

R E C E N S I O N I

THOMAS H. E.: *Fluctuations of ground-water levels during the earthquakes of November 19, 1938, and January 21, 1939* - Bull. Sci-m. Soc. Am., 30 (1940).

Contiene una relazione sulle fluttuazioni osservate nel livello dell'acqua di numerosi canali nell'Ovest degli Stati Uniti, sui quali funzionano particolari idrometrografi; fluttuazioni verificatesi in occasione dei terremoti dell'Alaska (10 novembre 1938) e del Cile (21 gennaio 1939). Lo studio si riferisce a 42 cavali, situati nell'Utah, California e Nuovo Messico. (P. C.)

ROZOVA E.: *La Contribution to the question of the structure of the Earth's Crust in Central Asia* - Ac. des Sc. de l'U.R.S.S., Publ. de l'Inst. Sèismol. de Moscou, 15 (1939).

Sulla base delle analisi dei sismogrammi delle 5 Stazioni dell'Asia Centrale per il periodo 1931-1935 e seguendo il metodo delle iperboli per la determinazione degli epicentri, venne localizzata una zona di sismicità elevata compresa fra le latitudini di 38° e 40°N e le longitudini di 70° e 72.5 E.

Considerando un gruppo di 16 terremoti avvenuti in questa zona come un unico terremoto, l'Autore ha trovato:

Le velocità delle onde longitudinali e trasversali, coi risultati espressi dalle seguenti formule:

$$\text{per le } P_n : t = 3.28 + \frac{\Delta}{7.91} \quad (30)$$

$$\text{per le } P^* : t = 2.30 + \frac{\Delta}{6.25} \quad (10)$$

$$\text{per le } P_g : t = -0.63 + \frac{\Delta}{5.46} \quad (20)$$

$$\text{per le } S_n : t = 6.60 + \frac{\Delta}{4.27} \quad (7)$$

$$\text{per le } S^* : t = 1.92 + \frac{\Delta}{3.74} \quad (15)$$

$$\text{per le } S_g : t = -1.31 + \frac{\Delta}{3.24} \quad (30)$$

I numeri fra parentesi corrispondono a quelli dei casi osservati.

2° La superficie media degli ipocentri a una profondità di 34 ± 6 km.

3° La prima discontinuità a 35 ± 5 km.

4° La seconda discontinuità a 50 ± 5 km. (C. M.)

COULOMB JEAN: *Diffraction d'un ébranlement au voisinage d'une caustique; application aux ondes P'* - Bulletin of the Sci-m. Soc. Am., 27 (1940).

Coulomb prova, con un procedimento teorico approssimativo, ma suscettibile di ulteriore perfezionamento, che se il punto focale delle onde P' (PKP) esiste, si devono avere onde diffratte fino a distanze che sono dell'ordine delle distanze osservate, ma la loro dromocrona non occupa il posto voluto. Per dare a queste dromocrona la disposizione teorica, bisognerebbe far subire a quelle di P'_2 e soprattutto di P'_1 una deformazione che sembra esagerata.

L'autore ritiene, conformemente alle conclusioni di altri ricercatori (per es. Ch. Boisi), che bisognerebbe abbandonare l'idea stessa di punto focale e di spiegare altrimenti le importanti, anche se non notevoli, ampiezze osservate. (P. C.)

ROZOVA E.: 2. *Determination of the epicenter and of the depth of focus of an Earthquake from records of two regional stations* - Ac. des Sc. de l'U. R.S.S., Publ. de l'Inst. Sèismol. de Moscou, 7 (1939).

È ben nota la possibilità di determinare l'epicentro di un terremoto vicino dall'intersezione dei piani di due azimut. Questo metodo è particolarmente indicato nel caso di terremoti profondi registrati da stazioni regionali, in quanto non richiede l'uso di dromocrone. Interpolando fra le dromocrone per diverse profondità, è possibile poi ricavarne anche la profondità ipocentrale. (C. M.)

ROZOVA E.: 3. *Contribution to the question of the deep-seated structure of the Caucasus* - Ac. des Sc. de l'U.R.S.S., Publ. de l'Inst. Sèismol. de Moscou, 13 (1939).

Viene riportata una lista di epicentri, con la rispettiva profondità ipocentrale, per terremoti avvenuti nel Caucaso negli anni 1933-1938. Sulla base di due terremoti nella parte nord-orientale del Caucaso, vengono calcolate le superfici di discontinuità della regione in esame, che risultano alle profondità di km 45 ± 5 e 60 ± 5 . Vengono inoltre delimitate le aree di maggiore attività sismica nel Caucaso, con indicazione della profondità media degli ipocentri. Sulla base dei dati macrosismici precedenti si dimostra infine che nel Caucaso avvengono anche terremoti profondi. (C. M.)

LINCHAN DANIEL: *The Chelmsford, Massachusetts, Earthquake of June 23, 1938* - Bull. Seism. Soc. Am., 99 (1910).

Il terremoto di Chelmsford (Massachusetts) del 23 giugno 1938 ($03^h 57^m 56^s.5$ G.C.T.) si verificò nel punto di coordinate $71^{\circ}52' W$, $42^{\circ}37' N$ all'estremo sul

della zona di massima intensità, avente forma ellittica. (P. C.)

BECK N. H.: *Earthquake problems of the Atlantic coastal plain* - Bull. Seism. Soc. Am., 109 (1910).

Si fa una breve storia sull'attività sismica nella zona degli Stati Uniti, prossima alle coste dell'Atlantico. Molti sono i centri sismici, non meno di 45, da Capo Cod alla Florida.

Uno soltanto di detti centri fu localizzato da osservazioni strumentali. Di nessuno si conosce la profondità ipocentrale.

Il centro più notevole è quello nei pressi di Charleston, al quale si deve uno dei terremoti più disastrosi che la storia conosca, quello del 1886.

L'autore auspica una rete d'osservazione più fitta e una più stretta collaborazione coi geologi, che consenta, fra l'altro, la risoluzione dei seguenti problemi: 1) precisare, se esistono, centri sismici anche nella zona costiera sommersa, come appare molto probabile; 2) conseguire una conoscenza meno approssimativa delle cause. (P. C.)

ROUSE M. K.: *Correction of towers and supporting structures of sprinkler equipment tanks to resist earthquake forces* - Bull. Seism. Soc. Am., 115 (1910).

Vi sono descritte le caratteristiche fondamentali dei depositi di acqua a pressione o a gravità, generalmente sistemati in torri o, comunque, sopraelevati sul livello del più alto distributore (depositi a pressione) e le cause che li rendono poco resistenti all'azione distruttrice dei terremoti. Si suggeriscono norme tecniche, l'applicazione delle quali potrebbe ridurre notevolmente i danni derivanti da scosse sismiche. (P. C.)

PATERSON Wm. D.: *Determination of ground periods* - Bull. Seism. Soc. Am., 129 (1940).

Sono brevemente riassunti i metodi finora seguiti per la determinazione dei periodi delle vibrazioni naturali degli edifici e dei periodi predominanti del suolo che li sopporta.

Si descrive l'uso di un nuovo strumento atto allo scopo, consistente di quattro sismometri elettromagnetici portatili Benioff, le vibrazioni dei quali sono simultaneamente registrate a mezzo di galvanometri sopra un unico film. Ordinariamente la velocità di scorrimento di quest'ultimo è di 1 mm per sec.

Lo strumento ha ingrandimento che può essere variato da 0 a 3600; la lettura del film è però fatta con un sistema che ingrandisce 25 volte. I sismometri hanno periodi di ca. un sec., variabili entro un breve intervallo. Lo strumento è smorzato oltre l'aperiodicità critica.

E' quindi descritta una macchina espressamente costruita per destare vibrazioni nel suolo. Vengono riportati esempi di registrazione ottenuti con questo e con altri metodi. Segue un confronto ed un commento.

In conclusione si osserva che nei luoghi investigati furono messi in evidenza troppi periodi naturali del suolo per permettere la costruzione di edifici i cui periodi risultassero al di fuori della risonanza col suolo. Comunque sembra possibile evitare i periodi del suolo che potrebbero presentarsi maggiormente pericolosi. Il problema richiede ulteriori ricerche, prima di ritenersi risolto ai fini pratici. (P. C.)

FRYXELL F. M.: *The earthquakes of 1934 and 1935 in North-western Illinois and adjacent Parts of Iowa* - Bull. Seism. Soc. Am., 213 (1940).

E' uno studio macrosismico dei due

terremoti citati nel titolo, completato da notizie sugli altri terremoti che si sono verificati nella stessa zona (il 26 maggio 1909 ed il 2 gennaio 1912), aventi caratteristiche analoghe. (P. C.)

DENISON F. NAPLER: *Further notes on certain horizontal pendulum movements* - Bull. Seism. Soc. Am., 219 (1940).

L'autore riassume i dati di osservazione della verticale apparente forniti da due pendoli orizzontali (E-W e N-S) tipe Milne, posti nell'Osservatorio di Gonzales (Victoria, B. C.).

Confronta poi le medie annuali 1899-1921 con le variazioni annuali di latitudine osservate a Ukiah (California): il confronto mostra che dal 1901 al 1918 la variazione di latitudine corre largamente parallela alla curva dei movimenti pendolari E-W.

La riduzione dei moti pendolari N-S sulla media di cinque serie di quattro anni mostra una chiara doppia fluttuazione annuale.

Il confronto con la curva, pure a doppia fluttuazione, della media forza magnetica orizzontale ottenuta nello stesso periodo a Agincourt (Ontario) mette in evidenza due estremi, ai tempi all'incirca dei solstizi e degli equinozi, rispetto ai quali gli estremi dei moti pendolari seguono con ritardo di un mese. (P. C.)

JEFFREYS HAROLD: *On P up to 20° in North America* - Bull. Seism. Soc. Am., 225 (1940).

In questo lavoro Jeffreys, dopo un serrato esame critico delle registrazioni sismiche ottenute nel Nord America, alla luce delle tavole delle onde P, corrette dall'effetto dell'ellitticità (Tavole Bullen-Jeffreys), discute le precedenti determinazioni epicentrali dell'International Seismological Summary, confron-

tabole con quelle di ricercatori americani, relative agli stessi terremoti.

Conclude ritenendo probabile una leggermente minore velocità delle onde P nel Nord America in confronto all'Europa e al Giappone; però l'ammontare di tale differenza è estremamente incerto. (P. C.).

BULLEN K. E.: *The Problems of the Earth's Density Variation* - Bull. Seism. Soc. Am., 235 (1910).

L'Autore esamina il problema della variazione della densità della Terra e include una discussione quantitativa degli errori probabili. Sono dati valori per la distribuzione della densità nel mantello esterno della Terra, ed è mostrato che questi valori sono probabilmente accurati nell'ambito di 0.05 gm/cm^3 . La densità nel mantello terrestre varia fra 3.32 gm/cm^3 alla base degli strati della crosta e 5.68 gm/cm^3 alla base del mantello. La densità media del nucleo centrale si prova essere 10.7 gm/cm^3 con un errore dell'ordine di 0.1 gm/cm^3 . La applicazione delle equazioni derivate da Birch dalla teoria di Murnaghan della deformazione finita, indica concordanza con i valori riportati per la densità, ma è da osservare che la rigidità della porzione più bassa del mantello terrestre sembra crescere più lentamente con l'aumentare della profondità di quanto richiederebbero le equazioni di Birch. Infine, valori che potranno subire solo piccolissime variazioni in più accurate ricerche, sono dati per la pressione e la attrazione gravitazionale nel mantello della Terra. (P. C.)

WESTLAND A. J. e HEINRICH R. ROSS: *A Macroseismic Study of the Ohio Earthquakes of March, 1937* - Bull. Seism. Soc. Am., 251 (1910).

Riporta i risultati di un'accurata indagine macrosismica eseguita dagli Au-

tori in occasione dei terremoti del 2 e del 9 marzo 1937, che colpirono la parte occidentale dell'Ohio ed ebbe carattere distruttivo (grado VII della scala Wood-Neumann) nei pressi di Anna, circa 90 miglia a Nord di Cincinnati.

Da ultimo, si fa una breve storia dell'attività sismica della regione e si elencano 20 terremoti che dal 1875 al 1937 ivi sono stati più o meno fortemente sentiti; otto di questi ebbero epicentro nei pressi di Anna. (P. C.)

WILSON JAMES T.: *The Love Waves of the South Atlantic Earthquake of August 28, 1933* - Bull. Seism. Soc. Am., 273 (1910).

Determinato l'epicentro con il metodo di Geiger ($58^{\circ}56' \text{ S}$; $24^{\circ}54' \text{ W}$, ora origine $22^{\circ} 19^{\text{m}} 38^{\text{s}} \text{ Gr.}$) e gli scarti dei tempi di registrazione delle onde P delle 14 stazioni che servirono per il calcolo, l'autore passa a calcolare la distanza epicentrale, l'azimut di ogni stazione dall'epicentro e l'azimut dell'epicentro dalla stazione per tutte le 93 stazioni che hanno registrato il terremoto.

Dopo la suddivisione del senso di movimento relativo al primo impulso (onde P o PKP) a seconda delle distanze, James Wilson passa a studiare particolarmente il comportamento delle onde superficiali di tipo Love, designate col simbolo G. Ne determina i tempi di tragitto, gli spostamenti massimi, i periodi e le velocità. Mediante integrazione dei sismogrammi, il movimento del suolo durante la fase G fu determinato per 17 stazioni.

Lo studio della dispersione delle G, condotto secondo le teorie di Love, Jeffreys e Meisser, ha portato alle seguenti conclusioni: — la struttura della crosta in corrispondenza dell'Oceano Atlantico è molto simile a quella delle regioni degli Oceani Indiano e Pacifico; ed è caratterizzata da materiali che consentono

velocità molto più elevate per le onde trasversali di quanto non si verifichi a profondità analoghe sotto i continenti. (P. C.)

LYNCH JOSEPH: *What is the State of the Earth's Core?* - Bull. Seism. Soc. Am., 337 (1940).

E' noto che i sostenitori dell'ipotesi che considera il nucleo terrestre allo stato liquido si appoggiano sopra i seguenti argomenti:

1) L'aumento della temperatura con la profondità; 2) L'azione delle maree. L'ampiezza delle maree lunari richiede infatti una rigidità media nell'interno della Terra minore di quella trovata per la crosta terrestre. Jeffreys ritiene che solo considerando nulla la rigidità del nucleo, si può bilanciare l'elevata rigidità della crosta. 3) Il periodo di precessione della Terra è pure a sostegno di un nucleo liquido. 4) Anche i risultati delle ricerche sismiche sembrano concordemente concludere per un nucleo allo stato liquido. Infatti, dopo la zona di ombra, è opinione generale che riappaiano soltanto le onde longitudinali. Honda poi ha provato che l'energia osservata in superficie nei confronti delle onde SeS è giustificabile soltanto nell'ipotesi di un nucleo liquido.

Già non ostante, quattro ricercatori (Macelwane, Inamura, Krumbach e Batings), indipendentemente uno dall'altro, nello studio di quattro diversi terremoti, affermano di aver trovato esempi di onde trasversali che hanno attraversato il nucleo, sia pure con piccolissime ampiezze.

L'autore propose nel 1937 di considerare il nucleo nè liquido, nè solido, bensì una soluzione solida, cioè un gas, probabilmente idrogeno, catturato da un metallo. E' noto infatti che parecchi metalli possono assorbire idrogeno per molte migliaia di volte il loro volume.

Queste occlusioni influiscono sensibilmente sulla rigidità del metallo. Partendo da precedenti ricerche sull'argomento, condotte da Koch e da Fischer, Lynch dimostra con un metodo ingegnoso che la rigidità del palladio, p. es., diminuisce continuamente, con legge lineare, al continuo aumentare della percentuale di idrogeno. Ciò gli consente di poter confermare l'ipotesi altra volta espressa: e cioè che lo stato del nucleo terrestre può essere paragonato ad una soluzione solida di idrogeno con uno dei metalli conosciuti che prontamente possono assorbire questo gas. Una tale soluzione solida presenterebbe, rispetto al nucleo liquido, il vantaggio di consentire il passaggio di debolissime onde trasversali, come alcune ricerche sismiche sembrano richiedere. Avrebbe inoltre sopra il nucleo solido il vantaggio di una bassa rigidità, quale è richiesta dall'azione delle maree e dal periodo euleriano della precessione. (P.C.)

ADKINS JOHN N.: *The Alaskan Earthquake of July 22, 1937* - Bull. Seism. Soc. Am., 353 (1940).

Le coordinate epicentrali di detto terremoto, calcolate con il metodo di Geiger, risultarono $q = 61^{\circ}.67 \pm 0^{\circ}.4$ N; $\lambda = 146^{\circ}.58 \pm 0^{\circ}.12$ W. Tempo origine $17^h 9^m 30^s.0 \pm 0.25$ Gr.T.

Dopo un richiamo sulle principali scosse che dal 1912 colpirono l'Alaska centrale, l'autore determina i tempi di tragitto delle P ed esamina il moto iniziale di queste onde in 51 stazioni, esame che gli consente di attribuire il terremoto al movimento di una faglia.

A conferma di precedenti ricerche di Neumann e Byerly, fu osservata un'onda detta « falsa S » ed indicata con F, che precede le S da 20 a 55 secondi, a seconda della distanza. L'onda è di tipo longitudinale e la relativa dromocrona risulta rettilinea. L'autore ritiene trattar-

si di un'onda longitudinale superficiale, del tipo proposto da Nakano, determinata in superficie dall'arrivo di un'onda trasversale che sia stata riflessa da una superficie di discontinuità nell'interno della terra.

L'autore ha osservato chiari esempi di onde lunghe, (ca. 40") subito dopo le S. onde che egli ritiene del tipo SP, mentre appare evidente dalle loro caratteristiche trattarsi di onde tipo C. (P. C.)

LEVIN S. BENEDICT: *The Salvador Earthquakes of December 1936* - Bull. Seism. Soc. Am., 377 (1940).

Nella parte introduttiva si fa un cenno storico sulla sismicità e il vulcanismo dell'America centrale con particolare riguardo al Salvador. Segue un dettagliato esame macrosismico-geologico del terremoto distruttivo del dicembre 1936. Nella zona epicentrale l'intensità fu del grado VIII della scala di Sieberg (modificata). (P. C.)

RAMIREZ J. E.: *An experimental investigation of the nature and origin of microseisms at St. Louis* - Bull. Seism. Soc. Am., 30, 1 (1940).

La nota del Ramirez, mentre rappresenta una esauriente messa a punto dello amoso problema della natura e dell'origine dei microsismi, perchè sintetizza le varie ipotesi che furono escogitate dai più valenti sismologi per la spiegazione di questo interessantissimo fenomeno, costituisce pure un contributo notevolissimo, destinato forse ad avere importanti sviluppi anche in relazione con altri campi della geofisica. L'A. in una breve introduzione fa una rapida cronistoria degli studi sui microsismi e si sofferma su quel tipo di microsismi più frequenti e d'altra parte più interessanti, aventi periodi dai 3" ai 9" ed in particolare ne studia la natura, la velocità di propagazione, l'andamento dei periodi e delle ampiezze, il moto delle par-

ticelle del suolo da essi sollecitate e finalmente cerca di individuarne l'origine.

Quattro sismografi uguali, elettromagnetici con periodo proprio di 6" e con ingrandimento dinamico di ca. 1340 furono disposti in tre stazioni formanti un triangolo rettangolo; quella situata nel vertice, presso l'Università di St. Louis, registrava con le due componenti N-S ed E-W, le altre due stazioni, a circa 6 km a Sud e ad W di St. Louis, avevano rispettivamente; la prima, la sola componente N-S e la seconda la componente E-W.

Fu oggetto di particolare cura la sincronizzazione degli apparecchi registratori comandati da un unico pendolo con la possibilità di ottenere segnali ogni 3 secondi; tutto fu studiato allo scopo di poter osservare con precisione le differenze di fase, la direzione e la velocità delle onde microsismiche. Per confrontare l'attività microsismica con le oscillazioni della pressione atmosferica furono installati anche due microbarografi. Vengono riferiti i risultati delle osservazioni per ciò che concerne l'andamento delle ampiezze e dei periodi durante il secondo semestre del 1938. Un risultato di grande importanza è soprattutto quello che riguarda la propagazione dei microsismi: essi sono costituiti da onde progressive propagantesi in superficie con la velocità di circa 2.65 km/sec.; l'autore descrive pure il modo con il quale è possibile dedurre, dai dati delle osservazioni delle tre stazioni, non solo la velocità, ma anche la direzione di provenienza. (M. G.)

RAMIREZ J. E.: *An experimental investigation of the nature and origin of microseisms at St. Louis, Missouri* Part two - Bull. Seism. Soc. Am., 30, 2 (1940).

Questa seconda parte della ricerca del

Ramirez è dedicata allo studio del moto delle particelle allo scopo di trarne elementi per individuare l'origine e la natura dell'agitazione microsismica. A tal fine l'Autore si è servito delle tre componenti Galitzin-Wilip della stazione sismica di Florissant. L'Autore ha osservato che il grafico della componente verticale presenta un aspetto analogo a quello della componente orizzontale orientato nella direzione della propagazione, mentre non veniva notata alcuna somiglianza per il grafico della componente normale a questa: ciò costituisce una indicazione importante per la individuazione della provenienza della perturbazione sismica; l'autore ha tratto pure altri importanti elementi, allo stesso scopo, da certe relazioni tra le ampiezze e le fasi delle componenti stesse. Per quanto concerne la natura del movimento microsismico, analizzando i grafici delle tre componenti e confrontando i risultati con quelli previsti dalla teoria delle onde superficiali, l'Autore arriva alla conclusione che l'agitazione microsismica è costituita di onde superficiali aventi le caratteristiche delle onde di Rayleigh e che il rapporto di 1.21 tra l'ampiezza della componente verticale e quella dell'orizzontale non è troppo discosto dal valore teorico di 1.17, e così pure conclude per il valore della velocità corrispondente a circa 2.67 ± 0.03 km/sec. Per quanto concerne la possibile relazione tra i microsismi e le rapide oscillazioni della pressione atmosferica, il Ramirez, nel confronto delle simultanee registrazioni dei sismografi e dei microbarografi, non ha trovato alcuna dipendenza dei due fenomeni nè nella forma delle onde o dei gruppi di onde, nè nel periodo e nella durata delle perturbazioni.

In genere le onde microsismiche hanno un carattere pressochè sinusoidale mentre le oscillazioni aeree sono molto

irregolari; il periodo dei microsismi durante una tempesta microsismica si mantiene piuttosto costante mentre nelle oscillazioni microbarometriche il periodo è variabilissimo e la forma della perturbazione è spesso il risultato della sovrapposizione di onde di diverso periodo. Il vento, poi, può produrre microsismi ma irregolari e di grande periodo; il Ramirez trae le conclusioni che i microsismi aventi periodi da 3^s e 9^s a St. Louis non sono prodotti dalle oscillazioni barometriche locali.

L'Autore ha invece notato che, sempre, nella direzione di provenienza di ogni tempesta microsismica si aveva a distanza un centro di bassa pressione in mare aperto, e la direzione stessa di propagazione variava seguendo il percorso della depressione; l'Autore ha potuto confermare e provare dunque le idee di Lacoste, Leet e Zanon circa una relazione diretta tra i cicloni passanti sullo oceano e le tempeste microsismiche. Secondo il Ramirez esiste una stretta relazione tra l'intensità della depressione e quella dei microsismi. Il periodo di questa sembra invece variare con la distanza del centro ciclonico. Resta da indagare sul meccanismo col quale si producono in realtà i microsismi: ad ogni modo è provato che ampi microsismi possono prodursi anche con mare calmo lungo le coste o addirittura con venti soffianti dal continente verso il mare. (M. G.)

BOULANGER J. D.: *Determination of gravity in the Central Region of the Moscow gravity anomaly* - Ac. des Sc. de l'U. R. S. S., Publ. de l'Inst. Sèismol. de Moscou, 34 (1940).

Nell'estate 1937 l'Istituto Sismologico dell'Accademia delle Scienze dell'U. R. S. S. eseguì una campagna gravimetrica pendolare di alta precisione nella parte centrale dell'anomalia gravimetrica di

Mosca. Le osservazioni vennero condotte secondo il metodo di Vening Meinesz in conformità alle istruzioni per il rilievo gravimetrico dell'U.R.S.S. impartite dal Dipartimento di Stato per il Rilievo e la Cartografia del Commissariato del Popolo per gli Affari Interni (1937). Venne adoperato un apparato tripendolare della Cambridge Instrument Co. di Cambridge, con una serie di tre pendoli di invar tipo Sterneek. Quale stazione di riferimento venne assunta l'Osservatorio Astronomico di Mosca, col valore $g = 981.559$.

I risultati sono esposti in due carte delle isanomale per la regione centrale dell'anomalia, una per le anomalie secondo Faye e l'altra secondo Bouguer (densità dello strato intermedio 2.4): equidistanza di 5 mgal; valori normali della formula di Helmert 1901 (per avere le anomalie secondo la formula internazionale Cassinis 1931, basta aumentarle di 11 mgal).

Venne inoltre eseguito un collegamento gravimetrico fra la predetta stazione di riferimento e l'Istituto Sismologico di Mosca, dove risultò $g = 981.546 \pm \pm 0.0008$. (C. M.)

BOULANGER J. D.: *Determination of temperature constants of gravity pendulum apparatus* - Ac. des Sc. de l'U.R.S.S. Publ. de l'Inst. Sismol. de Moscou. 36 (1940).

All'inizio del 1937 il Laboratorio gravimetrico dell'Istituto Sismologico di Mosca intraprese uno studio dettagliato dei coefficienti di temperatura dei pendoli di un apparato tripendolare del tipo Sterneek (sopra menzionato) e di un apparato quadripendolare Askania con una serie di pendoli di bronzo del tipo Stückrath. Le osservazioni vennero eseguite in una camera termostatica speciale costruita in modo da poter variare automaticamente la temperatura nei limiti

necessari per tarare i pendoli. Il metodo di osservazione e riduzione fu quello prescritto dalle istruzioni per il rilievo gravimetrico dell'U.R.S.S., 1937 (pure sopra menzionato).

Per tutti i pendoli di invar della Cambridge Instr. Co. il coefficiente lineare di temperatura rivelò per confronto con i valori del 1936 una variazione sistematica media di $0.47 \pm 0.12 \cdot 10^{-7}$ sec. Ricerche fatte per esaminare l'instabilità dell'azione secondaria della temperatura per i pendoli di invar dimostrarono che perfino per forti variazioni di temperatura, anche di 6-7° all'ora, quest'azione per i pendoli di Cambridge è trascurabile.

Per i pendoli di bronzo dell'Askania la variazione del valore medio del coefficiente di temperatura rispetto al 1936 non risultò apprezzabile, entro i limiti di precisione delle misure. Uno studio dettagliato del coefficiente dinamico di temperatura per i pendoli di bronzo dimostrò che il suo valore è indipendente sia dall'entità della variazione di temperatura, sia dalla temperatura di osservazione, e che il suo termine quadratico è piccolo.

Una ricerca delle cause di errore nelle determinazioni dei coefficienti di temperatura permette di concludere che:

1) gli errori accidentali di osservazione dovuti a variazioni di lunghezza sia dei pendoli di bronzo che di invar, sono tutti dello stesso ordine di grandezza e influiscono debolmente sulla precisione della determinazione del coefficiente:

2) le cause di errore più comuni sono gli errori compiuti nella misura della temperatura dei pendoli. Gli errori di lettura del termometro e quelli della scala del termometro sono trascurabili in confronto con l'errore risultante dalla differenza della temperatura dei pendoli con quella letta dal termometro. (C. M.)

ROZOVA E.: *On causes of discrepancies between epicentres determined by regional and teleseismic stations* - Ac. des Sc. de l'U.R.S.S., Pubbl. de l'Inst. Scismol. de Moscou, 5 (1940).

Allo scopo di studiare le cause delle differenze fra gli epicentri indicati dai bollettini pubblicati da stazioni regionali e teleseismiche, furono esaminati i sismogrammi di 24 terremoti avvenuti nell'Asia Centrale dal 1929 al 1933 e registrati da stazioni dei due tipi.

Dopo identificati gli epicentri col metodo delle iperboli, le profondità ipocentrali sono state ricavate in maniera approssimata con la formula $h^2 = D_{ip}^2 - D_{ep}^2$, dove D_{ip} è la distanza epicentrale ottenuta misurando lo spazio fra la stazione e l'epicentro ricavato con le iperbole, D_{ep} è la distanza ipocentrale, considerando tale la distanza ottenuta dalla differenza S-P nei sismogrammi di stazioni regionali analizzati come per il caso di scosse superficiali.

Dal confronto delle coordinate epicentrali e tenendo conto delle profondità ipocentrali, è risultato:

1) che la differenza fra gli epicentri nei casi in questione è dovuta al fatto che le profondità ipocentrali sono superiori alla normale;

2) che nel caso di terremoti profondi l'epicentro non può essere individuato esattamente dai sismogrammi delle stazioni regionali col metodo delle intersezioni, se l'analisi è basata su una dromocrone per profondità normale;

3) che l'epicentro di un terremoto profondo può essere ricavato dai sismogrammi di stazioni regionali col metodo dell'iperbole o, più esattamente, degli azimut. (C. M.)

SAVARESKY E. F.: *On the analytical time-distance curve* - Ac. des Sc. de l'U. R.S.S., Pubbl. de l'Inst. Scismol. de Moscou, 20 (1940).

I metodi per calcolare e costruire traiettorie sismiche nell'interno della Terra sono stati finora o di natura numerica, o puramente teorica, adoperando la relazione della velocità di propagazione delle onde elastiche in funzione della profondità, che non corrisponde però alla distribuzione attuale delle velocità nell'interno della Terra (Wiechert e Zoeppritz, Knott, Tshibisoff, Galitzin).

Solo recentemente furono costruite in gran numero dromocrone tutte ugualmente attendibili, ma esse presentano in certi tratti divergenze tali che per spiegarle bisogna ammettere l'eterogeneità della Terra alle grandi profondità. Quindi, i sismologi hanno oggi a disposizione solo dromocrone « medie », costruite sull'osservazione di terremoti avvenuti in varie parti del globo. E perciò le dromocrone ricavate dai singoli terremoti possono differire sensibilmente dalle dromocrone medie in uso, dalle quali viene determinata l'accuratezza dei dati sismici contemporanei.

In questo lavoro vengono presi come punto di partenza i valori della velocità nell'interno della Terra ottenuti da Witte (Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen, 1932, pp. 199-211) sulla base dell'odografia « media » di Jeffreys. Fino alla profondità di 900 km i dati di Witte soddisfano alla relazione lineare della velocità di propagazione delle onde longitudinali con la profondità

$$v = v_0 + a (r_0 - r),$$

Col metodo dei minimi quadrati risultò che

$$v = 7.67 + 0.00378 (r_0 - r)$$

e che le differenze dei valori osservati dalla relazione lineare si mantengono entro l'ordine di grandezza delle differenze fra le velocità per le dromocrone « individuali » di Dahm (Bull. Scism. Soc. Am., 26, II, 1936, p. 170).

Sostituendo la relazione lineare, l'A. ricava un'equazione parametrica della traiettoria. La differenza fra il valore $v_n = 7.67$ e le velocità individuali negli strati superiori, causa nel caso più sfavorevole un errore di soli 3.6 sec. Vengono inoltre riportati i risultati numerici dei calcoli delle dromerone col metodo analitico sulla base delle formule trovate. Le stesse formule possono essere pure adoperate per la costruzione di dromerone di terremoti profondi, previa diminuzione dei corrispondenti valori normali del tempo di tragitto lungo l'arco (minore) ipocentro-superficie e dell'angolo epicentrale corrispondente. Il metodo viene applicato per le profondità di 220 e 660 km. alle quali si manifestarono i terremoti del 1° gennaio 1929 e 11 agosto 1937, studiati dai sismogrammi originali di 10, rispettivamente 15 stazioni russe ed estere.

Poichè il metodo sottoposto al calcolo è una novità, l'A. si astiene da ulteriori discussioni e lo raccomanda all'attenzione dei sismologi interessati in questo tipo di ricerche. (C. M.)

SAVARENSKY E. F.: *On deep-focus earthquakes* - Av. des Sc. de l'U.R.S.S., Publ. de l'Inst. Séismol. de Moscou, 22 (1940).

Si tratta di un riassunto delle conoscenze attuali sui terremoti profondi. La prima parte espone su quali basi si possano distinguere i terremoti profondi da quelli normali. Le parti successive riassumono i metodi principali per la determinazione della profondità ipocentrale coi dati di stazioni vicine e lontane; la teoria del meccanismo all'ipocentro elaborata dai sismologi giapponesi; la distribuzione geografica dei terremoti profondi; una discussione sulle proprietà del mezzo in cui i terremoti profondi hanno origine e sulle loro possibili cause. (C. M.)

ULRICH P. FRANKLIN: *The Imperial Valley Earthquakes of 1940* - Bull. Seism. Soc. Am., 13 (1941).

Dopo un richiamo storico sulle scosse più violente, che attraverso i tempi colpirono la zona, l'autore si sofferma sulle scosse verificatesi nel 1940, dal 17 al 26 maggio. La più violenta fu quella del 18 alle 20^h 37^m, valutata del grado X della scala Mercalli (modificata).

Oltre ad estese rovine in molti centri, nei pressi dell'epicentro furono osservati molti spostamenti permanenti alla superficie del suolo, quali deviazioni brusche o graduali di strade, di binari ferroviari, di canali, ecc. determinati da scorrimenti di strati limitanti taglie attive.

A Imperial, luogo maggiormente colpito, l'80% degli edifici fu più o meno gravemente danneggiato, a Brawley il 50%. Danni minori a Holville, El Centro ed altri luoghi. (P. C.)

MURRY Mc. H.: *Periodicity of Deep-Focus Earthquakes* - Bull. Seism. Soc. Am., 31, 33-82 (1941).

L'autore prende in considerazione 320 terremoti profondi di cui conosce il tempo origine, le profondità e l'epicentro, e li divide in quattro gruppi: Giapponese, Pacifico, Sud Americano e gruppi dell'Imalaia.

Mediante un particolare metodo di analisi periodale, esamina separatamente e collettivamente i quattro gruppi, per stabilire se vi è, in correlazione col tempo solare e lunare, una periodicità di 6, 12 e 11 mesi. Il risultato della ricerca non è conclusivo. L'A. esamina inoltre come una fluttuazione delle tensioni a cui è sottoposta la terra, possa determinare il tempo origine di un terremoto. Ritiene che tre possibili origini di tali fluttuazioni siano le marce terrestri e oceaniche e le variazioni della pressione atmosferica.

Esaminate comparativamente queste tre cause di fluttuazioni, perviene alla conclusione che le sole variazioni delle tensioni che sembrano poter influire sui terremoti sono quelle dovute alle maree terrestri. (P. E. V.)

WHITE P. MERT: *Friction in Buildings: Its Magnitude and its Importance in Limiting Earthquake Stresses* - Bull. Seism. Soc. Am., 93 (1911).

Viene discusso il problema relativo alla dissipazione della energia meccanica da parte dell'attrito interno di un edificio, sottoposto all'azione di un terremoto. Esperienze ivi descritte indicano che la riduzione delle tensioni dovuta allo smorzamento degli edifici è dell'ordine del 50 per cento. Si accenna ai metodi atti alla determinazione delle forze d'attrito, fra i quali l'uso del vibratore per edifici, oggi diffuso in America per merito dell'U. S. Coast and Geodetic Survey. Le vibrazioni forzate risultanti, opportunamente registrate, possono dare anche indicazioni sullo smorzamento della struttura allo studio.

Vengono passati in rassegna alcuni metodi di misura dello smorzamento negli edifici e i risultati di alcune esperienze, che valgono a mettere in luce la grande importanza che ha lo smorzamento in un edificio, nei confronti del suo comportamento sotto l'azione di un terremoto. (P. C.)

BRADFORD C. DONALD: *The Seismological Station of the University of Pittsburgh* - Bull. Seism. Soc. Am., 101 (1911).

Viene descritta la nuova stazione sismica dell'Università di Pittsburgh, istituita nel 1931. Dal 1931 al 1935 la dotazione strumentale era limitata a due componenti « Wenner », a registrazione galvanometrica. Nel 1935 venne aggiunta una componente verticale Benioff da 100 kg.

Nell'anno accademico 1939 - 1940 fu inaugurato il primo corso di sismologia. (P. C.)

MUKHERJEE S. M. e RANGSWAMI: *On the very Large Pacific Earthquake of November 10, 1938* - Bull. Seism. Soc. Am., 121 (1911).

Servendosi dei tempi osservati per le P. l'autore calcola l'epicentro del fortissimo terremoto del 10 novembre 1938, che risulta localizzato a 55°3' N e 158°5' W nel Pacifico, circa 80 miglia a Sud della Penisola dell'Alaska. Il tempo origine risultò 20^h 18^m 40^s G.M.T.

Lo studio dei tempi delle P. e delle S. ha mostrato l'esistenza di tre scosse successive, la seconda e la terza seguenti di 7^{ss} e 12^{ss} rispettivamente la prima. L'esame dei sismogrammi delle stazioni indiane mostra l'esistenza di una quarta scossa, avvenuta 20^s dopo la prima. Le prime tre scosse ebbero un unico ipocentro. L'ipocentro fu ritenuto prossimo alla superficie terrestre; l'intensità della scossa fu calcolata in 3.2. (P. C.)

BIOR M. A.: *A Mechanical Analyzer for the Prediction of Earthquake Stresses* - Bull. Seism. Soc. Am., 151 (1911).

Le tensioni provocate in un edificio da un terremoto sono generalmente maggiori di quelle che vi sarebbero prodotte da un'accelerazione costante, uguale al massimo valore raggiunto durante il terremoto; e ciò perchè nel primo caso interviene l'amplificazione dovuta alla risonanza. Questo effetto è dovuto al periodo dell'edificio ed è misurato da una funzione del periodo, che l'autore indica come « spettro » del terremoto. Viene descritto un analizzatore meccanico, con il quale sono state dedotte le curve degli spettri di alcuni forti terremoti. Viene provato come lo spettro possa es-

sere usato per la valutazione di tensioni sismiche in edifici complessi.

I risultati relativi ai terremoti di Helena (1935) e Ferndale (1938) mostrano che per periodi di 0.2^{80} ca. l'accelerazione equivalente può essere tanto alta da raggiungere l'accelerazione di gravità. In altre parole, durante quei terremoti un edificio non smorzato con periodo di 0.2 sec. verrebbe a subire una tensione tangenziale pari al proprio peso.

Si discute infine in particolare il caso di un edificio a più piani, con un primo piano elastico. (P. C.)

ROSS R. HEINRICH: *A Contribution to the Seismic History of Missouri* - Bull. Seism. Soc. Am., 187 (1911).

L'interesse per l'attività sismica nello stato del Missouri cominciò coi terremoti di New Madrid del 1811 e 1812.

Grande impulso allo studio dei terremoti del Missouri fu impresso con la fondazione di una stazione sismica all'Università di St. Louis nel 1909 e con l'inizio di un particolareggiato studio regionale proposto da Padre Macelwane nel 1925.

In questo lavoro vengono catalogati i terremoti che sono avvenuti nel Missouri o che vi possono aver avuto origine. Vengono distinti sei distretti sismici: New Madrid, St. Marys, St. Louis, Hannibal, Springfield e NW Missouri.

Risulta che circa l'85% dell'intera attività sismica del Missouri prende origine da due aree sismiche: circa il 60 per cento dalla zona di New Madrid e circa il 25 per cento dalla regione della faglia di St. Marys. Nei confronti dell'intensità, la maggior parte dei terremoti più intensi sembra provenire da SE Missouri, mentre soltanto il 7.5 per cento di tutti i terremoti registrati dal 1816 fu tanto intenso da mettere in pericolo la vita delle popolazioni. (P. C.)

BLAKE ARCHIE: *On the Estimation of Focal Depth from Macroscopic Data* - Bull. Seism. Soc. Am., 225 (1911).

È noto che i terremoti ad ipocentro profondo sono avvertiti per una asseguata intensità epicentrale, molto più in esteso di quelli a profondità normale. Furono fatti parecchi tentativi al fine di servirsi di questa caratteristica, per una stima della profondità ipocentrale. Scopo del citato lavoro di Blake è quello di discutere le deficienze delle formule che furono escogitate e di suggerire alcune vie atte a conseguire un loro miglioramento. Va notato che, mentre l'inverso del quadrato della distanza dell'osservatore dall'ipocentro è insufficiente a render conto della diminuzione dell'intensità, l'introduzione di un « coefficiente d'assorbimento » non è un metodo soddisfacente per colmare la lacuna. (P. C.)

LEYPOLETT HARRY: *Sea-Level Changes as Trigger Forces* - Bull. Seism. Soc. Am., 233 (1911).

Viene suggerito di prendere in giusta considerazione fra le cause che possono influire sul liberarsi delle tensioni accumulanti nella crosta terrestre, anche le variazioni stagionali del livello degli Oceani. È noto che ricerche su possibili connessioni fra le maree propriamente dette e scuotimenti terrestri, sono rimaste senza successo.

Non si può comunque escludere a priori che sia invece positiva a questo riguardo l'azione delle variazioni annue, specialmente per quanto si riferisce ai gradienti di pressione fra la terra ferma e gli adiacenti oceani.

L'autore porta come esempio, la media delle stagionali variazioni oceaniche di livello osservata in un certo periodo di anni lungo le coste degli Stati Uniti. Egli osserva che le mutazioni di carico

possono determinare una variazione nel momento d'incrinazione delle sferoide terrestre, causando l'annuale, e probabilmente secolare, variazione nella latitudine, unitamente a variazioni nelle tensioni interne. I terremoti possono allora essere riguardati come il risultato dello sprigionarsi delle tensioni, accumulate sulla crosta, in parte anche dalle cennate variazioni di carico.

A questo proposito, è interessante osservare che zone sismiche particolarmente attive sono quelle limitanti il terminale terre emerse-occeani, lungo il quale massimo si presenta il gradiente pressione fra terra e acqua. (P. C.)

GUTENBERG B.: *Mechanism of Faulting in Southern California Indicated by Seismograms* - Bull. Seism. Soc. Am., 236 (1911).

Da questo ampio studio sulla suddivisione del moto iniziale delle onde longitudinali determinate da terremoti avvenuti in California conseguono le seguenti conclusioni.

1) I modelli formati da aree con dilatazioni iniziali nelle registrazioni di terremoti locali nella California Meridionale sono a sostegno della teoria che attribuisce le scosse a movimenti di faglie verticali, determinati da tensioni tangenziali orizzontali o verticali.

2) In quasi tutti i terremoti interessanti la faglia di San Andreas, il blocco sul lato NE muove verso SE rispetto all'altro blocco. I moti verticali risultano in genere relativamente piccoli.

Agli stessi modelli sembrano conformarsi i terremoti a N delle Montagne di Santa Monica. Nella Sierra Nevada, sembrano prevalere movimenti di un altro tipo.

3) La California meridionale e centrale dai margini oceanici dello zoccolo continentale alle regioni al di là della Owens Valley e dell'Imperial Valley so-

no sotto l'azione di tensioni tangenziali orientate all'incirca verso SE all'estremità del continente, con relazione al fondo del Pacifico. Queste tensioni tendono a deformare progressivamente l'intera regione, in modo simile a quello secondo cui si deforma un foglio di carta sotto l'azione di moti opposti su due opposti lati. Se in un punto meno resistente (faglia) viene raggiunto il limite di rottura, un terremoto ha origine.

La sorgente di dette tensioni è ignota; ma è probabile che sia connessa alle diversità strutturali della crosta terrestre sotto il Pacifico e sotto il continente. (P. C.)

SULKOWSKI L. EUGENE: *The use of the Thyatron in an Earthquake - Alarm System* - Bull. Seism. Soc. Am., 239 (1911).

Viene descritto uno speciale apparecchio, atto a funzionare come avvisatore in caso di terremoti. L'apparecchio è particolarmente utile nelle stazioni sismiche con strumenti a registrazione ottica, dove il verificarsi di un terremoto può essere risaputo con un ritardo, che può raggiungere le 24 ore.

È notevole il fatto che il sistema descritto dà l'allarme soltanto se il terremoto mostra fasi preliminari ben sviluppate, eliminando la possibilità dello sviluppo di registrazioni costituite essenzialmente di onde superficiali, inadatte alla interpretazione di un sismogramma. (P. C.)

WOOD O. HARRY: *Seismic Activity in the Imperial Valley, California* - Bull. Seism. Soc. Am., 245 (1911).

L'elenco dei terremoti interessanti la zona è suddiviso in due periodi: dal 1769 al 10 Giugno 1902 e dal 10 Giugno 1902 — anno in cui comincia il sensibile popolamento della regione — fino al Maggio 1940.

L'elenco prova che la zona considerata è stata lungamente e notevolmente attiva, sebbene non così intensamente come in simili distretti d'altri luoghi. Sono riportate date e compiute brevi descrizioni di un certo numero di scosse più importanti, notevole fra tutte quella del 18 Maggio 1940. (P. C.)

DE LISLE J. F.: *On dispersion of Rayleigh Waves from the North Pacific Earthquake of November 10, 1938* - Bull. Seism. Soc. Am., 303 (1941).

Vengono studiate le onde di Rayleigh, originate dal terremoto del Nord del Pacifico del 10 Novembre 1938, in relazione al fenomeno della dispersione, osservato in differenti azimuth. Facendo uso delle curve di dispersione di Jeffreys, basate sull'ipotesi dell'esistenza di un solo strato nella crosta terrestre, è stato calcolato lo spessore medio di questo strato lungo i cerchi massimi che vanno dal mare di Bering ad ogni osservatorio. I risultati ottenuti sono in buon accordo con quelli forniti da altre ricerche. Così la media dei risultati per tragitti euroasiatici si sintetizza in km 27 per lo spessore dello strato considerato, mentre lo spessore dello stesso strato, in corrispondenza del Pacifico risultò, in media, dell'ordine di 10 km.

I valori dello spessore dello strato, ottenuti con le stazioni di Misuzawa e Manila, mostrano nel Pacifico occidentale un sensibile aumento rispetto a quelli del Pacifico centrale e orientale. (P. C.)

LEIT DON L.: *Trial Travel Times for Northeastern America* - Bull. Seism. Soc. Am., 309 (1941).

Sono riassunti i dati relativi alle caratteristiche sismiche dell'America (U. S. A.) Nord-orientale. L'Autore indica l'esistenza di tre strati successivi, con spessori di 15, 12 e 8 km rispettivamente.

La velocità delle onde longitudinali risultano di 6.13 km/sec. nel primo strato, di 6.77 nel secondo e di 7.17 nel terzo; le velocità delle rispettive onde trasversali sono 3.46; 3.93; 4.27. A 35 km di profondità inizia lo strato delle P_n , S_n , le cui velocità rispettive risultano di 8.43 e 4.62 km/sec. (P. C.)

WAIT G. R. e TOMESON O. W.: *Atmospheric-electric results from Watheroo, Western Australia for the period 1924-1934* - Terr. magn. atm. electr., 46, 319-342 (1941).

Dal 1924 al 1934 è stata effettuata una serie di misure sul gradiente di potenziale e sulla conducibilità positiva e negativa dell'atmosfera all'Osservatorio Magnetico di Watheroo nell'Australia, osservatorio situato ad un'altitudine di 214 m e a 30° 19' di latitudine sud, 115° 52' longitudine ad est di Greenwich.

Su una tabella sono riportate le osservazioni relative alla pioggia per tutto il periodo suddetto, con le misure della caduta totale mensile, e del numero dei giorni piovosi in ogni singolo mese.

L'osservatorio di elettricità atmosferica è costruito in modo da essere quasi insensibile alle variazioni di temperatura sì che l'effetto di tali variazioni sugli strumenti di misura è reso trascurabile.

Sono illustrati gli strumenti adoperati per le varie serie di misure e in una serie di grafici (uno ogni mese) sono state riportate le misure fatte sul gradiente di potenziale, sulla conducibilità (positiva e negativa) e sull'intensità della corrente ionica aria-terra, corrente calcolata in base alla formula $i = G(\lambda_+ + \lambda_-)$, i = intensità della corrente aria-terra, G = gradiente di potenziale, e λ = conducibilità, misurate rispettivamente in 10^{-7} u. e. s., volt/metro, e 10^{-6} u. e. s.]. Nei primi me-

si dell'anno le conducibilità sono generalmente basse mentre è alto il gradiente di potenziale: con l'inoltrarsi nella stagione piovosa (da Maggio a Ottobre) la conducibilità aumenta e il gradiente diminuisce, per tornare ad invertirsi di nuovo nei mesi successivi all'Ottobre.

Per quanto concerne l'intensità delle correnti aria-terra, nel Gennaio e Febbraio essa è molto più bassa che in tutti gli altri mesi e questo è forse dovuto all'aumentata resistenza della colonna d'aria sopra la Stazione, a causa dell'accumulo di vapori a considerevoli altezze nell'atmosfera.

La variazione diurna del gradiente di potenziale, della conducibilità e della corrente ionica, varia notevolmente dalla stagione piovosa alla stagione secca: alcuni grafici illustrano tali discordanze. È stata effettuata anche l'analisi armonica delle curve medie mensili ottenute.

Sono altresì calcolate e riportate in grafici le variazioni annuali delle stesse grandezze, una per ogni anno, e confrontate fra loro.

Dalle misure fatte risulta diversità, nei valori trovati, a seconda che tali misure erano effettuate in giorni in cui l'aria era pesante o in giorni sereni: si nota infatti che il gradiente di potenziale in giornate nebbiose si mantiene costantemente più alto di quello misurato in giornate limpide, mentre il contrario avviene per la conducibilità, sia positiva che negativa: per l'intensità della corrente aria-terra invece, non si notano sensibili differenze. Da quest'ultimo risultato gli autori traggono partito per discutere circa la causa della produzione degli ioni.

È stato anche calcolato il rapporto tra la resistenza della colonna d'aria sopra Watheroo R_w e quella sopra l'Oceano Pacifico R_o : tale rapporto è uguale al rapporto tra l'intensità della corrente ionica aria-terra sopra l'Oceano i_o e

quella sopra Watheroo i_w : cioè $(R_w/R_o) = (i_o/i_w)$: dai risultati sperimentali ottenuti si può dedurre che la variazione diurna del rapporto R_w/R_o ha essenzialmente lo stesso carattere in tutte le stagioni dell'anno. Il rapporto suddetto presenta altresì le stesse caratteristiche anche a Huancayo (Perù) e a Tucson (Arizona), ognuno riferito al proprio tempo locale. D'estate la variazione diurna del gradiente di potenziale è in buon accordo con quella sopra l'Oceano: non altrettanto accade l'inverno. (L. M.)

SHERMAN K. L.: *Comparison of methods for computing air-earth current* - Terr. magn. atm. electr., 46, 401-407 (1941).

Uno dei più importanti problemi di elettricità atmosferica di difficile soluzione è quello che riguarda il continuo rifornimento di cariche negative alla terra. Si conosce finora molto poco sia sull'origine di questa carica sia sul modo con cui essa viene fornita alla terra.

Da osservazioni fatte sperimentalmente, si è visto che esiste una sistematica variazione diurna di questa corrente conduttiva, e che essa è collegata con una variazione del gradiente di potenziale.

A College, in Alaska, per un periodo di 11 mesi dall'Ottobre 1932 all'Agosto 1933 furono fatte delle misure su questa corrente, ora per ora. La media di tali misure è riportata su una tabella e ne sono discussi i risultati.

Misure simultanee di gradiente di potenziale e di conducibilità sono molto adatte per la determinazione della corrente aria-terra. Il procedimento più semplice per computare, da queste due componenti, un valore medio della corrente per un determinato periodo, è quello di fare il prodotto dei valori medi del gradiente e della conducibilità per quel periodo. Sfortunatamente però non sempre i risultati così ottenuti sono soddisfacenti, e precisamente si è consta-

tato che valori medi fatti su misure effettuate in intervalli di tempo uguali e brevi, (quali si avrebbero se la corrente si misurasse con un metodo diretto), sono diversi dai valori medi fatti su misure effettuate in lunghi intervalli di tempo. Precisamente si ha che se X_i , Y_i sono due serie di valori del gradiente e della conducibilità, se si indica con \bar{X} , \bar{Y} i loro valori medi, e con \overline{XY} il valore medio dei loro prodotti $X_i \cdot Y_i$ (cioè della corrente) tra queste due medie c'è differenza; in generale il prodotto dei valori medi supera la media dei valori della corrente $\bar{X} \cdot \bar{Y} > \overline{XY}$. La verifica di questo fatto, sperimentale, viene documentata da una tabella di misure, dalla quale risulta come, in effetti, ci sia un tale eccesso, e come questa differenza sia più sensibile durante i mesi invernali, sebbene il mese di Luglio presenti un massimo, dovuto ad anormali condizioni locali.

I risultati trovati vengono accuratamente discussi; e si conclude che a causa della difficoltà di trovare valori esatti, con il metodo indiretto di misure si ottengono per la corrente aria-terra, risultati più grandi che non con il metodo diretto. (L. M.)

POPOFF V.: *Catalogue 1908-1936 des tremblements de terre sur le territoire de l'U.R.S.S.* - Ac. des Sc. de l'U.R.S.S. - Pubbl. de l'Inst. Séismol. de Moscou, 74 (1941).

I dati macrosismici che formano questo catalogo consentono di individuare le principali zone e regioni sismiche. Per frequenza ed intensità le regioni di maggiore sismicità risultano per il trentennio considerato, il Caucaso e la Transcaucasia con 498 scosse di intensità IX, il Pamir-Alai con 481 scosse di grado VIII-IX e il Tien-chan con 342 scosse di grado IX. (C. M.)

BOULANGER J. D.: *Ueber die Bestimmung des Einflusses der Mitschwingung bei Pendelbeobachtungen* - Ac. des Sc. de l'U.R.S.S. - Pubbl. de l'Inst. Séismol. de Moscou, 25 (1941).

L'A. espone i risultati di un controllo sperimentale della determinazione dell'influsso dell'oscillazione del supporto sulle osservazioni di gravità col pendolo. Nel corso delle osservazioni con due installazioni del supporto di diversa stabilità vennero sperimentati tre metodi di osservazione: oscillazioni dei pendoli singoli con determinazione della correzione per il supporto secondo le formule di Borrass-Andersen; oscillazioni contemporanee di due pendoli, con determinazione della correzione secondo la formula di Schmebl, 1927; metodo di Vening Meinesz. Venne inoltre eseguito un piccolo esperimento, che consentì di chiarire la precisione della determinazione dell'oscillazione del supporto col metodo del Borrass e la durata più conveniente per l'osservazione.

Nei riguardi della precisione della determinazione e dell'assenza di errori sistematici, i migliori risultati sono offerti dal metodo di Vening Meinesz; anche il metodo del Borrass offre risultati degni di rilievo. Con l'osservazione contemporanea di due pendoli, l'introduzione di correzioni secondo le formule di Schmebl non libera completamente i periodi osservati dall'influsso dell'oscillazione del supporto. Errori sistematici possono raggiungere nei singoli pendoli fino il 10-15% della correzione complessiva.

Nella determinazione dell'oscillazione col metodo di Borrass la massima precisione viene raggiunta con oscillazioni della durata da 40 a 50 minuti. (C. M.)

MICHAN S. G.: *Propagation des ondes dans les domaines limités par des courbes* - Ac. des Sc. de l'U.R.S.S. -

Pubbl. de l'Inst. Sëismol. de Moscou. 11 (1911).

L'A. considera il problema ai limiti relativo all'equazione d'onda $\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} +$
 $+$ $\frac{\partial^2 U}{\partial y^2} - \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0$. Egli ammette

che il contorno del campo sia una curva analitica senza punti singolari, di cui la curvatura è diversa da zero. Si suppone data sul contorno sia la funzione incognita che la sua derivata normale. Si suppongono anche date le funzioni U , $\frac{\partial U}{\partial z}$

per $Z = 0$. Introducendo degli integrali analoghi ai potenziali, che soddisfanno all'equazione d'onda e si annullano per $Z = 0$ assieme alla loro derivata prima, l'A. riduce il problema a una equazione integro-differenziale. Un procedimento analogo a quello che viene normalmente adoperato nella teoria delle equazioni integrali singolari, permette di ridurre, per Z molto piccola, la equazione integro-differenziale ad un'equazione integrale del tipo di Volterra. Questa viene risolta col metodo delle approssimazioni successive, e il problema in questione è così risolto. (C. M.)

EROTA V.: *On the structure of the Earth's Crust in the neighbourhood of the Ferghana basin* - Pubbl. of the Isostatic Inst. of the Intern. Ass. of Geod., Helsinki. 77 ÷ 6 diagrammi ÷ 3 carte (1911).

Questo studio riguarda le osservazioni gravimetriche eseguite nell'Asia Centrale nei dintorni del bacino di Ferghana, circondato dalle alte catene di montagne del Hindukush, Himalaya-Pamir, Kwenlun e Tien-shan; l'area studiata è compresa fra le latitudini di 37° e 45° N., e le longitudini di 61°5' e 78°5' E. Il bacino di Ferghana è situato proprio nel centro di quest'area, e

la sua altezza varia da 350 a 450 m.

In questa regione sono comprese 185 stazioni gravimetriche, delle quali 161 sono ricavate dal Catalogo delle stazioni gravimetriche dell'U.R.S.S., pubblicato dal Commissariato per il Rilievo Geodetico e Gravimetrico nel 1931; altre 19 stazioni russe sono ricavate da una pubblicazione di Oezapowski e Mushketow (1936) e due stazioni appartengono alla rete indiana. La maggior parte delle stazioni russe sono piuttosto antiche, dato che ben 32 sono state eseguite negli anni 1901-1903. Delle altre, 15 sono state eseguite nel 1926, 13 nel 1930 e 53 nel 1932. Buona parte del materiale gravimetrico adoperato è quindi poco attendibile, come hanno dimostrato numerose ricerche sulle misure russe eseguite nel 1901-1903.

Per tutte le stazioni gravimetriche sono state calcolate le seguenti anomalie: di Faye; di Bouguer; isostatiche secondo Hayford, per le profondità di compensazione di 50, 113.7 e 160 km; isostatiche secondo Airy-Heiskanen, per gli spessori della crosta di 20, 30, 40, 60, 80 e 100 km; isostatiche secondo Venning-Meinesz per lo spessore della crosta di 25 km e per le profondità di compensazione 0.25 e 25 km. I risultati si possono riassumere come segue:

1) La compensazione isostatica è raggiunta fino ad un certo grado anche nel Bacino di Ferghana e regioni adiacenti. Difatti, la riduzione isostatica rende le anomalie gravimetriche molto più piccole in valore assoluto che non le altre riduzioni, e il coefficiente altimetrico delle anomalie di Bouguer si avvicina molto all'attrazione totale della topografia. Tuttavia, nessuna ipotesi isostatica come tale spiega completamente le anomalie.

2) Le forti anomalie negative del bacino di Ferghana stanno ad indicare una deficienza di massa, in conseguenza del-

la quale il bacino dovrebbe sollevarsi, come è già stato provato da Tams (1927) e Mushketow (1936). Questo bacino, essendo passivo, è sprofondato per effetto delle montagne circostanti (compensazione regionale) e le anomalie possono essere spiegate con l'ipotesi di radici addizionali, dello spessore di 2-10 km. Lo stesso fenomeno è presente nelle Indie Orientali ed Occidentali.

3) La compensazione è regionale. Le anomalie regionali di Vening Meinesz sono difatti le più piccole e la loro variazione lungo i profili è più regolare che non per le altre.

4) Lo spessore probabile della crosta corrispondente ad un'altezza zero del terreno è nella regione studiata inferiore ai 30 km, raggiungendo i 40-60 km sotto le montagne di 2.000-5.000 m. Questi valori si accordano con quelli ottenuti altrove da altri Autori sulle anomalie gravimetriche: in Norvegia 32-38 km (Heiskanen 1926), nelle Alpi 35-45 km (Heiskanen 1924, Salonen 1932), in Africa Orientale 35-60 km (Bullard 1935) e sotto i mari 20-25 km. Secondo la sismologia, lo spessore della crosta è di 40-45 km sotto i continenti, di 20 sotto gli oceani, tranne sotto il Pacifico, dove lo strato del granito sembra mancare del tutto.

5) Le anomalie positive nella parte sud-orientale della regione studiata, nel Pamir e da questo fino alle montagne estendenti verso il Kara Kul, stanno ad indicare un eccesso di massa; la struttura interna delle montagne, a causa dell'irregolarità delle anomalie, non segue la geologia di superficie. Le anomalie positive accennano anche ad uno sprofondamento di questa regione.

6) La regione di anomalia negativa che è al centro della parte meridionale della regione studiata è in connessione, probabilmente a causa della sua struttura scottiana, con la regione di ano-

mali negative in India, che ha inizio direttamente nel versante meridionale, alla latitudine di 34°5. (C. M.)

COOMBES H. A. - BARKSDALE J. D.: *The Olympic earthquake of November 13, 1939* - Bull. Seism. Soc. Am., XXXII, 1-6 (1942).

Gli AA. riportano i risultati di uno studio macrosismico del terremoto dell'Olimpia del 13 novembre 1939, in rapporto con le caratteristiche geologiche della regione in cui è avvenuto e trovano che le zone di alta intensità sono da mettere in relazione con la instabilità delle rocce sedimentarie superficiali. (M. G.)

RICHTER C. F.: *Earthquake near Whittier, California, January 29, 1941* - Bull. Seism. Soc. Am., XXXII, 7-9, (1942).

L'A. riporta brevemente i risultati di uno studio riguardante il terremoto con epicentro in prossimità della città di Whittier: l'intensità ha raggiunto soltanto in qualche ristretta zona il grado VI della scala Mercalli modificata; le coordinate epicentrali tratte dai dati delle osservazioni, risultano le seguenti: $\lambda = 113^{\circ} 03' W$, $\varphi = 33^{\circ} 58' N$ ed il tempo originale risulta $H = 27^h 34^{m} 47^s$ del 29 gennaio 1941. (M. G.)

BULLEN K. E.: *The density variation of the earth's central core* - Bull. Seism. Soc. Am., XXXII, 19-29 (1942).

L'A. riallacciandosi a quanto aveva affermato in una nota precedente, in cui aveva prospettato la opportunità di attendere una migliore conoscenza della propagazione delle onde sismiche all'interno della terra per poter avere risultati più attendibili nel problema della determinazione della densità nel nucleo terrestre, crede che, dopo le pubblica-

zioni degli studi di Jeffreys, Gutenberg e Richter relative allo studio della propagazione delle onde nel nucleo terrestre, data la serietà dei risultati, si possa senz'altro, basandosi su questi, affrontare il problema suddetto; lo scopo di questa nota è appunto l'estensione al nucleo terrestre dello studio dell'andamento della densità entro la terra, dato che per gli strati più esterni è già stato determinato dallo stesso Autore in lavori precedenti. L'Autore trova che nella zona compresa fra la superficie che limita il nucleo terrestre fino ad una distanza di circa 1400 km dal centro della terra la densità varia da 9.1 gm/cm³ a 11.5 gm/cm³ con un'incertezza che, secondo le ipotesi assunte, non può oltrepassare il 3%.

L'andamento della pressione e della densità inoltre sarebbero compatibili con la ipotesi della prevalenza di ferro in detta regione.

Mentre dunque si può dire nota, con sufficiente precisione, la densità della superficie fino al raggio di circa 1400 km dal centro della terra, i valori della densità entro la zona centrale sono affetti, invece, da un grande grado di incertezza e fino ad oggi non si hanno elementi atti a rimuovere questa incertezza.

Il più che si può dire è che la densità media ivi supera, e probabilmente in maniera notevole, il valore di 12.3 gm/cm³. Si parla anche dei valori della gravità e della pressione entro il nucleo terrestre. I risultati relativi alla gravità sono anch'essi affetti da un elevato grado di incertezza, eccettuata la zona fino a 1000 km di profondità della superficie più esterna del nucleo: i valori della pressione sono da ritenersi invece più precisi a tutte le profondità. (M. G.).

LINEAHAN D. - DON LEET C.: *Earthquakes of the northeastern United States*

and Eastern Canada, 1938, 1939, 1940 - Bull. Seism. Soc. Am., XXXII, 10-18 (1942).

Lo scopo della nota è quello di continuare il lavoro di Leet nella catalogazione dei terremoti del Nord-Est degli Stati Uniti. Per la compilazione di questo articolo sono stati utilizzati i dati delle osservazioni della Northeastern Seismological Association (Nesa).

La organizzazione di questo gruppo comprende 12 stazioni sismiche disseminate tra gli Stati Uniti ed il Canada Orientale di cui sette fornite di sismografi Benioff per la componente verticale, così distribuite: negli Stati Uniti: Portland Machias (Maine) Burlington (Vermont); Williamstown, Harvard, Weston (Massachusetts), Fordham University (New York) Pittsburgh (Pennsylvania); e nel Canada: Ottawa, Seven Falls, Shawinigan Falls, Halifax.

Una cartina mostra la distribuzione geografica degli epicentri dei terremoti avvenuti in detta regione negli anni 1938-39-40. Gli Autori notano una crescente attività sismica nella regione stessa.

Un diagramma dà un'idea dell'andamento di questa attività della regione da 300 anni in qua per terremoti aventi intensità corrispondenti al grado V ed oltre della scala R. F. (M. G.).

WORRELL F. T.: *On the calibration of the Wenner seismograph* - Bull. Seism. Soc. Am., XXXII, 31-48 (1942).

Il Worrell descrive dettagliatamente il metodo di determinazione delle costanti strumentali del sismografo a registrazione elettromagnetica del Wenner di cui è dotato l'Osservatorio sismico della Università di Pittsburg. Egli segue in questa determinazione il procedimento seguito nelle stazioni sismiche del U. S. Coast and Geodetic Survey, elaborato da

Robinson e McNisch. (La teoria del sismografo in parola è stata svolta da Frank Wenner nella pubblicazione: A new sismometer equipped for electromagnetic damping and optical magnification - Research Paper 66. Bur. Stds. Journ. Rev. 2, 963, 1929). (M. G.).

STEWART WILLIAMS J.: *The Oldham seismograph station at Utah State Agricultural College, Logan, Utah* - Bull. Seism. Soc. Am., XXXII, 49-59 (1942).

Vi si descrivono gli impianti di una modesta stazione sismica istituita presso il Collegio agricolo di Logan nello Stato di Utah con i mezzi forniti da un certo Thomas E. Oldham, da cui la stazione prende il nome e che non ha nulla a che vedere con il noto sismologo R. D. Oldham. La stazione è dotata di un apparecchio per le componenti orizzontali tipo Wood-Anderson, nonché di un accelerografo fornito dal U.S.C.G.S. Vi è ampiamente delineata la geologia della regione dello Stato di Utah e secondo l'A. il luogo è scelto molto bene in quanto è il centro di maggiore attività sismica di tutta la zona delle Montagne Rocciose. (M. G.).

DEVLIN J. J. - LANGGUTH C. L. - ARRINGDALE: *Macroseismic study of the New Hampshire earthquakes of December 1940* - Bull. Seism. Soc. Am., XXXII, 67-73 (1942).

Vi si descrivono gli effetti macrosismici prodotti da due scosse sismiche avvenute il 20 ed il 21 dicembre 1940 presso Tamworth (New Hampshire).

Le scosse raggiunsero il 5° grado della scala Mercalli modificata e destarono vasta eco e profonda impressione nella popolazione perché avvenute in una zona che non presentava nel recente passato una notevole attività sismica. (M. G.).

LEET D. L. - LINEHAN D.: *Instrumental study of the New Hampshire earthquakes of December 1940* - Bull. Seism. Soc. Am., XXXII, 75-82 (1942).

Gli AA. riferiscono i risultati ottenuti dallo studio delle registrazioni strumentali in 10 osservatori relativi alle due scosse di cui al precedente articolo. Le coordinate epicentrali per entrambe risultano: $\varphi = 43^{\circ} 50' N$, $\lambda = 71^{\circ} 17' W$. I tempi origine risultano $07^h 27^m 26^s$ per la prima scossa avvenuta il 20 dicembre 1940 e $13^h 43^m 45^s$ per quella del 24 dicembre 1940.

La seconda scossa risulta essere costituita di almeno tre impulsi successivi a brevi secondi di intervallo. La profondità ipocentrale è per entrambe un po' più grande del normale. La seconda scossa è stata preceduta da una scossa premonitrice e seguita nei due mesi successivi da una diecina di altre piccole scosse. L'intensità valutata col metodo di Richter corrisponde al valore 6 di questa scala per la prima scossa e poco oltre 6 per la seconda. Da questo valore gli AA. hanno dedotto il valore di 10^{20} ergs per l'energia corrispondente a ciascuna delle due scosse, che furono sentite fino ad una distanza di 350 miglia a cui corrisponde un'area di percettibilità di circa 385.000 miglia quadrate. (M. G.).

BILLINGS M. P.: *Geology of the central area of the Ossipee New Hampshire earthquakes* - Bull. Seism. Soc. Am., XXXII, 83-92 (1942).

L'A. descrive dettagliatamente la struttura superficiale geologica della regione delle Montagne Ossipee nel New Hampshire e fa delle congetture circa la geologia profonda della stessa zona. (M. G.).

LEET D. L.: *Mechanics of earthquakes where there is no surface faulting* -

Bull. Seism. Soc. Am., XXXII, 93-96 (1942).

Letci considerando le particolarità risultanti dallo studio delle registrazioni strumentali delle due scosse del 20 e 21 dicembre del New Hampshire cerca di dare una spiegazione delle modalità secondo le quali si sarebbero generate le due scosse. Nelle sue considerazioni si basa prima di tutto sul fatto che le onde di distorsione ebbero origine ad una profondità di 35 km circa, cioè alla base dei tre strati superficiali esistenti nella regione, mentre le onde longitudinali ebbero contemporanea origine ad una profondità di 15 km circa, cioè alla base del solo strato del granito; egli tiene poi conto anche di un altro fatto emerso dalle osservazioni: il primo impulso della seconda scossa nelle stazioni prossime all'epicentro risultò opposto a quello della prima scossa. Queste osservazioni messe in relazione ai risultati delle esperienze di Griggs sul comportamento di materiali rocciosi sotto l'azione di forti tensioni, consentono all'A. di immaginare un meccanismo atto a spiegare la natura delle scosse che non producono fratture in superficie, come quelle in questione. (M. G.)

Wood H. O.: *A Chronological conspectus of seismologic stations* - Bull. Seism. Soc. Am., XXXII, 97-159 (1942).

E' l'elenco finora più completo degli osservatori sismici di tutto il mondo. Esso contiene le coordinate geografiche di ben 635 stazioni sismiche e costituisce un prezioso ausilio per gli studiosi di sismologia. (Sarebbe auspicabile un completamento dell'utilissimo lavoro del Wood, che si otterrebbe aggiungendo ai dati in esso contenuti, notizie più aggiornate circa l'efficienza attuale degli osservatori). (M. G.)

Warr G. R.: *Electrical resistance of a vertical column of air over Watheroo (Western Australia) and over Huancayo (Perù)* - Terr. Magnetism and atm. electr., 47, 243-249 (1942).

Il gradiente di potenziale atmosferico varia, sopra gli oceani durante il giorno: invece la conducibilità degli strati più bassi dell'atmosfera non subisce nessuna variazione diurna essenziale. Conseguentemente i calcoli che danno la corrente aria-terra (essendo questa il prodotto del gradiente di potenziale per la conducibilità) presentano variazioni. La corrente aria-terra risulta dal rapporto tra la differenza di potenziale esistente tra la terra e la parte più alta dell'atmosfera, e la resistenza totale offerta dall'aria interposta.

Sopra l'oceano la resistenza degli strati inferiori dell'aria è costante durante il giorno, e non c'è ragione di pensare che quella degli strati superiori vari in modo apprezzabile, sicchè si può ritenere che la resistenza della colonna di aria al disopra dell'oceano non vari.

Se si fanno misure di differenza di potenziale tra la terra e gli altri strati dell'aria simultaneamente in due diverse stazioni, si trova che i valori sono essenzialmente gli stessi (con tempo sereno), mentre il carattere della variazione diurna della corrente aria-terra può differire anche notevolmente; sicchè una tale differenza deve essere attribuita al comportamento della resistenza totale dell'atmosfera nelle due stazioni. Si è constatato che mentre tale resistenza non subisce variazioni notevoli per una stazione posta sopra l'oceano, per una qualunque altra stazione a terra, varia.

Sono riportati i risultati di una serie di osservazioni eseguite durante i mesi di novembre e dicembre 1928, e gennaio e febbraio 1929 simultaneamente sopra l'Oceano e a Watheroo, dividendo tali osservazioni in due gruppi: quel-

le relative a giorni in cui a Watheroo c'era del fumo nell'aria, e quelle relative a giorni limpidi; ad illustrare e compendiare i risultati sono stati tracciati dei grafici che riportano le misure di gradiente di potenziale, di conducibilità totale, di resistenza totale e della corrente aria-terra, talchè risulta agevole confrontare il diverso comportamento di tali elementi per le due stazioni e per i due tipi di giorni.

Nell'ottobre del 1929 furono fatte simultanee misure (analoghe a quelle su esposte) per la stazione di Huancayo (Perù) e per una stazione sempre sull'Oceano Pacifico, però i risultati che se ne sono ottenuti sono differenti da quelli che si potevano prevedere dopo l'esame delle due stazioni precedenti. Si può spiegare tuttavia tale discordanza ammettendo che sopra Huancayo, a breve distanza dalla terra, esista un banco permanente di nuclei di condensazione. (L. M.)

TANNI L.: *On the isostatic structure of the Earth's Crust in the Carpathian Countries and the related phenomena* - Publ. of the Isostatic Inst. of the Intern. Ass. of Geod., Helsinki, 100 pp. + 4 diagrammi + 3 carte, (1942).

Alla base del presente studio stanno 310 stazioni gravimetriche, che si possono così suddividere: 112 vecchie stazioni eseguite nel 1890-1896 dall'Ist. Geografico Mil. di Vienna, con attendibilità, come è noto, piuttosto piccola; 69 misure ungheresi, eseguite dal 1908 al 1933; 3 nella valle di Vienna nel 1925; 33 misure polacche, tutte moderne; 14 nella penisola balcanica e Rumenia, per la maggior parte antiche; 13 nelle Alpi orientali e Italia sett., di cui 9 antiche; e infine 16 stazioni sul Mar Nero effettuate dai russi nel 1930. Nonostante l'eterogeneità del materiale di osservazione disponibile, esso consente di ricavare buoni risultati.

Per tutte le stazioni sono state calcolate le anomalie secondo Faye, secondo Bouguer e isostatiche nell'ipotesi di Airy-Heiskanen per le profondità di compensazione di 20, 30, 40 e 60 km. Considerando separatamente le cinque regioni che seguono, si sono ottenuti i seguenti risultati:

1. *Carpazi occidentali*. La riduzione isostatica nei Carpazi occidentali e dintorni rende il campo delle anomalie più regolare; elimina la dipendenza delle anomalie di Bouguer dalla topografia; mette in evidenza una fascia di anomalie negative del massimo interesse, che attraversa regolarmente la regione dal bassopiano alla zona montuosa indipendentemente dalla topografia; delimita l'area di deficienza di massa nel bassopiano, dove la causa può essere costituita dai sedimenti più leggeri. Tutto ciò conferma l'equilibrio isostatico generale dei Carpazi occidentali.

Lo spessore più probabile della crosta terrestre, dedotti dalla somma dei quadrati delle anomalie e dalla dipendenza delle anomalie dalla quota del terreno, risulta di 30 km, ed è da ritenersi molto attendibile in quanto ottenuto da ben 120 stazioni e in buon accordo con le profondità ipocentrali trovate per i terremoti nei Carpazi.

2. *Carpazi centrali*. Qui la riduzione isostatica non è sufficiente a spiegare la differenza delle anomalie. Ciò può essere dovuto o alla mancanza di equilibrio isostatico, oppure a notevoli masse perturbanti sia negli strati superficiali che più in profondità nella crosta.

3. *Transilvania e Carpazi adiacenti*. Anche qui la riduzione isostatica non spiega completamente le differenze delle anomalie nelle diverse parti della regione, ma la tendenza generale dei risultati sembra indicare una compensazione isostatica generale.

4. *Pianura ungherese*. La pianura un-

gherese è stata considerata sempre come gravimetricamente positiva, e quindi come una regione con eccesso di massa; i risultati di questo studio però mostrano che le anomalie sono invece minori che non nei Carpazi circostanti.

5, *Penisola Balcanica e Mar Nero*. La Penisola Balcanica si presenta in generale come positiva dal punto di vista gravimetrico, mentre una fascia di anomalie negative attraversa il Mar Nero.

Segue un capitolo sulle correlazioni fra anomalie isostatiche e anomalie delle masse, con un paragrafo dedicato ai movimenti della crosta. Si conclude che la causa principale delle anomalie isostatiche nei Carpazi è costituita da irregolarità di massa degli strati superficiali. Soltanto quando di esse è possibile tener conto almeno parzialmente nelle riduzioni, è possibile passare a conclusioni riguardanti la distribuzione delle masse negli strati più profondi, e ricavare qualche indicazione attendibile nei riguardi dell'equilibrio isostatico. L'esame critico delle anomalie isostatiche nei Carpazi e un confronto delle masse perturbanti l'isostasia con i fatti noti dalla geologia e dalla sismologia confermano l'ipotesi della compensazione isostatica. La riduzione isostatica ha eliminato la differenza sistematica fra le montagne e i loro dintorni, che si manifestano nelle anomalie di Bouguer, ed ha portato ad un aggiustamento del quadro delle anomalie alla struttura geologica. La regione carpatica è un importante punto di congiunzione nella struttura geologica europea, dove si incontrano la piattaforma russa con la Meso-Europa e la Neo-Europa. Sembra che questa varietà strutturale si rifletta anche nel campo delle anomalie e nella distribuzione delle densità nella crosta: i Carpazi occidentali, il loro avampese ercinico e il massiccio ungherese formano un'unica area con eccesso di massa, dove le anomalie

isostatiche sono comprese fra + 30 e + 45 mgal; l'orlo della piattaforma russa si presenta con l'area galiziana di deficit, dove l'anomalia isostatica scende fino a - 60 mgal; a questa si congiunge una tipica fascia di anomalie negative, originata durante il periodo di erogenesi alpina recente, che attraversa i Carpazi occidentali e si unisce all'area negativa delle Alpi orientali.

Il lavoro si conclude con un'interessante rassegna delle anomalie isostatiche in Europa, sintetizzata in una cartina dove sono indicate separatamente le zone positive da quelle negative (inferiori a + 15 mgal; che è il valore per l'anomalia normale in Europa trovato da Heiskanen). (C. M.)

HEISKANEN E.: *On the deformation of the Earth's Crust under the weight of a glacial ice-load and the related phenomena* - Publ. of the Isostatic Inst. of the Intern. Ass. of Geol., Helsinki, 59 ÷ 2 diagrammi (1913).

Il ben noto sollevamento della regione Finno-Scandinava in conseguenza della fusione della cappa di ghiaccio trova perfetta giustificazione dai calcoli eseguiti dall'A. in questo lavoro, alla luce della teoria isostatica di Airy-Heiskanen. Come punto di partenza per i calcoli viene presa la teoria di Thomson e Tait (1883) relativa alla deformazione di uno strato sferico elastico quando una forza agisce sulla crosta, come già fece Rudzki nel 1899.

Il calcolo dell'affondamento sotto il peso di una cabotta di ghiaccio di raggio r e di spessore uniforme H , offre per uno spessore della Crosta terrestre di 31,85 km un affondamento nel centro: per $r = 6^\circ$, di 475 m per $H = 2$ mila m, di 595 m quando $H = 2.500$ m e di 710 m per $H = 3.000$ m; per $r = 9^\circ$, di 525 m, 655 m e 785 m, rispet-

tivamente. Poichè il raggio minore della cappa di ghiaccio ellittica è stato di circa 6° e quello maggiore di circa 9° , l'affondamento è molto prossimo a 500 m, 625 m e 750 m. Poichè lo spessore sul ghiaccio è stato molto probabilmente di 2.500 m, si conclude per un affondamento di 625 m.

Assumendo invece per la Crosta uno spessore di 63.7 km, l'affondamento di 625 m corrisponde a valori di H di 2600-3000 m, in accordo con le ipotesi di vari ricercatori (Nansen 1927, Wright 1914).

I valori dell'affondamento all'orlo della cappa di ghiaccio risultano dai calcoli pure notevoli, il che dimostra che la compensazione isostatica non è locale, ma regionale secondo Vening-Meinesz.

I calcoli mostrano anche che quanto più piccole sono le disuguaglianze di massa in senso orizzontale, tanto più debole e maggiormente regionale è l'affondamento da esse causato. Ciò spiega perchè molte isole, come le Hawaii, Madera, Cipro, sembrano compensate in maniera incompleta. La compensazione incompleta di queste isole è anche influenzata in parte dal fatto che la crosta è più rigida sotto gli oceani che sotto i continenti.

I calcoli sviluppati dall'A. spiegano anche egregiamente le anomalie gravimetriche del tipo riscontrato in India. (C. M.)

NISKANEN E.: *The gravity anomalies on the Japanese Islands and in the waters east of them* - Pubbl. of the Isostatic Inst. of the Intern. Ass. of Geod., Helsinki, 22 + 2 cartine + 5 diagrammi + 2 figg. (1945).

Per questo studio l'A. utilizza 122 stazioni su terra nelle isole Giapponesi, estratte dai Cataloghi del Borass (1909, 1912), e 60 stazioni in mare eseguite dai

giapponesi in sottomarino nel 1934 e 1935 lungo profili trasversali alla profonda Fossa Giapponese. Una riduzione isostatica provvisoria delle stazioni giapponesi su terraferma era stata eseguita dall'A. ancora nel 1927: poichè i dati pubblicati dai giapponesi nel 1936 (Riunione di Edimburgo dell'U.G.C.I.), ridotti nell'ipotesi di Hayford per la profondità di compensazione $h = 113.7$ km, si accordano bene con quelli di Heiskanen 1927 (entro ± 4.7 mgal), i risultati provvisori allora pubblicati da Heiskanen si trovano confermati. Ora però l'A. presenta la riduzione isostatica nell'ipotesi di Airy a compensazione locale per $h = 20$ e 40 km, e nell'ipotesi di Vening Meinesz col raggio di regionalità di 52.1, 174.3 e 232.4 km per $h = 20$ e 40 km; e ciò per 101 stazioni in terra e 57 stazioni in mare. La precisione delle misure in terra essendo di ± 5 mgal e quella della riduzione isostatica pure di ± 5 mgal, ne consegue che gli errori delle anomalie calcolate sono dell'ordine di ± 7 mgal; per le misure in mare, si ha ± 10 mgal per i valori osservati, ± 10 mgal per la riduzione, e quindi ± 14 mgal per i valori ridotti; pure essendo questi errori notevoli, si possono considerare piccoli in confronto al valore assoluto delle anomalie, che raggiunge i 200 mgal e più.

Risulta intanto anzitutto una spiccata dipendenza delle anomalie dalla distanza delle stazioni dalla costa orientale, dipendenza che non viene eliminata da nessuna riduzione isostatica. Ciò si concreta in una fascia di anomalie negative lungo tutta la costa orientale del Giappone, con una larghezza media di circa 150 km, con l'asse spostato leggermente verso terra rispetto all'asse della Fossa sottomarina. Da entrambi i lati della fascia negativa le anomalie sono positive, e quelle dal lato terra sono leggermente maggiori di quelle dal lato

mare. Fenomeni del tutto analoghi sono ben noti nelle Indie orientali (Vening Meinesz 1937) e nelle Indie occidentali (Ewing 1938).

Inoltre, le anomalie secondo Airy sono minori (in valore assoluto) per $h = 40$ km che non per $h = 20$ km. Anche per le anomalie secondo Vening Meinesz il valore di $h = 40$ km sembra più probabile, col valore massimo per la regionalità (232.4 km). Questi dati sono in buon accordo con quelli trovati da Vening Meinesz per le isole oceaniche di Madera e Hawaii (forte regionalità e $h = 36$ km circa) e con quelli di Niskanen che dimostrò matematicamente che la Crosta terrestre sotto gli Oceani è così rigida da non poter affondare per l'equilibramento isostatico sotto il peso di così piccole aggiunte di massa come le Hawaii, e che anche l'equilibrio regionale non può essere completo.

La fascia delle anomalie negative è inoltre tutta esterna (verso l'Oceano) rispetto agli epicentri sismici; questi inoltre sono per i terremoti normali tutti dal lato mare della costa orientale, per i terremoti intermedi lungo la costa orientale delle isole, e per i terremoti profondi molto ad occidente delle Isole Giapponesi (quasi sotto il continente); questo fenomeno è molto diffuso, ed è stato spiegato da Schwimmer (1941) con una tendenza del blocco continentale a sovrapposti sul sottofondo marino lungo una linea di frattura inclinata, con profondità crescenti sotto il continente. Dal lato terra la crosta terrestre sarebbe più sottile, come sembra confermato dalle anomalie gravimetriche positive lungo le coste, e quindi le masse fluide interne possono più facilmente fratturarla e produrre i vulcani; di cui sarebbe così anche spiegata la distribuzione geografica generale dal lato continentale delle fasce di anomalie negative e lungo le coste. (C. M.)

NISKANEN E.: *Gravity formulas derived by the aid of the level and stations* - Publ. of the Isostatic Inst. of the Intern. Ass. of Geod., Helsinki, 16 (1945).

Questo lavoro si può considerare come la continuazione di due analoghi pubblicati da Heiskanen nel 1928 e 1938 sullo stesso argomento, ed ha lo scopo di derivare le formule per la gravità normale e di esaminare il problema della presunta triassialità della Terra per mezzo delle anomalie gravimetriche, considerate però solo per stazioni continentali con quota fra 0 e 300 m; inoltre, sono state omesse anche tutte le stazioni nelle immediate vicinanze di alte montagne e dei mari. Per le anomalie gravimetriche sono state considerate quelle residue dopo la riduzione isostatica, ricavate per la maggior parte dal Catalogo isostatico di W. Heiskanen (1938). Come già nei lavori sopra citati di Heiskanen, tutte le stazioni gravimetriche contenute in un grado quadrato (di latitudine) sono state considerate come una sola, rappresentante quel quadrato con valore per l'anomalia medio di tutte le anomalie isostatiche presenti in quel quadrato. Da 336 gradi quadrati distribuiti come segue:

Europa	400	Siberia	97	China	41
U. S. A.	205	India	101	Africa	36

trattati col metodo dei minimi quadrati, si sono ottenuti i seguenti risultati:

1. *Valore per la gravità equatoriale.* Col termine per la longitudine risulta una correzione di -2.2 mgal rispetto al valore della formula internazionale (978.019). Ciò è dovuto al fatto che le aree più prossime all'Equatore introdotte nei calcoli dall'A., cioè l'India e le parti meridionali degli U.S.A. presentano un eccesso di anomalie negative, che non possono essere compensate dall'eccesso positivo delle poche stazioni in Africa. Senza il termine per la longitudine la

correzione per la gravità equatoriale è -17.9 mgal.

2. *Termine in $\sin^2 \varphi$* . Si ottengono in ogni caso correzioni positive che sono:

a) col termine per la longitudine, di $+9.2.10^{-6}$ (Heiskanen: $+8.6.10^{-6}$)

b) senza termine per la longitudine, di $+33.3.10^{-6}$ (Heiskanen: $+11.3.10^{-6}$).

3. *Triassialità.*

a) La longitudine dell'asse maggiore è circa 4° W Greenwich (Heiskanen: 3° W Gr.).

b) La differenza fra il semiasse maggiore e il semiasse minore è di 293 m (Heiskanen 300 m).

4. *Schiacciamento.* Col termine per la longitudine il valore trovato è 1:297.8, coincidente con quello di Heiskanen 1938; senza termine per la longitudine esso diventa 1:299.9.

5. Considerando il termine per la longitudine, le correzioni per la gravità normale fornita dalla formula internazionale diventano piuttosto considerevoli, e precisamente (in mgal):
 $-2.2 + 9.2 \cdot \sin^2 \varphi + 5.8 \cdot \sin^2 \varphi + 22.5 \cdot \cos^2 \varphi \cos 2(\lambda + 4^\circ)$.

Queste correzioni variano all'equatore da $+20$ a -25 mgal, a 30° di latitudine da $+21$ a -12 mgal e a 45° di latitudine da $+19$ a -3 mgal. (C. M.)

SERVICE HYDROGRAPHIQUE DE LA MARINE:

Les courants aériens a 3000 mètres d'altitude - La Météorologie, 159 (1946).

Con questo lavoro il Servizio idrografico della marina francese pubblica le carte isobare d'estate e d'inverno alla quota di 8000 m; su ciascuna carta figurano anche le corrispondenti isobare al suolo. Le isobare a 8000 m si identificano con i circuiti dei venti a quella quota, poichè oltre 2000 m di altezza il vento segue sempre le isobare. L'A. di-

chiara di aver scelta la quota di 8000 m perchè è la zona di massima velocità del vento alle nostre latitudini e perchè in tale zona è massima la variabilità degli elementi meteorologici.

Le carte pubblicate sono state costruite prendendo come base la distribuzione media della pressione al livello del mare rielaborate da Penndorff e la ripartizione normale della temperatura al livello del mare. Le pressioni a 8000 m sono state calcolate dai sondaggi di temperatura di intervalli di tempo più o meno lunghi (eseguiti con palloni sonda o radiosonde o con aereo) e anche dalle osservazioni dei cirri.

Pare esista una relazione tra il campo isobarico a 8000 m e le traiettorie dei cicloni tropicali.

L'A. fa notare che per la maggiore precisione delle carte in questione bisognerebbe che la rete aerologica fosse più fitta.

Le carte sono utili all'aviazione per lo stabilimento di percorsi medi di collegamento intercontinentale d'estate e d'inverno. (G. A.)

EBLE L.: *Etude expérimentale de la propagation de la chaleur dans le sol* - La Météorologie, 269 (1946).

Riferisce i risultati di misure biennali di temperatura a diverse profondità dello strato superficiale del suolo e precisamente alle quote di 2 cm, 4 cm, 6 cm e 10 cm; furono fatte letture dirette cinque volte al giorno integrate poi da registrazioni continue. L'elaborazione dei dati è stata fatta tenendo conto dell'insolazione suddividendo le giornate in serene, nuvolose, molto nuvolose, coperte, completamente coperte in corrispondenza agli intervalli di insolazione 0.75-1.00 0.51-0.75 0.26-0.50 0.01-0.25, 0.00. L'Autore cerca di stabilire le cause dello scostamento della propagazione del calore dall'andamento teorico di Fourier. Ri-

sulta dalle osservazioni che il massimo di temperatura si ha quasi sempre alla profondità di 4 cm, tranne nei giorni coperti in cui si verifica a 6 cm. Calcola la variabilità del coefficiente a^2 , della nota equazione della propagazione, con la profondità, con l'epoca dell'anno e del giorno. Dal calcolo degli scarti orari rispetto alle medie diurne calcolate con sviluppi armonici a quattro termini, che rappresentano sufficientemente bene i valori osservati, risalta la presenza di cause perturbatrici della propagazione del calore; e cioè una produzione di calore nello strato sopra i 4 cm, esclusa la stagione invernale; un'altra più importante nello strato al disotto dei 6 cm. Per la prima causa l'A. ammette trattarsi del calore posto in gioco nella deposizione di rugiada durante la notte e nella ri-evaporazione di essa durante il giorno; per l'altra causa l'A. fa l'ipotesi trattarsi di una circolazione di aria umida negli interstizi del suolo, cambiante contemporaneamente alla distribuzione di temperatura al medesimo livello e ammette che sia accompagnata da cambiamenti di stato, condensazione ed evaporazione, sviluppanti o assorbenti una quantità di calore relativamente importante.

Mostrato che la propagazione del calore nei primi centimetri del suolo è in relazione con il grado di umidità del suolo stesso, l'A. esamina le influenze meteorologiche sulla propagazione, vagliando i dati su l'insolazione, la pioggia, la brina, la neve verificatesi durante il periodo delle sue misure. (G. A.)

PUREAU R.: *Altimétrie des nuages par impulsions lumineuses* - La Météorologie, 292 (1916).

Viene descritto un sistema basato sulla misura del tempo di percorso d'un breve e potente impulso luminoso diretto verso la nube e riflesso da essa come

eco. Il dispositivo descritto è stato realizzato nel 1940 e tenuto in funzione fino al mese di giugno di quell'anno; un secondo apparecchio è stato costruito nel 1945.

Sono descritti i risultati ottenuti e riprodotti alcuni esempi. Il dispositivo consiste di due specchi parabolici diretti verso l'alto generalmente con l'asse verticale; nel fuoco di uno è la sorgente luminosa, nel fuoco del secondo è una cellula fotoelettrica ricevente; la corrente data dalla cellula è amplificata e portata a un oscillografo catodico. Si può così vedere, sullo schermo fluorescente dell'oscillografo, l'impulso luminoso riflesso e insieme la sinusoide che permette di determinare il tempo intercorso tra la partenza dell'impulso e l'arrivo dell'eco. Il nuovo telemetro nefoscopico permette talvolta di svelare due strati nuvolosi sovrapposti e cioè quando il più basso non è troppo spesso; come pure di segnalare strati brumosi non percepibili all'osservazione diretta; per quest'ultima osservazione gli specchi hanno l'asse un po' inclinato. (G. A.)

ROTHÉ J. P.: *La méthode sismique de prospection et la recherche scientifique. Possibilités d'application en France* - Ann. de Géoph., 90-92 (1916).

Breve ma esauriente rassegna dei progressi fatti negli ultimi anni dal metodo di prospezione sismica nei vari Paesi del mondo, con particolare riguardo a numerosi dettagli per le applicazioni pratiche e per i risultati conseguiti. Necessità di estendere queste ricerche anche in Francia, soprattutto dal punto di vista scientifico per una migliore conoscenza delle cause di certe anomalie riscontrate con altri metodi geofisici, come per es., la grande anomalia magnetica del bacino di Parigi, e per la risoluzione di altri problemi geologici, come per es., quello della forma e pro-

fondità al fondo cristallino nella fossa renana. Indicazione delle difficoltà pratiche di attrezzatura strumentale, personale e mezzi finanziari; suggerimenti e voti per superarle. (C. M.)

BYERLY P.: *The seismic waves from the Port Chicago explosion* - Bull. Seism. Soc. Am., 331-348 (1916).

Il 17 luglio 1914 una grande esplosione si verificò nell'arsenale della Marina statunitense a Port Chicago, California centrale. Lo scoppio, di ben 1800 tonni di alto esplosivo, fu avvertito per centinaia di miglia attorno.

Il terremoto conseguente fu avvertito fino a Berkeley, a 30 km circa da Port Chicago, e venne registrato da altre 12 stazioni sismiche, ultima delle quali Pierce Ferry a 719 km.

Dallo studio dell'esplosione è risultato che:

1. La stratificazione media per la California è costituita da uno strato di 3 km di roccia con velocità per le onde longitudinali di 5.0 km/sec, seguito da uno strato di 11 km di spessore con velocità 5.6 km/sec, e da un mezzo con velocità 7.7 km/sec.

2. Non vennero osservate onde che avessero attraversato la crosta. Perciò l'A. conclude che la discontinuità fra lo strato con $v = 7.7$ km/sec e il mezzo con $v = 3.0$ km/sec, che è ben marcata nella California centrale e meridionale, non sia evidente nella California settentrionale.

3. L'onda d'aria è stata registrata dai sismografi a Berkeley (30 chilometri) e Santa Clara (30 km) con periodo di 3 o 1 sec. La velocità fra le due stazioni è stata normale, 342 m/sec.

4. Dalle ampiezze registrate sui sismogrammi risulta che l'energia trasformata in onde sismiche è stata di circa 10^{10} erg, cioè all'incirca 1/1000 dell'energia probabilmente sviluppata dall'esplosione. (C. M.)

HAUSSINSKY M.: *Électrochimie des substances radioactives et des solutions extrêmement diluées* - Herman e Cie Editeurs, Paris (1916).

Questo nuovo libro che segue due altri volumetti dello stesso autore nella collezione « Actualités Scientifiques et Industrielles »: *Les Radiocolloïdes et Le Polonium*, rappresenta un notevole contributo per la messa a punto dei metodi di ricerca nel campo della radio-chimica.

Dopo un brevissimo cenno sulla chimica delle sostanze radioattive l'A. passa a considerazioni teoriche; illustra i lavori di Herzfeld che per primo mise in evidenza l'impossibilità di spiegare i risultati sperimentali di Hevesy con l'equazione elettrochimica di Nernst e le diverse teorie costruite in questi ultimi anni sulla elettrolisi di soluzioni di radioelementi estremamente diluite.

In un capitolo (III) sono raccolti alcuni rilievi di carattere tecnico necessari ad ogni ricercatore che si proponga di lavorare in questo campo.

Le principali separazioni elettrolitiche di elementi radioattivi naturali sono descritte nel cap. V, mentre nell'ultimo capitolo sono trattati i processi elettrochimici dei radioelementi artificiali.

In complesso lavoro molto utile per i ricercatori i quali vi troveranno notizie interessanti ed una bibliografia bene scelta di lavori che purtroppo, per le passate contingenze internazionali, si riferiscono prevalentemente agli anni precedenti il 1939. (M. S.)

VEESANEN E.: *On seismogram types and focal depth of Earthquakes in the North Japan and Manchuria Region*

Pubbl. of the Isostatic Inst. of the Intern. Ass. of Geod., Helsinki, 25 (1916).

Vengono ricercate le correlazioni fra la profondità ipocentrale e le caratteristiche dei sismogrammi per i terremoti

del Giappone settentrionale e della Manicuria. Il materiale di osservazione è quello registrato a Helsinki dal 1° gennaio 1925 al 30 giugno 1940; in tutto, per il terremoto. Le conclusioni principali sono le seguenti:

1. Caratteristiche nettamente diverse sia per il gruppo delle P che per quello delle S presentano i sismogrammi a seconda che i terremoti siano compresi nella zona dei terremoti superficiali, o in quella dei terremoti intermedi, o in quella dei terremoti profondi.

2. In ognuna di queste zone sono caratteristiche per ogni strato sia il gruppo delle P che quello delle S: cioè il meccanismo dei terremoti in ognuno di questi strati sembra essere in generale sempre lo stesso.

3. La profondità della superficie di separazione fra i terremoti normali e quelli intermedi è variabile.

4. L'appartenenza di un terremoto alla categoria dei normali, intermedi o profondi non dipende dalla profondità ipocentrale in km, ma dallo strato nel quale l'ipocentro viene a trovarsi.

5. Dalla constatazione che spesso un terremoto sembra appartenere secondo il gruppo delle P ad uno strato diverso da quello indicato dal gruppo delle S, FA, conclude che le P e le S non hanno sempre la loro origine nello stesso posto e anche che esse hanno origine dal meccanismo del terremoto indipendentemente le une dalle altre. (C. M.)

Rerné J. P.: *Hypothèse sur la formation de l'Océan Atlantique* - C. R. Ac. Sc. Paris, t. 224, 1295-1297 (1947).

Questo lavoro espone in sintesi una ipotesi dell'A, sulla formazione dell'Oceano Atlantico, ipotesi della massima importanza per la Tettonica e la Geofisica, in particolare per la Sismologia e la teoria della deriva dei continenti di Wegener. Questa infatti adduce come

una delle prove principali a proprio favore il ben noto parallelismo fra l'andamento delle coste africane occidentali e americane orientali. L'A, dimostra invece che questo parallelismo va ricercato fra il contorno della costa americana e la Cresta mediana dell'Atlantico, che ha lo stesso andamento, e che il vero Oceano Atlantico è compreso fra questa catena sottomarina e le Americhe. I dati di osservazione che comprovano quest'ipotesi sono:

1. La segnalazione di Lynch che per il terremoto del 14 sett. 1945 con epicentro sulla Cresta mediana dell'Atlantico la velocità delle onde di Love misurata all'Osservatorio di Forham (New York) è uguale, o addirittura un po' superiore, a quella delle stesse onde sotto il Pacifico. Ciò prova che è il SIMA che costituisce il fondo della parte occidentale dell'Atlantico.

2. I recenti sondaggi batimetrici effettuati nell'Atlantico mostrano che l'Atlantico meridionale presenta all'Est della Cresta mediana una successione di bacini e di creste con orientamento SW-NE che prolungano le unità morfologiche del continente africano. Quindi, questa parte è a struttura continentale. SIAL.

E' inoltre da notare la distinzione fra le rive a tipo pacifico delle coste orientali degli U.S.A. e del Canada, e le rive a tipo atlantico della Spagna e del Bretagna.

Questa osservazione, congiunta con quella del n. 1, spiega anche perchè, quando si considera la velocità media delle onde sismiche attraverso tutto l'Atlantico, si ottengono valori intermedi fra quelli per tragitti nel Pacifico e quelli per tragitti continentali.

3. La distribuzione degli epicentri nell'Atlantico è pure caratteristica:

a) un gran numero di epicentri lungo la Cresta mediana sottomarina:

b) la fascia sismica eurasiatica che segue la linea dei ripiegamenti alpini (Himalaya, Caucaso, Carpazi, Alpi, Appennini, Atlante, Cordigliera spagnola), raggiunge nei pressi delle Azzorre la zona sismica mediana, ma non l'attraversa. Difatti, fra la Cresta atlantica e l'arco delle Antille, che fa parte della fascia sismica circumpacifica, non c'è alcun indice di sismicità. Dunque, la geosinclinale del Mesozoico non attraversa tutto l'Atlantico, e quindi non raggiunge la geosinclinale pacifica (come invece indicano certe carte classiche della struttura d'insieme del globo).

L'ipotesi che l'A. presenta è quindi la seguente: struttura continentale, siarlica, ad oriente della Cresta mediana; struttura pacifica, simatica, ad occidente della Cresta mediana.

La deriva delle Americhe si sarebbe quindi sviluppata soltanto sulla attuale di-tanza Cresta mediana-coste americane. Così verrebbe eliminata una delle più forti obiezioni alla teoria della deriva dei continenti, cioè l'esistenza di un continente, l'Atlantide, affondato fra le Azzorre e Gibilterra. (C. M.)

RETHÉ J. P.: *L'enregistrement dans les stations françaises des ondes sismiques de l'explosion d'Heligoland* - C. R. Ac. Sc. Paris, T. 224 (1947).

Questa Nota descrive l'apparecchiatura predisposta dalle stazioni francesi per registrare l'esplosione di Heligoland del 13 aprile 1947, ed espone i primi risultati ricavati coi dati appunto delle stazioni francesi, provvisori in attesa dei risultati finali che verranno pubblicati dal « Dept. of Geodesy and Geophysics » di Cambridge organizzatore dell'esperienza. Risulta così che a Parigi è stato messo in funzione per l'occasione un sismografo verticale con breve periodo: l'ingrandimento è stato portato a 17.600 per il periodo di 1.1 sec. del moto dal

suolo; la velocità di scorrimento è stata elevata a 180 cm/min, controllandola con l'iscrizione sul film delle vibrazioni di un diapason tarato a 50 periodi. A Clermont-Ferrand è stato messo in funzione un apparecchio dello stesso tipo, con le seguenti caratteristiche: periodo del pendolo 1.48 sec.; periodo del galvanometro 0.88 sec.; ingrandimento 4400 per il moto del suolo con periodo 1.1 sec. e 1.100 per il moto del suolo con periodo 2.2 sec.; velocità di scorrimento 22.5 cm/min. A Strasburgo hanno funzionato solo i sismografi normali: il Quervain-Piccard per le componenti orizzontali di 19 tonni, e periodo 2.2 sec., e un sismografo verticale con periodo di 0.5 sec. costruito da Peterschmitt. Qui però la registrazione è stata debolissima, e nulla affatto su un sismografo portatile da campagna installato provvisoriamente a 40 km a SW di Strasburgo. Anche nelle altre stazioni l'ampiezza è stata molto piccola: 1.5 mm a Parigi (705 km) con un ingrandimento di 15.000, 1.1 mm a Strasburgo (620 km) con un ingrandimento di circa 300, e 3 micron a Uccle (445 km).

La dromocrona delle Pg è ben definita, e indica una velocità di 5.45 km/sec, che è esattamente il valore della velocità nel granito e corrisponde a terremoti superficiali le onde dei quali si propagano nella parte superiore dello strato del granito. La velocità per le Pn risulta di 8.1 km/sec, che è particolarmente elevata. La profondità media della superficie di discontinuità di Mohorovicic risulta di 26 km.

Un confronto fra le tabelle in uso ha mostrato inoltre che le più vicine ai valori osservati sono quelle di Joliat; seguono quelle di Jeffreys e poi quelle di Mohorovicic, che quindi risultano poco adatte per il continente nord-europeo, dove lo strato granitico è molto meno spesso che sotto le Alpi. (C. M.)

KIBILLOV F. A.: *Earth vibrations caused by blastings* - Ac. des. Sc. de l'U.R.S.S. - Pubbl. de l'Inst. Scismol. de Moscou, 64 (1947).

L'A. ha trovato che l'ampiezza a delle vibrazioni del suolo varia col peso c della carica dell'esplosivo secondo la formula empirica:

$$a = K c^n$$

dove K ed n sono costanti; il valore di n per piccole distanze è prossimo a $1 : 2/3$, mentre per grandi distanze è prossimo ad $1/3$.

Le ampiezze dello spostamento e le velocità di propagazione variano con la distanza r secondo la formula empirica

$$a = K_1 : r^m ; v = K_2 : r^m,$$

dove K_1 , K_2 ed m sono costanti; il valore di m nelle vicinanze dell'origine è prossimo a 2, aumentando la distanza si avvicina a 1.

L'ampiezza dello spostamento e la velocità di propagazione aumentano con la profondità della carica di esplosivo; in prossimità della superficie l'aumento è rapido; ma con l'aumentare della profondità l'incremento diventa minore e si approssima asintoticamente al suo limite.

In prima approssimazione la velocità di propagazione è stata ammessa indipendente dalla natura del suolo, essendo funzione soltanto di $q = \frac{\sqrt{k}}{r}$.

Fanno eccezione le esplosioni in terreni saturi d'acqua, nelle quali l'effetto sismico viene aumentato 2-3 volte.

L'ampiezza dello spostamento e l'accelerazione dipendono in maniera molto sensibile dalla natura del terreno, e ciò significa che il periodo delle vibrazioni dipende dalle proprietà del suolo. Con questa ipotesi, il valore di r può essere considerato come caratteristica più conveniente per la sismicità delle esplosioni.

L'ampiezza delle vibrazioni del suolo diminuisce con la profondità del punto di osservazione, secondo la formula empirica:

$$\frac{A_1}{A_0} = e^{-\alpha z},$$

dove α è una costante che, in un caso, è stata trovata uguale a 1.3.

Dai dati sperimentali disponibili risulta inoltre che l'esplosione di cariche di esplosivo frazionate produce un effetto sismico uguale a quello di una carica concentrata di peso uguale a quello totale di tutte le cariche esplose simultaneamente. Risulta inoltre che l'effetto sismico non dipende dalla natura dell'esplosivo. Ne consegue che tutti gli esplosivi usati per scopi industriali producono risultati identici dal punto di vista della sismicità.

Energia delle vibrazioni. In questo capitolo viene dimostrato che i vari terreni differiscono nei riguardi della capacità di assorbimento dell'energia delle vibrazioni, conseguenti ad esplosioni, che in essi si propagano; così i terreni poco densi, porosi, assorbono maggiormente l'energia che non i terreni compatti. Il coefficiente di smorzamento delle vibrazioni del suolo non dipende dal peso delle cariche di esplosivo.

La parte dell'energia di esplosione che viene consumata nella formazione di onde sismiche aumenta con la profondità della carica fino ad un valore definito; in terreni asciutti, fino al 3%; in terreni umidi, fino al 6.5%.

Periodi delle vibrazioni del suolo. Il periodo della fase principale della vibrazione può essere calcolato dalla formula $T = K \log r$, dove r è la distanza. Nei casi considerati, fino a 7 km, T è stata trovata sempre inferiore a 0.5 sec. Il periodo di vibrazione del suolo non dipende dal peso della carica esplosa. (C. M.)

HOLOPAINEN P. E.: *On the gravity field and the isostatic structure of the Earth's Crust in the East Alps* - Publ. of the Isostatic Inst. of the Intern. Ass. of Geod., Helsinki, 94 (1917).

Questo importante lavoro sulla gravità nelle Alpi orientali è stato iniziato nel 1936, ma a causa della guerra ha potuto essere ultimato appena nel 1941 e passato alla stampa nel 1945. La regione studiata è compresa fra le latitudini $45^{\circ}5'$ e $48^{\circ}5'$ N. e le longitudini $9^{\circ}5'$ e 17° E. e comprende quindi anche il bacino di Vienna e la parte orientale della pianura lombarda. In questa regione sono state effettuate ben 301 osservazioni pendolari della gravità, che l'A. ha ridotte tutte isostaticamente nell'ipotesi di Airy-Heiskanen a compensazione locale, per le profondità di compensazione di 20, 30, 40 e 50 km. Per 83 stazioni è stata calcolata anche la riduzione isostatica nell'ipotesi regionale di Vening Meinesz. per $R = 29.05, 53.10, 116.20, 174.30$ e 232.40 km. La distribuzione delle stazioni non è però uniforme, presentando due lacune proprio in corrispondenza della parte delle Alpi centrali più interessante dal punto di vista geologico, cioè fra il Brennero e gli Alti Tauri e fra questi e la Valle della Mur; fortunatamente circa un centinaio di stazioni molto ravvicinate lungo la valle dell'Adige-Brennero e nella zona dei Tauri consentono di avere un'idea molto chiara dell'andamento generale della gravità nelle Alpi Centrali mediante opportuni profili. Un altro grave difetto delle stazioni comprese in questa regione è che di esse circa 210 sono vecchie (eseguite nel 1887-1894 con un apparato pendolare v. Sterneck), e quindi poco precise. Per 15 stazioni vecchie è possibile un confronto con misure moderne, dal quale risulterebbe un errore sistematico di ± 3 mgal; ma il piccolo numero di confronti possibili non è sufficiente per conclu-

sioni di questo genere, per cui l'A. considera tali errori accidentali, e raggruppa perciò le stazioni prossime una all'altra in un unico punto gravimetrico, al quale viene attribuito per l'anomalia il valore medio. Inoltre vengono scartate tutte le stazioni che differiscono di molto da quelle circostanti. Un esame sulla precisione delle riduzioni mostra che gli errori di osservazione sono quelli di maggiore entità; gli errori nei calcoli possono in qualche caso raggiungere 10 mgal, ma sono in generale minori di 3 mgal.

Per ogni stazione sono state calcolate inoltre la riduzione in aria libera e quella secondo Bouguer modificata; per quest'ultima è stato seguito il metodo di Bullard, considerando la correzione topografica fino a 115.7 km e usufruendo allo scopo delle Tabelle di Tanni, estese dall'A. a differenze di quota fino a 3000 m, quali occorrono nelle Alpi.

Nella discussione delle anomalie, l'A. fa presente che la formula per la gravità normale in Europa ricavata da Heiskanen nel 1938 prendendo per base i valori ridotti isostaticamente, conduce a valori che sono circa 15 mgal maggiori di quelli forniti dalla formula internazionale Cassinis 1930. Di conseguenza egli considera + 15 mgal come anomalia normale.

I risultati principali dello studio delle anomalie si possono riassumere come segue:

1. *Per tutta la regione studiata, considerata nel suo insieme, la compensazione isostatica è quasi completa.* Ciò risulta: a) dalla piccolezza delle anomalie isostatiche riscontrate, sia in senso assoluto che in confronto con le anomalie di Faye e di Bouguer; b) dal fatto che la somma dei quadrati delle anomalie isostatiche è una piccola frazione di quelle dei quadrati delle anomalie di Faye e di Bouguer.

2. *Per lo spessore della crosta, il va-*

lore di 20 km (in assenza di montagne) sembra il più probabile, specialmente nelle Alpi Centrali. Il valore di 30 km è anche possibile, specialmente nella Morlassa settentrionale e nelle Dinaridi. Ciò risulta dalla somma dei quadrati delle anomalie isostatiche calcolate nelle varie ipotesi, e ancor più chiaramente dall'esame delle anomalie in funzione dell'altezza del terreno.

Questo valore di 20 km per lo spessore della crosta, ottenuto per mezzo di circa 250 stazioni gravimetriche, è il più piccolo di tutti quelli finora pubblicati per le Alpi. Difatti per l'elevazione zero Heiskanen ha trovato nel 1924 il valore di 30 km, che è stato accettato da Salonen (1932) per le Alpi occidentali e da Schwinner (1931) per le Alpi orientali. C'è da osservare però che i dati di osservazione a disposizione di questi Autori erano in numero minore di quelli adoperati dal presente A. A conferma indiretta, si può inoltre citare il fatto che per la regione del Ferghana (Asia Centrale), che appartiene allo stesso sistema di montagne delle Alpi europee, l'Erola ha trovato nel 1941 uno spessore della crosta inferiore ai 30 km.

La Sismologia arriva invece alla conclusione che lo strato del granito raggiunge probabilmente proprio sotto le Alpi il suo spessore massimo, che è probabilmente superiore ai 30 km: lo spessore di tutta la crosta dovrebbe quindi essere di 40-50 km. Il disaccordo viene spiegato dall'A. nel seguente modo: assumendo un'altezza media di 2 km, le radici sotto le Alpi Centrali raggiungono uno spessore di 10 km. Poiché però anche con 30 km per la profondità di compensazione permangono nelle Alpi Centrali un eccesso di anomalie negative, si può supporre l'esistenza di radici addizionali, di altri 10 km circa, in accordo con la teoria della contrazione (« buckling hypothesis ») di Vening Meir-

nesz. Noi riteniamo invece che il disaccordo sia dovuto in parte al fatto che i valori gravimetrici introdotti nei calcoli sono in maggioranza antichi e poco precisi, ma soprattutto al fatto che i calcoli siano stati effettuati prendendo il valore di + 15 mgal come valore normale dell'anomalia. Ciò implica infatti un aumento corrispondente di tutte le anomalie in senso negativo, e spiega quindi l'eccesso negativo trovato dall'A.: inoltre osservando la somma dei quadrati delle anomalie, si vede che partendo da 0 mgal anziché da + 15 mgal, tale somma è minima per la profondità di compensazione di 30 km anziché per quella di 20 km: si avrebbe così subito una migliore concordanza con gli altri dati geofisici.

3. Allo studio è allegata una carta della regione in esame, con le anomalie isostatiche per la profondità di compensazione di 20 km. Risulta da essa la presenza di alcune regioni con comportamento diverso delle anomalie: esse sono: negative nelle Alpi Centrali, dove le montagne raggiungono altezze maggiori; positive nella parte meridionale, come pure lungo il corso della Drava e nelle Dinaridi; negative nelle Alpi Bavaresi; invece nella regione di Vienna una piccola zona negativa è circondata da una fortemente positiva. Dall'esame separato di queste regioni risulta:

4. *Alpi Centrali.* È chiaramente manifesta l'esistenza di una compensazione locale, ma una regionalità di non vasto raggio può essere ammessa nelle regioni settentrionali e meridionali. Ciò è in accordo con i dati della geologia, secondo i quali le Alpi sono prodotte da compressioni orizzontali della crosta terrestre: nei primi tempi devono essere esistite solo delle radici piuttosto strette, che si sono estese solo con lo sviluppo del processo isostatico; ma poiché l'equilibrio non è ancora completa-

nente raggiunto, ecco che una regionalità molto vasta non è ancora probabile.

5. *Regione settentrionale.* Sono in questa compresa 60 stazioni, per la maggior parte bavaresi e moderne. La somma dei quadrati delle anomalie è qui quasi la stessa nelle varie ipotesi; invece esaminando le anomalie in funzione dell'altezza, risulta che esse ne sono indipendenti per una profondità di compensazione h di 20 km e per compensazione regionale con raggio R di 80-100 km, o per $h = 30$ km e $R = 0-30$ km.

6. *Regione meridionale.* Sono utilizzabili 66 stazioni, per la maggior parte antiche. Perciò il valore per $h = 35-40$ km deve prendersi come riserva, e nessuna conclusione viene enunciata per R .

7. *Zona di Vienna.* Si tratta di una zona ben studiata, dato che in un raggio di 40 km si hanno 40 stazioni gravimetriche attendibili. Quantunque dai calcoli risulta $h = 50$ km per $R = 0$, l'A. è propenso a ritenere che la compensazione sia parzialmente regionale e $h = 30$ km.

8. La *deficienza di massa* della Molassa settentrionale e della pianura lombarda, corrispondenti ad anomalie negative di 40-50 mgal, sono probabilmente causate da strati sedimentari leggeri della crosta terrestre. Lo spessore di questi strati è di 3-10 km, e dipende dallo stadio del processo isostatico e dal deficit di densità.

9. *L'attività sismica* delle Alpi non è rilevante, e secondo gli studi recenti correlazioni fra tettonica e attività sismica, sono difficilmente osservabili. Ma le linee di frattura che circondano tutte le Alpi Centrali e la Molassa settentrionale, sono accompagnate da una attività sismica che sta a rivelare i movimenti tettonici attuali delle Alpi. Su questi punti l'A. non entra in particolari.

Nell'ultimo capitolo l'A. espone in sintesi le idee recenti sulla tettonica di formazione delle Alpi, e ne inquadra il comportamento gravimetrico con la teoria della contrazione di Vening Meinesz.

In conclusione, si tratta di un lavoro interessantissimo che, pur studiando solo le Alpi orientali, trae conclusioni di carattere generale per tutto il sistema alpino. (C. M.)

Prof. PIETRO CALOI - *Responsabile*

Istituto Grafico Tiberino - Via Gaeta, 14 - Roma (Officine Grafiche, Tivoli)