

La struttura della crosta terrestre, con particolare riguardo alle zolle continentali, quale risulta dallo studio dei terremoti e delle grandi esplosioni (*Eurasia*) (*)

P. CALOI

1. - SPESSORE DELLO STRATO DEL «GRANITO».

a) *Nello studio dei terremoti europei (continente).*

È noto che lo strato del «granito» (o delle onde *Pg*) è stato scoperto da A. Mohorovicic. Si credeva allora che la crosta terrestre consistesse essenzialmente di questo solo strato, a cui Mohorovicic assegnò la profondità di 57 km; tale spessore era ritenuto costante.

Successivamente (1923), Conrad — con la scoperta dello strato delle onde *P** (strato del basalto o del gabbro) — venne a suddividere la crosta terrestre in due strati sovrapposti. Allo strato più esterno — del «granito» — Conrad assegnò lo spessore di 40 km.

Prescindiamo qui dai valori dello strato del granito, comunque influenzati dal sistema alpino o appenninico. Di essi diremo altrove.

I valori successivi ottenuti per lo strato del «granito» nell'Europa centrale furono contrastanti. Schmerwitz, nel 1938, riportò a 50 km di profondità la superficie di Mohorovicic, negando l'esistenza dello strato del granito.

Nel 1934-35 però, Hiller, per due diversi terremoti della Svevia, aveva trovato valori per lo strato del «granito» dell'ordine di 20-22 km. Tale valore meritava conferma.

Nel 1943 Caloi (¹), in un lungo studio condotto con nuovi metodi di calcolo, su

17 terremoti centro-europei, giunse, fra l'altro, alla conclusione che lo strato del «granito» in corrispondenza del Württemberg aveva la profondità di 18-20 km, il che costituiva un valore notevolmente più piccolo di quanti precedentemente ottenuti per l'Europa centrale e confermava sostanzialmente quello indicato da Hiller. Il valore

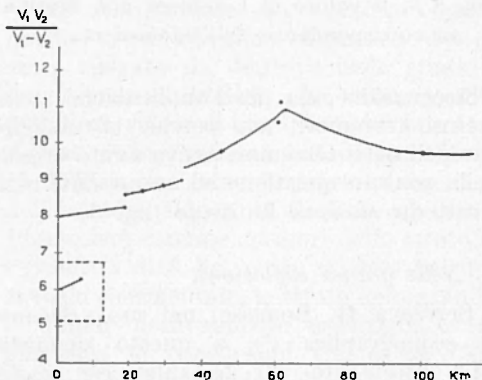


Fig. 1. - Variazione di *k* con la profondità. Il primo salto brusco si osserva alla profondità di 18 km. Il tratto nel riquadro tratteggiato si riferisce ai sedimenti della Val padana.

suddetto risultò dall'applicazione di un metodo statistico ai terremoti accennati, metodo che consentiva la determinazione contemporanea delle coordinate ipocentrali e della grandezza

$$k = \frac{V_1 \cdot V_2}{V_1 - V_2} \quad \begin{matrix} V_1 = \text{velocità onde long.} \\ V_2 = \text{velocità onde trasv.} \end{matrix}$$

Il valore di *k* risultò dipendente dalla profondità ipocentrale, come è provato dalla fig. 1. Appare chiaro che verso i

(*) Comunicazione presentata all'XI Assemblée Generale dell'U.G.G.I. (Toronto, 1-14 Settembre 1957).

18-20 km di profondità, il valore di k subisce un salto brusco. A tale profondità, quindi, cessa il così detto strato del « granito ».

Il risultato, che portava ad un valore sensibilmente inferiore a quello comunemente ammesso per la zona, presentava garanzie di attendibilità sia perchè il metodo usato prescindeva dagli errori dei tempi

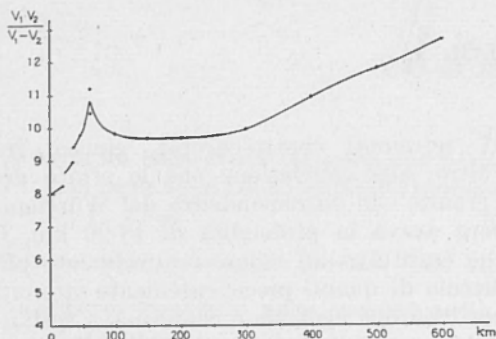


Fig. 2. - Il valore di k subisce una flessione in corrispondenza dell'astenosfera.

d'osservazione, sia per l'applicazione a numerosi terremoti, sia perchè la maggior parte di detti terremoti aveva avuto origine nella zona in questione ed erano stati registrati da stazioni limitrofe (fig. 3).

b) Nelle grandi esplosioni.

Scrivendo H. Bouasse, nel suo « Séismes et sismographes » ⁽²⁾, a questo riguardo: « La littérature sur le sujet est vaste: elle prouve uniquement l'extrême discordance des résultats... ». E ancora: « plus forte est l'explosion et plus faible la distance, plus la vitesse enregistrée est grande *ceteris paribus*; ce qui prouve simplement qu'on enregistre une phase plus voisine du vrai début à mesure que croît l'amplitude du phénomène ». E più oltre: « Recommencer des expériences dont on sait depuis quarante-cinq ans (egli scriveva nel 1927) qu'elles donneront n'importe quoi, c'est perdre son temps... Au voisinage de l'explosion, ces phénomènes, essentiellement *locaux*, sont déterminés par le terrain: à grande distance on ne peut que retrouver les résultats fournis par les séismes: la nature nous en fournit une telle

abondance qu'il est bien inutile d'en fabriquer d'artificiels: pour intenses qu'ils nous paraissent, ce sont jeux d'enfant devant les séismes naturels, au surplus avec un épicentre trop exactement superficiel pour qu'ils se propagent à grande distance ».

A parte i « giochi da ragazzi » che oggi — purtroppo — non sono più tali, le conclusioni di Bouasse non sono poi tanto paradossali. Lo stanno a provare per es. i discordanti risultati ottenuti da vari ricercatori, in occasione della grande esplosione di Helgoland.

Restano sempre due grosse difficoltà nello studio delle grandi esplosioni: una — quella rilevata da Bouasse — derivante dalla superficialità dell'origine, e che si traduce in una più o meno notevole perturbazione da parte degli eterogenei strati più esterni; l'altra che insorge dall'azione dell'attrito interno, particolarmente sensibile in detti strati, e che viene esaltata dai brevi periodi destati dalle esplosioni. Pertanto, solo per notevoli distanze i dati forniti dalle grandi esplosioni possono condurre a valori attendibili; per le grandi distanze o per le riflessioni da grandi profondità.

È di queste che noi riferiremo qui i risultati.

Diremo più avanti dell'esplosione di Helgoland, i cui risultati riguardano sostanzialmente la Germania settentrionale.

A me interessa qui particolarmente l'elaborazione dei dati relativi alle esplosioni d'Haslach, nella Selva Nera meridionale, del 28 e 29 Aprile 1948, essendo questa zona limitrofa a quella interessata dai 14 terremoti da me studiati nel 1943. L'elaborazione è stata compiuta da due gruppi di ricercatori: Rothé e Peterschmitt ⁽³⁾ per la Francia; Reich, Schulze e Försch ⁽⁴⁾ per la Germania. Gli uni hanno trovato per la profondità della superficie limitante inferiormente il granito il valore di 18 km; gli altri 20-21 km.

L'accordo con i valori da me ottenuti nel 1943 non potrebbe essere più soddisfacente: ecco un caso in cui i risultati di elaborazioni di registrazioni sismiche e registrazioni per esplosioni praticamente coincidono.

Va qui fatta una doverosa osservazione: le registrazioni causate da esplosioni appaiono sempre di difficile interpretazione, dato

l'ininterrotto seguito di impulsi da cui sono caratterizzate.

Un altro valore per lo strato del granito è stato ottenuto — sempre per la zona in questione — da H. Reich⁽⁵⁾, studiando le riflessioni profonde conseguenti a grosse esplosioni provocate in Blaubeuren (vicino a Ulm) il 4 Marzo e il 10 Maggio 1952 e registrate con apparecchi *Prakla*. La superficie riflettente, limitante inferiormente lo strato del granito, è risultata a km 20 di profondità. Anche in questo caso quindi accordo perfetto con il valore da me ottenuto nel 1943, studiando 14 terremoti verificatisi nella zona.

Questa stretta concordanza di valori, ottenuta in epoche diverse, con metodi completamente diversi (*Studio di terremoti*, 1943; *Sismica a rifrazione*, 1948; *Sismica a riflessione*, 1953) per lo spessore dello strato del granito, nella stessa zona, dà un carattere di grande attendibilità al valore ottenuto,

18 — 20 km

Questo valore, del resto, deve ripetersi in vaste zone del continente europeo.

Sempre con il metodo della sismica a riflessione gli ungheresi J. Gálfi e L. Stegena⁽⁶⁾ hanno trovato, sperimentando nel 1955 presso Hajduszoboszló (20 km a sud-ovest di Debrecen), una riflessione profonda, proveniente da una superficie riflettente alla profondità di 21-22 km, considerata come la superficie limite inferiore dello strato del granito.

È ancora da osservare che, con estese ricerche condotte con metodi della sismica a rifrazione e a riflessione, attraverso vaste zone che, da una regione a Nord del Lago Issik-cul, si dirigono ai due estremi, orientale e occidentale del lago Balcash, lungo profili di 400-450 km, geofisici russi⁽⁷⁾ hanno trovato (nel 1955-1956) per lo strato del granito spessori medi dell'ordine di 15-20 km. Se poi ricordiamo che dalla dispersione subita dalle onde di Love nel tragitto Turkestan-Roma⁽⁸⁾, lo spessore medio dello strato del granito è risultato di 18 km ca, dobbiamo concludere che non è azzardato ritenere essere questo l'ordine di grandezza dello spessore del « granito » in vaste zone di pianori continentali.

c) *Lo strato del « granito » ai margini del continente.*

Procedendo verso la Germania settentrionale e verso le isole britanniche, lo strato del « granito » va gradatamente scemando. I risultati ottenuti con la sismica a rifrazione da Wiechert, Angenheister e Brockamp (1924-25-1929) conducevano ad un valore di 8 ± 2 km presso Göttingen. L'elaborazione della grande esplosione di Helgoland condusse Schulze e Fortsch⁽¹⁰⁾ al valore da 6 ± 1 a 5 ± 1 km, Willmore⁽⁹⁾ a 6-6,7 km, Mintrop⁽¹¹⁾ a 4 km. Ad ogni modo, verso settentrione resta confermata una sensibile diminuzione dello spessore dello strato del « granito ». Del resto, Rothé e Peterschmitt, nell'elaborazione dell'esplosione di Haslach, sono pervenuti a valori che decrescono dal luogo dell'esplosione verso Strasburgo.

Questa tendenza all'assottigliamento dello strato continentale del « granito » procedendo verso l'Oceano Atlantico era già stata rilevata da Jeffreys nello studio di due terremoti inglesi: egli ottenne allora (1920) un valore di una diecina di km. Con i metodi della sismica a riflessione, Maurice N. Hill in una zona di mare ad occidente dell'Irlanda (Banco di Rockall e banco di Porcupine) ottenne spessori dello strato del « granito » di 3 km circa. Ai margini dello zoccolo continentale, lo strato del « granito » è quindi notevolmente assottigliato. Ciò giustifica le conclusioni tratte da Caloi, Marcelli e Pannocchia nel 1950-1952^(12 13), che — in uno studio su un terremoto originante dalla dorsale atlantica — lo danno pressochè mancante in corrispondenza del bacino atlantico.

Le zone montuose e le grandi valli richiedono una trattazione a parte.

2. — Lo strato (o gli strati) seguenti quello del « granito », col quale formano la crosta terrestre, è stato investigato sia nello studio di terremoti, sia in quello di grandi esplosioni.

a) Per quanto concerne lo studio dei terremoti, Conrad — a cui si deve la scoperta dell'onda P^* — assegnò allo strato del basalto (o del gabbro, come si preferisce oggi) la profondità di 40 km ca. Successivamente, Schmerwitz, negò l'esistenza di detto

strato, ammettendo tutt'al più l'esistenza di « lenti » di basalto distribuite nella crosta terrestre in modo più o meno accidentale, e in essa isolate.

Nel 1943 Caloi — nello studio di 17 terremoti centro-europei ⁽¹⁾ — assegnò allo strato del granito una profondità media di 18-20 km e alla crosta, nel suo complesso, uno spessore di 34-35 km. Si tratta, come si è visto, di una vasta zona a Nord delle Alpi, fra la Svizzera settentrionale, la Selva Nera e la Baviera. Il metodo è quello che ha permesso la determinazione dello

Per la stessa zona (precisamente, nei pressi di Ulm), H. Reich ⁽⁵⁾ ottenne, con la sismica a riflessione, un valore di 28 km circa, che costituisce, sostanzialmente, un buon accordo con i valori precedentemente ottenuti per il Württemberg.

Sempre nello studio di registrazioni tratte dalla sismica a rifrazione o a riflessione, nelle due grandi zone che dal lago Balcash convergono verso l'alto piano dei Kirghisi (lago Issuk-cul), già citate, sperimentatori russi ⁽⁷⁾ hanno ottenuto valori per la profondità della superficie di Mohorovicic, varianti

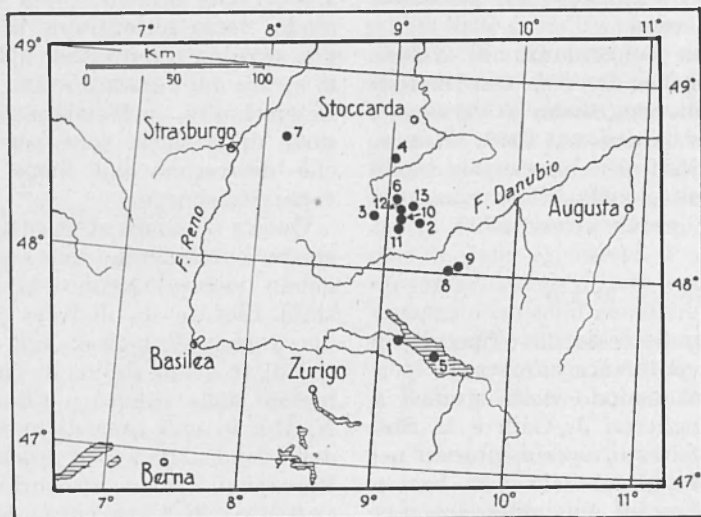


Fig. 3

spessore del « granito » e si basa sul valore statistico che assume la grandezza

$$k = \frac{V_1 \cdot V_2}{V_1 - V_2}.$$

Anche qui si prescinde dal sistema alpino e dalla zona a sud delle Alpi.

b) Per la stessa zona si sono ottenuti valori, per le stratificazioni seguenti il granito, anche nello studio nelle registrazioni provocate da esplosioni. Nello studio delle già citate esplosioni di Haslach, Reich, Schulze e Förtsch ⁽⁴⁾ ottennero un valore di 31 km ca. per la profondità media della superficie di Mohorovicic, leggermente inferiore a quello da me ottenuto, ma con tendenza a sprofondare verso il sistema alpino.

fra 40 e 60 km, alquanto maggiori quindi di quelli avuti per l'Europa centrale.

c) Procedendo a Nord dell'Europa centrale (Germania meridionale - Svizzera settentrionale), per la quale — come si è visto — si hanno valori la cui attendibilità è forse la più elevata che si riscontri in qualsiasi altra parte del mondo, come si verifica per lo spessore dello strato del granito, anche per il secondo strato si hanno valori decrescenti, in modo però molto più lieve. Per l'esplosione di Helgoland, Reich, Shulze e Förtsch ⁽¹¹⁾ ottengono, per la superficie di Mohorovicic un valore di 26-27 km, in corrispondenza della Germania settentrionale, mentre Willmore ottiene 27-30 km. Procedendo verso l'Atlantico, con il metodo della dispersione prima ricordato, Caloi,

Marcelli e Pannocchia (12-13) hanno calcolato uno spessore di 17-19 km, che costituirebbe il fondo dell'Oceano, al di sotto dei sedimenti sciolti.

Per quanto riguarda il secondostrato — almeno nel tratto continentale — avremo modo di vedere che esso — in realtà — risulta di due stratificazioni sovrapposte.

3. — Venendo alle velocità di propagazione delle onde longitudinali e trasversali nella crosta terrestre, non si può non rilevare una certa disparità nei valori ottenuti nelle numerose ricerche.

Per quanto riguarda le onde proprie dello strato del granito, si va da 5,0 km/sec a 5,8 km/sec, sia nello studio di terremoti, sia in quello di esplosioni. Per lo strato del basalto, si passa da 6,1 a 6,7.

A Nord del sistema alpino (al quale qui solamente ci riferiamo) si sono avuti i seguenti valori

la sua epoca — non aveva torto. Negli ultimi anni l'energia sviluppata dalle esplosioni è stata enormemente aumentata, così da consentire attendibilità all'inizio delle registrazioni.

Esistono però altre difficoltà, che si riferiscono soprattutto all'interpretazione delle fasi successive.

Ad ogni modo, specie sulla base dei risultati ottenuti recentemente in America nella registrazione di grosse esplosioni, sembrava che i dati forniti dalla Sismologia dovessero essere più o meno modificati. Qui si prova che ciò non risponde a verità, almeno per quanto si riferisce al continente euro-asiatico, dove non esistono sostanziali contrasti fra dati forniti dalle ricerche sismologiche e quelli ottenuti dalle grandi esplosioni. Per quanto concerne il valore medio della stratificazione del così detto « granito », lo spessore di 18-20 Km ottenuto da Caloi nel 1943 è stato confermato sia da successive ricerche sismologiche sia dallo studio delle grandi esplosioni (studio condotto da francesi, tedeschi, ungheresi e russi

Regioni	Terremoti	Esplosioni	Gabbro	
			Terr.	Esplos.
Wurttemberg	5,5-5,7 (Caloi)	6,0 (Reich e Coll. Rothé e Coll.)	6,5 (Caloi)	6,55
Helgoland	5,6 (Hiller)	5,4 (Reich e Coll.)		6,2-6,6 (Reich e Coll.)
(Germania settentrionale)		5,5 (Willmore)		6,5 Willmore
		5,2 (Mintrop)		6,4 Mintrop
		5,1 (Schulze)		6,4 Schulze
altre zone fra Germania e Cecoslovacchia		5,54 (Karnik, Marek)		
Sud lago Balcash	5,5 (Rozova)	5,5 (Gamburcev)	6,0 (Rozova)	6,4 (Gamburcev)

I valori della velocità — sempre per le onde longitudinali — al di sotto della superficie di Mohorovicic è — in media — di 8,0 km/sec e varia fra 7,8 e 8,2 km/sec.

RIASSUNTO

Non sempre i risultati dell'interpretazione delle registrazioni provocate da terremoto hanno coinciso — per una data regione — con quelli dedotti da grosse esplosioni. Anzi, spesso furono contrastanti. Bonasse attribuiva senz'altro il contrasto al fatto che le registrazioni relative ad esplosioni erano difettose, per deficienza di energia in giuoco. E — almeno per

principalmente), come valore predominante in gran parte del continente euro-asiatico, fatta esclusione dei bordi continentali — dove risulta decisamente meno potente — e dei sistemi di montagne, dove forse assume valori più piccoli (almeno come risulta nelle Alpi meridionali). Anche la velocità media di 5,7 Km/sec. ottenuta con gli studi sismici è confermata dalle grandi esplosioni, le quali — in conformità con i dati sismici — forniscono pure valori alquanto minori (5,1 Km/sec).

Vengono riassunti i risultati ottenuti nelle due vie, con particolare riguardo all'Europa centro-meridionale.

ABSTRACT

Not always the results of the interpretation of registrations provoked by earthquakes coincide, in a given region, with those deduced from big explosions. In fact, they are often in contrast. Bonasse attributed this contrast simply to the fact that the registrations caused by explosions were defective owing to the insufficiency of the energy at play. He was probably right, in any case, for his times. During the recent years, however, the energy obtainable from explosions has been increased enormously and, thus, such registrations are reliable at the outset.

There are, however, other difficulties which concern, in particular, the interpretation of subsequent stages.

In any case, and especially in view of the results obtained recently in America with the registration of big explosions, it seemed that the data supplied by Seismology would have to be more or less modified. On these pages, it is demonstrated that this does not correspond to the truth. Not, in any case, on the Euro-Asian Continent where no substantial discrepancies exist between the data supplied by seismologic investigations and the data obtained from big explosions. As regards the average thickness of the stratification of the so-called "granite" the figure obtained by Caloi in 1943 (18-20 kilometres) has been confirmed both by the subsequent seismic research and by the study of big explosions (carried out principally by French, German, Hungarian, and Russian scientists) as the thickness predominant on most of the Euro-Asian Continent. The edges of the Continent (where it is decidedly less mighty) are to be excluded together with mountain ranges where it is probably more modest (judging from the southern Alps, at least). Also the average speed of 5,7 kilometres per second ascertained by means of seismic research has been confirmed by big explosions which, in conformity with seismic data, also give considerably lower figures (5,1 kilometres per second).

A summary of the results obtained with the two methods, with particular reference to central-southern Europe, is supplied.

BIBLIOGRAFIA

- (1) CALOI, P., *Caratteristiche sismiche fondamentali dell'Europa centrale, quali risultano dallo studio di 17 terremoti centro-europei*, « Boll. Soc. Sism. It. », XL, (1942).
- (2) BOUASSE, H., *Séismes et sismographes*, « Delagrave », Paris, 1927.
- (3) ROTHÉ, J. P. - PETERSCHMITT, E., *Étude sismique des explosions d'Haslach*, « Ann. Inst. Phys. Globe », V, 13, (1950).
- (4) REICH, H. - SCHULZE, G. A. - FÖRTSCH, O., *Das geophysikalische Ergebnis der Sprengung von Haslach im südlichen Schwarzwald*, « Geol. Rundschau », XXXVI, (1948.).
- (5) REICH, H., *Über seismische Beobachtungen der Prakla von Reflexionen aus grossen Tiefen bei den grossen Steinbruch-Sprengungen in Blaubeuren am 4. März und am 10. Mai 1952*, « Geol. Jahrb. », Band 68, Hannover, 1953.
- (6) GALFI, J. - STEGENA, L., *Nagymélységi reflexiók Hajdusoboszló vidékén*, « Geofiz. Közlem. », 4, Budapest, 1955.
- (7) GAMBURCEV G. A. - VEIZMAN, P. S. - TULINA, I. V., *La struttura della crosta terrestre nella regione del Tian-Seian settentrionale, secondo i dati del sondaggio sismico di profondità*, « Acc. delle Scienze URSS », 105, 1, (1955).
- (8) PERONACI, F., *Determinazione del valore medio dello spessore dello strato di granito per i tragitti Turkestan-Europa*, « Ann. di Geofisica », III, (1950).
- (9) WILLMORE, P. L., *Seismic experiments on the North German explosions, 1946 to 1947*, « Phil. Trans. R. Soc. », CCXLII, 1949.
- (10) SCHULZE, G. A., FÖRTSCH, O., *Die seismischen Beobachtungen bei der Sprengung auf Helgoland am 18. April 1947 zur Erforschung des tieferen Untergrundes*, « Geol. Jahrb. », Band 64, Hannover, 1950.
- (11) REICH, H. - FÖRTSCH, O. - SCHULZE, G. A., *Results of seismic observations in Germany on the Heligoland explosion of April 18, 1947*, « Geophys. Research », XVI, 2, (1951).
- (12) CALOI, P. - MARCELLI, L. - PANNOCCHIA, G., *Ancora sulla velocità di propagazione delle onde superficiali per tragitti sub-atlantici*, « Ann. di Geofisica », III, 2, (1950).
- (13) CALOI P. - MARCELLI, L., *Onde superficiali attraverso il bacino dell'Atlantico*, « Ann. di Geof. », V, 3, (1952).