

PUBBLICAZIONI  
DELL'ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA

---

N. 190

CARLO MORELLI

L'età della Terra

ROMA 1949

Estratto da *Annali di Geofisica*

Vol. II, n. 3, 1949, pag. 417-435

STAMPATO DALL'ISTITUTO GRAFICO TIBERINO (ROMA, VIA GAETA 14)

§ 1. *Premessa.* — È a tutti noto che l'immagine statica con cui siamo soliti raffigurarci la crosta terrestre è soltanto — per dirla in termini fotografici — « un'istantanea », e che ciò è dovuto alla brevità dell'intervallo di tempo cui possiamo estendere le nostre osservazioni. Ad essa dovremmo invece sostituire una rappresentazione « cinematografica », con i singoli fotogrammi sufficientemente distanziati nel tempo per poterci mostrare lo sviluppo lento, ma il più delle volte grandioso, dei fenomeni che costituiscono le varie fasi della « vita » geologica della crosta terrestre.

Sono difatti evidenti gli esempi che dimostrano questa grandiosità: sedimenti marini che ora formano le vette di montagne, la genesi di queste (basti pensare alle Alpi), residui di lussureggianti vegetazioni che ora costituiscono le miniere di carbone, il prosciugamento di deserti come quello del Sahara, l'erosione delle terre emerse, il deposito di morene ad opera di colossali ghiacciai oggi scomparsi, ecc. Senza parlare poi dei fenomeni dell'isostasia (v. per. es. l'attuale sollevamento della Fennoscandia, di circa 1 m per secolo), della deriva dei continenti, ecc.

È del più grande interesse poter determinare la *durata* di questi fenomeni, e soprattutto la loro *età* geologica; in particolare, l'età complessiva della crosta terrestre. Ma difficoltà grandissime si opponevano fino a poco tempo fa ad una determinazione, anche soltanto approssimata, di questi intervalli di tempo. Solo da pochi anni lo studio di alcuni isotopi radioattivi ha consentito di elaborare metodi sufficientemente attendibili, come più avanti esporremo. E man mano che i metodi diventavano più precisi, l'ordine di grandezza dei risultati è andato aumentando, fino a passare dai pochi milioni di anni iniziali al valore di 3,3 miliardi di anni, che oggi si ritiene, come vedremo, il più probabile per l'età della crosta terrestre.

Due recenti lavori di Bullard <sup>(2)</sup> e di Coudere <sup>(3)</sup>, a loro volta basati sulle ricerche di A. O. Nier e di A. Holmes <sup>(4)</sup>, espongono chiaramente gli ultimi sviluppi in questo campo di studio. La pre-

sente nota ne riassume i risultati, apportando ai vari metodi degli isotopi del *Pb* alcune correzioni nei coefficienti numerici suggerite dai valori attuali per i periodi della radioattività, e una modifica nello svolgimento; li sottopone ad una discussione critica; inquadra lo stato attuale del problema dell'età della Terra; e mostra l'importanza dei risultati modernamente raggiunti per le teorie cosmogoniche dell'Universo.

§ 2. *Primi metodi.* — I primi metodi hanno ormai un valore di stima, puramente storico. Ci limitiamo quindi soltanto a menzionarli, rimandando il lettore che desideri informazioni complete in proposito (ed anche sui «metodi geologici», § 3, e sui «metodi radioattivi», § 4) al trattato classico del N.R.C. (1).

1° - *Metodo del raffreddamento.* — Basandosi sul criterio del raffreddamento secolare, Lord Kelvin calcolò l'età della Terra a 20-40 milioni di anni; e H. L. F. Helmholtz a 22 milioni, basandosi sull'origine del calore solare e sulla probabile durata.

Estendendo il procedimento di Lord Kelvin dal piano alla sfera, il prof. Vercelli (5) studiò l'influenza del raggio nel raffreddamento di una sfera omogenea, e ricavò alcune formule che consentono di determinare il tempo impiegato nel raffreddamento di un globo, noti che siano la temperatura iniziale ed il gradiente termico superficiale attuale: assumendo per la temperatura iniziale della Terra il valore di 4000 °C, ed il valore 0,030 per il gradiente termico del suolo, ottenne per l'età della Terra il valore *minimo* di 187 milioni di anni.

2° - *Metodo astronomico.* — G. H. Darwin calcolò un'età di 57 milioni di anni, basandosi sull'ipotesi della separazione della Luna dalla Terra.

3° - *Metodo della denudazione solvente.* — Partendo dal presupposto che in origine gli oceani siano stati privi di sale, o ne abbiano contenuto pochissimo, la salsedine del mare, dovuta all'apporto annuo delle acque fluviali supposto costante, esige per la sua formazione un tempo valutabile a 100-175 milioni d'anni secondo E. Halley, a 300 milioni di anni secondo J. Joly.

4° *Metodo biologico.* — Col criterio biologico, basato sui processi evolutivi degli organismi, si giunge ad un minimo di 300 milioni di anni, secondo C. R. Darwin, e di almeno 1 miliardo di anni secondo



T. E. Huxley; e qui non si tiene conto del periodo di tempo trascorso prima della comparsa della vita sulla Terra.

Come si vede, questi metodi danno tutti forti errori *per difetto* rispetto al risultato, sopra menzionato, fornito dai metodi moderni.

§ 3. *Metodi geologici.* — Il più antico fra questi metodi è quello basato sullo spessore delle sedimentazioni. Esso consiste nel confrontare le piccole variazioni accertate dalla Geologia negli ultimi secoli con le colossali variazioni constatate nel passato, e nello stimare dal loro rapporto la durata di queste. È chiaro che questi metodi vanno adoperati con grande cautela, perché le variazioni attualmente osservate sono quelle eccezionalmente rapide, e considerandole come normali i risultati saranno quindi affetti da un notevole errore *per difetto*. L'eccezionalità degli eventi presenti è inoltre dovuta al fatto che appena da poco è terminata una fase dell'epoca glaciale, e che è relativamente breve l'intervallo che ci separa dall'ultimo periodo di orogenesi. Inoltre, la velocità di erosione è variata moltissimo col tempo, in conseguenza delle dimensioni variabili dei continenti e della diversità delle condizioni climatiche.

Ad ogni modo, la velocità di sedimentazione, e quindi quella dell'erosione, può essere calcolata misurando la quantità di sedimenti sospesi e disciolti trasportati da un fiume in un anno, e considerando quale abbassamento medio del suo bacino implichi questo asporto. Esiste una vasta letteratura in proposito <sup>(1)</sup>, ma a noi interessa riportarne solo le conclusioni: da 100 a 500 anni circa per l'erosione di 1 cm.

Su questa base, i sedimenti depositati a partire dal periodo Cambriano inducono a ritenere che il tempo trascorso da quell'epoca fino ad oggi sia compreso fra 140 e 700 milioni di anni. Esso è dello stesso ordine di grandezza della durata calcolata con i metodi radioattivi (v. § 4, e).

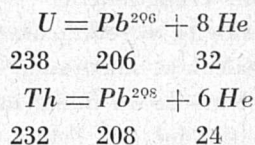
Più sicuro è il metodo basato sulle stratificazioni annuali, quando queste si possono distinguere per una differenziazione fra i depositi estivi ed invernali. L'unica difficoltà consiste qui nel riconoscere questi strati, e cioè nel provare che essi sono proprio annuali. Esempi molto chiari si hanno specialmente per sedimentazione nei laghi formati sulla fronte dei ghiacciai dalle acque di fusione: sul fondo si deposita una serie uniforme di straterelli melmosi, dove ogni anno si distinguono due parti, una chiara e di spessore maggiore, cor-

rispondente al periodo stagionale caldo, ed una scura e più sottile, testimoniante la minore sedimentazione della stagione fredda.

Contando simili strati nella formazione del Green River, W. H. Bradley ha stimato che la formazione stessa è stata depositata in un periodo compreso fra 5 e 8 milioni d'anni. Poiché questa formazione rappresenta circa 1/3 del periodo Eocenico, il risultato è in ottimo accordo con le risultanze dei metodi radioattivi (v. § 4, e).

§ 4. *Metodi radioattivi.* — a) *Generalità.* — Soltanto con lo studio della radioattività delle rocce si è potuto però ottenere un criterio sufficientemente attendibile per la determinazione numerica delle « età geologiche ». E ciò essenzialmente perché la radioattività naturale non è modificata da alcun agente fisico-chimico oggi noto, per cui si può ammettere che non lo sia stata neppure dalle condizioni meno intense cui nel passato può essere stata sottoposta in natura nelle parti esterne della Terra.

Alla base dei metodi radioattivi stanno le trasformazioni ben note dell'uranio *U* e del torio *Th*, che possono essere così globalmente indicate:



Cioè, come prodotti della scissione nucleare dell' $U^{238}$  si hanno — dopo una complicata serie di trasformazioni, in cui vengono liberati elettroni nucleari — l'*He* ed il *Pb*.

Poiché il coefficiente di disintegrazione radioattiva naturale sia per l'*U* che per il *Th* è rigorosamente costante (v. § 5), ed è noto con grande precisione, è intuitivo come dalla misurazione della quantità di *Pb* o *He* generati si possa risalire ad una scala geologica numerica per i tempi.

b) *Metodo del Pb.* — Consiste nel determinare la proporzione fra il *Pb* presente nelle rocce e la sostanza radioattiva (*U* o *Th*) da cui si suppone abbia avuto origine per disintegrazione naturale. Nell'applicazione pratica di questo metodo si incontrano però difficoltà grandissime, anche quando ci si voglia accontentare di piccole approssimazioni. E ciò soprattutto perché per l'esatta applicazione del me-

todo è necessario che l'*U* o il *Th*, ed il loro prodotto di scissione (*Pb*), siano rimasti invariati nella roccia che li include fin dall'origine, senza variazioni per alcun processo che non sia quello della disintegrazione naturale; ed inoltre che la roccia alla sua formazione sia stata priva di *Pb*, o almeno che sia possibile riconoscere il *Pb* di origine radioattiva da quello presente inizialmente.

Invece, mentre nello stadio ancora pastoso le rocce perdono rapidamente il loro contenuto di *He*, per cui l'ammissione della sua assenza all'origine è giustificata, ciò è meno probabile per il *Pb*: infatti, la galena è molto spesso frammista ai minerali di *U* e di *Th*, ed è difficile accertarsi che una percentuale di questo *Pb* estraneo non entri nell'analisi.

L'analisi di rocce ignee mostra che esse contengono quasi sempre *Pb* in quantità da 100 a 1000 volte maggiore di quella che potrebbe essere prodotta quale residuo di disintegrazione nucleare. Si deve quindi concludere che il metodo del *Pb* non può essere applicato per determinare l'età delle rocce ignee. Similmente si potrebbe dimostrare che non è applicabile alle rocce sedimentarie.

c) *Metodo dell'He*. — È basato <sup>(6)</sup> sul fatto che 1 cm<sup>3</sup> di *He* è sviluppato da 1 g di *Th* in 30 milioni di anni, da 1 g di *U* in 9 milioni di anni: la quantità di *He* trovata, confrontata con la quantità di *U* o di *Th* da cui è stata generata (o col *Pb* residuo), consentirebbe quindi di ricavare la durata del processo. Senonché pure il metodo dell'*He* cade in difetto, perché l'*He* sfugge dalle rocce anche successivamente alla loro solidificazione, con una facilità maggiore di quanto si riteneva fino a pochi anni fa, ed in maniera imprecisabile. Ciò soprattutto per la pressione generata dall'*He* stesso in conseguenza del suo sviluppo, in seguito alla quale la roccia finisce per fendersi (come è confermato dall'aspetto sempre ricco di fratture dei minerali radioattivi).

Difatti, per esempio, un'uraninite del North Carolina, appartenente al Carbonifero superiore, nei suoi processi di disintegrazione radioattiva lungo i 230 milioni di anni della sua esistenza ha generato 18 cm<sup>3</sup> di *He* per g di minerale. Siccome 1 g di minerale occupa un volume di 0,10 cm<sup>3</sup>, l'*He* racchiuso in questo volume produrrebbe una pressione di 18 atmosfere. Naturalmente, la pressione sarebbe ancora notevolmente maggiore, perché lo spazio è tutto occupato dal minerale, rimanendo a disposizione dell'*He* solo gli interstizi nella struttura cristallina. È quindi chiaro che il minerale non può resi-

stere a queste pressioni, per cui si fende e permette alla maggior parte dell'*He* di disperdersi.

Da questa constatazione il metodo dell'*He* viene seriamente infirmato, per cui, senza entrare nei particolari, facciamo soltanto notare che i risultati che esso fornisce sono più che altro indicativi. Esso può essere perciò utile soltanto nel caso in cui si tratti di distinguere fra due epoche molto lontane nel tempo; ed in generale i valori che esso fornisce sono da considerarsi soltanto valori minimi.

Con grande cautela vanno quindi trattati anche i risultati, peraltro molto significativi, ottenuti da F. Paneth applicando il metodo dell'*He* a 24 meteoriti della collezione di Königsberg:

per 4 meteoriti:	età inferiore ai	500 milioni di anni			
» 4	»	:	» fra 500 e 1000	»	»
» 9	»	:	» 1000 » 2000	»	»
» 7	»	:	» 2000 » 3000	»	»

Con lo stesso metodo, applicato ad una meteorite iperbolica (cioè, di origine stellare) caduta in Polonia il 30 gennaio 1868, il Paneth ha ottenuto in questo caso 500 milioni di anni.

d) *Metodo degli isotopi per l'età delle rocce.* — Com'è noto, si chiamano *isotopi* elementi che hanno le stesse proprietà chimiche, ma peso atomico leggermente diverso: essi cioè hanno la stessa carica positiva del nucleo, e quindi lo stesso numero di elettroni periferici (da ciò l'identità delle proprietà chimiche, e anche della maggior parte delle proprietà fisiche), ma differiscono per la massa del nucleo. La maggior parte degli elementi risulta dalla somma di due o più isotopi. Lo spettrografo di massa, ideato dall'Aston, permette di determinare massa e proporzione dei vari isotopi.

Il *Pb* comune risulta composto di 4 isotopi, di numero di massa 204, 206, 207 e 208, che oggi si trovano generalmente nella proporzione della Tabella I che segue. Per l'*U* si conoscono due isotopi,  $U^{235}$  e  $U^{238}$ , la cui proporzione odierna è 1:139.

Si vede dalla tabella che il  $Pb^{204}$  non è generato per disintegrazione nucleare, o almeno che questa è stata molto più rapida delle altre ed è terminata prima della formazione della crosta terrestre. Esso dà quindi la misura del *Pb* presente di origine non radioattiva, il che — come vedremo — è molto utile per eliminare una delle difficoltà principali. Purtroppo la sua proporzione è sempre talmente piccola (v. Tabella I), che la sua misurazione con lo spettrografo di



massa richiede grandi cautele ed un'accurata eliminazione preliminare delle impurità.

Risulta inoltre chiaramente che se il *Th* è assente, tutto il  $Pb^{208}$  dev'essere di origine non radioattiva. In questo caso quindi non è necessario calcolare l'ammontare del *Pb* non radioattivo dall'isotopo 204, che è piuttosto raro, ma basta una determinazione dell'isotopo 208. Anche una determinazione chimica dei pesi atomici porterà

TABELLA I — *Isotopi del Pb*

Isotopo	%	Originato da	Periodo <i>T</i> (10 <sup>9</sup> anni)	Atomi di He perduti
$Pb^{204}$	1,4	—	—	—
$Pb^{206}$	25,3	$U^{238}$	4,51	8
$Pb^{207}$	21,2	$U^{235}$	0,707	7
$Pb^{208}$	52,1	$Th^{232}$	13,9	6

allo stesso risultato. Difatti, mancando il *Th*, il *Pb* radioattivo sarà quasi tutto di numero di massa 206, e il peso atomico sarà pure prossimo a 206, se non è presente altro *Pb* comune.

La determinazione separata degli isotopi è però il metodo più sicuro, in quanto consente, come ora vedremo, di eliminare almeno in parte al grave inconveniente dell'eventuale dispersione di *Pb* o di *U*. Risulta infatti dalla Tabella I che i due isotopi di *U* hanno periodo molto diverso: mentre gli atomi di massa 238 richiedono 4,51 · 10<sup>9</sup> anni perché la metà del loro numero si disintegri, questo tempo è di soli 0,707 · 10<sup>9</sup> anni per gli atomi di massa 235, cioè 6,4 volte minore. Ne consegue che la proporzione fra i due isotopi è variata col tempo: dal valore attuale di 1:139 per il rapporto di  $U^{235}/U^{238}$ , si sale al valore 1:129 a 100 milioni di anni fa, e di 1:62 a 1 miliardo di anni fa.

Di conseguenza anche il rapporto della produzione di atomi di  $Pb^{206}$  e  $Pb^{207}$  è variato col tempo: e quindi la loro proporzione attuale è una misura del periodo di tempo lungo il quale il *Pb* è formato. Questo rapporto  $Pb^{207}/Pb^{206}$  per il *Pb* generato dall'*U* è oggi 0,046, ma era 0,104 un milione di anni fa. Un minerale formatosi un milione di anni fa avrà quindi prodotto entrambi i *Pb* durante la sua esistenza, ed il *Pb* che esso contiene oggi avrà una composizione



che sarà una media di quella formatasi lungo tutto il periodo di tempo: questo rapporto è 0,072 nel caso menzionato. *La proporzione di  $Pb^{207}$  è quindi una misura di età, ed è possibile calcolare l'età di un minerale dalla costituzione isotopica del suo  $Pb$ , senza alcun dato chimico o alcuna informazione sull'ammontare dell' $U$  presente.*

Si hanno in definitiva tre metodi per ricavare l'età di un minerale dalla sua analisi chimica e dalla costituzione isotopica del suo  $Pb$ :

- I metodo: dal rapporto  $U/Pb^{206}$ ;  
 II » : » »  $Th/Pb^{208}$ ;  
 III » : » »  $Pb^{207}/Pb^{206}$ .

Il I° metodo si traduce quantitativamente nelle formule seguenti: ammettendo che ad un istante  $t=0$  si abbia una certa quantità di  $U$  costituita da  $n_0$  atomi tutti uguali, ed indicando con  $n (< n_0)$  il numero degli atomi di  $U$  ancor presenti dopo un certo tempo  $t$ , la legge che esprime la variazione di  $n$  col tempo  $t$  è la seguente:

$$n = n_0 \cdot e^{-\lambda t},$$

dove  $\lambda$  è la costante di disintegrazione. Considerando che la quantità di  $U$  disintegrata è uguale alla quantità di  $Pb$  generata dalla disintegrazione, moltiplicata per il rapporto dei pesi atomici dell' $U$  e del  $Pb$ :

$\frac{238}{206} = 1,155$ , si ottiene:

$$\frac{Pb_t}{U_t} \cdot 1,155 = \frac{n_0 - n}{n} = e^{\lambda t} - 1,$$

dove con  $Pb_t$ ,  $U_t$  abbiamo indicato le quantità di  $Pb$  e di  $U$  che si determinano con l'analisi chimica.

Della precedente si ricava:

$$e^{\lambda t} = 1 + \frac{Pb_t}{U_t} \cdot 1,155$$

da cui

$$t = \frac{1}{\lambda} \log \left( 1 + 1,155 \frac{Pb_t}{U_t} \right).$$

Tenendo conto che per l' $U^{238}$  la costante  $\frac{1}{\lambda} (= \frac{T}{0,693} = \tau$ , « vita media » assume (<sup>7</sup>) il valore di  $6,511 \cdot 10^9$  anni, e passando ai logaritmi decimali, la precedente diventa in definitiva:

TABELLA II

Località	Minerale	Periodo Geologico	Età (10 <sup>6</sup> anni)			Pb <sup>204</sup> %
			Pb <sup>206</sup> U	Pb <sup>208</sup> Th	Pb <sup>207</sup> Pb <sup>206</sup>	
Woods Mine, Colorado . . . . .	pechblenda	Cretaceo sup.	57	—	—	47
Gilpin County, Colorado . . . . .	»	Cretaceo sup.	59	—	—	51
Jachimov, Cecosl. . . . .	»	Permiano inf.	227	—	140	43
Brevig, Norvegia . . . . .	torite	» »	243	235	—	4
Glastonbury, Conn. . . . .	samarskite	Devoniano sup.	253	266	280	9
Bedford, N. Y. . . . .	cirtolite	Ordoviciano sup.	361	—	375	3
Bedford, N. Y. . . . .	»	Ordoviciano sup.	341	—	300	6
Güllhøgen, Svezia . . . . .	kolm	Cambriano sup.	388	—	770	4

TABELLA III

Località	Minerale	Età (16 <sup>6</sup> anni)			Pb <sup>204</sup> %
		Pb <sup>206</sup> /U	Pb <sup>208</sup> /Th	Pb <sup>207</sup> /Pb <sup>206</sup>	
Parry Sound . . . . .	tucholite	260	240	430	2
Beaver Lodge Lake, Canada . . . . .	pechblenda	330	—	460	4
Ceylon . . . . .	torianite	530	460	480	0
Morogoro . . . . .	uraninite	800	—	600	0
Katanga . . . . .	pechblenda	620	—	610	0
Katanga . . . . .	»	580	—	620	0
Katanga . . . . .	»	—	—	610	0
Besner, Ontario . . . . .	uraninite	760	790	820	0
Pieds-des-Monts, Quebec . . . . .	cleveite	880	—	900	3
Parry Sound . . . . .	uraninite	1.000	940	1.030	0
Wilberforce, Ontario . . . . .	»	1.080	980	1.030	1
Norvegia . . . . .	cleveite	1.080	840	1.090	0
Mt. Isa, Australia . . . . .	monazite	—	1.000	1.190	3
Las Vegas, Nuovo Mexico . . . . .	monazite	1.730	770	1.340	2
Lago del Grande Orso (Canada) . . . . .	pechblenda	1.250	—	1.420	4
Huron Claim, Manitoba . . . . .	monazite	3.180	1.830	2.570	1

$$t = 14,99 \log_{10} \left( 1 + 1,155 \frac{Pb_t}{U_t} \right) \text{miliardi d'anni. [1]}$$

Analogamente si ha per il II° metodo:

$$t = 46,18 \log_{10} \left( 1 + 1,115 \frac{Th_t}{U_t} \right) \text{miliardi d'anni. [2]}$$

Si può facilmente vedere che l'effetto di un'eventuale dispersione di *Pb* e di *U* è molto minore nel III° metodo che non nel I° e nel II°; e quindi se i risultati dei tre metodi coincidono si ha una prova manifesta che non c'è stata dispersione apprezzabile.

Relativamente pochi sono i minerali cui fino ad oggi questi metodi sono stati applicati; essi sono raccolti nelle Tabelle II e III (2). I dati di queste stabelle sono dovuti a Nier ed ai suoi collaboratori.

A questi sono da aggiungere i seguenti risultati raccolti dallo Holmes.

TABELLA IV

Località	Minerale	Periodo geologico	Età (10 <sup>6</sup> anni)
Messico . . . . .	uraninite	Terziario sup.	34
Idaho . . . . .	brannerite	Terziario sup.	35
Giappone . . . . .	ishikawaite	Giurese	123
North Carolina . . . .	uraninite	Carbonifero sup.	232
Slesia . . . . .	pechblenda	Carbonifero inf.	269
Fitchburg, Mass. . . .	uraninite	Ordoviciano sup.	349
Branchville, Conn. . .	uraninite	Ordoviciano sup.	371

In conclusione, possiamo dire che questi metodi, e specialmente l'ultimo, si possono considerare molto più precisi di tutti gli altri precedentemente esposti, per cui i risultati con essi raggiunti sono da riguardarsi con sufficiente fiducia. Questi sono raccolti nel capoverso che segue. Quantunque il loro numero sia troppo piccolo per non dare altro che un'idea generale sull'ordine di grandezza dei vari pe-

riodi geologici, pure se ne può trarre qualche interessante conclusione.

e) *Età geologiche.* — Assumendo per ascisse il massimo spessore dei depositi accumulati in ogni periodo secondo i dati di A. Holmes, il Bullard <sup>(2)</sup> riporta in ordinate i valori delle età dei campioni di cui alle Tabelle II, III e IV precedenti, e trova che essi si dispongono con sufficiente approssimazione attorno ad una retta, cui corrisponde il valore di 38,713 anni/cm per il rapporto di sedimentazione. Su questa base è calcolata la seguente Tabella V per la durata dei periodi geologici fino al Cambriano. Questo metodo è probabilmente il più sicuro per ricavare dall'insieme finora piuttosto esiguo dei risultati ottenuti coi metodi radioattivi una rappresentazione completa delle età geologiche.

TABELLA V

Era	Periodo	Massimo spessore dei depositi (km)	Durata (10 <sup>6</sup> anni)	Età (dall'inizio) (10 <sup>6</sup> anni)	Durata dell'era (10 <sup>6</sup> anni)
Quaternaria	Olocene (attuale)	1,2	(1÷5) (*)	(5)	(5)
	Pleistocene				
Terziaria	Pliocene	4,0	15	20	74
	Miocene	6,4	25	45	
	Oligocene	4,6	18	63	
	Eocene	4,3	16	79	
Secondaria	Cretaceo	19,5	76	155	129
	Giura	6,1	23	178	
	Trias	7,6	30	208	
Primaria	Permiano	4,0	15	223	218
	Carbonifero	12,2	47	270	
	Devoniano	11,3	44	314	
	Siluriano	4,6	18	332	
	Ordoviciano	12,2	47	379	
	Cambriano	12,2	47	426	

(\*) Il Quaternario è incluso solo per completare la tabella, ma le condizioni eccezionali dovute alle varie fasi dell'epoca glaciale riducono di molto l'attendibilità delle induzioni.



f) *Metodo per la determinazione dell'età della crosta terrestre.*

— I metodi degli isotopi sopra esposti consentono di determinare l'età di rocce radioattive, con pochissimo *Pb* pre-esistente, dalla durata della radioattività in esse sviluppatasi *dopo* la sedimentazione del minerale. Invece il metodo che ora esporremo, con qualche lieve modifica rispetto all'originale, consente di ricavare, attraverso l'esame *comparativo* di minerali di *Pb non radioattivi* (principalmente galene, *PbS*), di cui si conosce l'età della deposizione e la cui composizione non è da allora più variata, la durata della radioattività sviluppatasi nella crosta terrestre *prima* della deposizione del minerale. L'età di queste galene si conosce esattamente attraverso lo studio del terreno nel quale si sono depositate. Inoltre, come abbiamo visto, le galene di origine recente hanno molto *Pb* di origine radioattiva e il  $Pb^{206}$  è più abbondante; le galene antiche hanno invece una percentuale minore di isotopi 206 e 207, e il 207 predomina.

Il fondamento di questo metodo, dovuto ad A. Holmes (4), sta nell'ammissione che agli inizi della formazione della crosta terrestre il *Pb* sia stato omogeneo, di composizione isotopica ben definita (ma a priori *incognita*).

Successivamente le radioattività locali, molto diverse a seconda delle regioni, hanno depositato altro *Pb* di origine radioattiva nell'interno delle rocce. Nel corso dei millenni, in epoche diverse, certe porzioni della crosta terrestre si sono fuse, per fenomeni di compressione locale, e al fondo di questo magma fluido si è depositato tutto il *Pb* (sia quello originario che quello generato dalla radioattività), per il suo peso specifico maggiore ( $\rho \cong 11$ , a differenza di  $\rho \cong 3$  per le rocce), dando così origine a minerali di *Pb* (principalmente galene). Questi, non essendo più associati a elementi radioattivi, hanno conservata invariata la loro composizione, la quale è quindi funzione sia del *Pb* originale, sia del tempo trascorso fra la formazione della crosta terrestre e la deposizione del minerale considerato, sia delle circostanze locali (abbondanza di elementi radioattivi nel volume considerato).

Confrontando campioni diversi con le caratteristiche ora descritte, si può eliminare la terza incognita (abbondanza locale di elementi radioattivi), e risolvere il problema rispetto alle altre due, ricavando così la composizione del *Pb* originale e i tempi necessari per trasformarlo nei diversi campioni di galena analizzati; questi tempi, aggiunti all'età di ciascuna galena, devono dare un risultato unico: l'età della crosta terrestre.



Il procedimento è il seguente. Consideriamo una galena  $A$ , di età nota  $t_1$ , e siano  $a$ ,  $b$  le percentuali ad essa relative di  $Pb^{206}$  e  $Pb^{207}$ , trovate con l'analisi fisico-chimica. Indichiamo poi con  $t_0$  (incognito) l'età della crosta terrestre, e con  $x_0$ ,  $y_0$  la composizione del suo  $Pb$  originale (all'età  $t_0$ ).

Non conoscendo la quantità di  $U$  nella regione considerata, non è possibile calcolare le quantità  $(a - x_0)$  e  $(b - y_0)$  di isotopi 206 e 207 generate dall' $U$  nel tempo  $(t_0 - t_1)$ . È invece possibile calcolare il rapporto

$$\frac{b - y}{a - x} = r, \quad [3]$$

il quale, come abbiamo visto, è funzione (nota) dell'intervallo  $(t - t_1)$ , e quindi di  $t$ . Abbiamo così una funzione di due variabili  $(t, r)$ , che si potrà rappresentare — con riferimento ad un sistema di assi coordinati cartesiani — mediante una curva, molto prossima ad una retta.

Il calcolo va impostato come segue. Indicando con  $p_0$  e  $p'_0$  il numero di atomi di  $U^{238}$  e  $U^{235}$  presenti nella roccia  $A$  quando essa solidificò all'età  $t_0$ , all'età  $t_1$  sarà stato:

$$\begin{aligned} p &= p_0 e^{-\lambda(t_0 - t_1)} \\ p' &= p'_0 e^{-\lambda'(t_0 - t_1)} \end{aligned} \quad [4]$$

dove  $\lambda$  e  $\lambda'$  sono le costanti di disintegrazione dell' $U^{238}$  e  $U^{235}$ .

Ogni atomo di  $U^{238}$  si trasformerà in uno di  $Pb^{206}$ , ed ogni atomo di  $U^{235}$  in uno di  $Pb^{207}$ . Indicando allora con  $x_0$  e  $y_0$  il numero iniziale di atomi di  $Pb^{206}$  e  $Pb^{207}$ , i numeri  $a$  e  $b$  di atomi all'età  $t_1$  saranno stati:

$$\begin{aligned} a &= x_0 + p_0 (1 - e^{-\lambda(t_0 - t_1)}) \\ b &= y_0 + p'_0 (1 - e^{-\lambda'(t_0 - t_1)}) \end{aligned} \quad [5]$$

Poiché interessano solo le quantità relative, si può pensare che  $a$ ,  $b$ ,  $x_0$ ,  $y_0$ ,  $p_0$ ,  $p'_0$  rappresentino non il numero assoluto di atomi, ma il numero di atomi relativo al  $Pb^{204}$ , la cui quantità è rimasta costante nel tempo non essendo prodotto per disintegrazione di  $U$  o di  $Th$ .

Indicando con  $1/\alpha$  il valore (noto) del rapporto *attuale* ( $t_1 = 0$ ) di  $U^{235}$  e  $U^{238}$ , dalle [4] si ricava:

$$\alpha = \frac{P}{P'} = \frac{P_0}{P'_0} \cdot e^{(\lambda' - \lambda)t_0}$$

e quindi dalle [5]

$$\frac{a - x_0}{b - y_0} = \alpha \cdot \frac{e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_1}}{e^{\lambda' t_0} - e^{\lambda' t_1}} \quad [6]$$

In questa equazione  $\alpha$ ,  $\lambda$  e  $\lambda'$  sono costanti note, ed anche  $t_1$  è noto;  $a$  e  $b$  si misurano con lo spettrografo di massa; sicché rimangono le tre incognite  $x_0$ ,  $y_0$  e  $t_0$ .

Una seconda galena  $B$ , di età (nota)  $t_2$  diversa dalla prima, per la quale i risultati dell'analisi siano  $a'$ ,  $b'$ , consentirà di calcolare nuovamente il rapporto

$$\frac{b' - y}{a' - x} = r' \quad [7]$$

in funzione del tempo  $t - t_2$ , e quindi di rappresentare graficamente la funzione  $r' = f(t)$ , mediante una seconda curva nel piano coordinato  $(t, r)$ .

Il punto d'incontro di queste due curve fornirà l'età  $t_0$  cercata. Calcolati allora in corrispondenza i due valori di  $r$ ,  $r'$ , le equazioni [3], [7] costituiranno un sistema di due equazioni nelle due incognite  $x$  e  $y$ , dalla cui soluzione si otterranno i valori di queste all'età  $t_0$ .

Ripetendo il calcolo per più campioni, si otterrà un insieme di punti, il cui baricentro (nell'ipotesi che a tutti si possa attribuire lo stesso peso) darà il valore più probabile per le quantità cercate.

A. Nier ed i suoi collaboratori hanno determinato con grande precisione la composizione dei 24 campioni di minerali di  $Pb$  di cui alle Tabelle II e III precedenti. Questi provengono da località molto distanti le une dalle altre, le loro età sono sicure e l'intervallo che esse ricoprono è il più ampio possibile. A. Holmes ha scelto fra questi i cinque campioni meglio studiati — fra i più antichi della raccolta — ed ha applicato il metodo primitivo non modificato <sup>(4)</sup>. Questo consiste nel risolvere l'equazione [6] prendendo una coppia di minerali, eliminando  $y_0$  e risolvendo per  $x_0$  per una serie di determinati valori di  $t_0$ : ne risulta una curva  $(x, t)$ ; ripetendo il procedimento per un'altra coppia, si ottiene in corrispondenza una seconda linea rappresentativa, il cui punto di intersezione con la prima dà i valori di

$x_0$  e di  $t_0$  cercati. Dall'applicazione alle coppie più attendibili, A. Holmes ha ottenuto il seguente risultato:

$$t_0 = 3350 \pm 250 \text{ milioni d'anni.}$$

Quantunque il metodo sia criticabile in quanto le coppie non sono indipendenti, pure il risultato pare molto attendibile, perché la rappresentazione grafica della frequenza delle soluzioni ha l'aspetto, simmetrico attorno al valore sopra riportato, di una curva di Gauss; e la precisione è molto buona, l'errore relativo essendo del 7%. Le percentuali originali più probabili per gli isotopi 206 e 207 sono in corrispondenza le seguenti:

$$x_0 = 11 \quad , \quad y_0 = 13,5 \quad .$$

Di questo avviso non sembra invece essere H. Jeffreys, il quale — come apprendiamo in (8) — ha sottoposto i dati precedenti ad una discussione critica col risultato che, a seconda delle premesse, l'età della Terra può essere compresa fra  $1250 \pm 170$  milioni d'anni e  $4000 \pm 370$  milioni d'anni.

Dopo aver completato queste note, abbiamo ricevuto una nuova pubblicazione di Bullard e Stanley (9), nella quale viene esposta una ulteriore modifica al procedimento primitivo di A. Holmes, adattandolo alla applicazione del metodo dei minimi quadrati. Ciò si ottiene scrivendo la [6] nella forma seguente:

$$(a_s - x_0) (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_s}) - \alpha (b_s - y_0) (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_s}) = \varepsilon_s, \quad [8]$$

dove gli indici  $s$  indicano i risultati per il campione di minerale  $s$ -esimo, ed  $\varepsilon_s$  è una quantità molto piccola, che sarebbe nulla se la [6] fosse esattamente soddisfatta.

Assumendo per le costanti i seguenti valori:

$$\alpha = 139 \quad , \quad \lambda = 1520 \cdot 10^{-4} \quad , \quad \lambda' = 972 \cdot 10^{-4} \quad ,$$

con l'unità di tempo  $10^6$  anni, il Bullard raggruppa insieme quei campioni di minerali utilizzati dallo Holmes che provengono dalla stessa località ed hanno la stessa età; la [8] dà luogo allora a 13 equazioni indipendenti, che risolte col metodo dei minimi quadrati, forniscono (dopo eliminazione di due equazioni i cui dati appaiono anomali) i seguenti risultati:

$$\begin{aligned}x_0 &= 11,86 \pm 1,47 \\y_0 &= 13,86 \pm 0,56 \\t_0 &= 3290 \pm 200 \text{ milioni di anni.}\end{aligned}$$

Come si vede, essi coincidono praticamente con i risultati di A. Holmes, per cui ci sembra che si possa riguardare con sufficiente fiducia il metodo da questi seguito ed i risultati con esso ottenuti.

§ 5. — *Discussione sull'attendibilità dei metodi radioattivi.* — Alla base dei metodi radioattivi è l'ammissione che la costante di disintegrazione  $\lambda$  si sia mantenuta rigorosamente *costante* per tutto l'intervallo di tempo considerato. Ciò si può, fortunatamente, provare per mezzo degli *aloni pleocroici*. Sono questi degli anelli concentrici oscuri, molto regolari, che si possono mettere in evidenza col microscopio nella mica ed in altri minerali quale risultato dell'azione dei nuclei di *He* o particelle  $\alpha$  emessi da tracce di sostanze radioattive (in certi casi con la frequenza di solo uno per anno). L'accumulazione di queste particelle genera, per effetto della ionizzazione, un annerimento, che è massimo dove è massima la ionizzazione, cioè verso la fine della traiettoria della particella  $\alpha$ ; si ha quindi un oscuramento maggiore al centro ed al bordo dell'alone, ed il raggio di ogni alone corrisponde al tragitto medio delle particelle  $\alpha$  emesse dalle tre differenti serie radioattive. Con l'emissione di un determinato numero di particelle  $\alpha$ , si è riusciti ad ottenere sperimentalmente anelli della stessa intensità di quelli più antichi: e gli anelli sono altrettanto nettamente marcati come nelle antichissime niche naturali.

Il tragitto medio delle singole particelle emesse da sostanze radioattive non è quindi variato col tempo. Poiché il tragitto medio dipende dalla velocità con cui le particelle sono emesse, e questa è legata alla costante di disintegrazione, si ha così una prova diretta che questa non è variata nel corso dei periodi geologici. Gli aloni pleocroici non si prestano invece per determinare con sufficiente precisione l'età dei minerali.

Inoltre, siccome la velocità di emissione delle particelle  $\alpha$  dipende da forze interne al nucleo (forze, cioè, il cui effetto principale è confinato entro un ordine di grandezza di  $10^{-13}$  cm), mentre le forze che le arrestano sono di specie completamente diversa, cioè forze fra le particelle  $\alpha$  e gli elettroni ed i nuclei della mica (forze, quindi, della stessa specie delle solite forze chimiche, a distanze dell'ordine di  $10^{-8}$



cm), si ha così anche una prova che *le costanti fondamentali della fisica non sono cambiate nel corso dei periodi geologici sopra menzionati.*

Questo risultato è essenziale, in particolare, per le teorie cosmogoniche, e attribuisce alla Geologia nuova importanza <sup>(2)</sup>, includendola fra le Scienze cosiddette « fondamentali ». Per studiare l'Universo nei suoi primi stadi non è quindi più necessario basarsi solamente sull'osservazione di stelle così distanti che la luce da esse allora emessa ci pervenga appena ora: ma si possono esaminare anche le rocce pre-cambriane, alcune delle quali possono contenere prove cosmologiche importanti non meno di quelle offerte dall'Astronomia. È da auspicare quindi che l'interesse per queste ricerche si diffonda, e che aumenti il numero delle nostre conoscenze nella fisica teorica e sperimentale del periodo pre-Cambriano.

§ 6. — *Età della Terra.* — Con i metodi sopra esposti si è riusciti a determinare in maniera sufficientemente attendibile l'età della crosta terrestre. Si ha con ciò evidentemente un limite inferiore per l'età della Terra. Ora, alcuni autori anche moderni <sup>(3)</sup> opinano che, dall'origine della Terra alla formazione delle prime scorie solide alla sua superficie, non appena la temperatura esterna è scesa sotto i 1500° C, il tempo trascorso sia stato molto breve, relativamente al periodo di tempo successivo: per es., non più di un milione d'anni. E definiscono senz'altro, con Lord Kelvin, per « età della Terra » il tempo intercorso, fino ad oggi, dall'epoca in cui essa, raggiunto uno stato di equilibrio termico in tutta la massa, ha cominciato a solidificarsi.

Non ci sembra però di poter accettare questa affermazione, soprattutto per il fatto di aver trascurato in questo computo le sorgenti d'energia di origine interna, fra le quali dobbiamo annoverare come principale la radioattività naturale. È noto infatti che ad essa sembra doversi attribuire la maggior parte del calore solare, e del calore interno terrestre; e che lo sviluppo di energia nucleare per disintegrazione atomica è enorme: senza ricorrere ad un'analisi quantitativa — che del resto avrebbe un valore puramente indicativo, non conoscendosi la quantità di sostanze radioattive nell'interno della Terra, né la loro distribuzione — sembra lecito poter affermare che una parte non trascurabile del calore perduto dalla Terra viene compensata da questa sorgente di energia interna. E poiché è da ammettere che i fenomeni radioattivi interni siano stati molto più intensi nei



tempi passati, dato che molte sostanze radioattive hanno una vita relativamente breve, per cui oggi hanno già raggiunto il limite inferiore del loro processo di degradazione, trasformandosi nei residui non radioattivi, è chiaro che il divario fra calore perduto dalla Terra e calore di origine interna deve essere stato sempre più piccolo quando si vada verso le origini della Terra: per cui, inversamente, il tempo per il raffreddamento deve essere stato proporzionalmente più lungo.

Su questa base potrebbe sembrare non del tutto assurda l'affermazione che molto probabilmente il tempo trascorso dall'origine della Terra alla solidificazione delle prime rocce nella crosta è dello stesso ordine di grandezza dell'età della crosta terrestre.

D'altra parte, la meccanica gravitazionale del sistema solare (attraverso considerazioni sui fenomeni di risonanza o di quasi risonanza fra i moti dei corpi celesti che lo costituiscono; e su altri, quali la genesi del sistema solare per incontro del Sole con un'altra stella) porta a conclusioni <sup>(1)</sup> che confermano questa ipotesi: è *probabile che l'età del sistema solare non sia inferiore a  $10^{10}$  anni*. In questo caso, l'età della crosta terrestre diverrebbe solo una piccola frazione dell'età del sistema solare.

Ad ogni modo, anche facendo astrazione da queste considerazioni, si può senz'altro ammettere che il valore di 3,3 miliardi di anni rappresenti l'estremo inferiore per l'età della Terra. Questo risultato è già di per sé molto importante, perché così anche l'Universo deve avere un'età di almeno 3,3 miliardi di anni: l'ipotesi della sua espansione, supposta uniforme, cade allora in difetto, dato che per questa esso sarebbe stato condensato, con raggio quasi nullo, circa 2 miliardi di anni fa. Naturalmente non c'è motivo di credere che l'espansione sia sempre stata uniforme, ma tutte le teorie cosmogoniche dell'Universo in espansione ammettono che circa 2 miliardi di anni fa sia stata una data critica, e per la maggior parte di esse date anteriori a questa non hanno significato.

Abbiamo appunto riportato questi esempi per far vedere come l'età della Terra costituisca un criterio molto preciso per la discussione in questo genere di problemi. E quanto sia perciò importante perseverare nelle ricerche per una sua determinazione sempre migliore.

## RIASSUNTO

Sulla base soprattutto di due recenti lavori del Bullard (1944) e dello Holmes (1947) viene esposto lo stato attuale del problema dell'età della Terra. I risultati più attendibili per le età geologiche e per l'età della crosta terrestre si ottengono con i vari metodi degli isotopi, opportunamente elaborati. Questi metodi vengono esposti e discussi, apportando a quelli basati sul rapporto  $U/Pb^{206}$  o  $Th/Pb^{208}$  alcune piccole correzioni nei coefficienti numerici suggerite dai valori attuali per i periodi della radioattività, indicando per quello basato sul rapporto fra gli isotopi del Pb una modifica nello svolgimento. Secondo questo metodo, l'età della crosta terrestre risulterebbe di 3,3 miliardi di anni. Questo risultato sembra ormai sufficientemente attendibile per non essere trascurato dalle varie teorie cosmogoniche secondo cui l'Universo esisterebbe soltanto da circa 2 miliardi di anni.

## BIBLIOGRAFIA

- (<sup>1</sup>) KNOFF A., SCHUCHERT CH., KOVARIK A. F., HOLMES A. e BROWN E. W.: *The age of the Earth*. Physics of the Earth, IV, 488 pg., Bull. Nat. Res. Coun., n. 80, Washington, June 1931.
- (<sup>2</sup>) BULLARD E. C.: *Geological Time*. Mem. Manchester Lit. Phil. Soc., vol. 86, pg. 55-82, febr. 1944.
- (<sup>3</sup>) COUDERC P.: *L'age de la Terre*. L'Astronomie, v. 62°, pg. 305-315, nov.-dic. 1948.
- (<sup>4</sup>) HOLMES A.: *The age of the Earth*. Endeavour, VI, 23, 99-108, luglio 1947.
- (<sup>5</sup>) VERCELLI F.: *Sul gradiente termico alla superficie dei pianeti e sulla loro temperatura interna*. Atti R. Acc. Sc. Torino, vol. 49, 28 pg., 11 gennaio 1914.
- (<sup>6</sup>) EVANS R. D. e GOODMAN C.:  $\alpha-H_e$  Method for determining Geological Ages. Phys. Rev., 65°, 78, 216-227, April 1944.
- (<sup>7</sup>) GOODMAN C.: *Geological Applications of Nuclear Physics*. Journ. Applied Physics, 13°, 276-289, May 1942.
- (<sup>8</sup>) Canadian Geophysical Bull., II, 3, pg. 36, 1948.
- (<sup>9</sup>) BULLARD E. C. e STANLEY J. P.: *The age of the Earth*. Veröff. Finn. Geod. Inst., n. 36, 33-40, Helsinki 1949.