

INTRODUCCIÓ

En aquest treball es parlarà dels mètodes de datació geològica a partir d'isòtops cosmogènics. Els isòtops són elements que comparteixen el mateix nombre atòmic però canvia el nombre màssic. En el cas concret dels cosmogènics, són isòtops produïts per reaccions nuclears causades per rajos còsmics. Alguns d'ells tenen períodes molt curts a l'atmosfera ja que són expulsats per part de la precipitació o, pel contrari, s'hi mantenen durant molt de temps; tot això depèn de les propietats de cadascun d'aquests isòtops que s'explicaran amb més detall més endavant.

D'isòtops cosmogènics en tenim de molts tipus diferents però els principals serien L'Ar39, el Be10, el Ca41, el C14 i l'Al26.

Però abans d'entrar en l'explicació dels tipus de mètodes i en totes les vessants on són aplicables, s'explicaran tots els intents de datacions que investigadors han fet des de l'inici fins a l'actualitat, des de teories religioses fins a teories molt avançades i actuals. Els primers que van intentar fer estudis geològics eren alguns filòsofs grecs entre els quals destacava Xenòfanes de Colofó (570–470 a.C.), que va ser el primer que va adonar-se que els fòssils eren proves de vida anterior primitiva. Amb l'inici del Cristianisme van aparèixer moltes teories de l'origen de la vida i van ser molts els religiosos que van portar a terme les seves pròpies deduccions, els més importants dels quals van ser:

–**Teòfil d'Antioquia** (115–183 d.C.): creia que la creació de la Terra va tenir lloc cap al 5529 a.C.

–**Martín Lutero** (1483–1546): Segons ell, la edat de la creació va ser exactament 4000 anys a.C.

–**James Usher**: arquebisbe que va basar la creació exclusivament en idees bíbliques i, segons ell, la creació es va donar l'any 4004 a.C.

Saltant molt en el temps s'arriba al segle XVII on es comencen a oblidar les teories religioses i es comença a entrar en les teories naturalistes entre els quals destacaven:

–**Robert Hooke** (1637–1703): químic i físic anglès que va descobrir que els fòssils no només eren representacions d'una vida anterior primitiva sino que descriuen també els canvis que la Terra havia sofert al llarg de tota la seva història i eren la base de tota la geocronologia.

–**Emmanuel Kant** (1724–1804): Va observar que la duració dels dies no ha estat sempre la mateixa sino que augmenta gràcies a les marees. El 1755 proposa una hipòtesi segons la qual si la llum del sol prové de la combustió ordinària, s'hauria consumit solament en uns 1000 anys.

–**Jorge Luis Leclerc Buffon** (1707–1788): Conjuntament amb un altre investigador anomenat Duhamel, van començar a treure estudis sobre un mètode de datació molt utilitzat anomenat DENDROCRONOLOGIA, que consisteix en comptar el nombre d'anells del creixement del tronc d'un arbre per a esbrinar l'edat de l'arbre. Si alguns dels anells presenta un caràcter distintiu es poden entrellaçar dades de diferents arbres que se solapin en el temps. D'aquesta manera s'ha pogut arribar a uns 8000 anys a.C.

El 1760 va analitzar el ritme de fusió i refredament de les boles de ferro i va suposar que a l'interior de la Terra, degut a la seva gran densitat, hi hauria un gran nucli de ferro i va calcular el temps que hauria tardat en refredar-se. Ambh els seus estudis va obtenir una xifra de 75000 anys.

–**Soulavie Giraud**: Investigador que va publicar el 1793 un document en el qual, segons ell, una colada volcànica podia durar uns 6 Ma. També va observat un fet important: els fòssils tenen una repartició fixa en

les capes geològiques.

Entrant ja en el segle XVIII alguns pocs començaven a adonar-se que la Terra era molt més antiga del que s'havia cregut fins llavors, però la veritat és que la idea generalitzada era que les roques sedimentàries s'havien dipositat durant el Diluvi Universal. Aquest pocs investigadors esmentats van començar a treure mètodes de datació geològica pròpiament dits per primera vegada; mètodes basats en la salinitat dels oceans, en la velocitat de sedimentació, en l'estratigrafia i paleontologia i en el refredament de la Terra i el Sol.

MÈTODES BASATS EN LA SALINITAT DELS OCEANS

–**Edmund Halley**: Va ser el primer en crear un mètode d'obtenció d'edats. El 1715 va mostrar la idea de calcular el temps necessari perquè s'hagi acumulat la sal dels oceans partint d'una aigua totalment dolça. Els oceans primitius, formats per condensació de l'atmosfera primordial no tenien sal. Aquesta ha estat dissolta en les roques pels rius i transportada als mars on es va concentrant. Per tant, és necessari esbrinar la quantitat de sals en dissolució que porten els rius, la quantitat de sal en el mar i deduir el temps necessari perquè no s'hagi acumulat aquesta sal. Halley no va realitzar aquests càlculs perquè va considerar que no disposava de suficients dades.

–**John Joly**: Científic Irlandès que, basant-se en el càlcul suggerit per Halley, va obtenir que es necessitarien uns 90 Ma per aconseguir que els mars arribessin a la salinitat actual. Actualment, amb la realització de càlculs posteriors s'ha deduït que el resultat és 400 Ma.

MÈTODES BASATS EN LA VELOCITAT DE SEDIMENTACIÓ

La idea que van utilitzar alguns autors va ser a de calcular el temps que haurien tardat en formar-se totes les roques sedimentàries de l'escorça terrestre. Es van dedicar a fer l'estudi principalment de dos paràmetres: les seqüències estratigràfiques i la velocitat de sedimentació. L'objectiu principal de tots ells era realitzar una estimació precisa d'una columna estratigràfica global per a tota la Terra. Les estimacions dels diferents autors van ser diverses; els dos més importants van ser:

–**J. Murray**: el 1913 va realitzar un càlcul de la velocitat de sedimentació d'uns 150 Km de roques sedimentàries arribant a la creació d'una columna estratigràfica global. Va obtenir una xifra d'uns 1500 Ma.

–**Charles Walcott**: Fa una seqüència estratigràfica global, arribant a la conclusió que podria haver-se sedimentat raonablement en uns 75 Ma.

MÈTODES BASATS EN L'ESTRATIGRAFIA I LA PALEONTOLOGIA

–**John Lehman** (1719–1767): Va realitzar una classificació de les roques dividint-les en tres grups principals:

- totes les roques sense fòssils (les més antigues)
- totes les roques amb fòssils (intermèdies)
- sediments sense compactar (els més recents)

–**Hutton** (–1790): Geòleg escocès que va publicar en el seu llibre *Theory of Earth* el 1785 una teoria per la qual es fenòmens geològics que s'observen actualment són els mateixos que configuraven la Terra en el passat i que la configuraran en el futur. Totes aquestes idees configuren la base de l' **Uniformitarisme**.

Les bases de l'Uniformitarisme dona un gir brutal a tota la concepció que es tenia fins llavors dels fenòmens geològics: s'adonen que el temps de formació geològicament parlant és gairebé il·limitat i, poc a poc, es van eliminant les teories bíbliques. Apareixen dues vessants clarament diferenciades: els Catastrofistes el màxim

impulsor de la qual era Cuvier i les teories Fonamentalistes comandades per Lamark.

–**Cuvier** (1769–1832): Tenia la concepció de que la formació de la Terra s'hauria donat per un conjunt de catàstrofes múltiples haurien destruït la vida totalment i després de cadascuna d'aquestes catàstrofes hauria existit una creació espacial, amb formes de vida lleugerament diferents de les anteriors. Segons ell, l'última d'aquestes catàstrofes s'hauria donat fa uns 6000 anys.

–**Lamark** (1744–1829): Creia en l'antiguitat de la Terra; aquestes teories de les lentes mutacions van suposar el principi d'una teoria que tindria molta importància en etapes posteriors: l'evolució per selecció natural elaborada per Darwin.

–**Darwin** (1809–1882): Publica la seva tan coneguda obra l'Origen de les espècies el 1859 en què dona un gir a totes les teories que fins llavors s'havien establert.

MÈTODES BASATS EN EL REFREDAMENT DE LA TERRA I EL SOL

–**Herman von Helmholtz**: Termodinàmic que va considerar que la base de l'edat de la Terra es devia a la lluminositat del sol. La seva idea era que les partícules tendrien a caure cap al centre i que l'energia potencial alliberada en aquella caiguda es convertiria en calor. Amb tot aquest conjunt d'idees va estimar que l'edat de la Terra devia estar entre 20 i 40 Ma.

–**William Thomson** (1824–1907): Va calcular l'edat de la Terra suposant que s'hauria refredat a partir d'un material fos. Va repetir aquests càlculs al llarg del temps donant-li resultats molt diferenciats. Segons ell, no hi havia cap font existent d'energia capaç de mantenir el sol calent per més de 20 Ma.

– **Chamberlin**: Director del departament de geologia de la universitat de Chicago que va contradir a William Thomson en l'afirmació de que, segons ell, no hi havia cap font existent capaç de mantenir el sol calent per més de 20 Ma. Segons Chamberlin, encara es podien descobrir noves fonts d'energia dintre de les partícules de la matèria i va establir una hipòtesi basada en les fonts atòmiques de calor per a poder explicar el ritme tan lent de refredament solar.

DESENVOLUPAMENT DE LA GEOCRONOLOGIA MODERNA

No va ser cap al 1985 que no van començar a aparèixer les primeres teories del que coneixem com a geocronologia moderna basada en mètodes radiomètrics i cosmogènics dels quals la peça fonamental en són els isòtops radiogènics i cosmogènics dels quals parlarem en aquest treball.

–**Roentgen**: El 1895 va descobrir els raigs X que estaven relacionats amb la luminiscència que produïen els rajos catòdics en algunes substàncies.

–**Henry Becquerel**: Va descobrir que el mineral d'urani emetia una radiació de forma contínua i sense necessitat d'estar excitat. Aquesta radiació penetrava en la matèria i provocava la conductivitat elèctrica dels gasos.

–**Pierre Curie** i la seva dona **Marie Curie** van descobrir dos elements nous, el poloni i el radi que serien les bases d'una de les teories més importants dels últims temps: la RADIATIVITAT. El 1902 van suggerir que el fenomen de la radioactivitat podia utilitzar-se com a cronòmetre.

–**Ernest Rutherford** (1871–1937): Químic que, interessat en el descobriment dels raigs X per part de Roentgen, va començar a estudiar aquesta emissió i el 1899 ja havia identificat tres tipus de radiacions que va anomenar α , β i γ .

El 1902, conjuntament amb **Soddy**, un altre químic van establir que la radiactivitat segueix una llei per la qual el nombre d'àtoms que es desintegren és proporcional al nombre d'àtoms presents i que, per tant, es pot estudiar per càlculs estadístics. Amb aquests estudis van portar a terme la LLEI FONAMENTAL DE LA RADIATIVITAT.

Conjuntament amb **Geiger**, un ajudant seu, van desenvolupar un mètode per a poder comptar les partícules emeses pels àtoms radiactius: el detector Rutherford–Geiger.

El 1919 va deduir que quasi tota la massa de l'àtom estava concentrada en el nucli. El nucli estava carregat positivament i ell ho va atribuir a unes partícules que va anomenar **protons**. Posteriorment va adonar-se que també existien partícules neutres.

–**B.B. Boltwood**: Químic americà que el 1907 va fer una sèrie de determinacions d'edats que variaven entre 410 i 535 Ma. Els seus estudis es basen en les relacions U/Pb per la qual a partir de la desintegració d'U es donava no només He sino també Pb. A partir del mètode U/Pb va assignar les edats absolutes a diferents períodes:

- Carbonífer (340 Ma)
- Devoniana (370 Ma)
- Precambrià (1025–1640 Ma)

–**Holmes**: El 1911 va realitzar una síntesi de tots els mètodes i coneixements de l'època. Va establir els principis bàsics, va recopilar totes les dades i va donar les proves que llavors existien de que la velocitat de desintegració era constant.

–**J.J. Thomson**: Científic que el 1897 va explicar que, segons ell, els rajos catòdics eren un flux de partícules carregades negativament els qual va anomenar **electrons**.

Més tard, el 1914 va iniciar el desenvolupament de la espectrometria de masses construint el primer dels espectròmetres que va denominar aparell de rajos positius.

Va confirmar experimentalment que el Ne estava format per dos tipus d'àtoms, el Ne20 i el Ne22. A aquests elements d'un mateix element però de diferent massa els va anomenar ISÒTOPS.

–**F.W. Aston**: Va perfeccionar el disseny de l'aparell de rajos positius elaborat per Thomson i el va denominar espectrògraf de masses. Aston va anar construint diferents espectrògrafs durant la resta de la seva vida i va fer nombrosos descobriments:

- Va descobrir 212 dels 287 isòtops naturals existents.
- El 1929 estudiant els isòtops de Pb va observar que era possible medir les proporcions relatives dels diferents isòtops d'un element.
- Va calcular les propietats atòmiques dels elements en funció de les propietats dels isòtops i de les seves abundàncies relatives.

–**Harold Urey** i tots els seus deixebles entre els quals destacava **G.J. Wasserburg**, van desenvolupar les tècniques de l'espectrometria de masses; el mateix Wasserburg va crear el mètode del K–Ar com a instrument de datació molt precís.

Cap al 1945 es va desenvolupar la tècnica de la dissolució isotòpica que permetia la dissolució quantitativa obtenint solucions enriquides en un determinat isòtop. Gràcies a aquesta tècnica es van poder aplicar els mètodes a minerals comuns poc abundants i poc enriquits.

Cap al 1950 les dades radiomètriques ja eren molt acceptades per la majoria de la societat i va ser a partir d'aquests anys quan es van començar a construir aparells amb els quals els geòlegs podien obtenir dades molt més precises dels seus respectius estudis.

A partir d'aquest moment hi va haver un abans i un després en la geocronologia ja que per primera vegada quan un algú geòleg no obtenia un resultat esperat, començava a **interpretar** les dades obtingudes.

Al principi es va pensar en anomenar **datació absoluta** al moment de formació d'una roca, però es van adonar que el mètode també ens podia donar molta més informació dels fenòmens que havien actuat en la roca i que, per tant, no era el nom més adient. Durant un temps es va anomenar **edats radiomètriques** però tampoc va acabar de convèncer. Actualment, es prefereix la denominació **edats isotòpiques** o **radioisotòpiques** ja que aquest terme suggereix que estan basades en les abundàncies dels isòtops produïts per desintegració radioactiva.

Durant tota l'etapa de la geocronologia s'ha pogut saber que l'edat del Sistema Solar és d'uns aproximadament 4600 Ma. Aquestes mesures s'han realitzat a partir de meteorits, una de les vessants molt importants en la datació geològica. En un apartat d'aquest treball es parlarà més àmpliament dels meteorits.

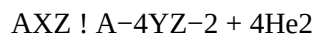
RADIOACTIVITAT

Radioactivitat es la propietat d'alguns nuclis per transformar-se espontàniament en altres amb propietats diferents a les dels nuclis originals.

Aquesta transformació és espontània i independent de causes externes, i es deu a que els nuclis radioactius són inestables per un excés de neutrons o protons i evolucionen a configuracions més estables, mitjançant l'emissió de partícules.

TIPUS D'EMISIONS RADIOACTIVES

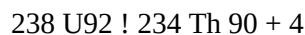
Emisió d'una partícula (4He^2)



Les partícules emeses: $4\text{He}^2 + 2e^-$

Al captar els e^- ionitza als elements, una de les propietats de les partícules és el seu poder ionitzant.

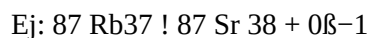
Es freqüent en la desintegració d'elements pesats:



Radiació β^- (electrons o negatrons)

Es una "emissió d'electrons" que té lloc quan hi ha excés de neutrons al nucli:

(per no confondre amb els e^- de la corteza se'ls anomena **negatrons**.)



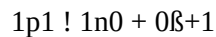
Aquesta desintegració també la pateixen els neutrons lliures que no formen part d'un núcli: $1n^0 \rightarrow 1p^1 + 0e^{-1} +$

Radiació β^+

Es una "emissió de positrons" que té lloc quan hi ha un excés de protons al núcli:

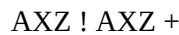


També la pateixen els protons lliures que no formen part d'un núcli:



Radiació γ

Es una "emissió de fotons" que té lloc quan un núcli passa d'un estat d'alta energia a un altre de baixa energia. Les partícules γ són radiacions electromagnètiques.



Les desintegracions α i β estan lliades a l'emissió de γ , no es poden donar mai radiacions aïllades.

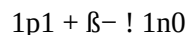
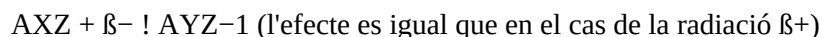
Captura K

Es l'únic cas de reacció nuclear en què intervé la corteza terrestre. En aquest cas pot existir una petita diferència d'activitat segons l'isòtop estigui en un compost o en un altre.

Per exemple en el cas del Be s'han observat variacions d'un 0.07% d'activitat segons es mesuri Be metàl·lic o Be en sals.

En el cas que ens pot interessar ^{40}K i ^{40}Ar s'han fet mesures però no s'ha pogut detectar cap diferència entre K metàl·lic o K formant part d'algun compost químic.

La captura de K és el pas d'un electró des de la capa K (en el cas d'alguns núclis artificials des de la capa L) fins al núcli. La capa envoltant d'electrons passa a ocupar la capa buida i emet raigs X característics.



Fissió nuclear

Es la divisió d'un núcli pesat en dos núclis més petits i lleugers, de aproximadament el mateix tamany amb la posterior emissió de partícules β .

Aquest procés és espontani en el cas del ^{238}U amb una vida mitjana $T/2 = 4.5 \cdot 10^9$ anys

(Hi ha altres reaccions nuclears que no són espontànies sinó induïdes per bombardeig amb partícules energètiques en ambients naturals o provocades per l'home, però no s'anomenen processos radioactius ja que aquests han de ser ESPONTANIS)

Procesos radioactius com a font d'energia

Es suposa que l'energia present a la Terra, que s'emet continuament al espai exterior es nomes en una petita part energia residual del nostre planeta i que en la seva major part (75 a 80% segons Urey) està produïda per processos radioactius i per l'influència de la gravetat, per exemple per contracció gravitatoria.

Existeixen taules (Rossler y Lange, p. 126) de les quantitats de calor generades al interior de la Terra desde l'origen de la misma, de les quantitats de calor que s'estàn generant actualment, de com a anat canviant la generació de calor amb el transcurs dels temps geològics i de la quantitat d'elements radioactius en els diferents temps geològics.

PROPIETATS DE LES REACCIONS:

Les radiacions enfosqueixen una placa fotogràfica.

(Aquesta propietat permetre descobrir la radioactivitat a Becquerel al 1896).

Les radiacions es desvien per l'acció d'un camp magnètic.

La càrrega i massa de les partícules influeixen en la desviació magnètica. Les partícules α i β^- es desvien en sentit oposat per tenir càrregues oposades.

Les radiacions tenen poder ionitzant..

Cuan la radiació travessa un gas ionitza els seus àtoms. **Poder ionitzant** es el nº d'àtoms que s'ionitzen durant el trajecte de la radiació en 1cm d'aire.

TIPUS DE DESINTEGRACIONS RADIOACTIVES

La desintegració radioactiva pot ser:

SIMPLE

Cuan es passa d'un isòtop radioactiu natural a un altre isòtop radiogènic estable.

Ex: $^{87}_{37}\text{Rb} \rightarrow ^{87}_{38}\text{Sr} + 0\beta^-$

$^{87}_{37}\text{Rb} \rightarrow ^{87}_{38}\text{Sr} + 0\beta^-$

DOBLE O BIFURCADA (Branching decay)

Cuan es passa d'un isòtop radioactiu natural a 2 ó més isòtops radiogènics.

Per exemple:

12% $^{40}_{18}\text{Ar}$ 88% $^{208}_{82}\text{Pb}$

100% $^{40}_{19}\text{K}$ 100% $^{208}_{82}\text{Pb}$

88% $^{40}_{20}\text{Ca}$ 12% $^{208}_{82}\text{Pb}$

SERIE RADIOACTIVA EN CADENA O FAMILIA RADIOACTIVA

Cuan l'isòtop fill es alhora inestable i evoluciona a un altre element.

Per exemple: ^{90}Sr ! 25 años! ^{90}Y ! 65h. ^{90}Zr (estable)

A la natura hi ha només 3 famílies radioactives que es defineixen per l'isòtop primitiu i l'isòtop final estable.

^{232}Th ! ^{208}Pb ; ^{238}U ! ^{207}Pb ; ^{235}U ! ^{206}Pb

TIPUS D'ISÒTOPS SEGONS LA SEVA ESTABILITAT

Els isòtops poden ser estables o inestables (o radioactius).

L'estabilitat és un concepte relatiu perquè tots són inestables, però alguns tenen una vida tan llarga que sobrepassen els mètodes de detecció. Així per exemple el Bi té una vida mitjana de $2,7 \cdot 10^{17}$ años. Aquest és el límit per discriminar si un element és estable o radioactiu.

TIPUS D'ISÒTOPS RADIOACTIUS SEGONS EL SEU ORIGEN

Els nuclis radioactius que apareixen naturalment poden agrupar-se en diferents categories d'acord amb el seu origen i supervivència.

PRIMARIS: Creats a la galàxia avanç de la formació del Sistema Solar. Encara hi són presents degut a les seves llargues vides mitjanes.

SECUNDARIS: Són els fills radioactius de nuclis primaris més pesats, com U i Th. Normalment tenen vides mitjanes curtes però segueixen existint perquè s'estan generant continuament a partir dels primers. Ex.:

^{238}U ($4,49 \cdot 10^9$ anys) ! ^{234}Th (24.1 anys)

RELIQUIES: Són nucleïds primaris de vida curta que han deixat una traça en el material format per condensació del Sistema Solar. Per exemple són Relíquies: la anòmala gran abundància d'un nucleïd com el ^{129}Xe d'alguns meteorits. Aquesta abundància es produeix per la radioactivitat del ara extingit ^{129}I ; ($\lambda = 4,3 \cdot 10^{-8}$; $T_{1/2} = 16$ M.a.) Un altre exemple de relíquia és el ^{26}Mg produït per la radioactivitat del ^{26}Al ($\lambda = 9,6 \cdot 10^{-7}$; $T_{1/2} = 0,72$ M.a.)

Altres isòtops de gasos rars van ser produïts per fissió d'elements ja extingits, més pesats que el U, com el ^{244}Pu

Altres relíquies són les "fission tracks" deixades en els cristalls sòlids.

COSMOGENICS: Són els nucleïds produïts per constant bombardeig dels planetes pels rajos còsmics galàctics (espallació). Aquestes reaccions a la nostra atmosfera produeixen, entre altres nucleïds el ^{14}C , un nucleïd molt útil en la datació de fets relativament recents.

DATAció PER ISÒTOPS COSMOGENICS

Els isòtops cosmogènics que existeixen actualment no estan a la configuració primordial de la Terra, sinó que s'han generat a les capes altes de l'atmosfera per efecte de la radiació còsmica, atraïda particularment pel camp magnètic terrestre.

Els mètodes més importants per datar mitjançant isòtops cosmogènics són:

–Mètode del Carboni 14

–Mètode del Berili 10

–Mètode del Alumini 26

–Mètode del Calci 41

Mètode del Carboni 14:

El C14 és un isòtop cosmogènic que té el seu origen a les parts altes de l'atmosfera.

El carboni es presenta a la natura en forma de tres isòtops, sent l'isòtop 14 l'únic radioactiu.

L'abundància relativa dels isòtops de carboni és:

C12 ! 98,89 %; C13 ! 1,108 %; C14 ! $1,2 \cdot 10^{-12}$ %

El C14 s'oxida ràpidament i dona molècules de CO₂14 que es dispersen per l'atmosfera i poden incorporar-se als éssers vius i als bicarbonats en una proporció en funció de la seva abundància relativa respecte l'isòtop 12 i el 13.

A les aigües profundes, l'intercanvi gasós amb l'atmosfera és difícil i per tant es troben empobrides en C14.

Quan els éssers vius moren, també s'empobreixen en C14, ja que deixen d'incorporar aquest isòtop i la seva concentració comença a disminuir.

En aquests casos, la relació C14/C12 permet calcular el temps de residència de les aigües profundes i el temps que fa que va morir un organisme.

També podem datar a partir dels anells dels arbres ja que durant la fotosíntesi, el CO₂ atmosfèric i l'aigua són absorbits pels vegetals. El CO₂ conté C14 pel qual l'anàlisi de la seva abundància a les diferents capes dels anells dels arbres que es van formar anualment permet estudiar indirectament el flux dels rajos còsmics a diferents èpoques, fins a 9000 anys enrera.

Mètode del Berili 10:

El Berili té tres isòtops dels quals Be7 i Be10 són radioactius.

L'interès del Be10 radica en què, al produir-se a partir del Ni i del O (molt abundants a l'aire (>98%)), la seva concentració és suficient com perquè, amb mètodes d'Espectrometria de Masses, no hi hagi problemes en la seva detecció i quantificació.

El Berili té la mateixa aplicació que el C14, però té un període de semidesintegració molt més gran, pel que permet datacions de 10 M.a. i fins i tot de 15M.a.

Mètode del Alumini 26:

El Alumini 26 és un isòtop cosmogènic radioactiu. Aquest isòtop decreix mitjançant l'emissió d'un protó donant Magnesi.

Al26 ! β^+ + Mg26

La relació Al26/Al27 és de l'ordre de 10^{-14} en un sediment, mentre que la relació Be10/Be9 és de l'ordre de

10-8.

Per tant, les mesures no podran ser tan nombroses ni sistèmiques com les del Be10. Però la matèria extraterrestre és un lloc molt més favorable per la producció de Al26: superfície lunar, meteorits... En aquest medís, el Be10 i el Al26 es produeixen en quantitats aproximadament idèntiques.

S'està perfeccionant un mètode de datació mitjançant la relació Al26/Be10 que permet reduir l'efecte de les variacions del camp magnètic i del flux solar. Aquest mètode permet realitzar mesures en mostres extraterrestres. Per tant, aquest el Al26 té un gran futur particularment en l'estudi de matèria extraterrestre, i del contingut de pols de cometes en sediments marins.

Mètode del Calci 41:

L'isòtop radioactiu del Calci (Ca41) mitjançant una captura simple d'un electró decreixa K41 acompanyant una emissió de rajos X de baixa energia.

$\beta^- + \text{Ca41} \rightarrow \text{K41} + \text{Rajos X de baixa energia}$

El Ca41 no es forma a les capes altes de l'atmosfera.

La tècnica d'Espectrometria de Masses, al permetre la detecció de Ca41 ha ajudat en el fet que aquest isòtop sigui important com a tècnica de datació.

L'interés més espectacular del Ca41 és que, gràcies al seu període radioactiu de 100.000 anys, pot permetre datar restes d'ossos en un interval de temps d'entre 50.000 i 100.000 anys. En aquest període tan important per l'evolució de l'espècie humana, són sumament escassos els mètodes de datacions absolutes aplicables.

APLICACIONS DELS ISÒTOPS EN NEOTECTÒNICA

Un cop ja explicats els tipus d'isòtops cosmogènics i tots els seus mètodes d'aplicació en la datació geològica, en aquest apartat s'explicarà quines són les aplicacions de tots aquests mètodes alhora de datar ambients geològics diversos.

És important abans conèixer però, quins factors controlen la presència més llarga o més curta d'un isòtop cosmogènic a la Terra o, dit d'una altra manera, l'índex de desintegració específic.

Aquests factors principalment són:

- L'índex de producció dels radionuclis a l'atmosfera; depèn del flux del raig còsmic, de la força del camp magnètic terrestre i de la concentració d'àtoms a l'atmosfera.
- L'índex de sedimentació que és inversament proporcional a la concentració de radionuclis; aquest fet es deu a que l'índex de sedimentació dilueix la concentració dels radionuclis.
- El temps des de l'inici del recorregut fins al final de la deposició.

De mètodes de datació geològica n'hi han de molts tipus però en aquest treball s'han explicat els més importants referits als isòtops cosmogènics; aquests mètodes tal com ja s'ha dit són el mètode del C14, Be10, Al26 i Ca41.

Isòtops	Mitjana de vida (anys)	Longitud d'ona ()	Principals aplicacions
Be10	$1,5 \cdot 10^6$	$0,462 \cdot 10^{-6}$	Datació de sediments marins, nòduls de Mn, gel glaciari, quars en afloraments de roques, edats terrestres en meteorits i

			petrogènesis d'arcs insulars volcànics
C14	5730 ± 40	0,1209 · 10 ⁻³	Datació del C biogènic, carbonat càlcic i edat terrestre de meteorits.
Al26	0,716 · 10 ⁶	0,968 · 10 ⁻⁶	Datació de sediments marins, nòduls de Mn, gel glaciari, quars en roques que afloren i edat terrestre en meteorits
Si32	276 ± 32	0,251 · 10 ⁻²	Datació de Si biogènic i gel glaciari
Cl36	0,308 · 10 ⁶	2,25 · 10 ⁻⁶	Datació de gel glaciari, afloraments de roques volcàniques, aigües subterrànies i edat terrestre de meteorits
Ar39	269	0,257 · 10 ⁻²	Datació de gel glaciari i aigües subterrànies
Mn53	3,7 · 10 ⁶	0,187 · 10 ⁻⁶	Edat terrestre de meteorits i abundància de pols terrestre en gel i sediments
Ni59	8 · 10 ⁴	0,086 · 10 ⁻⁴	Edat terrestre de meteorits i abundància de pols terrestre en gel i sediments
Kr81	0,213 · 10 ⁶	3,25 · 10 ⁻⁶	Datació de gel glaciari i edat dels meteorits a partir de la incidència de rajos còsmics

Taula X: Edat mitjana dels principals isòtops cosmogènics i les seves aplicacions en l'àmbit geològic.

Aplicacions del C 14

Una de les primeres estimacions feta per un investigador anomenat Libby va ser que la mitjana de vida del C14 és d'uns 5568±30 anys. Aquesta dada va ser corroborada en fer-ne la prova en 10 mostres diferents i es va comprovar que les dades del C14 corresponien amb les edats històriques de cadascun de les mostres analitzades.

Un investigador anomenat Kamen, va descobrir a partir d'estudis de radiactivitat que si es feia reaccionar C13 amb grafit s'obtenia el carboni 14.

Les molècules orgàniques més complexes no poden intercanviar carboni amb l'ambient després de morir. De totes maneres, alguns carbonats poden intercanviar carboni fent-se menys fiables com a materials datadors.

En la reducció natural del CO₂ a carboni obtinguda per fotosíntesi o per anàlisis químics al laboratori, poden produir-se fraccionaments isotòpics entre isòtops de carboni; això és degut als enllaços forts de carboni.

Alhora de valorar el fraccionament entre el C14 i el C12 tant en laboratori com en processos naturals, es va proposar que la relació C13/ C12 de qualsevol mostra analitzada fos mesurada per espectrometria de masses. Com que el fraccionament és dependent de la massa, el fraccionament C14/ C12 serà dues vegades millor que el fraccionament C13/ C12. L'expressió matemàtica que descriu la composició isotòpica s'expressa com:

$${}^{\circ}\text{C13} = \left\{ \left(\frac{\text{C13/C12}}{\text{MOSTRA}} / \frac{\text{C13/C12}}{\text{PDB}} \right) - 1 \right\} \cdot 103$$

" = composició isotòpica en

PDB = PeeDee Belemnite (un dels patrons isotòpics de referència)

Gràcies a l'expressió matemàtica d'aquest factor de fraccionament se'n pot extreure un model de correcció

d'edats del C14. Aquest mètode s'ha utilitzat en la correcció d'edats de diferents tipus de materials.

La calibració del mètode del C14 va donar a lloc a un tipus d'estudi datador de gran importància: la DENDROCRONOLOGIA (que va ser iniciada per Leclerk tal com ja s'ha comentat en la introducció d'aquest treball).

Aquest mètode es basa en l'estudi dels anells dels arbres; l'any 1983 Fergusson i Graybill van portar a terme un estudi a les Muntanyes Blanques del centre-est de Califòrnia. L'arbre més habitat en aquesta zona i que va ser el centre de l'estudi de Fergusson i Graybill era el *Pinus Longaeva*. Com que en aquesta ona la resistència a morir d'aquest arbre era molt elevada, es va poder realitzar un estudi molt complet. L'estudi es va basar en 17 especímens.

Finalment, cal mencionar les diverses mostres carbonoses que s'han arribat a utilitzar per a poder realitzar datacions geològiques a partir d'aquest mètode, des de molt simples fins a molt complexes. Les més importants serien:

- Carbó de llenya, fusta, branquetes i llavors
- Ossos
- Closques marines
- Cuir
- Torba
- Coprolites.
- Fangs del llac i sediments
- Sòl
- Gel.
- Pol·len.
- Cabells
- Ceràmica.
- Minerals metàl·lics
- Pintures de la pared y treballs d'art de la roca.
- Ferro i meteorits
- Closca de l'ou
- Coralls i foraminífers
- Speleothems.
- Residus de la sang.
- Tèxtils y teles.
- Paper i pergamí.
- Restes dels peixos.
- Restes dels insectes.
- La resina
- Aigua

Aplicacions del Be 10

L'origen del Be10 és divers ja que es pot observar a diversos ambients i, per tant, s'ha de descriure separatament segons l'ambient en el qual es trobi. Els ambients en el qual es pot trobar són:

El beril·li 10 a l'atmosfera

El Be10 atmosfèric s'acumula a la neu i al gel, però la seva vida és massa llarga per a poder datar aquests dipòsits. De totes maneres, pot ser utilitzat com a traça dels canvis climàtics i entendre els processos que regulen la producció de C14 a l'atmosfera. Estudis realitzats demostren que el Be10 té un temps de residència

molt petit a l'atmosfera; aquest fet es deu a que entra al cicle hidrogeològic com a element accessori en els aerosòls i després és retornat per precipitació.

El beril·li 10 en perfils de sòl

El beril·li es fracciona degut a que l'aigua de la pluja llisca sobre la superfície de la terra on s'hi troben partícules com per exemple les argiles. Si s'assumeix que l'adsorció de Be10 és perfecta i que una secció de terra donada és desenvolupada per l'erosió de les roques per fragments de roques sense l'addició o barreja del sediment, llavors la secció de sòl hauria de contenir un inventari complet de tots els isòtops de Be10 dipositats que encara no s'hagin descomposat. Aquest procés ofereix l'oportunitat de datar un perfil de sòl mesurant l'acumulació total de Be10 present a la secció.

En terres alcalines la mobilitat del beril·li dintre del perfil pot ser molt limitada i en aquestes condicions concretes el Be10 pot ser utilitzat com a instrument estratigràfic.

Un exemple va ésser proporcionat per un estudi xinès en el qual es realitzava l'estudi d'un carbonat ric en sediment i que tenia un PH=8. El perfil va ser datat magnèticament abans de 800 ma; gràcies al càlcul de l'edat es va poder saber que es tractava de productes de la deposició d'un vent gelat format a partir de canvis en les condicions climàtiques de la zona. Van concloure que durant els períodes àrids, les deposicions ràpides van ésser acompanyades d'alts fluxos de Be10, adsorbits a l'interior de les partícules d'aquest vent gelat.

El beril·li 10 en els oceans

Els sediments marins van ser un dels primers materials analitzats satisfactòriament per part del Be10. L'objectiu va ser utilitzar-lo com a instrument datador dels sediments oceànics. De totes maneres, s'han realitzat estudis recents en els que es comparen les abundàncies de Be10 a diferents profunditats amb les reaccions de producció cosmogèniques teòriques. Un estudi més rigorós el van portar a terme Tanaka i Inoue (1979) a les profunditats dels sediments datats paleomagnèticament a l'Oceà Pacífic; aquests investigadors van demostrar que les concentracions absolutes de Be10 eren variables depenent de la zona. Les dades de concentració i les referències teòriques suggereixen que la producció de Be10 ha estat constant en un 30 % els últims 2.5 Ma.

El beril·li 10 en els sistemes magmàtics

Potser l'aplicació més important però, és l'utilització del Be10 com a traçador geològic en els estudis de relació entre els sediments de la zona de subducció i els d'arcs d'illes volcàniques. En un estudi de reconeixement, Brown et al. (1982) va demostrar que les concentracions de Be10 en els arcs d'illes volcàniques ($2.7 \cdot 10^6$ – $6.9 \cdot 10^6$ àtoms/g) eren normalment més altes que els nivells vistos en el control d'un grup de basalts de zones continentals i oceàniques.

Brown et al. va observar també que tan els nivells de Be10 en l'aigua de pluja, com els de les zones volcàniques, eren baixos en comparació als sediments pelàgics que mostraven un enriquiment de Be10 amb una concentració de 109 àtoms/g.

Un altre investigador, Tera, va suggerir quatre requeriments principals alhora d'esbrinar la presència o no de Be10 en una zona d'arcs d'illes; aquests Quatre suggeriments eren:

- Que hi hagués suficient quantitat de Be10 en el sediment.
- Estudiar zones de subducció en comptes de zones de distensió a l'hora de buscar els sediments més rics en Be10.
- Que hi hagués incorporació de sediments en l'àrea font del magma.
- Que el temps de transport per a la sedimentació a l'àrea font magmàtica fós inferior a 10 Ma.

Un gran pas en l'estudi dels processos donats en les zones de subducció es va produir en l'estudi de la comparació entre la relació $\text{Be}_{10}/\text{Be}_9$ i de la relació bor/beril·li en arcs volcànics. Diversos arcs estudiats mostraven una forta relació entre aquestes dues variables, tot i que els isòtops de beril·li i bor tinguessin distribucions diferents en la zona de subducció. El Be_{10} està concentrat en les capes superiors mentre que, pel contrari, disminueix cap a les inferiors. El Be_{10} està distribuït a través de les columnes de sediment, mentre que el B està concentrat principalment en les zones de l'escorça basàltica alterada i hidrotermal.

L'observació de la relació $\text{Be}_{10}/\text{Be}_9$ i la relació Be/B és important ja que amplia les dimensions de la datació del beril·li. En primer lloc, la relació B/Be pot ser usada com a datador de parts de components en arcs volcànics amb baixos índexs de subducció, on el Be_{10} està gairebé extingit pel temps de l'erupció. Segon, les relacions elementals poden ésser mesurades amb equips analítics menys sofisticats.

Aplicacions del $\text{Cl}36$

Encara que no s'hagi explicat el mètode del $\text{Cl}36$, s'explicaran les aplicacions en neotectònica d'aquest isòtop ja que són molt importants en haches àmbit.

El $\text{Cl}36$ té una mitjana de vida de 301 ± 4 milers d'anys. És idèntic al Be_{10} en quan a la producció a l'atmosfera. També és semblant en el fet de que tots dos són rentats de l'atmosfera per precipitació. De totes maneres, a diferència del Be_{10} , el $\text{Cl}36$ no és remogut per aigües subterrànies per adsorbió a l'interior de les partícules sino que roman a les aigües mitjanes com a transport a través d'estrats geològics. Aquest fet, unit al de la relativament curta vida de 03.01 Ma, fa que el $\text{Cl}36$ sigui potencialment molt útil com a datador o traçador de sistemes quaternaris d'aigües subterrànies.

Contràriament al $\text{Cl}36$ antropogènic, el cosmogènic és aplicat a la datació d'antigues aigües subterrànies de centenars o milers d'anys. Per a la simple sedimentació d'aqüífers aquest ha estat verdaderament satisfactori. En un estudi de la Gran Conca Artesiana de l'est d'Austràlia, Bentley et al. (1986) va analitzar la relació $\text{Cl}36/\text{Cl}$ total en 26 mostres d'aigües subterrànies en una àrea d'una extensió de 800 Km. L'hidrocinamisme relativament simple de la conca, va permetre ràpidament realitzar un càlcul teòric acurat d'aquestes aigües que varen ésser comparades amb les edats donades també a partir de la relació $\text{Cl}36/\text{Cl}$ però des de l'aïllament de l'atmosfera. La bona correlació observada entre els dos mètodes porta a pensar en l'aplicació del $\text{Cl}36$ com a geocronòmetre d'aigües subterrànies.

El 1986 Philip et al. va realitzar un estudi de l'aqüífer del riu Milk al SE d'Alberta (Canadà). El $\text{Cl}36$ i la concentració total del Cl en l'aqüífer varen ser molt variables, però la relació $\text{Cl}36/\text{Cl}$ disminuïa al mateix temps que disminuïa el gradient geotèrmic; aquest fet donava a lloc a unes edats de residència màxima de 2 Ma a les zones distals de l'aqüífer. Una edad hidrocinàmica més baixa de 0.5 Ma calculada per aquest aqüífer podria haver-se generat per la unió d'èpoques glacials quaternàries en el moment en què l'aigua podria haver-se trobat estancada.

Una altra vessant d'estudi important per part del $\text{Cl}36$ és la dels meteorits. S'han realitzat estudis meteorítics del $\text{Cl}36$ a partir de les edats dels meteorits de l'Antàrtida.

Aplicacions del $\text{Al}26$

La producció de $\text{Al}26$ és concentra en dues zones que es descriuran per separat com ja s'ha fet anteriorment en el cas del Be_{10} ; per una banda, el trobem en la terra i per una altra banda en els meteorits.

El Alumini 26 a la terra

La principal aplicació del $\text{Al}26$ és com a geocronòmetre en la mesura de les edats de les roques exposades. Seria possible usar només un nucli d'aquest tipus per a aquest objectiu, però en vista de les possibles

exposicions i erosions que puguin haver-hi al llarg de la història, és preferible l'ús de dos nuclis amb diferents mitjanes de vida per a aconseguir un resultat molt més satisfactori.

L'elecció més lògica sol ser combinar les mesures de Al26 (mitjana de vida de 0.705 Ma) amb les de Be10 (mitjana de vida de 1,51 Ma).

El Alumini 26 als meteorits

La producció de Al26 és més baixa que la de C14 o Be10 perquè prové del Ar40, que constitueix només l'1% dels gasos atmosfèrics.

Els primers estudis de Al26 cosmogènic van ser a la lluna i als meteorits. Si aquests fragments tenen una edat d'exposició còsmica de com a mínim uns pocs Ma, llavors les seves superfícies arribaran a produir una saturació en Al26 (vida mitjana de 0.7 Ma). Abans de caure a la Terra, la pantalla atmosfèrica protegeix els fragments de meteorit d'un augment significatiu de la producció de Al26; la caiguda d'aquest valor pot ser usat per a determinar l'edat de residència terrestre. Els meteorits de l'Antàrtida registren una activitat notablement baixa, indicant edats de residència terrestre significatives en alguns casos. En conjunt, el Al26 és un bon determinador d'edats terrestres.

Aplicacions del Ca 41

El Ca41 té una mitjana de vida de 0.1 Ma, és a dir, que és un mètode datació molt precís. Un problema sorgit però en la limitació de l'aplicació del Ca41 ha estat la incertesa en la mitjana de vida.

Klein et al. va portar a terme el 1991 uns estudis que van donar com a resultat una mitjana de vida de 103 ± 7 milers d'anys.

CONCLUSIONS

En aquest treball s'ha parlat de les datacions geològiques a partir d'isòtops cosmogènics. Com a conclusió s'enumeraran els passos més usuals a l'hora de realitzar una datació geològica ben estructurada. Els passos necessaris són principalment:

- Crear una correlació detallada i proporcionar una línia de temps precisa entre les diferents capes; aquesta mateixa edat s'assigna gràcies a la presència dels isòtops cosmogènics.
- Desenvolupar una cronologia de tots els jaciments estudiats que comparteixen una mateixa escala de temps absoluts. Es pot demostrar que l'edat de tots ells és la mateixa gràcies a un estudi paleontològic molt exhaustiu.
- Detectar zones discordants i fenòmens locals impossibles de resoldre usant només un estudi bioestratigràfic.
- Analitzar l'equivalència en el temps de cadascun dels fenòmens estudiats, usant bioestratigrafia i horitzons sísmics.
- Establir una línia de temps geològica que emmarqui en un mateix temps cadascun dels ambients geològics, com són, per exemple, els ambients d'aigües somes i els ambients d'aigües profundes.

OPINIO PERSONAL

La geocronologia, i la datació mitjançant isòtops radiogenics específicament, es un tema poc tractat en el temari de la assignatura de Geoquímica. Degut a aquesta mancança s'ha optat per buscar, seleccionar i transcriure tot un seguit d'informació complementària a la donada durant el curs.

El treball ha servit per poder deduir amb dades empíriques un marc científic adequat per datar totes les estructures geològiques de forma precisa tant en l'espai com en el temps.

BIBLIOGRAFIA

Isotope Chronostratigraphy Theory and methods, Douglas F. Williams & Ian Lerche

Principles of isotope geology, Gunter Faure

Isotopes in the Earth Sciences, Robert Bowen

Radiogenic isotope geology, Alan P. Dickin

<http://www.ucm.es/BUCM/geo/geoquimica/meteoritos.doc>

http://www.cnea.gov.ar/xxi/divulgacion/radiactividad/c_radiactividad_f8.html

http://omega.ilce.edu.mx:3000/sites/ciencia/volumen3/ciencia3/114/htm/sec_6.htm

http://omega.ilce.edu.mx:3000/sites/ciencia/volumen3/ciencia3/114/htm/sec_6.htm