

TERREMOTI, VULCANI E GIACIMENTI DI VAPORE NATURALE

CAMILLO CONTINI

Le rocce del sottosuolo sottoposte a forti pressioni, maggiori di quelle corrispondenti alla tensione limite di elasticità σ_e , acquistano proprietà plastiche e reagiscono alle deformazioni con tensioni rapidamente crescenti colla velocità secondo cui vengono prodotte le deformazioni stesse. Se indichiamo con σ tali tensioni, con ε le deformazioni e con τ i tempi possiamo porre in generale

$$\sigma = \eta_1 \frac{d\varepsilon}{d\tau} + \eta_2 \left(\frac{d\varepsilon}{d\tau} \right)^2 + \dots \quad [1]$$

ove η_1, η_2, \dots costanti dipendenti dalle pressioni, dalle speci delle rocce presenti e dalle temperature in atto.

Nel sottosuolo le pressioni cui corrispondono le tensioni limite di elasticità σ_e vengono raggiunte a profondità variabili da 2.500 a 5.000 metri, a seconda delle rocce presenti. Se, per esempio, supponiamo $\sigma_e = 1000 \text{ kg/cm}^2$, come può porsi per i graniti, i calcari, le arenarie, ecc., e ammettiamo il peso specifico di 2670 kg/m^3 , costante, risulta la profondità limite di circa 4000 metri.

Le deformazioni plastiche delle rocce danno luogo a produzione di calore. Supposto che le stesse deformazioni siano originate da movimenti delle rocce assimilabili a scorrimenti lungo una superficie Ω possiamo calcolare l'energia E_e trasformata in calore ponendo semplicemente

$$E_e = \int_{\Omega} \left[\eta_1 \frac{d\varepsilon}{d\tau} + \eta_2 \left(\frac{d\varepsilon}{d\tau} \right)^2 + \dots \right] \varepsilon d\Omega \quad [2]$$

Quando le tensioni σ della [1] sono di trazione o di taglio e risultano di intensità maggiore di quella corrispondente al limite di elasticità σ_e , evidentemente si ha la rottura delle rocce e la soluzione della continuità delle stesse. I lembi della faglia, che di conseguenza si origina, colla rottura subiscono un rapido spostamento l'uno rispetto all'altro lungo la superficie di faglia, che indichiamo ancora con Ω , e danno luogo, in ge-

nerale, a sviluppo di energia sia sotto forma di calore sia sotto forma di onde sismiche.

In questo caso il calore prodotto è da attribuire all'attrito dello scorrimento dei lembi della faglia e può essere calcolato, ammesso per il coefficiente di Poisson il valore limite $1/2$ che caratterizza le deformazioni a volume costante, ponendo

$$E_c = \int_{\Omega} \mu p s d\Omega, \quad [3]$$

essendo indicati con s lo scorrimento dei lembi, p la pressione dovuta al peso delle rocce soprastanti e μ il coefficiente d'attrito.

Se ammettiamo che il peso specifico δ delle rocce vari colla profondità z secondo la legge

$$\delta = \delta_0 (1 + az), \quad [4]$$

ove δ_0 peso specifico alla superficie del suolo ($z = 0$) costante ed a un coefficiente, risulta

$$p = \delta_0 \left(1 + \frac{a}{2} z\right) z,$$

e quindi

$$E_c = \delta_0 \int_{\Omega} \left(1 + \frac{a}{2} z\right) z \mu s d\Omega. \quad [5]$$

L'energia prodotta dallo scorrimento sotto forma di onde sismiche, che indichiamo con E_s , si può calcolare, ammesse le stesse ipotesi e supposto che la tensione σ vari linearmente fra i valori iniziali σ_e e finale μp , in conformità alla legge di Hooke, ponendo

$$E_s = \int_{\Omega} \left[\frac{\sigma_e + \mu p}{2} - \mu p \right] \varepsilon d\Omega,$$

e quindi

$$E_s = \frac{1}{2} \int_{\Omega} \left[\sigma_e - \left(1 + \frac{a}{2} z\right) z \mu \delta_0 \right] s d\Omega. \quad [6]$$

Gli scorrimenti repentini, e i terremoti conseguenti, divengono impossibili quando la pressione di una falda contro l'altra supera il valore per il quale la resistenza d'attrito risulta uguale a σ_c , ossia quando

$$z > \frac{\sqrt{1 + \frac{2a}{\mu \delta_o}} \sigma_c - 1}{a} \quad [7]$$

o, approssimativamente,

$$z > \frac{\sigma_c}{\mu \delta_o} \quad [7 \text{ bis}]$$

In tali condizioni evidentemente gli scorrimenti non possono verificarsi che come conseguenza della plasticità acquisita delle rocce e l'energia calorifica sviluppata potrà essere calcolata mediante la [2]. Se nella [7 bis] poniamo, come già abbiamo fatto, $\sigma_c = 1000 \text{ kg/cm}^2$ e $\delta_o = 2670 \text{ kg/m}^3$ e inoltre poniamo $\mu = 0,10$ otteniamo la condizione

$$z > 37.500 \text{ m} .$$

In effetto le spinte che danno luogo ai movimenti orogenetici del suolo e alle tensioni delle rocce che sopra abbiamo considerato non sono continue e possono anche arrestarsi o addirittura invertirsi. Variando tali spinte può avvenire che le pressioni esercitate dalle falde, l'una contro l'altra, si riducano notevolmente rispetto a quelle normalmente agenti per le stesse profondità e che quindi si originino scorrimenti repentini, ossia terremoti, anche a profondità molto maggiori di quella limite data dalla (7) o [7 bis].

Con ciò possiamo comprendere come siano possibili i *terremoti di profondità intermedia*, coll'ipocentro da 70 a 300 km di profondità, e i *terremoti profondi*, coll'ipocentro a profondità maggiori, da 300 a 700 km, quali vengono rilevati sovente lungo i margini dell'Oceano Pacifico e qualche volta in Italia.

Per i terremoti che si originano come conseguenza delle variazioni delle spinte la resistenza d'attrito lungo la superficie di scorrimento Ω non può evidentemente superare il valore di σ_c e in generale sarà compresa fra zero e questo valore, in relazione alle entità e alle direzioni delle variazioni stesse. Se ammettiamo che per effetto di tali variazioni risultino agenti nella direzione normale alla superficie Ω della pressioni proporzionali, secondo il coefficiente α , a quelle dovute al peso degli strati, le quali si sovrappongono a queste ultime, otteniamo i valori del-

l'energia trasformata in calore E_c e di quella irradiata sotto forma di onde sismiche E_s , sostituendo nelle [5] e [6] al coefficiente μ il prodotto $\mu(1 + \alpha)$ e determiniamo la condizione di possibilità degli scorrimenti repentini, ossia dei terremoti, facendo la stessa sostituzione nella [7] e nella [7 bis].

Il coefficiente α evidentemente sarà positivo quando le spinte agiranno nel senso di provocare una compressione lungo la superficie di scorrimento Ω e sarà negativo nel caso contrario.

Per le considerazioni fatte sopra noi abbiamo implicitamente supposto che gli scorrimenti siano originati dalla rottura degli strati: è evidente però che le stesse considerazioni possono essere ripetute nel caso che gli scorrimenti siano prodotti lungo superfici di faglie preesistenti ammesso che per effetto della coesione e della cementazione gli scorrimenti si inizino quando la normale resistenza d'attrito è superata e quindi sia operante un fenomeno analogo a quello che in meccanica è chiamato *attrito di primo distacco*.

Se indichiamo con $\xi\mu$ tale specie di attrito, ove ξ sia un coefficiente numerico maggiore di 1, otteniamo dalle [5] e [6] le formole generali

$$E_c = \delta_o \int_{\Omega} \left(1 + \frac{\alpha}{2} z\right) (1 + \alpha) z \mu s d \Omega , \quad [8]$$

$$E_s = \frac{\delta_o}{2} \int_{\Omega} \left(1 + \frac{\alpha}{2} z\right) (1 + \alpha) (\xi - 1) z \mu s d \Omega ,$$

e la condizione per la possibilità degli scorrimenti repentini

$$z < \frac{1}{\alpha} \left[\sqrt{1 + \frac{2 \alpha \sigma_e}{\xi \mu (1 + \alpha) \delta_o}} - 1 \right] \quad [9]$$

o, approssimativamente,

$$z < \frac{\sigma_e}{\xi \mu (1 + \alpha) \delta_o} . \quad [9 \text{ bis}]$$

Ammesso che l'estensione nel senso delle profondità degli scorrimenti sia piccola e che gli scorrimenti nei diversi punti si possano considerare costanti, uguali al valore medio s_m e corrispondenti alla pro-

fondità media z_m , otteniamo dalle [8], quando siano considerati costanti i valori di a , μ , α e ξ ,

$$E_c = \delta_o \left(1 + \frac{\alpha}{2} z_m \right) (1 + \alpha) z_m \mu s_m \Omega ,$$

$$E_s = E_c \frac{\xi - 1}{2} .$$
[10]

Se supponiamo che sia $\delta_o = 2670 \text{ k/m}^3$, $\alpha = 1.10^{-6}$, $\mu = 0,10$, $s_m = 1 \text{ m}$ e $\Omega = 1 \text{ m}^2$, ammesso che siano nulle le componenti delle spinte orogenetiche nella direzione normale alla superficie di scorrimento Ω per cui $\alpha = 0$, ricaviamo dalla prima delle [10] il diagramma dell'energia E_c , come funzione della profondità media z_m della superficie di scorri-

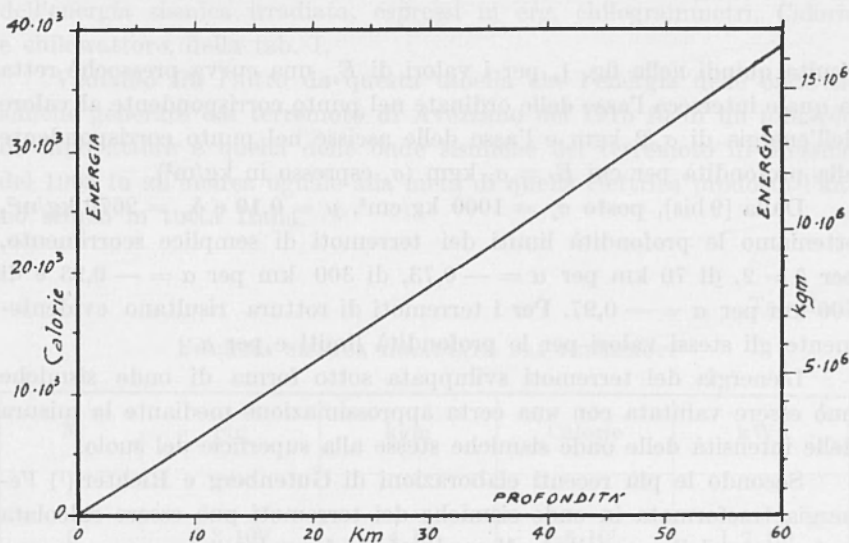


Fig. 1 - Energia sviluppata per attrito da una faglia con la superficie di 1 m^2 e lo scorrimento di 1 m in assenza di spinte orogenetiche nella direzione normale alla superficie di faglia.

mento, che riportiamo nella fig. 1, per le profondità fino a 60.000 m , ammesso che solo a tale profondità sia raggiunto il carico limite di elasticità σ_c .

Se, utilizzando i medesimi assi, segniamo nella fig. 1 i valori di E_s calcolati mediante la seconda della [10] otteniamo una curva le cui ordinate sono uguali a quelle di E_c moltiplicate per $(\xi - 1)/2$.

Per i terremoti di rottura degli strati si deve porre nella seconda delle [8] e nelle successive

$$\xi = \frac{\sigma_e}{\left(1 + \frac{a}{2} z\right) (1 + \alpha) \delta_o z \mu} ,$$

o, anche,

$$\xi = \frac{\sigma_e s_m \Omega}{E_c} .$$

Se sostituiamo quest'ultima nella seconda delle [10] otteniamo

$$E_c = \frac{\sigma_e s_m \Omega - E_c}{2} ;$$

risulta quindi nella fig. 1, per i valori di E_s , una curva pressochè retta la quale interseca l'asse delle ordinate nel punto corrispondente al valore dell'energia di $\sigma_e/2$ kgm e l'asse delle ascisse nel punto corrispondente alla profondità per cui $E_c = \sigma_e$ kgm (σ_e espresso in kg/m²).

Dalla [9 bis], posto $\sigma_e = 1000$ kg/cm², $\mu = 0,10$ e $\delta_o = 2670$ kg/m³, otteniamo le profondità limiti dei terremoti di semplice scorrimento, per $\xi = 2$, di 70 km per $\alpha = -0,73$, di 300 km per $\alpha = -0,93$ e di 700 km per $\alpha = -0,97$. Per i terremoti di rottura risultano evidentemente gli stessi valori per le profondità limiti e per α .

L'energia dei terremoti sviluppata sotto forma di onde sismiche può essere valutata con una certa approssimazione mediante la misura delle intensità delle onde sismiche stesse alla superficie del suolo.

Secondo le più recenti elaborazioni di Gutenberg e Richter ⁽¹⁾ l'energia trasformata in onde sismiche dei terremoti può essere calcolata in funzione della *magnitudo* M mediante la formola

$$\log_{10} E_s = 5,8 + 2,4 M . \quad [11]$$

Tale magnitudo si definisce come il logaritmo di base 10 della massima ampiezza in micron che risulta dalla registrazione di un sismografo avente l'ingrandimento di 2800 volte, il periodo di oscillazione di 0,8

⁽¹⁾ GUTENBERG B. e RICHTER C. F., *Magnitude and energy of earthquakes*. Annali di Geofisica, Vol. IX, 1956, pp. 1-15.

secondi e il coefficiente di smorzamento di 0,8 posto alla distanza di 100 km dall'epicentro del terremoto, supposto di piccola profondità.

Coi valori della magnitudo, come è noto, ora vengono generalmente classificati i terremoti: per farci una idea delle intensità che corrispondono ai diversi termini della scala in conseguenza risultante osserviamo che per i terremoti di grandezza (valori della magnitudo M) minore di 5 in generale le onde sismiche sono sentite (dai sismografi) fino alle distanze di 10° , per quelli di grandezza 6 le onde sono sentite fino a 90° , per quelli di grandezza 7 le onde sono sentite fino agli antipodi e che il terremoto di Avezzano del 1915 fu di grandezza 7, quello di Messina del 1908 di grandezza 7,5, quello di S. Francisco del 1906 di grandezza 8,25 e quello di Lisbona del 1755 di grandezza 9.

Dalla [11] otteniamo per le diverse grandezze dei terremoti i valori dell'energia sismica irradiata, espressi in erg, chilogrammetri, Calorie e chilowattore, della tab. I,

Vediamo fra l'altro da questa tabella che l'energia delle onde sismiche generate dal terremoto di Avezzano del 1915 fu di un miliardo di chilowattore e quella delle onde sismiche del terremoto di Messina del 1908 fu all'incirca uguale alla metà di quella elettrica prodotta l'anno scorso in tutta Italia.

Tabella 1

ENERGIA SISMICA IRRADIATA DAI TERREMOTI

M	erg	kgm	Calorie	kWh
5	$6,3 \cdot 10^{17}$	$6,4 \cdot 10^9$	$1,5 \cdot 10^7$	$1,7 \cdot 10^4$
5,5	$1,0 \cdot 10^{19}$	$1,0 \cdot 10^{11}$	$2,4 \cdot 10^8$	$2,8 \cdot 10^5$
6	$1,6 \cdot 10^{20}$	$1,6 \cdot 10^{12}$	$3,8 \cdot 10^9$	$4,4 \cdot 10^6$
6,5	$2,5 \cdot 10^{21}$	$2,5 \cdot 10^{13}$	$6,0 \cdot 10^{10}$	$6,9 \cdot 10^7$
7	$4,0 \cdot 10^{22}$	$4,1 \cdot 10^{14}$	$1,0 \cdot 10^{12}$	$1,1 \cdot 10^9$
7,5	$6,3 \cdot 10^{23}$	$6,4 \cdot 10^{15}$	$1,5 \cdot 10^{13}$	$1,7 \cdot 10^{10}$
8	$1,0 \cdot 10^{25}$	$1,0 \cdot 10^{17}$	$2,4 \cdot 10^{14}$	$2,8 \cdot 10^{11}$
8,5	$1,6 \cdot 10^{26}$	$1,6 \cdot 10^{18}$	$3,8 \cdot 10^{15}$	$4,4 \cdot 10^{12}$
9	$2,5 \cdot 10^{27}$	$2,5 \cdot 10^{19}$	$6,0 \cdot 10^{16}$	$6,9 \cdot 10^{13}$

Se supponiamo che i terremoti siano originati per rottura degli strati e tensione residua nulla e adottiamo le stesse semplificazioni di cui abbiamo detto a proposito delle [10] otteniamo dalla [6]

$$E_s = \frac{1}{2} \sigma_e s_m \Omega \quad [12]$$

e quindi otteniamo i seguenti valori del prodotto $V = s_m \Omega$, in metri cubi, corrispondenti alle diverse grandezze M dei terremoti:

M	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8	8,5	9
V	$1,3 \cdot 10^3$	$2,4 \cdot 10^4$	$3,2 \cdot 10^5$	$5,0 \cdot 10^6$	$8,2 \cdot 10^7$	$1,3 \cdot 10^9$	$2,0 \cdot 10^{10}$	$3,2 \cdot 10^{10}$	$5,0 \cdot 10^{11}$

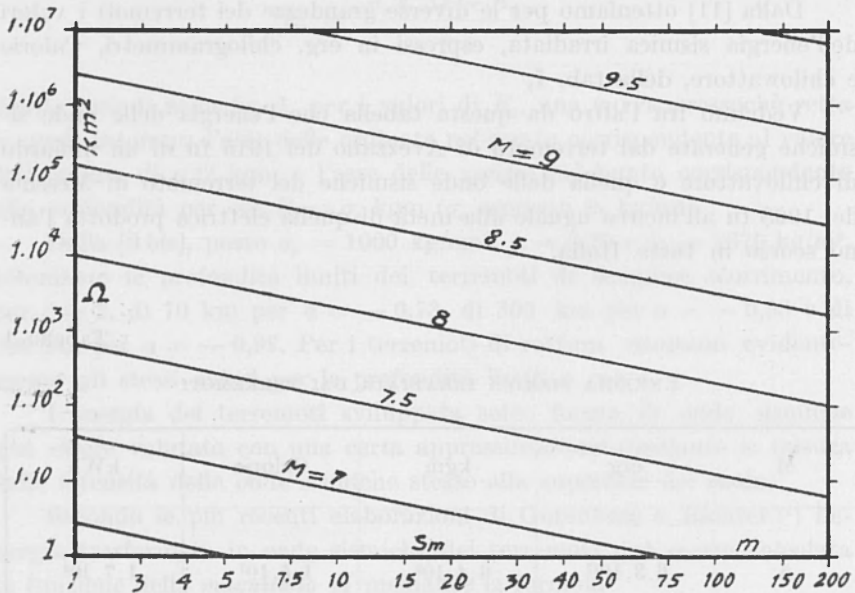


Fig. 2 - Scorrimenti s_m ed aree Ω corrispondenti per le diverse grandezze M dei terremoti dovuti a rottura degli strati con tensione residua nulla, ammesso il carico limite di elasticità delle rocce $\sigma_e = 1000 \text{ kg/cm}^2$.

Da questi ricaviamo le curve della fig. 2, le quali ci danno i valori corrispondenti degli scorrimenti medi s_m e delle aree interessate Ω per le diverse grandezze dei terremoti. Evidentemente tali valori sono indipendenti dalle profondità.

Vediamo da tale figura che per i grandi terremoti le aree interessate non possono che essere molto grandi, dell'ordine delle migliaia di km^2 ,

tenuto conto che i valori calcolati sono quelli corrispondenti alle condizioni di massimo dell'energia sviluppata e quindi di minimo del prodotto V .

Una conferma della possibilità di tali valori, almeno come ordine di grandezza, si ha dagli scorrimenti che accompagnarono il grande terremoto di San Francisco del 1906, i quali furono seguiti, lungo la faglia denominata di San Andrea, per varie centinaia di chilometri, con entità che in qualche punto superavano i sette metri.

L'energia prodotta dagli scorrimenti sotto forma di calore per le profondità maggiori di quella limite della [7] o [7bis] può essere calcolata in generale, come sappiamo, mediante la [2], la quale è funzione delle velocità degli scorrimenti e delle caratteristiche fisiche delle rocce alle grandi profondità sempre assai mal conosciute, se non completamente incognite. Ammesso però che siano nulle le componenti delle spinte orogenetiche nella direzione normale alla superficie di scorrimento Ω possiamo precisare che, per le profondità maggiori di quella limite di cui sopra, i valori della resistenza d'attrito non possono essere minori di σ_c e non possono essere maggiori di μp , essendo p la pressione agente. Dati questi limiti per la resistenza d'attrito risulta un diagramma dell'energia sviluppata composto da una curva uguale a quella della fig. 1 per le profondità minori di quella limite della [7] o [7bis] e due curve per le profondità maggiori, una di continuazione di quella tracciata, corrispondente alla prima delle [10], e un'altra retta parallela all'asse delle profondità, le quali rappresentano rispettivamente i limiti superiore e inferiore dei valori possibili.

Ammessi, al solito, i valori $\delta_0 = 2670 \text{ kg/m}^3$, $a = 1.10^{-6}$, $\mu = 0,10$ risultano la profondità limite di 36,8 km, cui corrisponde l'energia sviluppata di 10.10^6 kgm , e i valori dell'energia massima possibile di 28.10^6 kgm per la profondità di 100 km, di 59.10^6 kgm per la profondità di 200 km e di 167.10^6 kgm per la profondità di 500 km: nella fig. 3 diamo le curve complete dei valori fino alla profondità di 500 km.

L'energia sviluppata in corrispondenza alla profondità limite di 10.10^6 è equivalente a circa 23.500 Calorie le quali sono sufficienti per far aumentare la temperatura di 100 °C lungo la superficie di scorrimento Ω della roccia (col calore specifico di $500 \text{ Cal/m}^3 \text{ }^\circ\text{C}$) per lo spessore di circa 0,47 m. Per le profondità di 100, 200 e 500 km i valori dell'energia massima possibile risultano sufficienti per far aumentare la temperatura di 100 °C lungo Ω per spessori rispettivamente di 1,30 m, 2,75 m e 7,90 m.

Poichè, come si sa, i rigetti delle faglie, specialmente nelle zone tettonicamente più attive, possono anche essere dell'ordine delle migliaia

di metri con spostamenti in senso orizzontale dello stesso ordine di grandezza (secondo Noble, per esempio, lungo la faglia di San Andrea, di cui già abbiamo detto, si sarebbe verificato uno spostamento relativo dei lembi in senso orizzontale in totale di una quarantina di chilometri), riesce facile vedere come per effetto degli scorrimenti si possano creare nel sottosuolo degli accumuli imponentissimi d'energia sotto forma di calore. Abbiamo, evidentemente, per lo scorrimento di 1000 metri alle profondità di 36,8, 100, 200 e 500 km gli spessori di roccia con 100 °C di aumento della temperatura di 470, 1300, 2750 e 7900 m.

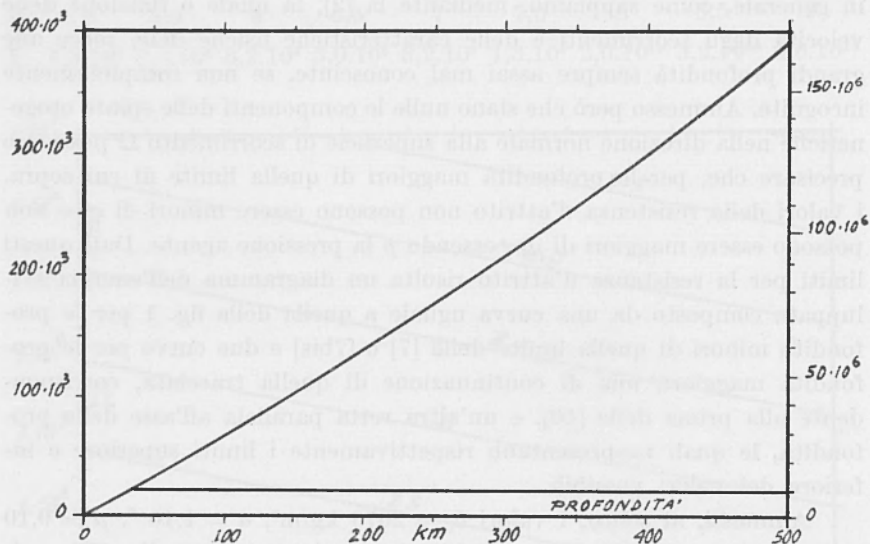


Fig. 3 - Limiti dell'energia possibile da una faglia colla superficie di 1 m² e lo scorrimento di 1 m in assenza di spinte orogenetiche nella direzione normale alla superficie di faglia, ammessa la tensione limite di elasticità $\sigma_e = 1000 \text{ kg/cm}^2$.

Il calore così accumulato si disperde per conduzione verso le rocce adiacenti ad Ω molto lentamente. Ammesso, infatti che la superficie di scorrimento Ω sia piana, verticale e indefinita, che gli scorrimenti si effettuino con continuità in modo che le temperature t_s lungo la superficie di scorrimento siano mantenute pressochè costanti nel tempo, che le stesse temperature t_s siano in ogni punto maggiori di quelle t_o esistenti prima degli scorrimenti della quantità costante Θ_s e, infine, che le isoterme della zona fossero orizzontali all'inizio degli scorrimenti risultano, come è evidente, delle linee di flusso del calore da Ω verso le masse adia-

centi orizzontali e perpendicolari ad Ω stessa e delle superfici di uguali valori della differenza

$$\Theta = t - t_0$$

verticali e parallele a Ω , essendo indicate con t le temperature che risultano dopo il tempo τ dall'inizio degli scorrimenti; la distribuzione delle temperature nella direzione perpendicolare alla superficie di scorrimento Ω risulta dalla

$$\Theta = \Theta_0 \left[1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left(\zeta - \frac{\zeta^3}{3} + \frac{\zeta^5}{5 \cdot 2!} - \frac{\zeta^7}{7 \cdot 3!} + \dots \right) \right], \quad [13]$$

ove sia

$$\zeta = \frac{1}{2\sqrt{\kappa}} \frac{d}{\sqrt{\tau}},$$

d distanze da Ω e κ diffusività delle masse a contatto di Ω , supposte omogenee ed isotrope. Vediamo da tale formula come le temperature in ogni punto delle masse adiacenti ad Ω aumentino molto lentamente rispetto al tempo, con legge approssimativamente parabolica e come, di conseguenza, la dispersione, come abbiamo detto, sia molto lenta e gli accumuli di calore si possano conservare lungamente.

Gli accumuli di calore prodotti dagli scorrimenti, pur se imponenti, non costituiscono di per sè elemento sufficiente perchè in conseguenza si formino delle manifestazioni vulcaniche alla superficie del suolo: noi riteniamo però che la formazione di tali accumuli debba essere considerata come condizione necessaria.

Gli argomenti che possiamo addurre in favore di una teoria della formazione dei vulcani che assuma come base questa condizione si riassumono come segue:

1) la sorgente di calore è limitata sia nello spazio sia nel tempo e ciò è conforme alla convinzione generale che i fenomeni vulcanici siano locali e di breve durata;

2) le rocce riscaldate lungo le superfici di faglia, sollecitate verso l'alto da spinte di galleggiamento proporzionali ai riscaldamenti e alle estensioni in senso verticale, possono facilmente muoversi lungo le stesse superfici e riversarsi alla superficie del suolo;

3) le reazioni chimiche esotermiche fra i gas contenuti nelle rocce considerate da Day trovano un efficace innesco lungo le super-

fici di scorrimento, in corrispondenza delle quali le temperature sono anche molto elevate sebbene per breve tempo e per spessori limitati;

4) i gas prodotti da tali reazioni e il vapore acqueo che si sviluppa dalle rocce riscaldate si possono fare strada agevolmente lungo le faglie e con ciò dare origine ai fenomeni esplosivi che sempre accompagnano le manifestazioni vulcaniche;

5) i vulcani sono disposti secondo allineamenti che in generale coincidono con linee di faglia osservabili direttamente alla superficie del suolo o supponibili dalle condizioni tettoniche particolari, le quali si rivelano attive mediante intensa sismicità (osserviamo in proposito che, dei 323 vulcani attivi da oltre tre secoli contati da Fuchs, 124 si trovano ai bordi delle grandi fosse e 194 nelle grandi isole, in zone cioè presumibilmente interessate da grandi faglie, e che i 5 vulcani continentali capitano tutti in prossimità di grandi faglie riconoscibili direttamente);

6) le altezze e le caratteristiche morfologiche degli apparati esterni dei vulcani pertinenti alle medesime faglie sono in generale pressochè uguali: ciò in quanto dovuti a produzioni unitarie di calore e a estensioni in senso verticale delle superfici di scorrimento all'incirca uguali (sono da segnalare in proposito: i 16 giganteschi coni, con altezze comprese fra 5315 e 6350 metri allineati su doppia fila per la lunghezza di 180 km, dell'altopiano di Quito; l'allineamento, che va dal Caucaso alla Persia, dei coni trachitici di Savala alto 4814 m, Kasbek 5043 m, Elburs 5647 m, Grande Ararat 5617 m, Demavend 5665 m; i vulcani dell'Isola di Giava, un centinaio, di cui la metà ancora attivi, su un allineamento di un migliaio di chilometri di lunghezza, con altezze per la maggior parte comprese fra 3000 e 3600 m).

Come è facile comprendere, una tale teoria non esclude la possibilità che pure i diversi fenomeni addotti dai vari autori come causa del vulcanismo si dimostrino operanti, sebbene in modo non esclusivo: è da osservare però che fra tutte le teorie escogitate essa soltanto ci dà la possibilità di spiegare come si produca quel riscaldamento iniziale delle rocce profonde di almeno un centinaio di gradi che Jeffreys ritiene indispensabile perchè le stesse rocce inizino la risalita e avviino il meccanismo della formazione dei vulcani (1).

(1) JEFFREYS G. H., *The Earth*. Cambridge Univ. Press, Londra, 1952, p. 334.

Il vapore può generarsi, nelle quantità che interessano la ricerca mineraria, nei tre modi diversi seguenti.

a) *Vapore sviluppato dal magma.* Dalle ricerche di Brun, Saint-Claire, Deville, Fouqué e Lacroix risulterebbe secondo Day e Shepherd (1) che « l'esistenza dell'acqua nei magmi può essere riguardata come una delle verità stabilite dalla chimica fisica delle rocce ignee »; se ammettiamo, con Goranson, che il magma contenga il 6 per cento in peso di acqua risulta che ogni metro cubo di magma può produrre non meno di 150 kg di vapore acqueo. Questo modo di produzione del vapore comporta l'accettazione di fenomeni non facilmente spiegabili ed appare contraddittorio coll'ipotesi comunemente ammessa che il vulcanismo sia il prodotto di una fusione occasionale e che le rocce colla fusione e colla risolidificazione non subiscano modifiche sostanziali nella loro composizione chimica e mineralogica.

b) *Vapore dall'acqua di strato.* Gli strati del sottosuolo a contatto colle masse calde, allo stato di fusione o solide, che costituiscono i vulcani o le intrusioni laccolitiche o diapiriche che dagli stessi derivano, si riscaldano e, raggiunte che abbiano le temperature limiti del vapore saturo per le pressioni in atto, evaporano l'acqua contenuta nei pori. Poiché il vapore acqueo ha tensione superficiale e viscosità molto minori di quelle dell'acqua, in generale avverrà che il vapore stesso, appena formatosi sfuggirà verso l'alto, per condensarsi a contatto di altri strati freddi o per raccogliersi in giacimenti, per esempio entro le pieghe degli strati impermeabili, similmente a quanto si ritiene che avvenga per i giacimenti di petrolio e di metano. Al posto del vapore sfuggito potrà allora defluire altra acqua la quale riscaldandosi darà altro vapore, il quale pure sfuggirà, e così di seguito fino a quando le temperature delle masse calde saranno ridotte al disotto di quelle limiti del vapore saturo.

c) *Vapore dalle superfici di faglia.* Le superfici di faglia, quando il riscaldamento provocato dagli scorrimenti non rende le rocce pastose e impermeabili, costituiscono una via molto facile di deflusso, sia per l'acqua sia per il vapore, e quindi possono provocare la rapida evaporazione dell'acqua contenuta negli strati lungo le falde calde e l'altrettanto rapida raccolta del vapore nei giacimenti. La rapidità con cui possono formarsi i giacimenti è evidentemente molto importante agli effetti, pratici, dato che col tempo è crescente la dispersione del calore. Natu-

(1) DAY A. L., ed SHEPHERD E. S., *Water and magmatic gas.* Wash. Acad. Sci. Jour., Vol. 3, 1913, pp. 457-463.

ralmente questo modo di formazione del vapore non esclude la possibilità che dalle stesse faglie traggano origine dei fenomeni vulcanici i quali a loro volta diano luogo alla formazione di vapore secondo i modi indicati in a) e b).

Quest'ultimo modo di formazione, che può originarsi da tutte le faglie, con o senza manifestazioni vulcaniche collegate, è evidentemente da riguardarsi, oltrecchè come il più efficace nei riguardi della formazione dei giacimenti, anche come il più frequente e il più largamente operante.

La ricerca dei giacimenti di vapore, qualunque sia il modo di formazione, può essere fatta efficacemente mediante il rilievo sistematico del grado geotermico alla superficie del suolo, secondo le modalità precisate nella nostra monografia « Il rilievo termometrico del vapore naturale », in corso di pubblicazione.

Le zone più favorevolmente indiziate per le ricerche di vapore naturale, per quanto abbiamo detto più sopra, sono quelle caratterizzate da grande attività tettonica, ove sono in sviluppo grandi faglie, con sismicità elevata: la presenza delle manifestazioni vulcaniche alla superficie del suolo costituisce sempre un indizio favorevole sebbene non sia da riguardare come condizione necessaria.

Nella regione italiana sono da ritenere favorevolmente indiziate:

- a) le zone marginali delle grandi isole e specialmente della Sicilia;
- b) le coste della Calabria e della penisola salentina interessate dalla fossa ionica;
- c) le zone costiere della penisola da Tolone fino a Reggio Calabria, in particolare quelle della Toscana e della Campania;
- d) le zone marginali dell'arco di massimo dell'anomalia gravimetrica di Bouguer passante per Cuneo, Ivrea, i laghi Maggiore, di Como e di Garda, Verona e Rovigo.

E interessante notare che le manifestazioni vulcaniche attualmente attive nella regione italiana di terraferma e sottomarine cadono tutte in zone cui corrispondono valori d'anomalia compresi fra +25 e +50 mgal nella carta delle isoanomalie isostatiche di De Bruyn calcolate col metodo di Airy-Heiskanen con compensazione locale e profondità di 30 km ⁽¹⁾. Nella stessa carta la zona dei soffioni boraciferi di Larderello risulta coll'anomalia di circa +35 mgal.

Milano, Settembre 1956.

⁽¹⁾ BRUYN J. W., *Isogam maps of Europe and North Africa*. Geophys. Prospecting, Vol. 3, 1955, pp. 1-14.

RIASSUNTO

Vengono date le formole approssimate di calcolo dell'energia sviluppata dagli scorrimenti del terreno lungo le faglie, sotto forma di calore e sotto forma di onde sismiche, e viene dimostrato come dagli stessi scorrimenti possano trarre origine i terremoti, superficiali e profondi, e le diverse manifestazioni vulcaniche.

Vengono quindi spiegate le diverse possibili modalità di formazione del vapore nel sottosuolo e infine vengono elencate le zone della regione italiana le quali paiono favorevolmente indiziate riguardo all'esistenza di giacimenti di vapore con grandi capacità interessanti l'industria.

SUMMARY

Approximate formulae are given for calculating the energy that is developed by the creeping of soil along the faults, in the form of heat and seismic waves, and evidence is furnished that earthquakes, whether superficial or deep, as well as the various volcanic phenomena, may originate from such creeping effects.

The various ways in which steam may form in the subsoil are explained and a list is given of such Italian districts as would appear to be most likely to contain extensive steam deposits that might offer an industrial interest.

BIBLIOGRAFIA

- BARTELS J. e altri, *Geophysik I*. Volume XLVII della Handbuch der physik, Springer, Berlino, 1956.
- COTTON C. A., *Volcanoes as landscape forms*. Whitcombe and Tombs, Christchurch, 1952.
- GOGUEL J., *Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre*. Imprimerie Nationale, Parigi, 1948.
- GUTENBERG B. e altri, *Internal constitution of the Earth*. Dover Publications, New York, 1951.
- GUTENBERG B. e RICHTER C. F., *Seismicity of the Earth and associated phenomena*. Princeton Univ. Press, Princeton, 1954.
- JEFFREYS H., *The Earth*. Cambridge Univ. Press, Londra, 1952.
- MAZZONI A., *I soffioni boraciferi toscani e gli impianti della « Larderello »*. Bologna, 1951.
- POLDERVAART A. e altri, *The crust of the Earth (A Symposium)*. Special Paper 62 della Geol. Soc. of Amer., New York, 1955.
- RITTMANN A., *Vulcani, attività e genesi*. Editrice Politecnica, Napoli, 1944.