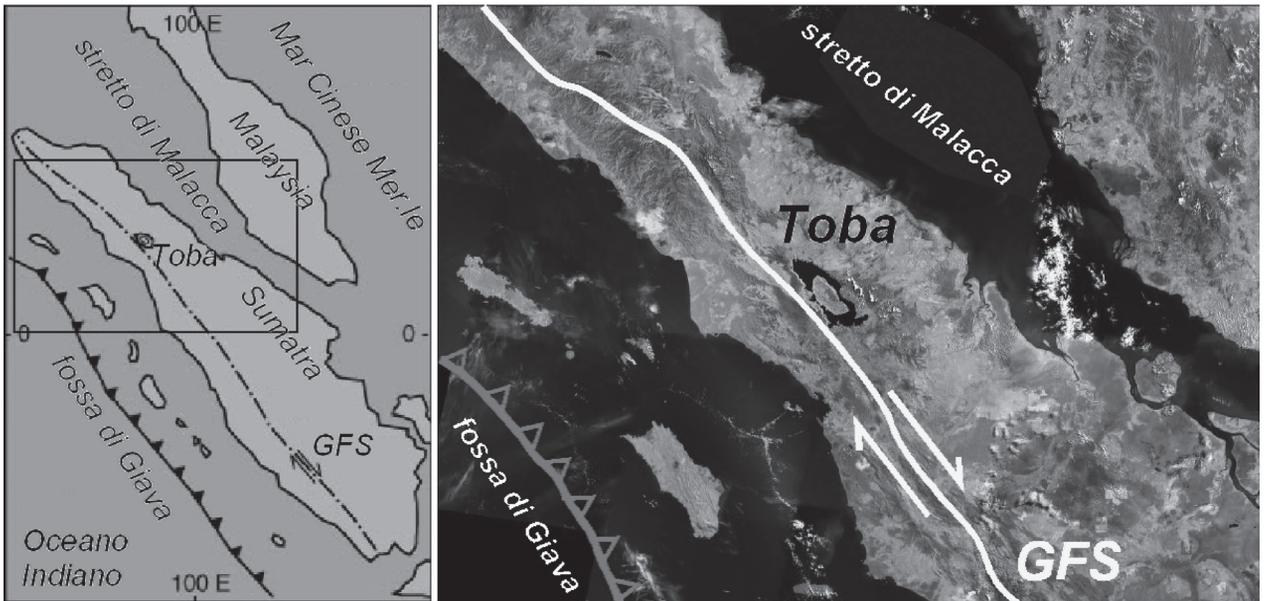


Fig. 6 - A sin.: Schema illustrante la subduzione lungo la fossa di Giava della placca australiana sotto quella eurasiatica; GFS è la «Grande Faglia di Sumatra» (da: <http://volcano.und.nodak.edu/>). A destra: immagine Landsat della porzione settentrionale di Sumatra; al centro è ben visibile la caldera (100 x 30 km) di Toba.

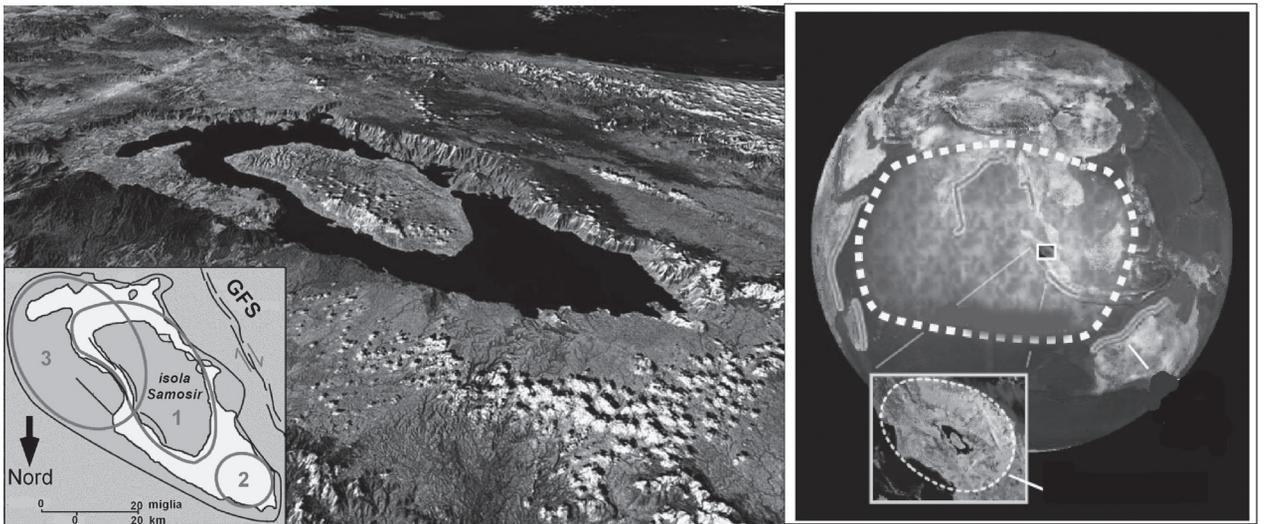


Fig. 7 - A sinistra: la caldera polifasata di Toba (Sumatra) è il risultato di tre diversi collassi (indicati da linee e numeri rossi nell'inserito), avvenuti tra 800.000, il più vecchio (1), e 74.000 anni or sono (3); GFS è la Grande Faglia di Sumatra. A destra: probabile estensione della nube di cenere (linea a tratteggio spesso) e delle colate piroclastiche (linea a tratteggio fine nell'immagine Landsat dell'inserito) prodotte nel corso dell'eruzione più recente del Toba; sono anche mostrate le coste che possono essere state investite dallo tsunami che potrebbe essere stato generato dall'entrata in mare delle colate piroclastiche. La figura, basata su un articolo di Self & Blake, è stata modificata da Miller e Wark (2008).

di tutte le specie umane a eccezione di quella che è diventata l'uomo moderno. Alcuni genetisti, usando le velocità medie delle mutazioni genetiche, ritengono infatti che questa popolazione fosse presente al momento dell'eruzione. Quando il clima e altri fattori ambientali lo permisero, gli uomini si sparsero una

volta ancora dall'Africa migrando in Medio Oriente, in Indocina e in Australia. Le vie di migrazione verso l'Asia portarono alla creazione di nuclei umani in Uzbekistan, Afghanistan e India. L'Europa fu popolata da popolazioni provenienti dall'Uzbekistan dopo la fine dell'ultima glaciazione.

L'eruzione dell'Ignimbrite Campana dei Campi Flegrei

A stretto rigore di termini, in Italia (e nell'area mediterranea) non si sono verificate eruzioni esplosive rientranti nella categoria «super», ma, circa 39.000 anni fa, l'eruzione dell'Ignimbrite Campana dei Campi Flegrei, con i suoi 150 km³ di magma emesso (Civetta *et al.*, 1997), ebbe una magnitudo di 7,6 ed effetti pesantissimi sul territorio. Questa eruzione è stata l'evento massimo dell'esteso vulcanismo, tipico per la composizione ricca in Potassio dei magmi emessi, sviluppatosi durante il Quaternario nell'Italia Centro-Meridionale, soprattutto lungo la costa tirrenica, tra il Lazio Settentrionale e la Campania. L'eruzione ebbe una fase iniziale caratterizzata dalla presenza di una colonna sostenuta, prima stabile e in progressivo innalzamento (che raggiunse i 44-45 km di altezza e un tasso eruttivo massimo valutato a più di 300 milioni di kg/s), poi oscillante e in abbassamento. Secondo i modelli teorici correnti, questa situazione è tipica di una colonna alla transizione tra collasso e sostentamento, che può essere dovuta tanto a una diminuzione della portata alla bocca (che può a sua volta essere il risultato dell'inadeguato rifornimento sia da parte di una camera prossima all'esaurimento che di una camera nella quale si sono aperte altre bocche), quanto al ripetuto verificarsi di collassi parziali di colonna che sottraggono materiale alla zona di spinta convettiva. Nel caso dell'Ignimbrite Campana, la crescente capacità erosiva della miscela eruttiva gas-particelle sulle pareti del condotto, testimoniata dall'aumento dei frammenti litici nei depositi di caduta, evidenzia un tasso eruttivo ancora in aumento che diventò, in breve, incompatibile con la presenza di una colonna eruttiva. Fu questo il momento d'inizio della fase principale, «ignimbritica», dell'eruzione, probabilmente caratterizzata da numerosi centri di emissione,

ubicati su fratture anulari che cominciano a individuare quella che sarà la geometria del collasso calderico (Fig. 9). Le portate eruttive globali erano, a quel momento, dell'ordine del miliardo di kg/s e, in quattro-cinque giorni (un chilometro cubo di materiale è emesso in poco meno di un'ora), le colate piroclastiche coprirono e desertificarono l'intera piana campana, scavalcarono i rilievi appenninici e raggiunsero le aree ove ora si trovano Benevento, Avellino e Salerno (Fig. 9, nel complesso più di 10.000 km², ma Fedele *et al.*, 2002, indicano 30.000 km²). Le ceneri della nube convettiva che accompagnava l'Ignimbrite Campana, sono state trovate nei sedimenti del Mediterraneo Orientale (come «livello Y5») e in vaste aree dell'Europa Sud-Orientale (Fig. 10). L'impatto sul bacino del Mediterraneo fu certamente terribile, e non mancano, a questo proposito, sostenitori (peraltro, a oggi, con seguito limitato) di un possibile rapporto con la transizione culturale da Paleolitico Medio a Paleolitico Superiore che portò al rapido affermarsi dell'*Homo sapiens* moderno sull'uomo di Neanderthal (Fedele *et al.*, 2002).

Supervulcani ed estinzioni di massa

Senza entrare nel dettaglio dei singoli supervulcani, gli effetti significativi sull'ambiente delle singole supereruzioni sembrano, nel complesso, non avere mai avuto scala planetaria. La comunità scientifica, in generale, non sembra propensa a sposare l'ipotesi di un possibile legame tra supereruzioni ed estinzioni di massa registrate dalla storia geologica del pianeta. A proposito dell'eruzione di Sibadung, la più violenta tra quelle riconosciute negli ultimi 13,5 milioni di anni, Gathorne-Hardy & Harcourt-Smith (2003) così concludono: «In summary, we have not been able to find any evidence to support the hypothesis that the Toba supereruption of 73,5 Ka caused a bottleneck in the human

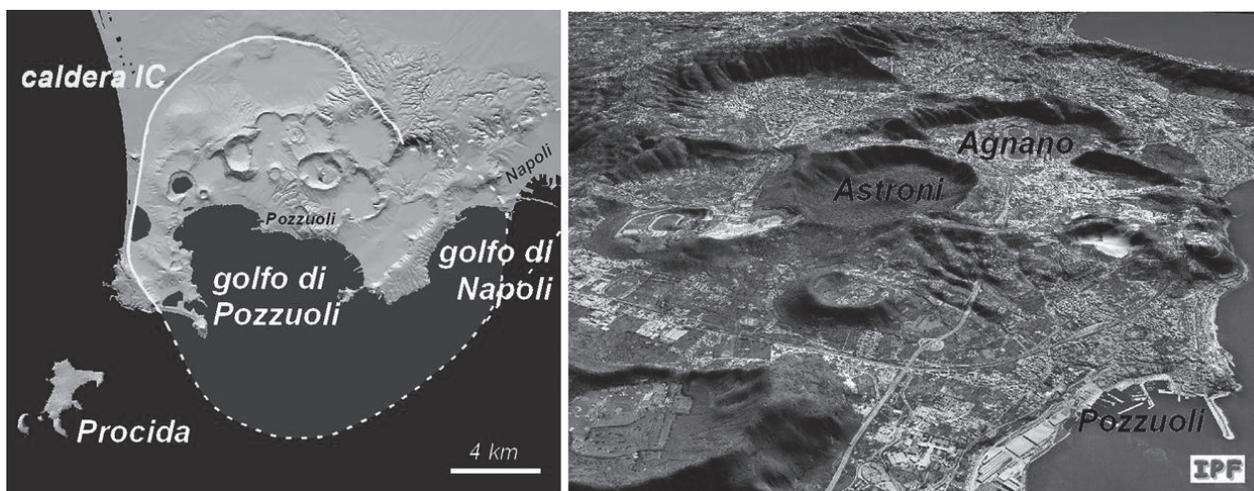


Fig. 8 - A sinistra: Limiti approssimativi della caldera formatasi a seguito della maggiore eruzione avvenuta nei Campi Flegrei: l'Ignimbrite Campana (IC, circa 39.000 anni). Le linee tratteggiate suggeriscono i limiti per i quali vi è ancora qualche incertezza. Modificato da Orsi *et al.*, 2000. A destra: Elaborazione prospettica di una ortofoto digitale della porzione occidentale della caldera flegrea mostrante la complessità dell'attività vulcanica successiva alla formazione della caldera e l'urbanizzazione pressoché totale dell'area. (laboratorio geomatica e cartografia OV-INGV).

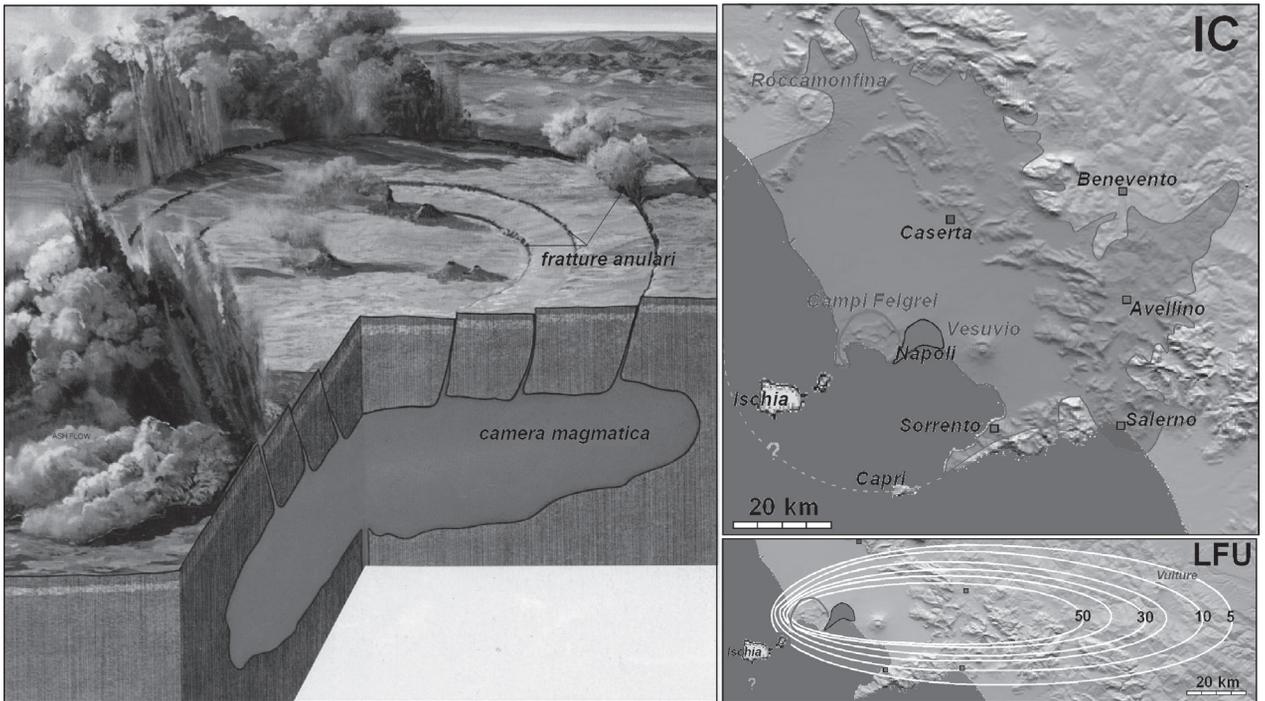


Fig. 9 - A sinistra: possibile schema della formazione di una caldera (detta «tipo Valles») durante una «supereruzione»: una grande camera magmatica non lontana dalla superficie entra in eruzione attraverso fratture anulari più o meno concentriche lungo le quali, mentre la camera si svuota velocemente (i tassi eruttivi molto alti impediscono la formazione di una colonna sostenuta e si sviluppano una specie di fontane collassanti cui si accompagnano imponenti colate piroclastiche), si realizza il collasso calderico (Disegno di L.K. Townsend in Planet Earth - Volcano, Time-Life Books, 1982, coperto da copyright); A destra: sopra: approssimativa estensione dei depositi di colata piroclastica dell'Ignimbrite Campana (IC); sotto: area di dispersione dei depositi piroclastici di caduta della fase iniziale (LFU: Lower Fall Unit) dell'eruzione dell'IC (gli spessori racchiusi dalle diverse curve isopache sono in cm).

population. The direct effects were fairly localised, and [...] had a negligible effect on any human population in Asia, let alone Africa. Genetic evidence indicates that the Pleistocene human population bottleneck was not hour-glass shaped, but rather an up-side down bottle with a long neck. Modern humans at that time were adaptable, mobile, and technologically well-equipped, and it is likely that they could have dealt with the short-term environmental effects of the Toba event. Finally [...] it is unlikely that the Toba super-eruption caused a human, animal or plant population bottleneck». E Louys (2007) ribadisce: «... an analysis of sites which pre- and post-date Toba reveals relatively few species became extinct following the eruption [...], and that they repopulated vast areas following a probable short period (i.e. decades to century) of environmental devastation [...] mammals are robust at coping with catastrophic events ...».

LE GRANDI PROVINCE MAGMATICHE

Grandi Province Magmatiche (GPM) si sono formate nel corso di tutta la storia geologica della Terra. Quelle di età mesozoica e cenozoica (cioè con meno di 250 milioni di anni, Fig. 11), soprattutto continentali,

sono ancora ben preservate e riconoscibili come enormi impilamenti costituiti prevalentemente da colate di lava basaltica («plateaux basaltici» o «flood basalts») che, con le intrusioni loro associate, formano imponenti rilievi tabulari in ambienti tanto continentali che oceanici). Le GPM del Paleozoico e del Proterozoico (con età compresa tra 250 e 2500 milioni di anni) sono profondamente erose e rappresentate dai sistemi di alimentazione profonda costituiti da sciami giganti di dicchi (fratture riempite di magma solidificato), enormi sills (intrusioni laviche tabulari subsuperficiali), grandi intrusioni stratificate. Nell'Archeozoico, agli albori dell'esistenza della Terra, più di due miliardi e mezzo di anni fa, i più promettenti candidati al ruolo di Grande Provincia sono i «greenstone belts» contenenti komatiti (rocce vulcaniche esclusive di questo eone, a composizione quasi peridotitica, cioè con bassa SiO_2 - intorno al 40% - e alta MgO, 18-20%).

Le GPM si formano nel corso di eventi vulcanici geologicamente molto rapidi (non più di 1-1,5 milione di anni), intensissimi e enormemente voluminosi, sui continenti e negli oceani, ai margini e all'interno delle placche. La straordinaria magnitudo delle GPM è illustrata, per esempio, dal plateau di Ontong-Giava nel Pacifico occidentale, costituito da più di 50 milioni di km^3 di rocce magmatiche che coprono, con uno spes-

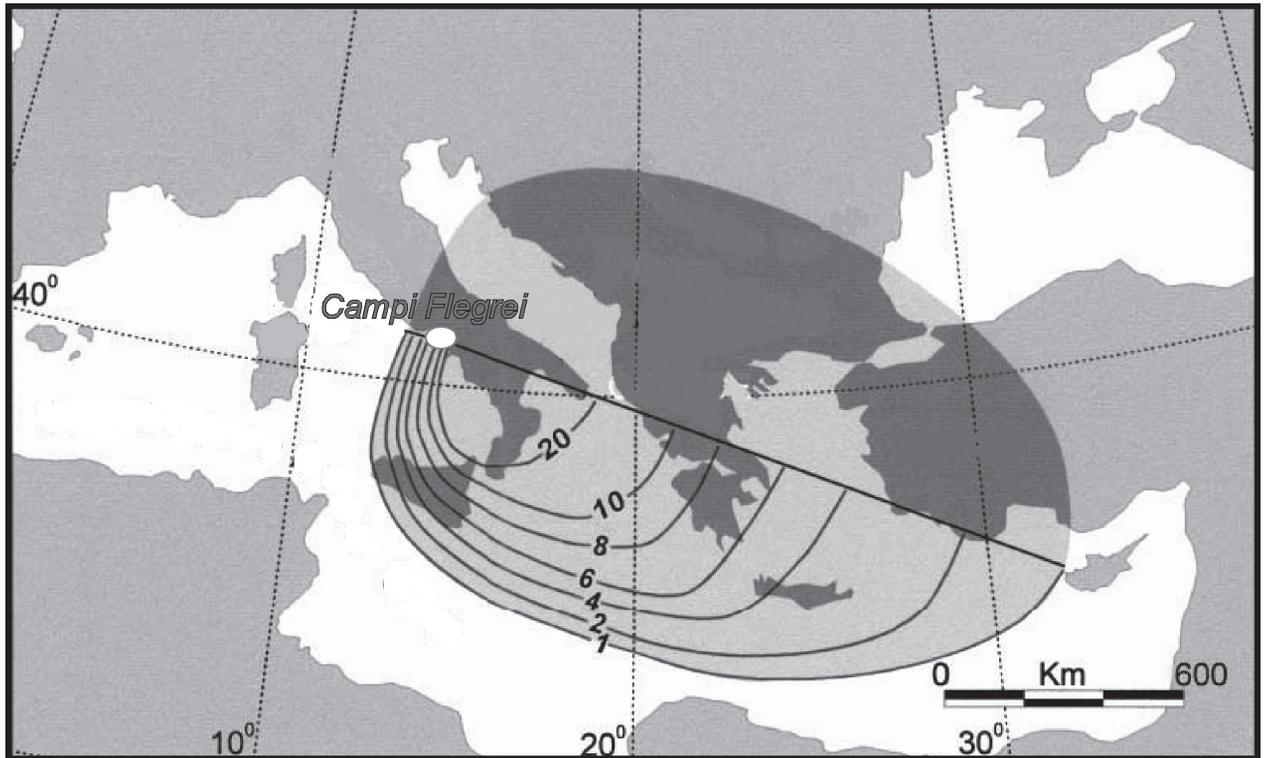


Fig. 10 - Mappa delle isopache (spessori in cm) delle ceneri del livello Y5 ed estrapolazione della area che, come minimo, fu coperta dalle ceneri della nube co-ignimbrica dell'Ignimbrite Campana (modif. da Fedele *et al.*, 2002).

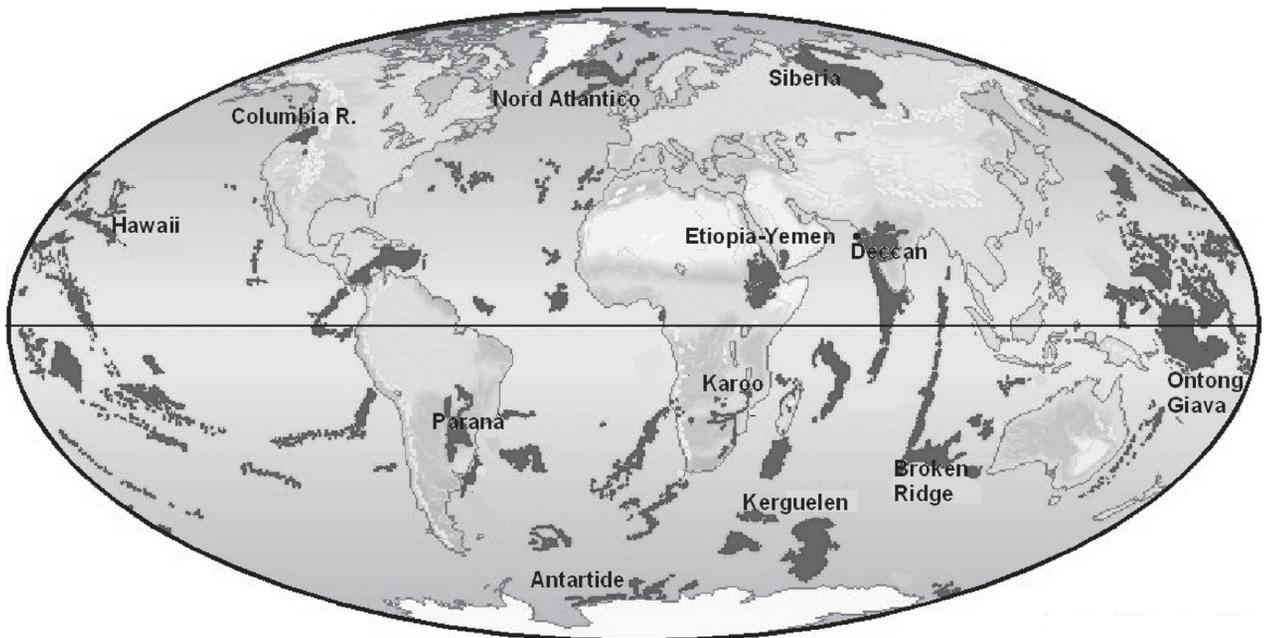


Fig. 11 - Le grandi province magmatiche di età mesozoica e cenozoica includono plateaux basaltici oceanici e continentali, margini vulcanici continentali passivi, catene di vulcani e complessi vulcanici sottomarini (da Coffin & Eldholm, 1993).

sore di 30 km, una superficie pari a 1/3 dell'Australia. Ma per avere un'idea delle enormi dimensioni di questi fenomeni non c'è bisogno di cercare i più grandi: il volume medio dei plateaux basaltici continentali è di un milione di km³, un volume capace di coprire la superficie dell'Italia sotto 3 km di lava! Straordinarie sono pure le dimensioni delle singole colate che, con spessori di 15-20 metri e volumi complessivi superiori a 2.000 km³, possono coprire superfici superiori al milione di km² (3 volte l'Italia). Tanto per fare un confronto, l'ultima eruzione del Kilauea (Hawaii) ha emesso 1,5 km³ di magma in 16 anni! Le GPM più estese si trovano nei bacini oceanici dove formano giganteschi altopiani sottomarini come quello già menzionato di Ontong-Giava nel Pacifico occidentale e quello di Kerguelen nell'Oceano Indiano. Grandi impilamenti vulcanici, costituiti prevalentemente da colate basaltiche tabulari, caratterizzano anche diversi «margini vulcanici passivi» attuali (quali le coste atlantiche del Nord America e del Brasile, la Groenlandia, la Norvegia, la Namibia, l'Australia nordoccidentale, l'Eritrea, lo Yemen e la costa occidentale dell'Arabia, e del passato (Deccan in India, Karoo/Ferrar in Sud Africa/Antartide), come pure ambienti francamente continentali (Columbia River Plateau, Siberia). Tra gli esempi ricordati, sono particolarmente noti e studiati da moltissimo tempo i «Trappi» del Deccan, dell'Etiopia e dello Yemen, del Paranà, del Columbia River, della Siberia (*trap*, in svedese, significa «gradino», in chiaro riferimento alla topografia caratteristica degli impilamenti lavici). Facciamoci ora un'idea sintetica di queste GPM continentali (Tab. 2), partendo dalle più giovani e meglio conservate (anche le meno estese), i plateaux del Columbia River e dell'Etiopia-Yemen, e procedendo indietro nel tempo fino ai trappi di Eimenshan, nella Cina Meridionale.

Columbia River (USA)

Il Columbia River Plateau occupa un'area di circa 164.000 km² negli Stati Uniti nord-occidentali, tra le catene montuose dei Cascades e delle Montagne Rocciose. Esso è formato dall'impilamento sub-orizzontale di più di 300 grandi colate di lava con un volume medio della singola colata di poco inferiore ai 600 km³. Lo spessore della copertura lavica raggiunge valori

massimi di 3.500 metri, e il volume totale della GPM è di circa 175.000 km³. L'attività vulcanica nell'area iniziò intorno a 17,5 e terminò circa 6 milioni di anni fa, ma più dell'85% della provincia (149.000 km³) è costituito dalla formazione «Grande Ronde Basalt» che fu emessa in meno di un milione di anni, intorno a 16 milioni di anni fa. I basalti del Columbia River Plateau costituiscono la più piccola tra le GPM. La sua formazione è stata messa in relazione con processi di «delaminazione» e successiva fusione della crosta eclogitica profonda (Hall *et al.*, 2005). Le singole colate di lava hanno percorso distanze di centinaia di chilometri: la colata denominata «Pomona» è la colata più lunga conosciuta sulla Terra avendo viaggiato per 600 chilometri tra l'Idaho centro-occidentale e l'Oceano Pacifico mantenendo la composizione assolutamente costante anche a livello di elementi in traccia. Le fratture da cui sono state emesse le lave del Columbia River Plateau sono ancora ben riconoscibili costituendo sistemi a direzione NNO-SSE di dicchi di alimentazione associati a coni di scorie che attraversano, su pochi chilometri di ampiezza e per lunghezze tra 50 e più di 200 chilometri, l'Oregon orientale e l'Idaho occidentale (Fig. 12). L'emissione delle maggior parte delle lave del Columbia River Plateau è coeva (Coffin and Eldholm, 1994) con una transizione biotica minore di età medio-miocenica, caratterizzata da elevati tassi di estinzione dei foraminiferi bentonici, che sembra essere stata causata dal prolungato raffreddamento delle acque oceaniche profonde.

Etiopia e Yemen

I «trappi» dell'Etiopia e dello Yemen si misero in posto prevalentemente tra 31 e 29 milioni di anni fa alla giunzione tripla tra quelli che sono diventati i bacini oceanici del Mar Rosso e del Golfo di Aden e la «Main Ethiopian Rift Valley». Attualmente (Fig. 13) essi costituiscono due blocchi separati dalla depressione della Dancalia (o Afar) e dalla terminazione meridionale del Mar Rosso, con un volume complessivo di circa 750.000 km³ di prodotti vulcanici in gran parte costituiti da colate di lava basaltica con subordinate estese coltri ignimbritiche a composizione riolitica, spesso iperalcalina. La porzione etiopica della GPM è la più estesa, circa 600.000 km², e mostra spessori che arrivano fino a 2000 metri. Alcuni

Tab. 2 - Grandi Province basaltiche continentali degli ultimi 260 Myr.

Provincia	Età (Ma)	Area (km ²)	Volume (10 ⁶ km ³)	Durata (Ma)
Columbia River	16 ± 1	164.000	0,175	ca.1
Etiopia-Yemen	31 ± 1	200.000	0,75	ca.1
Atlantico Settentrionale (NAIP)	57 ± 1	1.300.000	2-6	ca.1
Deccan	66 ± 1	1.800.000	> 2	ca.1
Paranà-Namibia	132 ± 1	2.500.000	2,5	ca.1
Karoo- Antartide	176-183 ± 1	3.000.000	5,0	1-5
Atlantico Centrale (CAMP)	201 ± 1	7.000.000	> 2	ca.0,6
Siberia	249 ± 1	2.000.000	> 2,0	ca.1
Eimenshan	260 ± 1	250.000	?	?

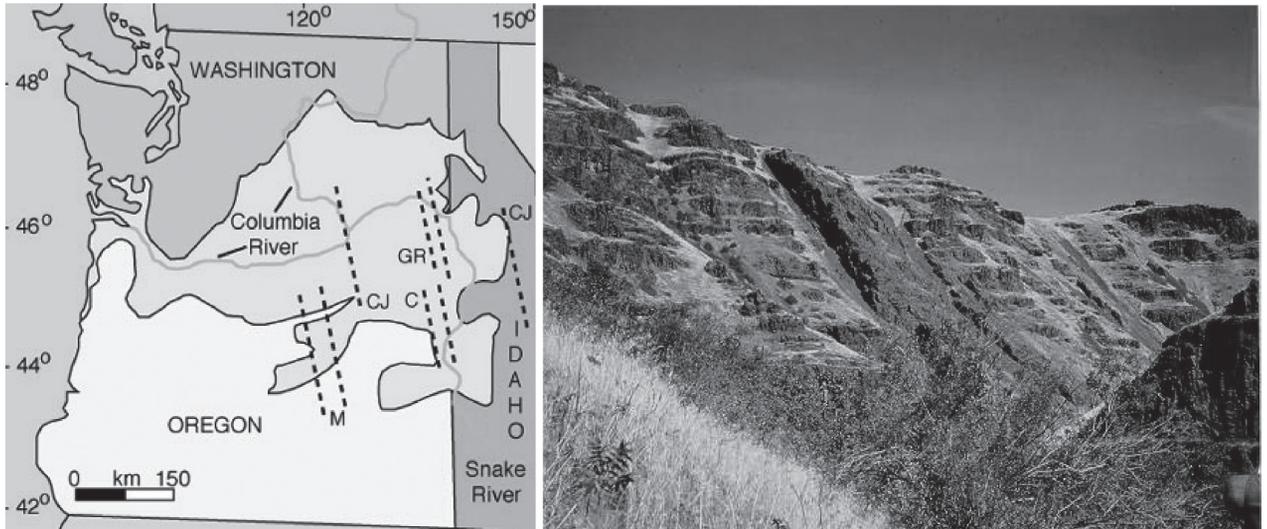


Fig. 12 - A sinistra: In grigio è mostrata l'area coperta dai basalti del Columbia River Plateau. Le linee tratteggiate mostrano l'ubicazione delle fratture di alimentazione del vulcanismo, oggi costituite da «sciame» di dicchi (indicati con CJ, «Chief Joseph», C, «Cornucopia», GR «Grande Ronde» e M, «Monument») e coni di scorie più o meno ben conservati. A destra: un dicco nello «sciame» Chief Joseph (foto di Stephen Reidel). Dal sito: <http://volcano.oregonstate.edu>

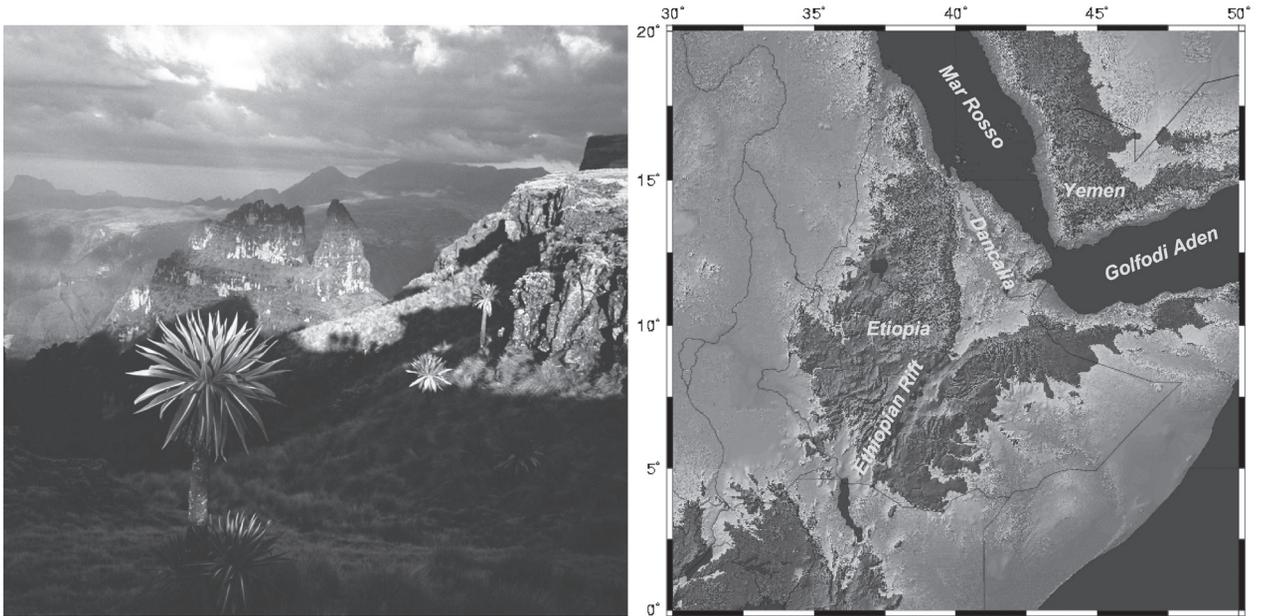


Fig. 13 - A sinistra: immagine del plateau etiopico da NationalGeographic. A destra: topografia digitale della zona di giunzione tripla tra Mar Rosso, Golfo di Aden ed Ethiopian Rift (in rosso le aree più alte – probabilmente con quote superiori a 1000 metri s.l.m) corrispondenti al plateau etiopico-yemenita. In celeste le aree della depressione danakali a quote inferiori al livello del mare. Dal sito: <http://activetectonics.asu.edu/mledi/>

Autori hanno messo in relazione questa GPM con una estinzione protrattasi nel corso dell'Eocene Superiore, ma l'inizio di tale crisi, 34 milioni di anni fa, sembra precedere considerevolmente la formazione del plateau etiopico-yemenita.

Atlantico Settentrionale

La Grande Provincia Magmatica dell'Atlantico Settentrionale («NAIP» Northern Atlantic Igneous Province) può essere messa in relazione con gli stadi precoci della separazione tra l'Europa Settentrionale e la Groenlandia,

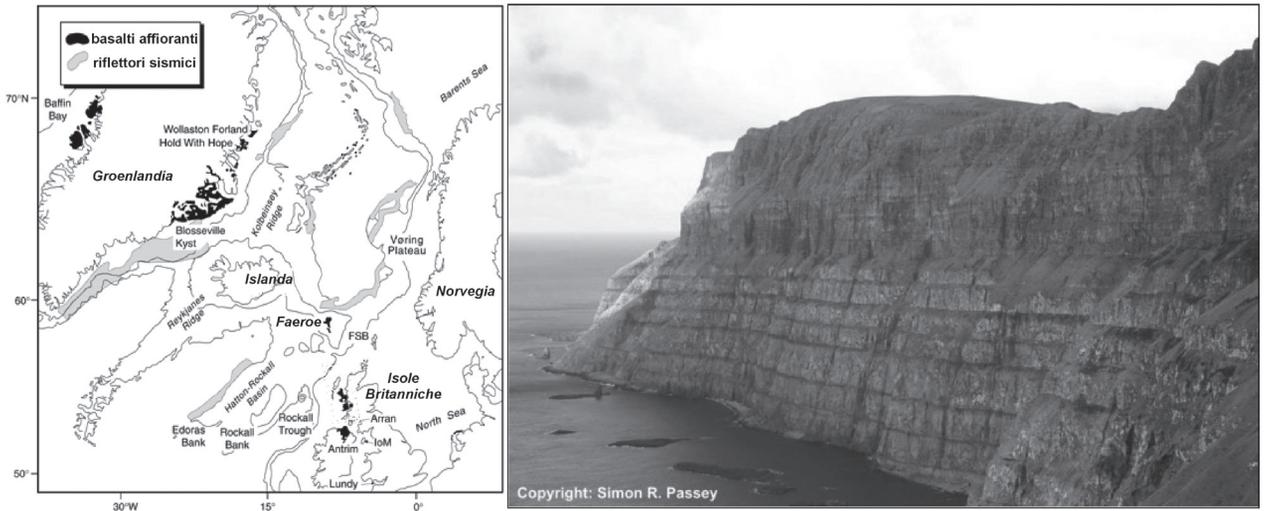


Fig. 14 - A sinistra: mappa della Provincia Magmatica del Nord Atlantico (isobate dei 500 e 2000 metri) che mostra l'ubicazione delle rocce vulcaniche affioranti e di quelle presumibilmente presenti sulla piattaforma continentale («riflettori sismici»). Da Kent e Fitton. (2000). A destra: Vista di una falesia di colate basaltiche delle isole Faeroer (Intern. Geolog. Congress, Oslo, 2008, escursione 6).

agli inizi del Terziario. Il volume complessivo di prodotti vulcanici è stato stimato tra 2 e 6 milioni di km³, con una incertezza connessa alle colate sottomarine presenti nell'off-shore. Dopo un breve periodo di attività intorno a 61 milioni di anni fa nel sud-Ovest della Groenlandia e nel Nord-Est della Gran Bretagna, una seconda più voluminosa fase di vulcanismo si sviluppò intorno a 56 Ma e portò alla messa in posto di colate basaltiche nella Groenlandia orientale, nelle isole Faroer e su ampie superfici del margine settentrionale della piattaforma continentale dell'Oceano Atlantico dove esse costituiscono riflettori sismici immergenti verso il mare. La significativa presenza di tufi basaltici testimonia del fatto che le eruzioni durante le quali furono emessi i basalti delle Faroer e della Groenlandia avevano una componente esplosiva insolita per le GPM continentali (non ci scordiamo, comunque, della diffusa presenza di depositi ignimbrici nelle sequenze del plateau etiopico-yemenita). Il Paleocene Superiore è caratterizzato da uno scivolamento verso condizioni di clima molto caldo (tipiche di quasi tutto l'Eocene) nel complesso graduale, a parte un episodio breve (120.000 anni) e straordinariamente intenso conosciuto come «Massimo Termico del Paleocene Superiore» (Late Palaeocene Thermal Maximum, LPTM) registrato tra 54,9 e 55 milioni di anni or sono (aumenti fino a 7°C delle temperature delle acque marine alle alte latitudini). Questo evento, che avvenne alla fine della formazione della Provincia del Nord Atlantico, non fu però associato a significative estinzioni di massa, a parte la sparizione di alcune famiglie di Foraminiferi bentonici, connessa allo sviluppo di condizioni povere in ossigeno delle acque profonde

Deccan (India)

I trappi del Deccan formano un vasto altopiano, profondamente inciso (Figg. 15, 16), che occupa circa 500.000

km² dell'India Settentrionale, con spessori massimi dell'impilamento lavico che arrivano a 2.500 metri. La superficie originale viene stimata tra 1,5 e 2,5 milioni di km², con un volume di almeno 2 milioni di km³. L'insieme dei trappi è diviso in diverse formazioni (da 11 a 13 secondo i diversi Autori), con una tendenza delle colate ad accavallarsi verso Sud, un fenomeno che suggerisce un'età progressivamente più giovane verso Sud dei centri eruttivi, possibile conseguenza della migrazione verso Nord dell'India al di sopra di un punto caldo stazionario (Fig. 16). Le datazioni sia magnetostratigrafiche che radiometriche sembrano indicare che la maggior parte delle lave sono state eruttate in un periodo di tempo inferiore ai 500.000 anni, a cavallo del limite Cretaceo-Terziario e includente il momento della caduta dell'asteroide di Chicxulub. Calcoli basati sulla velocità di crescita dei cristalli (mega-plagioclasti) suggeriscono tempi molto più brevi (50-55.000 anni) per l'eruzione dell'intero impilamento studiato nella sezione-tipo di Western Ghats, un centinaio di km a Sud di Mumbai. Le lave hanno una composizione predalatamente toleitica, con significative quantità di basalti picritici alcalini presenti solo nella porzione noroccidentale del plateau. Diversi complessi alcalini, acidi e carbonatitici sono pure presenti, in genere in copertura delle lave toleitiche predominanti.

Paraná e Namibia

Il grande plateau del Paraná sulla costa centro-orientale del Sud America e gli affioramenti meno estesi di rocce vulcaniche e dicchi di Etendeka, in Namibia (qualcosa anche in Angola), costituiscono una singola GPM associata all'apertura dell'Atlantico Meridionale nel corso del Cretaceo Inferiore. La morfologia del fondo dell'Oceano Atlantico conserva le tracce della separazione tra le due sponde con i rilievi del Rio



Fig. 15 - panoramica dei trappi del Deccan (Kille Rajgad, da Wikipedia).

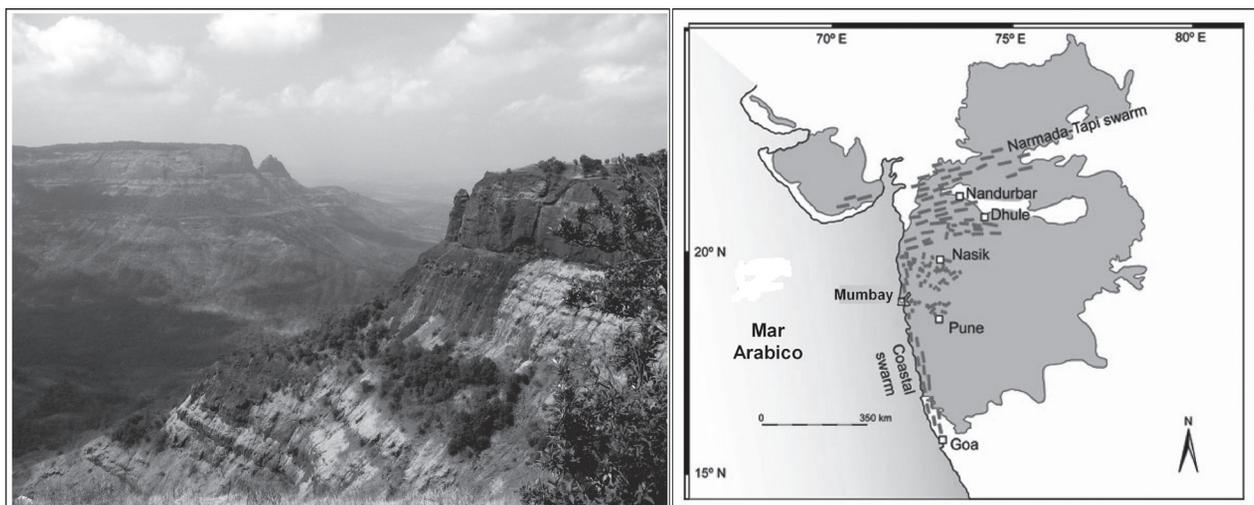


Fig. 16 - A sinistra: i trappi del Deccan nei pressi di Matheran, a Est di Mumbai, dal sito: <http://dic.academic.ru>. A destra: mappa schematica che mostra l'estensione areale dei trappi del Deccan (in verde) e l'ubicazione dei principali sistemi di dicchi (tratti rossi). Da Vanderkluyzen *et al.* (2007).

Grande Rise e della Walvis Ridge che connettono gli affioramenti del Paranà e di Etendeka al vulcanismo ancora oggi attivo al di sopra del punto caldo di Tristan da Cunha (alla cui nascita viene imputata la formazione della GPM; Fig. 18). Le due porzioni «gemelle» coprono insieme un'area di 1,5 milioni di km² con un volume complessivo di prodotti che può essere stimato intorno a 2,5 milioni di km³ (Gladzenko *et al.*, 1997). L'inizio dell'attività vulcanica è datato a 133 Ma, e l'intera Provincia sembra essersi formata in circa 600.000 anni (Renne *et al.*, 1996). Le lave emesse hanno, in grande prevalenza, composizione generica-

mente toleitica, con basalti s.l. più ricchi in Titanio nella porzione settentrionale della Provincia e lave a basso Titanio nel Sud. Ignimbriti riolitiche correlabili sulle due sponde dell'Oceano Atlantico caratterizzano le fasi finali del vulcanismo del Paranà sudorientale e di Etendeka. Rampino e Stothers (1988) e Courtillot (1995, 1999) associano la formazione di questa Provincia a un'estinzione di massa della fine del Giurassico. Tuttavia tale evento sembra essere decisamente più antico e, tra l'altro, nemmeno troppo attendibile (Wignall, 2001).

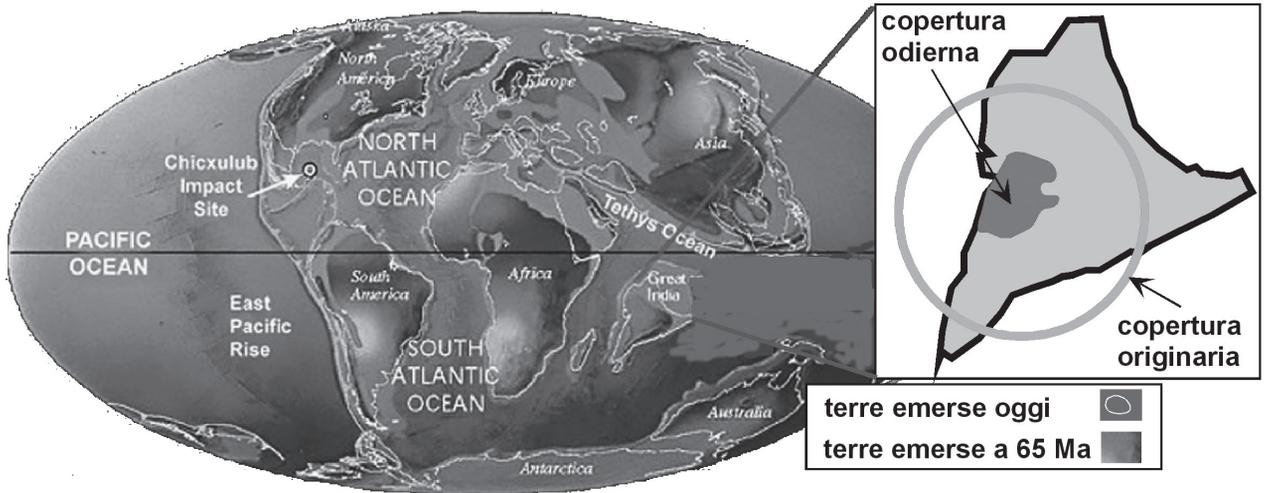


Fig. 17 - la paleogeografia della Terra alla transizione Cretaceo-Terziario (K-T). Notare la posizione della placca indiana in migrazione verso Nordest e l'ubicazione del cratere di impatto di Chicxulub. Dal sito: <http://www.scotese.com>

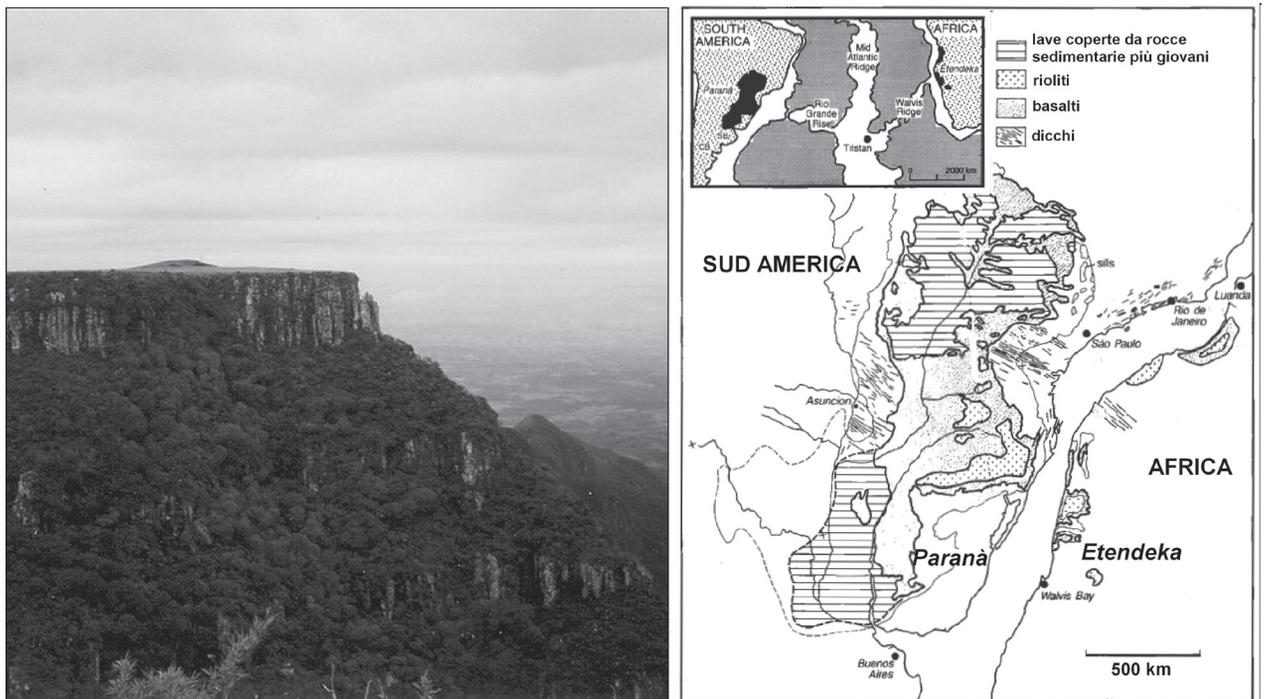


Fig. 18 - A sinistra: una falesia nei trappi del plateau del Parana (foto di E.Zimbres, da Wikipedia). A destra: ricostruzione pre-drift del supercontinente Gondwana che mostra l'area coperta dai prodotti vulcanici della Provincia in relazione al bacino del fiume Parana e al rift proto-Atlantico (da Peate, 1997). Nell'inserto: mappa dell'Atlantico meridionale nella quale le aree a profondità inferiore a 4.000 metri sono indicate in bianco, mostrando gli effetti del passaggio sopra il punto caldo di Tristan da Cunha, la cui presente ubicazione è indicata («Tristan»). SB: Salado basin, CB: Colorado basin.

Karoo e Antartide

La GPM Karoo-Ferrar è costituita prevalentemente da lave toleitiche e grandi sciami di dicchi affioranti in Africa Meridionale (Karoo), Antartide (Ferrar), Sud

America, Australia, e Nuova Zelanda. La formazione della Provincia è connessa alla frammentazione della porzione meridionale del supercontinente Gondwana e all'apertura dell'Oceano Indiano Meridionale e

dell'Oceano Antartico (insetto in Figura 19), e può essere connessa al punto caldo Bouvet, ancora attivo a sudovest del Capo di Buona Speranza, all'incrocio tra le dorsali atlantica e antartica. La maggior parte degli affioramenti si trova in Sud Africa, essendo relativamente limitati gli affioramenti finora rinvenuti in Antartide (anche a causa della copertura glaciale) e negli altri continenti. Ovviamente difficili sono le stime del volume di magma emesso; in genere viene accettato il valore di 5 milioni di km³. L'età della GPM sembra essere compresa tra 174 e 185 Ma, con una recente tendenza a negare la brevità del tempo di formazione della GPM. Durante il Giurassico Inferiore, nel Pliensbachiano (tra 190 e 183 Ma) e nel Toarciano (tra 183 e 175 Ma), è stata riconosciuta una transizione biotica significativa nel corso della quale almeno il 5% delle famiglie di organismi viventi si estinse. L'inizio del Toarciano, in particolare, è segnato da una forte anossia degli oceani.

Atlantico Centrale

All'inizio del Giurassico l'apertura dell'Atlantico centrale fu preceduta da un esteso vulcanismo i cui prodotti più conosciuti sono rappresentati dai basalti del bacino di Newark, negli Stati Uniti nord-orientali, ma comprendono affioramenti sparsi presenti in Guyana, Suriname, Guinea e Brasile disposti centripetamente intorno a un'area relativamente ristretta dell'Atlantico centrale (Fig. 18). La stima dell'area originariamente occupata da questi prodotti vulcanici, e quindi della Grande Provincia Magmatica dell'Atlantico Centrale

(CAMP), è di circa 7 milioni di km², con un volume di almeno 2 milioni di km³ (Marzoli *et al.*, 1999). Per quello che riguarda l'età della Provincia, i basalti del bacino di Newark furono emessi tra 201 e 202 milioni di anni fa, mentre i diversi affioramenti degli USA e del Sud America hanno età variabili tra 197 e 201 Ma. La CAMP si formò quindi alla transizione Trias-Giurassico (T-J). La scomparsa del 60% delle specie di pollini (e del 95% delle specie di foglie in Europa Settentrionale) suggerisce una crisi severa e improvvisa della flora terrestre, peraltro finora non riconosciuta al di fuori dell'area nord-atlantica. Il passaggio T-J sembra essere marcato da importanti cambiamenti climatici

Siberia

La fine del Permiano, 251 milioni di anni fa, è marcata dalla più grande estinzione di massa fin qui riconosciuta ed è contemporanea alla formazione di una delle maggiori GPM, per alcuni la più voluminosa di tutte, la Provincia Magmatica Siberiana. L'area coperta oggi da lave, prodotti vulcanoclastici e complessi filoniani e subvulcanici considerati correlati alla Provincia è di circa 2,6 milioni di km² (altre stime parlano di 3,9 milioni) con un volume attuale stimato intorno a 2-3 milioni di km³. La Provincia è principalmente costituita da lave, vulcanoclastiti e intrusioni basaltiche l.s.; rocce acide e intermedia, pur presenti, sono decisamente subordinate. I dati geocronologici più recenti sembrano indicare che la messa in posto della grande maggioranza dei prodotti avvenne in un intervallo di tempo non superiore

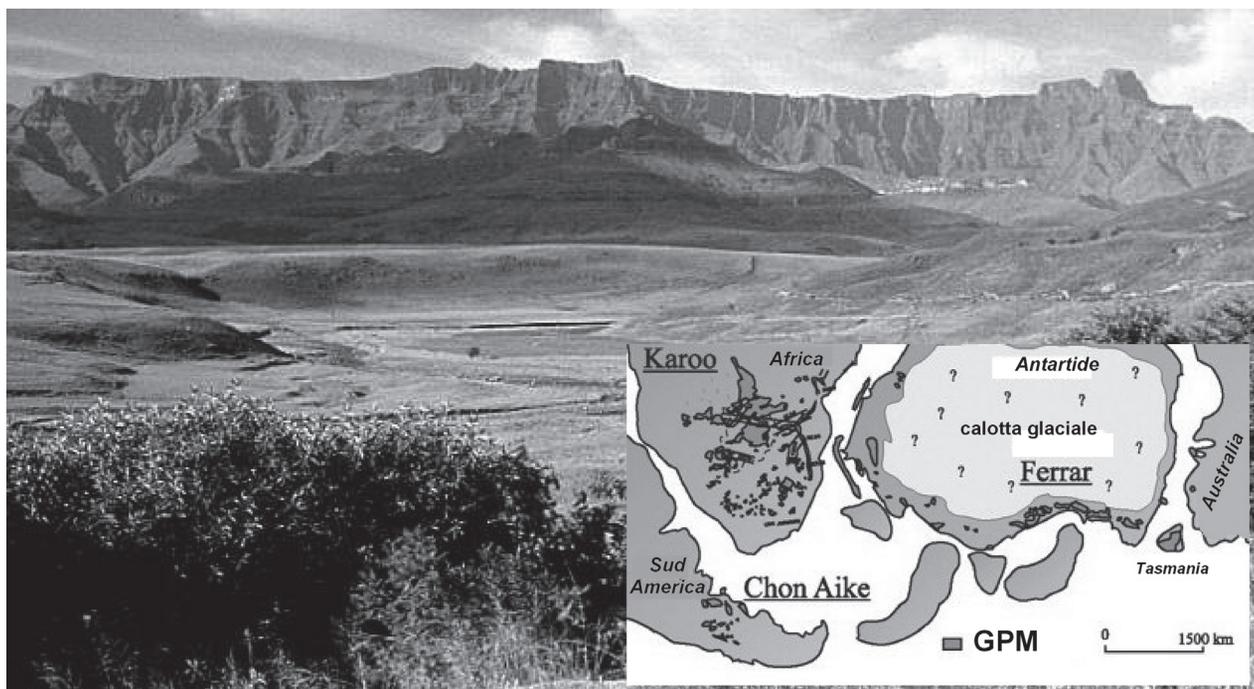


Fig. 19 - Le lave basaltiche del Karoo costituiscono la famosa falesia di Mont aux Sources nel Drakenberg (Natal, Sud Africa) (dal sito: <http://web.uct.ac.za/depts/geolsci/dlr/dyke2k/gallery>). L'insetto mostra gli affioramenti attuali dei prodotti della Grande Provincia Magmatica Karoo-Ferrar, con i continenti riportati alla posizione che avevano prima della frammentazione del supercontinente Gondwana, circa 185 milioni di anni or sono (modif. da Jourdan *et al.*, 2005).

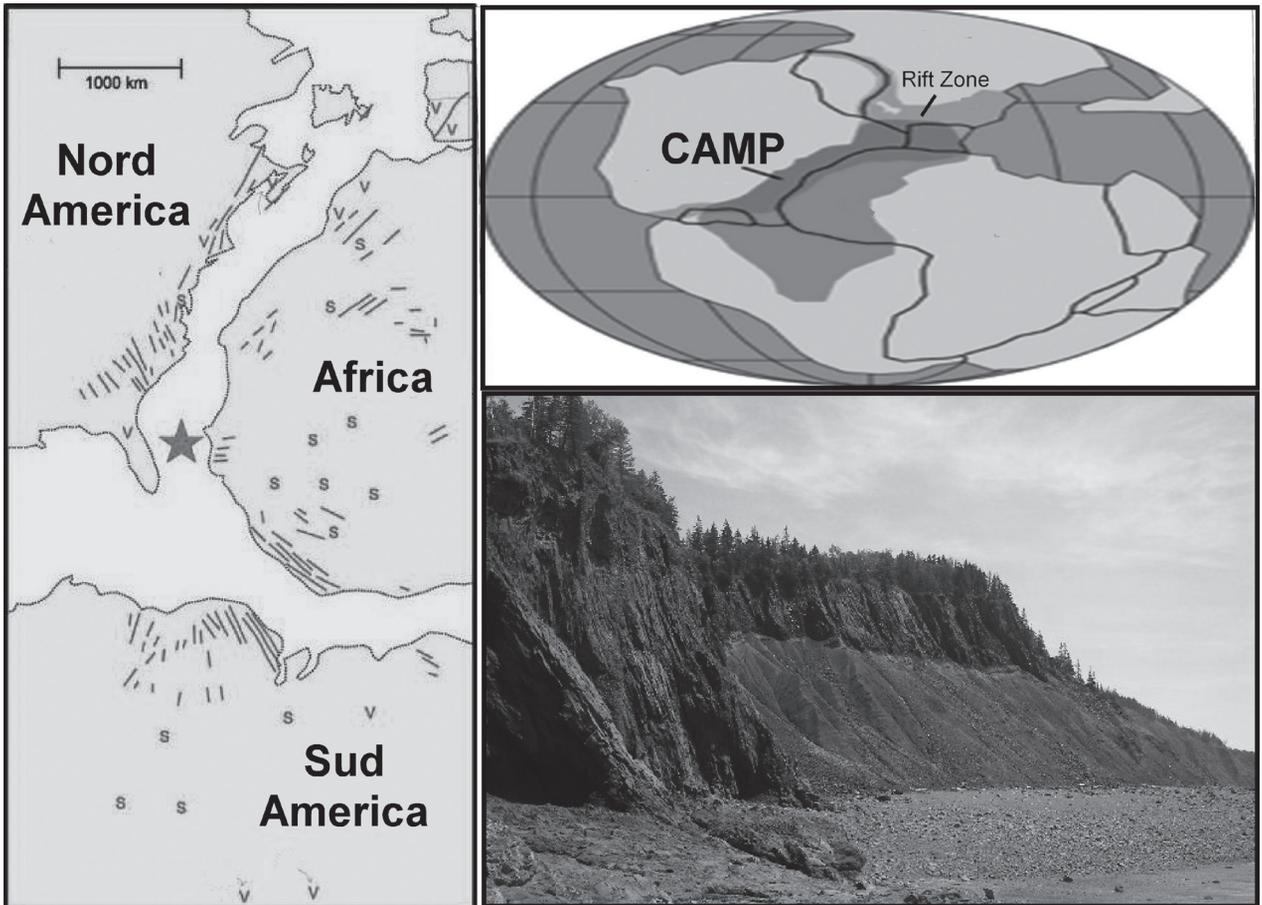


Fig. 20 - La ricostruzione della geometria della Pangea a 200 Ma, prima dell'apertura dell'Atlantico (a destra in alto da Olsen, 1999), permette di stimare l'estensione della Provincia Magmatica dell'Atlantico Centrale (CAMP) e di riconoscere la disposizione centripeta degli sciami di dicchi rispetto a un punto centrale marcato dalla stella (segmenti rossi: dicchi; s: sills; v: vulcaniti) (modif. da Ernst and Buchan, 2001, in <http://www.largeigneousprovinces.org>). A sinistra in basso: a Five Islands, Nova Scotia, Canada i basalti della CAMP coprono in concordanza la formazione Blomidon (argille lacustri) con il limite T-J (Trias-Giurassico) nei sedimenti grigi subito sotto le lave (da: <http://www.abdn.ac.uk/~gmi460/Atlantic>)

a 900.000 anni. L'estinzione di massa della fine del Permiano ha interessato un gran numero di organismi, soprattutto marini (si ipotizza il 49% delle famiglie e il 72% dei generi): i coralli dei subordinati Tabulata e Rugosa, i crinoidi e i trilobiti scomparvero, dei 60 generi di Brachiopodi ne rimasero 10, dei Foraminiferi del sottordine Fusulina ne scomparve il 90%.

Cina Meridionale (Emeishan)

I trappi della Siberia sono stati preceduti di poco (geologicamente parlando) dalla formazione della GPM di Emeishan, nella Cina Meridionale, la cui età è di 260 Ma. Il volume originario dei trappi di Emeishan, distribuiti su una superficie di circa 350.000 km², è ignoto, comunque dovrebbe essere decisamente inferiore a quello della GPM siberiana. Recenti lavori hanno posto l'accento sul fatto che i prodotti delle fasi iniziali della GPM di Emeishan mostrano chiare evidenze di interazione tra magma e acqua di mare, mancando

ogni traccia del sollevamento dell'ordine del chilometro che i modelli precedenti invocavano a testimonianza dell'arrivo di grandi masse di materiale caldo profondo. La formazione della GPM è associata con l'estinzione di massa che avvenne alla fine dello stadio Capitaniano, dell'epoca Guadalupiana del periodo Permiano.

Grandi Province Magmatiche ed estinzioni di massa

Secondo diversi Autori, negli ultimi 260 milioni di anni esiste una coincidenza cronologica quasi perfetta tra plateaux basaltici continentali ed estinzioni di massa e questo costituisce il più convincente legame tra i due fenomeni. Non solo tutte e quattro le maggiori estinzioni incluse in questo intervallo di tempo, ma anche le crisi biotiche meno rilevanti, sembrano ben corrispondere cronologicamente alla formazione di GPM (Fig. 23). Nessun altro fenomeno (certamente no, allo stato attuale delle conoscenze, gli impatti di meteoriti, con i quali ho cominciato questo articolo) mostra una corre-

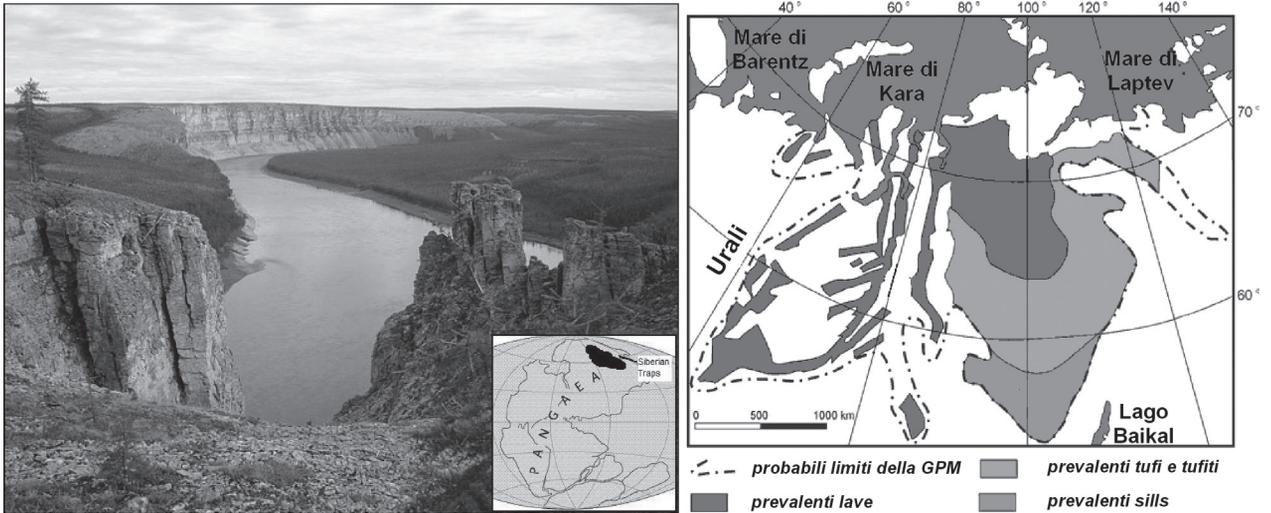


Fig. 21 - A sinistra: i trappi della Siberia incisi dal fiume Kotuy (dal sito: <http://earthobservatory.nasa.gov>); nell'inserto la posizione della GPM della Siberia (in nero) nella paleogeografia della Pangea alla fine del Permiano. A destra: mappa schematica della distribuzione attuale dei prodotti della GPM della Siberia (modificato da Masaitis, 1983, in <http://www.mantleplumes.org>)

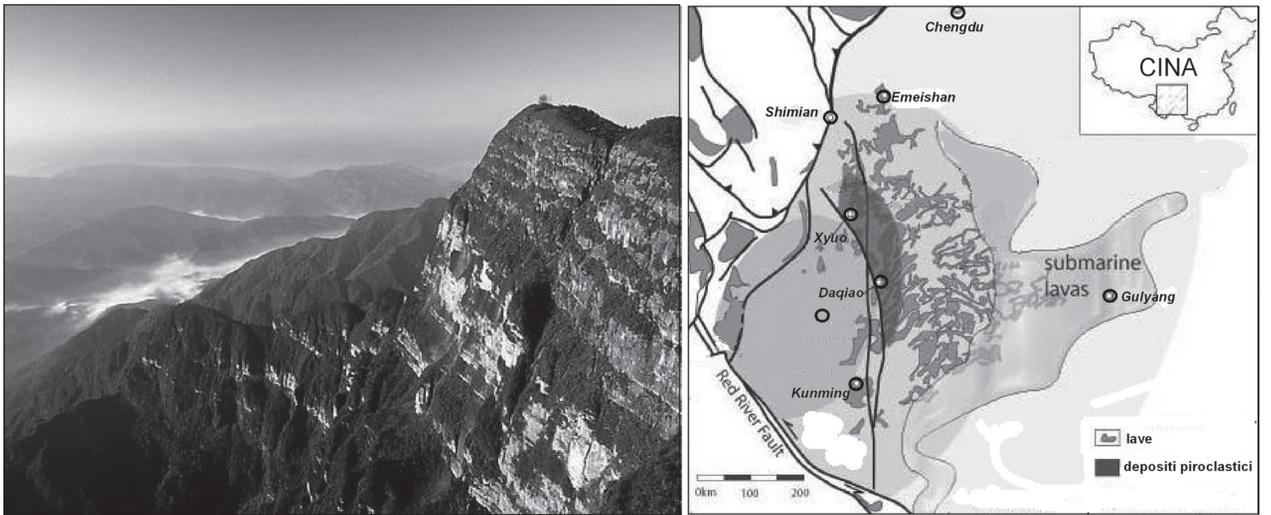


Fig. 22 - A sinistra: ripide falesie nei trappi di Emeishan, Sichuan (Cina Meridionale), dal sito: <http://www.terragalleria.com>. A destra: carta geologica schematica della GPM di Emeishan (da Ukstins Peate.& Bryan., 2008).

lazione così indiscutibile. Il legame è però enigmatico: la quantità di magma emesso non sembra infatti connesso all'ampiezza della transizione biotica, così come pare non esserci relazione con la maggiore o minore proporzione dei prodotti dell'attività esplosiva rispetto alle lave. E anche le condizioni globali del clima non corrispondono a quanto ci si aspetterebbe sulla base delle attuali conoscenze.

Un'idea dell'impatto climatico che la formazione di una GPM avrebbe sulla Terra può essere ricavata dalla sintetica descrizione degli effetti della più grande eruzione effusiva di cui si abbia memoria storica: quella di Laki, avvenuta in Islanda, nel 1783. L'eruzione ebbe

inizio nel giugno e durò ininterrottamente per otto mesi. Durante questo periodo più di 12 km^3 di lava furono emessi da 115 crateri allineati lungo una frattura di 25 km (Fig. 24), originando il più grande campo lavico mai prodotto in tempi storici (565 km^2 di superficie). Furono emessi anche $0,3 \text{ km}^3$ di prodotti piroclastici (cenere e lapilli), ma il carattere dell'eruzione fu essenzialmente effusivo, con un tasso eruttivo di $500\text{-}600 \text{ m}^3/\text{s}$. I danni maggiori provocati dall'eruzione di Laki derivarono dai gas vulcanici. Qualcosa come 100 milioni di tonnellate di gas tossici (per lo più anidride solforosa) portarono alla formazione di una nebbia bluastro su tutta l'Islanda e i raccolti e i pascoli andarono comple-

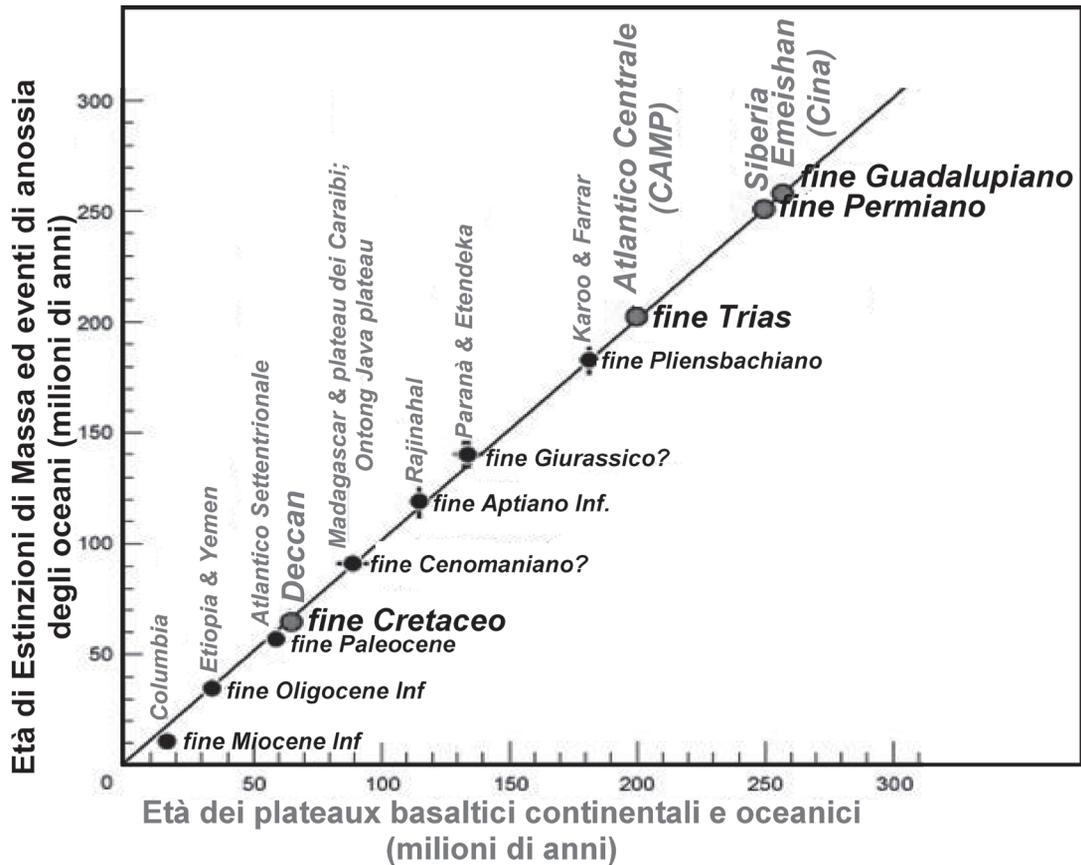


Fig. 23 - Relazioni d'età tra la formazione delle Grandi Province Magmatiche (GPM) e i principali eventi di estinzione (da Courtillot e Renne, 2003).

tamente distrutti. Nei due-tre anni successivi la carestia portò alla morte del 75% del bestiame e del 24% degli abitanti. Ma gli effetti della nebbia bluastro non furono ristretti all'Islanda. Essa si spostò lentamente verso Ovest e, attraverso tutta l'Europa centro-settentrionale, raggiunse, cinquanta giorni dopo il suo primo apparire in Islanda, le montagne dell'Altair in Cina. L'inverno tra il 1783 ed il 1784 fu estremamente rigido in tutto l'emisfero settentrionale: negli Stati Uniti, tra il dicembre 1783 e il febbraio 1784, si registrarono temperature medie di quasi 5 gradi sotto la media degli ultimi 225 anni, mai più raggiunte fino ad oggi. L'ondata di freddo non si esaurì nel 1784; anche nei due inverni successivi furono registrate temperature fortemente inferiori alla media. Benjamin Franklin, che direttamente sperimentò quei rigidi inverni, fu il primo a suggerire che il gran freddo fosse dovuto al blocco della radiazione solare indotto dalle ceneri (in realtà ne erano state emesse poche) e dai gas dell'eruzione di Laki.

Qual'è la ragione per la quale l'eruzione del Laki produsse un raffreddamento significativo durato 2-3 anni a scala quasi globale (praticamente tutto l'emisfero boreale)?

Le eruzioni esplosive iniettano nella stratosfera quantità variabili, anche molto grandi, di microparticelle silica-

tiche e di gas. Fino agli inizi degli anni '70 si riteneva che le finissime particelle solide potessero rimanere a lungo nella stratosfera, e fossero quindi le principali responsabili di sensibili raffreddamenti sulla superficie terrestre. In questo quadro il «rischio climatico» di una eruzione era semplicemente legato alla massa di materiale solido che arrivava nella stratosfera. Una tale conclusione contrasta però con la mancanza di variazioni climatiche sensibili in concomitanza di molte grandi eruzioni esplosive, come ad esempio quella del Katmai (in Alaska) nel 1912 o quella del Krakatau (in Indonesia) del 1883, nonché, viceversa, con la presenza di forti effetti climatici che abbiamo già discusso in relazione alla grande eruzione effusiva del Laki del 1783. Oggi sappiamo che l'effetto delle ceneri vulcaniche si esaurisce molto rapidamente (al massimo in pochi mesi) a seguito della loro deposizione, accelerata e favorita da fenomeni di aggregazione particellare. Più duraturi sono invece gli effetti legati alla presenza nella stratosfera di composti acidi che, in goccioline minutissime, formano un aerosol (Fig. 25) capace di riflettere la radiazione solare e quindi di raffreddare la troposfera. Non è ben definibile il periodo successivo all'eruzione durante il quale l'effetto del raffreddamento si fa sentire: nell'esperienza umana esso

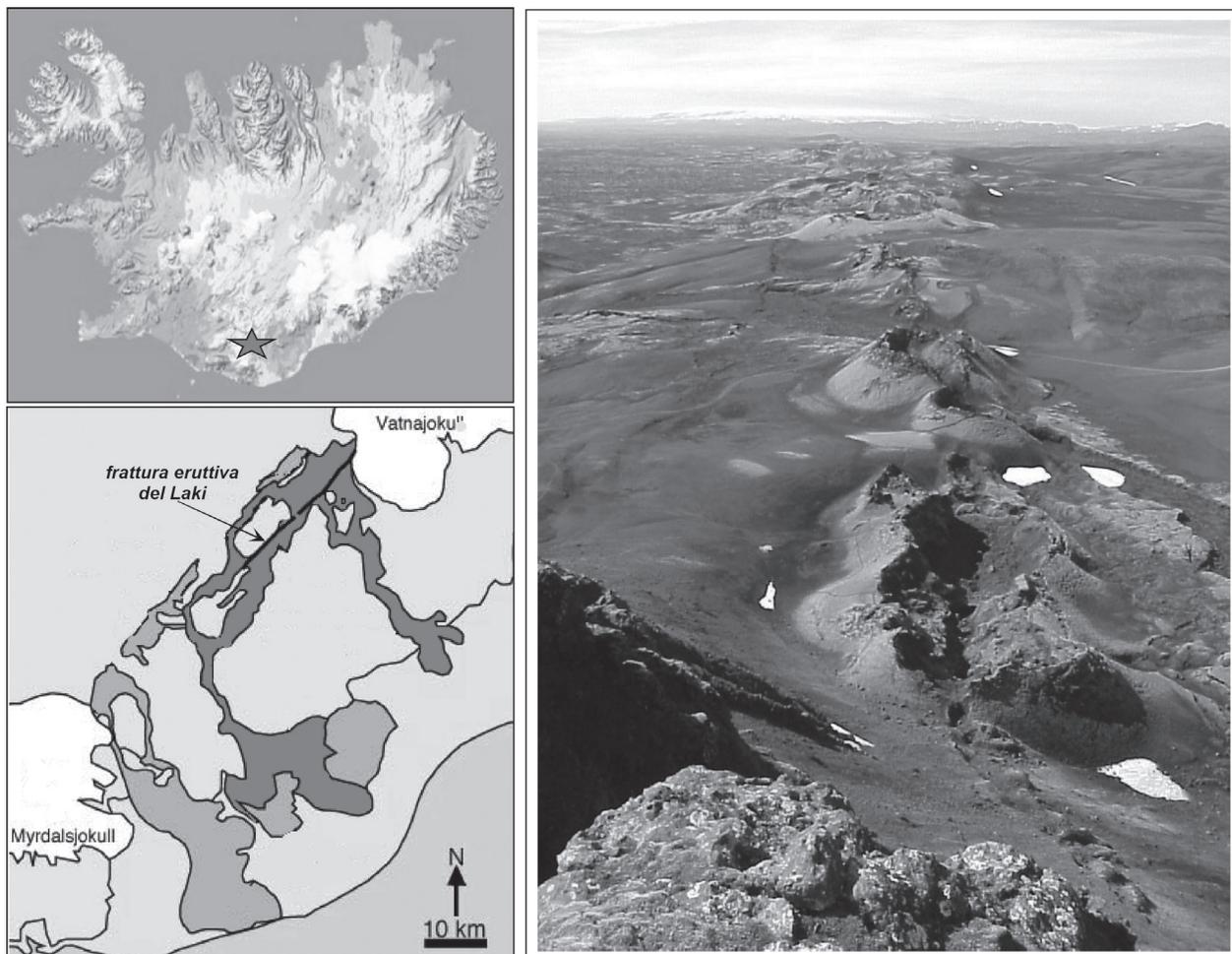


Fig. 24 - L'eruzione del Laki (Islanda) del 1783. La stella sulla carta dell'Islanda mostra l'ubicazione della frattura. In basso a sinistra (modif. da Thordarson *et al.*, 2001): in rosso, la mappa mostra l'estensione delle colate di lava (in grigio le lave di un'altra grande eruzione fissurale, molto simile, avvenuta nel 935 d.C.). A destra: la frattura del Laki oggi (dal sito: marsoweb.nas.nasa.gov).

è stato compreso tra i due ed i sette anni, variando in funzione di numerosi fattori quali lo spessore dell'aerosol, le dimensioni delle goccioline di acido, la concentrazione di tale acido, il regime dei venti e quindi la latitudine alla quale si è verificata l'eruzione. Gli acidi che costituiscono l'aerosol possono essere diversi: solforico, solfidrico, cloridrico, fluoridrico. Di gran lunga prevalente è però sempre l'acido solforico prodotto per reazione tra l'anidride solforosa emessa dal vulcano e l'acqua atmosferica. I risultati delle eruzioni più recenti sembrano quindi indicare che la causa che determina l'influenza sul clima di un'eruzione vulcanica sia la quantità di acido solforico immessa nella stratosfera. Facciamo ora il confronto tra il campo di lava formatosi nel corso dell'eruzione di Laki e una delle grandi colate della più recente (e più piccola) GPM, il «Roza Member» del Columbia River Plateau (Fig. 26). Questa colata, che ha raggiunto zone distanti più di 300 km dalla frattura di emissione, copre una superficie di 40.300 km², con un volume di circa 1300 km³. Calcoli effettuati

sui tempi di formazione della crosta scoriacea indicano una durata di diversi anni dell'eruzione, indicativamente tra 5 e 15, con un tasso eruttivo medio, di conseguenza, variabile tra 2600 e 8100 m³/s (da 7.000 a più di 20.000 tonnellate di magma emesse ogni secondo). Gli effetti ambientali di fenomeni di queste dimensioni eccedono le nostre conoscenze. L'eruzione del 1783-84 del Laki fornisce l'unico possibile analogo conosciuto del vulcanismo che ha dato origine alle GPM, su una scala enormemente inferiore. Che effetto potrà avere avuto un'eruzione di intensità da 15 a 5 volte maggiore di quella del Laki, durata non 7 ma da 60 a 180 mesi? E che si sia ripetuta una volta ogni 1000 anni per 1000 volte? Proviamo a cercare di immaginarlo. Ad ogni eruzione la temperatura media terrestre subirebbe abbassamenti di alcuni gradi; lo strato di ozono sarebbe quasi totalmente distrutto a opera delle emissioni di HCl (quasi impercettibili nel caso dell'attività vulcanica «normale», che cioè conosciamo e cui siamo abituati, ma certamente enormi con questi volumi), con

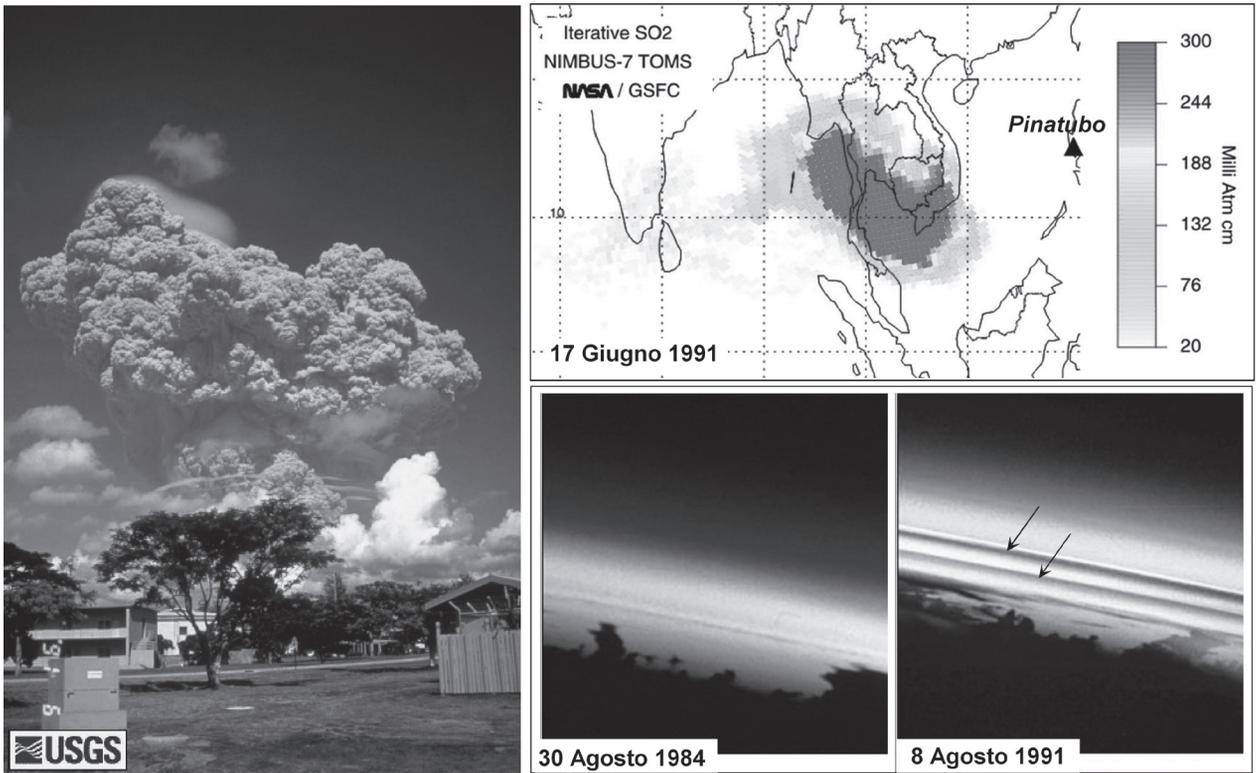


Fig. 25 - A sinistra: la colonna dell'eruzione del 12 giugno 1991 del Monte Pinatubo (Filippine) fotografata dalla base aerea americana Clark (USGS, R.P.Hoblitt). A destra: 5 giorni dopo l'inizio della fase parossistica dell'eruzione del Pinatubo, la nube carica di SO_2 , rilevata dal satellite Nimbus della NASA, si è spostata sull'Indocina e su Singapore. In alto: In basso: l'orizzonte terrestre dallo spazio prima e dopo l'eruzione del Pinatubo del 12 giugno 1991; al tramonto del 30 agosto 1984: l'atmosfera è chiara e si vedono nubi temporalesche al tetto della tropopausa; al tramonto dell'8 agosto 1991, quasi due mesi dopo l'eruzione, si vedono due distinti livelli scuri di aerosol nell'atmosfera (altezza stimata di 20 e 25 km). Immagini NASA STS41D-32-14 and STS043-22-23.

conseguenti danni e morti per gli esseri viventi legati al drammatico aumento delle radiazioni UV giunte sulla superficie. Gli elementi tossici «normali» (F, As, Sb, Hg, Se, ecc.) in queste condizioni raggiungerebbero concentrazioni inquinanti e dannose per la vita su aree molto grandi, mentre i gas acidi direttamente emessi (HCl, H_2S) o formati per reazione con l'umidità atmosferica (H_2SO_4), indurrebbero piogge ad altissima acidità e capacità di danno. Il complessivo «potenziale assassino» delle GPM non pare certamente inferiore a quello dell'impatto di un grande asteroide, oltretutto espanso su tempi dell'ordine delle centinaia di migliaia di anni, tempi che appaiono più compatibili con il record paleontologico conosciuto, non suggestivo di estinzioni «istantanee».

Nel corso di queste spaventose eruzioni il fattore capace di indurre direttamente il danno maggiore all'ambiente sarebbe il flusso di gas. La quantità complessiva di SO_2 e CO_2 emessa nel corso della colata Roza Member, che abbiamo preso come riferimento per singola eruzione di GPM (Fig. 26), è stata stimata con una ragionevole attendibilità (Self *et al.*, 2005) a 10-12 Gigaton (1 Gt = un miliardo di tonnellate) sia per la SO_2 che per la CO_2 , con un flusso grossolanamente calcolabile a più di

3 Megaton al giorno (1 Mt = un milione di tonnellate) per ciascuna specie gassosa (su un periodo di 10-12 anni). Con questi flussi di SO_2 la generazione di aerosol di acido solforico deve essere stata imponente con un conseguente durissimo raffreddamento atmosferico che potrebbe essere durato decenni. Di esso, però, le evidenze geologiche sono scarsissime o del tutto assenti. Sei delle undici GPM di Tabella 1 coincidono, anzi, con episodi di riscaldamento globale e condizioni anossiche (3) degli oceani. Ciò suggerisce che le emissioni di gas serra che hanno accompagnato la formazione delle GPM continentali debbano aver giocato un ruolo importante, anche se flusso e massa totale del principale di questi gas, la CO_2 , possono essere definiti non significativi al confronto delle quantità normalmente prodotte sulla superficie terrestre e presenti nell'atmosfera.

L'origine delle GPM

Tra i pianeti e i satelliti del sistema solare la Terra è l'unica sulla quale si sono sviluppate le condizioni adatte allo sviluppo di una tettonica litosferica a placche, guidata da movimenti convettivi all'interno del mantello. Ma anche sulla Terra, la teoria canonica della tettonica a placche non contempla il ripetersi di eventi

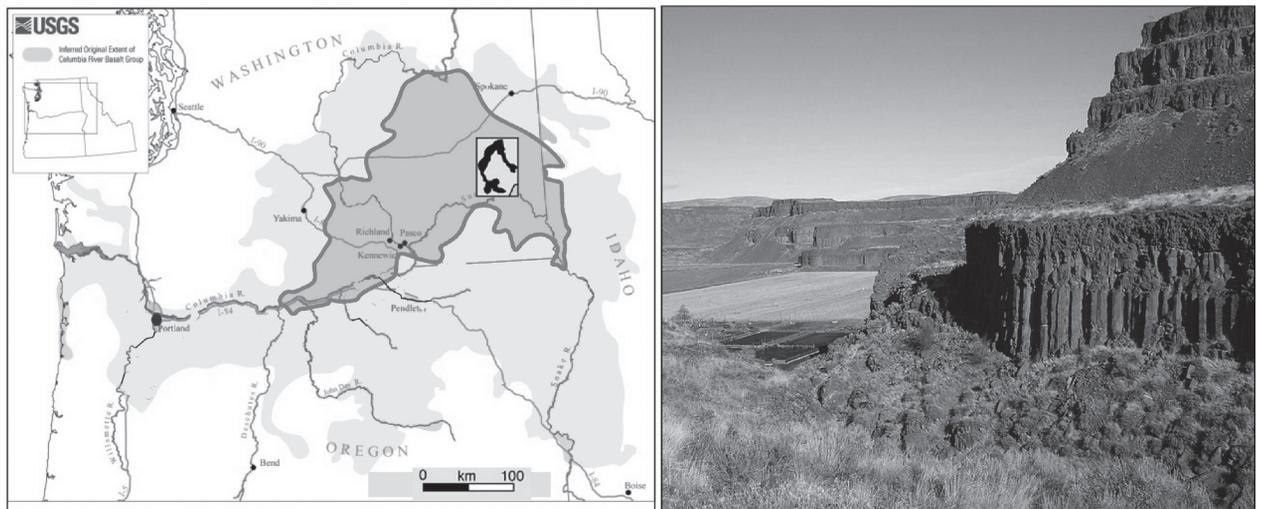


Fig. 26 - A sinistra: La figura mostra le superfici coperte dalle colate del Columbia River Plateau, negli Stati Uniti nordoccidentali, in grigio chiaro, e, in grigio scuro, da una delle più estese di tali colate, il Roza Member (il «gradino» più alto nella foto di destra (dal sito <http://p2o2.blogspot.com/2008/07/>)), messo a confronto con l'area coperta dall'eruzione del 1783 del Laki (in nero nel piccolo riquadro) (dal sito <http://volcano.oregonstate.edu>).

straordinari di accrescimento crustale quali sono le formazioni delle GPM. Dal momento del riconoscimento della loro esistenza, esse hanno visto un progressivo, forse abnorme, aumento del loro numero. Attualmente nel sito della «LIPs Commission» (4) istituita dall'Associazione Internazionale di Vulcanologia e di Chimica dell'Interno della Terra (IAVCEI) sono elencate più di 300 possibili Grandi Province, la cui età varia dai 16 milioni di anni della «Columbia River» negli Stati Uniti nord-occidentali ai 3,8 miliardi di anni della «Isua-1» in Groenlandia.

I motivi per i quali enormi quantità di magma vengono episodicamente prodotti in tempi geologicamente molto brevi sono ancora oggetto di indagine e di speculazione. Si tratta di processi connessi alla risalita di masse di mantello profondo, i cosiddetti «pennacchi di mantello» (*mantle plumes*)? oppure sono controllati dalla dinamica della litosfera? O sono invece processi indotti dall'impatto di grandi corpi celesti?

Venti o trenta anni fa, quando cominciai lo studio sistematico dei plateaux basaltici continentali, il vulcanismo che essi testimoniavano era considerato lo stadio preliminare precedente il rifting continentale, possibile risultato dell'ascesa di un *mantle plume* con associati inarcamento e assottigliamento della litosfera e abbondante produzione di magma su tempi dell'ordine di alcune decine di milioni di anni. Il miglioramento delle tecniche di datazione delle rocce ha però dimostrato che le province continentali basaltiche si sono quasi interamente formate in meno di un milione di anni (qualche dubbio permane sulla GPM Karoo-Antartide). Dal momento che un rifting passivo non può giustificare tassi eruttivi e di produzione di magma così alti, questi devono essere il risultato di altri processi. I cicli «normali» di formazione, invecchiamento e distruzione delle placche («Periodi Wilsoniani») descritti dalla teoria della Tettonica Globale non danno conto e non

prevedono né le fasi iniziali di attività che producono le GPM, né l'attività vulcanica successiva, di lunga durata, che nei bacini oceanici dà origine alle catene lineari di isole vulcaniche.

Abbiamo visto che diverse Grandi Province sono legate a Punti Caldi ancora attivi da catene lineari di isole vulcaniche o di vulcani, con la ovvia conseguenza che, in questi casi, la loro origine viene legata ai «pennacchi di mantello». I primi modelli proposti a integrazione della teoria classica di Morgan (1971, 1972), che in genere, nella sostanza, sono ancora i più seguiti, implicano l'arrivo episodico nella litosfera di pennacchi di mantello profondo, caldi e relativamente ricchi in elementi leggeri, in risalita dal livello di interfaccia termico che separa il nucleo dal mantello (5) (episodi di ribaltamento della stratificazione del Mantello: *MOMO - Mantle overturn, major orogeny*) (Fig. 27). I pennacchi sarebbero costituiti da una grande «testa» a bulbo («plume head») e di una lunga «coda» sottile («plume tail») che alimenta la testa e la collega alla sorgente. Quando la testa incontra la litosfera essa la solleva, si espande e fonde catastroficamente, generando in pochi milioni di anni (in molti casi forse meno di un milione) gli enormi volumi di magma che caratterizzano le GPM e portando, se la litosfera impattata è di natura continentale alla separazione dei continenti. Il sollevamento iniziale dovrebbe essere stato molto pronunciato, tra 1 e 4 km, e dovrebbe aver provocato importanti crescite o diminuzioni del livello del mare, a seconda che esso abbia interessato un fondo oceanico o un continente. Una volta esaurita la testa, l'intersezione della «coda» del pennacchio con la litosfera impattata dalla testa del pennacchio, continua a produrre magma per tempi anche molto lunghi, costituendo un «normale» punto caldo.

Col progredire della conoscenza e con l'aumento del numero delle GPM è aumentata anche la loro variabilità, e la loro origine non è sempre riconducibile a un

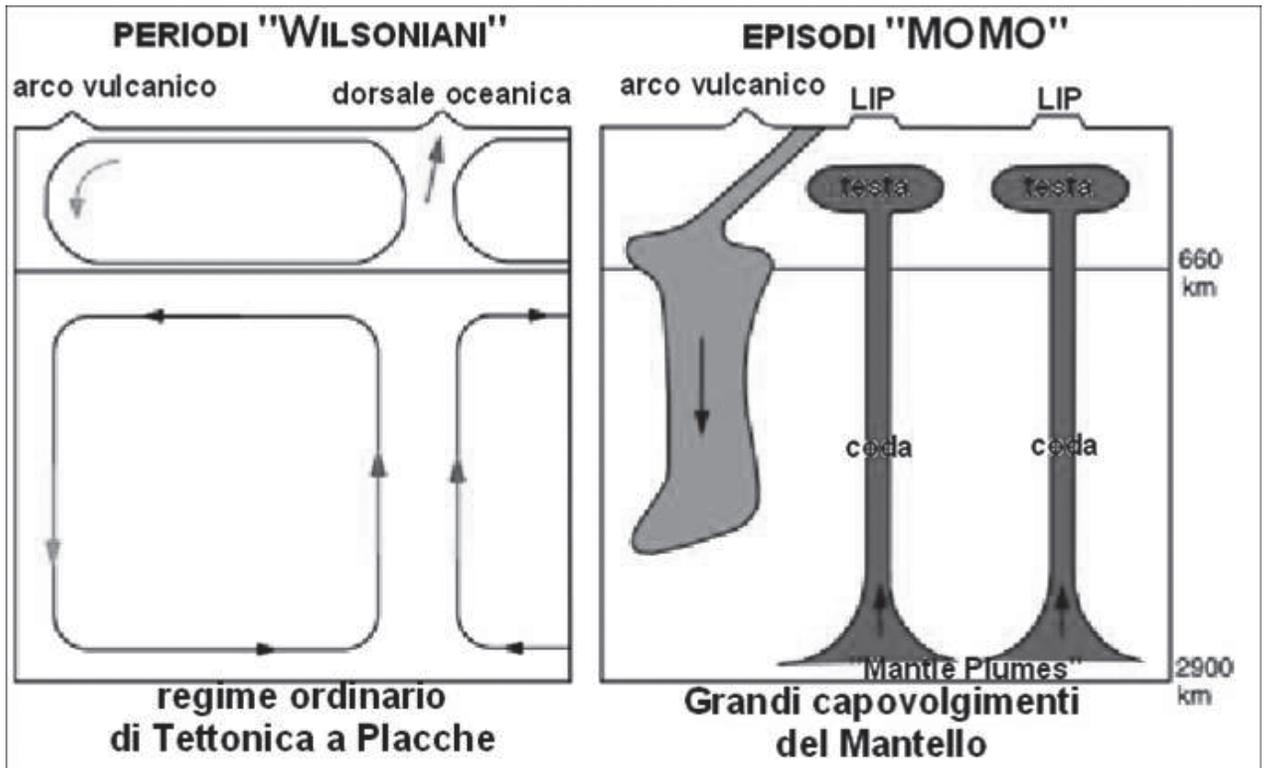


Fig. 27 - Modelli schematici di «Periodi Wilsoniani» e di «Episodi MOMO (mantle overturn, major orogeny)». Durante i primi (sin.) la tettonica delle placche ha un funzionamento «normale», con apertura e chiusura dei bacini oceanici guidati dalla convezione nel mantello superiore e dalla subduzione; Mantello Superiore e Mantello Inferiore sono tra loro isolati. Durante gli episodi MOMO (destra) il materiale freddo accumulatosi sulla superficie di separazione tra Mantello Superiore e Inferiore (660 km) rompe l'interfaccia e scende nel Mantello Inferiore mentre uno o più grandi pennacchi caldi («hot plumes») risalgono dalla superficie di separazione Nucleo-Mantello e le loro «teste» formano rapidamente le GPM (LIP), mentre l'attività delle «code» dura molto più a lungo (da Stein and Hofmann, 1994) sotto forma di «punti caldi».

singolo modello. Non tutte le GPM si ritrovano bene nello scenario «pennacchio di mantello», e, spesso, manca la chiara evidenza di un marcato sollevamento litosferico. Per produrre enormi volumi di magma in un lasso di tempo geologicamente breve è necessaria una enorme quantità di energia termica che, alternativamente all'ascesa dei pennacchi profondi, potrebbe essere fornita dal mantello superiore attraverso processi quali la «delaminazione» (6) e l'«effetto del bordo» (7), che non discuteremo.

CONCLUSIONI

Il problema maggiore nel discutere le conseguenze sull'ambiente della formazione delle GPM concerne le dimensioni molto diverse degli effetti prodotti da eventi vulcanici di scala molto simile. Le GPM possono infatti causare modifiche climatiche e ambientali sempre significative, ma che, a livello di estinzioni di massa, possono risultare quasi ininfluenti (NAIP, limite Paleocene-Eocene), severe (Karoo-Antartide, nel Giurassico Inferiore) o catastrofiche (trappi della Siberia, alla fine del Permiano). Molti Autori pensano che fattori quali il contenuto pre-GPM di CO₂ in atmo-

sfera e i tassi eruttivi rappresentino variabili-chiave di ogni cambiamento climatico, probabilmente legato al superamento di valori-soglia avvicinati da tutte le GPM, ma superati solo da alcune. La corrispondenza migliore tra GPM ed estinzioni di massa riguarda eventi avvenuti quando la maggior parte dei continenti faceva parte di un unico supercontinente, la Pangea; questa configurazione, secondo altri, sarebbe stata molto poco capace di fare fronte a iniezioni improvvise e rapide di enormi quantità di CO₂ in atmosfera poiché l'alterazione chimica (il meccanismo più forte di consumo di CO₂ alla scala dei tempi geologici) sarebbe stata molto limitata e lenta nelle immense aride distese interne alla Pangea.

BIBLIOGRAFIA

- Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V., 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science* 208 (4448): 1095-1108.
- Alvarez W., Alvarez L.W., Asaro F., Michel H.V., 1979. Anomalous iridium levels at the Cretaceous/Tertiary boundary at Gubbio, Italy: Negative results of tests for a supernova origin. In: Christensen W.K., Birkelund T. (eds.), Cretaceous-Tertiary Boundary Events Symposium; II. Proceedings. University of Copenhagen, pp. 69.

- Ambrose S.H., 1998. Late Pleistocene human population bottlenecks, volcanic winter, and differentiation of modern humans. *Journal of Human Evolution* 34: 623-651.
- Anderson D.L., 1998. The EDGES of the mantle. In: The Core-Mantle Boundary Region. AGU, *Geodynamics Ser* 28: 255-271.
- Chyba C., Sagan C., 1992. Endogenous production, exogenous delivery and impact-shock synthesis of organic molecules: an inventory for the origins of life. *Nature* 355 (6356): 125-132.
- Civetta L., Orsi G., Pappalardo L., Fisher R.V., Heiken G., Ort M., 1997. Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes - The Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei. Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 75: 183-219.
- Coffin M.F., Eldholm O., 1993. Large igneous provinces. *Scientific American* 269 (4): 42-49.
- Coffin M.F., Eldholm O., 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics* 32: 1-36.
- Coffin M.F., Eldholm O., 2005. Large igneous provinces. In: Selley R.C., Cocks R., Plimer I.R. (eds.), *Encyclopedia of Geology*, Elsevier, Oxford, pp. 315-323.
- Courtillot V., 1994. Mass extinctions in the last 300 million years: one impact and seven flood basalts. *Isr. J. Earth Sci.* 43: 255-266.
- Courtillot V., 1999. *Evolutionary Catastrophes: the Science of Mass Extinction*. Cambridge (revised edition); 173 pp.
- Covey C., Thompson S. L., Weissman P.R., MacCrackena M.C., 1994. Global climatic effects of atmospheric dust from an asteroid comet impact on Earth. *Global and Planetary Change* 9:263-273.
- Darwin C. (1859). *On the Origin of Species by Means of Natural Selection, or the Preservation of Favoured Races in the Struggle for Life* (1st ed.). John Murray, London.
- Erwin D.H., 1994 The Permian-Triassic extinction. *Nature* 367: 231-236.
- Fedele F.G., Giaccio B., Isaia R., Orsi G., 2002 Ecosystem impact of the Campanian Ignimbrite eruption in Late Pleistocene Europe. *Quaternary Research* 57: 420-424.
- Gathorne-Hardy F.J., Harcourt-Smith W.E.H., 2003. The super-eruption of Toba, did it cause a human bottleneck? *Journal of Human Evolution* 45: 227-230.
- Gladchenko T.P., Hinz K., Eldholm O., Meyer H., Neben S., Skojseid J., 1997. South Atlantic volcanic margins. *J. Geol. Soc. London* 154: 465-470.
- Hales T.C., Abt D.L., Humphreys E.D., Roering J.J., 2005 A lithospheric instability origin for Columbia River flood basalts and Willa-walla Mountains uplift in northeast Oregon. *Natur*, 438: 842-845.
- Kent R.W., Fitton J.G., 2000 Mantle Sources and Melting Dynamics in the British Palaeogene Igneous Province. *Journal of Petrology* 41: 1023-1040.
- King S.D., Anderson D.L., 1998. Edge-Driven Convection. *Earth Planet. Sci. Lett.* 160: 289-296.
- Louys J., 2007. Limited effect of the Quaternary's largest super-eruption (Toba) on land mammals from Southeast Asia. *Quaternary Science Reviews* 26, 25-28: 3108-3117.
- Mahoney J.J., Saunders A.D., Storey M., Randriamanantenaso A., 2008 Geochemistry of the Volcan de l'Androy Basalt-Rhyolite Complex, Madagascar Cretaceous Igneous Province. *J. Petrology* 49 (6): 1069-109.
- Mahoney J.J., Coffin M.F. (eds.), 1997. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. AGU Geophysical Monograph, p. 100.
- Masaits V.L., 1983. Permian and Triassic volcanism of Siberia. *Zapiski Vserossiiskogo Mineralogicheskogo Obshestva* 4: 412-425 (in Russian).
- Morgan W.J., 1971. Convection plumes in the lower mantle. *Nature* 230: 42-43.
- Morgan W.J., 1972. Plate motions and deep mantle convection. In: *Studies in Earth and Space Sciences. Geological Society of America Memoirs* 132: 7-22.
- Ninkovich D., Sparks R.S.J., Ledbetter M.T., 1978. The exceptional magnitude and intensity of the Toba eruption, Sumatra: An example of using deep-sea tephra layers as a geological tool. *Bulletin of Volcanology* 41: 286-298.
- Olsen P.E., 1999. Giant lava flows, mass extinctions, and mantle plumes. *Science* 284: 604.
- Peate D., 1997. The Parana-Etendeka Province 1997. Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. AGU Geophysical Monograph 100: 217-245.
- Rampino M.R., Stothers R.B., 1988. Flood basalt volcanism during the past 250 million years. *Science* 241: 663-668.
- Rampino M.R., Self S., Stothers R.B., 1988. Volcanic winters. Annual Review of Earth and Planetary. *Science* 16: 73-99.
- Raup D., Sepkoski J., 1982. Mass extinctions in the marine fossil record. *Science* 215: 1501-1503.
- Renne P.R., Deckart K., Ernesto M., Feraud G., Piccirillo E.M., 1996. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Parana flood volcanism. *Earth Planet. Sci. Lett.* 144: 199-211.
- Rohde R.A., Muller R.A., 2005. Cycles in fossil diversity. *Nature* 434: 208-210.
- Self S., Thordarson T., Widdowson M., 2005. *Gas Fluxes from Flood Basalt Eruptions, Elements* 1: 283-287.
- Stein M., Hofmann A.W., 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature* 372: 63-68.
- Thordarson T., Miller D.J., Larsen G., Self S., Sigurdsson H., 2001. New estimates of sulfur degassing and atmospheric mass-loading by the ~ 935 AD Eldgja eruption, Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 108: 33-54.
- Ukstins Peate I., Bryan S.E., 2008. Re-evaluating plume-induced uplift in the Emeishan large igneous province. *Nature Geoscience* 1: 625-629.
- Vanderkluyesen L., Mahoney J.J., Hooper P.R., Sheth H.C., Ranjini R., 2007. Geochemistry of Deccan Traps dikes: insights into the evolution of a flood basalt feeder system. Large Igneous Province of May 2007, in <http://www.largeigneousprovinces.org>.
- White R.S., McKenzie D., 1989. Volcanism at rifts. *Scientific American* 260: 62-71.
- White R.S., McKenzie D., 1995. *Mantle plumes and flood basalts. Journal of Geophysical Research* 100: 17543-17585.
- Wignall P.B., 2001. Large igneous provinces and mass extinctions. *Earth-Science Reviews* 53: 1-33.

NOTE

- (1) L'origine della vita sulla Terra è databile entro un periodo compreso tra i 4,4 miliardi di anni fa, quando l'acqua allo stato liquido comparve sulla superficie terrestre, e i 2,7 miliardi di anni fa quando la prima incontrovertibile evidenza della vita è verificata da isotopi stabili e biomarcatori molecolari che mostrano l'attività di fotosintesi. Secondo alcuni paleontologi, dal Cambriano a oggi si sono evolute e si sono estinte sulla superficie della Terra almeno trenta miliardi di specie. Si stima che oggi sulla Terra vivano 1,5 milioni di specie animali, 350.000 di piante, 100.000 di funghi, 35.000 di protozoi e un numero imprecisato di cromista e di batteri.
- (2) Supervulcano» è un termine coniato nel 2000 nel corso di programma di divulgazione scientifica della BBC per indicare quei vulcani che hanno generato le più grandi e catastrofiche eruzioni esplosive associate a grandi collassi calderici.
- (3) Gli eventi anossici si realizzano con l'instaurazione in acque marine e oceaniche di condizioni ambientali caratterizzate da estrema scarsità o assenza di ossigeno nei livelli sottostanti la superficie. La presenza di queste condizioni anomale di stratificazione delle acque influenza la sedimentazione e porta alla deposizione di orizzonti geologici con caratteristiche peculiari: grande abbondanza di materia organica; sviluppo di idrogeno solforato (H₂S) e abbondanza di solfuri; grande scarsità o assenza di

carbonati di calcio; elevata frequenza di organismi fossili a scheletro o guscio siliceo; presenza di fossili con parti organiche spesso eccezionalmente conservate. L'assenza di ossigeno, e quindi la mancanza di ossidazione, spiega il grande accumulo di materia organica che, in queste condizioni, si decompone a opera di batteri anaerobi, con sviluppo di idrogeno solforato. Si producono quindi condizioni ambientali a pH acido, sfavorevoli alla preservazione dei carbonati (calcite e aragonite) che compongono gli scheletri e i gusci di numerosi organismi neotonici e planctonici (il *necton* comprende tutte quelle specie di animali in grado di nuotare e di spostarsi attivamente in mare vincendo la forza della corrente, delle onde e delle maree; il *plancton* è il complesso di organismi acquatici galleggianti che vengono trasportati passivamente dalle correnti e dal moto ondoso). Sono frequenti fenomeni di fossilizzazione per sostituzione di organismi o parti di organismi da parte dei solfuri (piritizzazione). I livelli anossici costituiscono spesso giacimenti fossiliferi di primaria importanza per numero, varietà e stato di conservazione degli fossili.

(4) <http://www.largeigneousprovinces.org>

- (5) Nella ipotesi di Morgan, i pennacchi si originerebbero all'interfaccia nucleo-mantello per due motivi:
- a. tale interfaccia costituisce una superficie di discontinuità termica molto pronunciata tra il tetto del nucleo (molto più caldo) e la base del mantello;
 - b. la base del mantello è caratterizzata dalla presenza del livello D», sismicamente distinto dal resto del mantello, che rappresenterebbe il risultato dell'accumulo del materiale litosferico

subdotto nel corso dell'intera storia geodinamica del nostro pianeta (recenti studi di tomografia sismica hanno in effetti mostrato che le lastre litosferiche in subduzione possono penetrare l'intero mantello fino a 2900 km di profondità, all'interfaccia col nucleo).

- (6) *Delaminazione* è chiamato il processo per cui la porzione inferiore (o parte di essa) della litosfera si separa dal resto di una placca e sprofonda nell'astenosfera. Questo può avvenire quando la crosta continentale è molto spessa e sua porzione inferiore è costituita da rocce eclogitiche, più dense delle peridotiti del mantello. Il distacco del fondo pesante induce il sollevamento della porzione di placca alleggerita con conseguente ascesa e fusione parziale per decompressione della sottostante astenosfera. I blocchi eclogitici delaminati, inoltre, hanno temperatura di fusione più bassa del mantello astenosferico nel quale sono sprofondati; essi si riscaldano e possono, eventualmente, fondere e tornare a salire (come fuso sono meno densi del materiale astenosferico circostante). Essi costituiscono, quindi, masse più «fertili» all'interno di un mantello superiore eterogeneo che, quando coinvolto in processi di generazione di magma lungo le dorsali o al di sopra delle placche in subduzione, può fornire fusi caratterizzati da una alta variabilità geochemica.
- (7) L'«effetto del bordo» trova la sua ragione nel contrasto di temperatura tra la litosfera continentale spessa e fredda e l'astenosfera, esaltato dall'effetto isolante della litosfera sull'astenosfera sottostante. Il forte contrasto termico induce la formazione di celle convettive che possono risultare in esteso vulcanismo.

(ms. pres. il 10 settembre 2009; ult. bozze il 3 luglio 2010)