



TESIS DOCTORAL

**GEOCRONOLOGÍA DE SUPERFICIES
GRANÍTICAS MEDIANTE ^{21}Ne
COSMOGÉNICO EN CUARZO**

Daniel Fernández Mosquera

D. JUAN RAMÓN VIDAL ROMANÍ, Catedrático de la Universidad de Coruña y D. KURT MARTI, Catedrático de la Universidad de California, San Diego,

CERTIFICAN

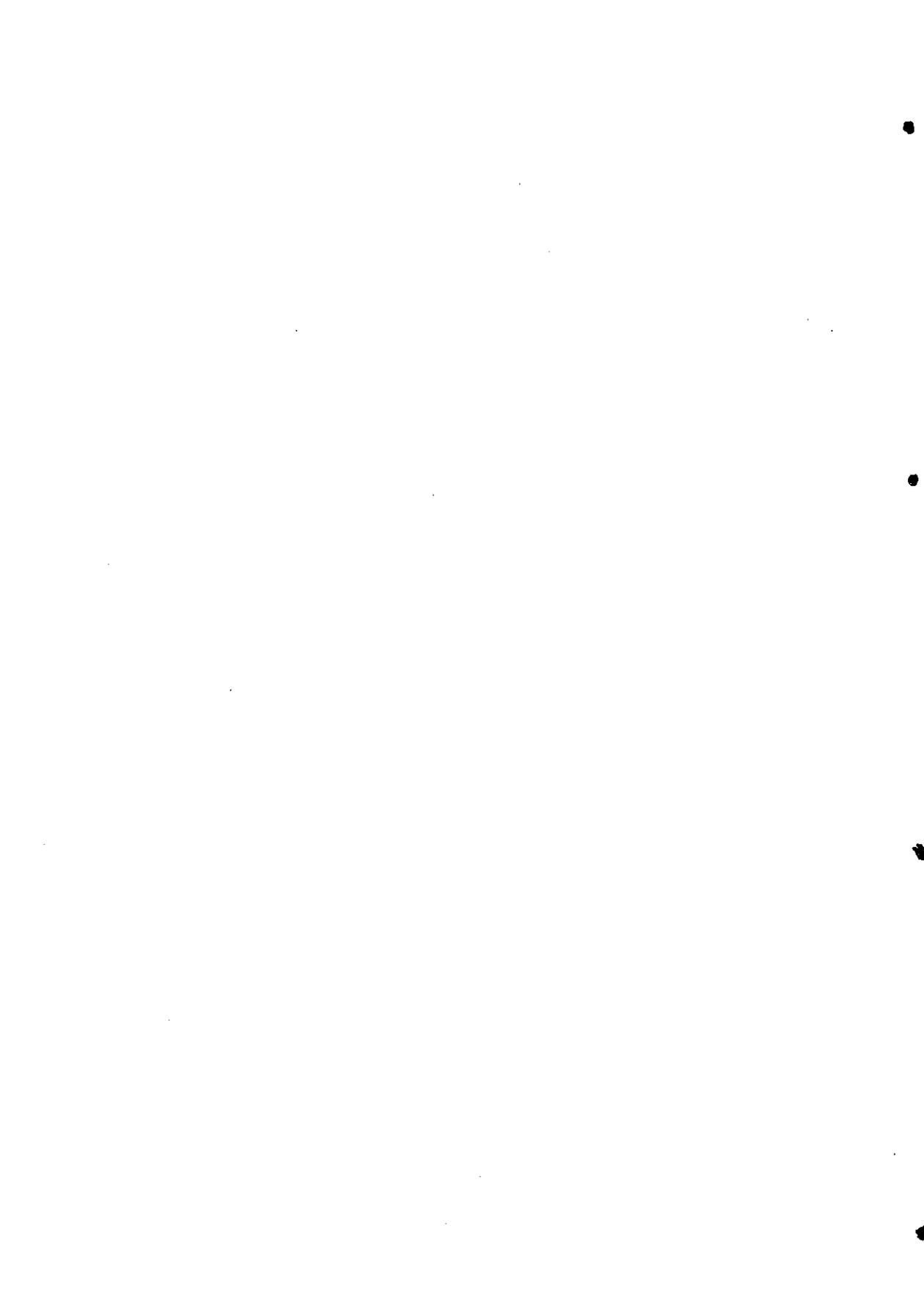
Que la presente memoria titulada "GEOCRONOLOGÍA DE SUPERFICIES GRANÍTICAS MEDIANTE ^{21}Ne COSMOGÉNICO EN CUARZO", presentada por D. DANIEL FERNÁNDEZ MOSQUERA, fue realizada bajo nuestra dirección. Considerando que representa trabajo de Tesis, autorizamos su presentación y defensa para optar al Grado de Doctor en Química.

A Coruña, marzo de 2002

Fdo.: Prof. Dr. Juan Ramón Vidal Romani



Prof. Dr. Kurt Marti



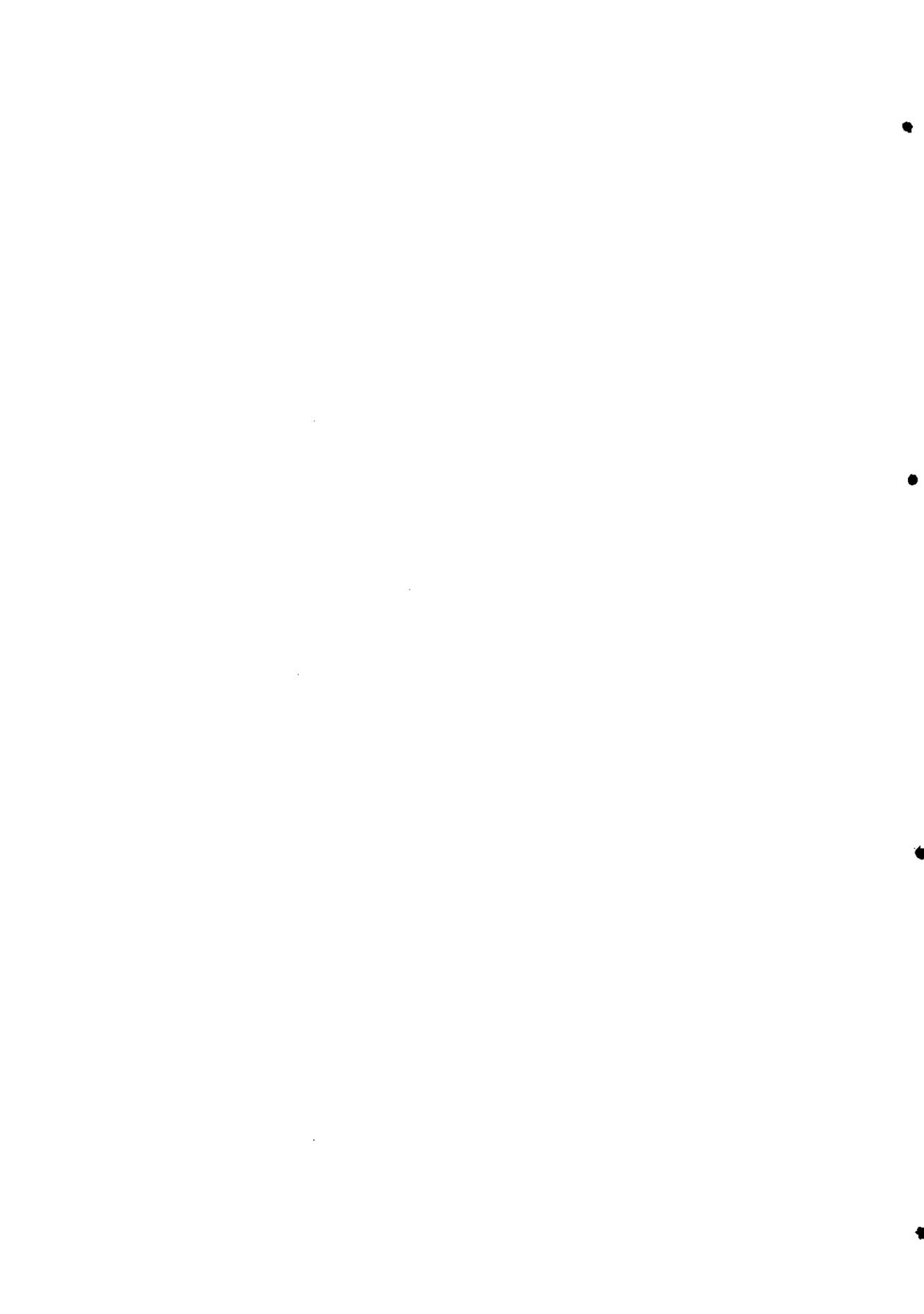
A mis padres

*"Sólo en apariencia es una cosa dulce o amarga,
sólo en apariencia tiene color;
en realidad no hay más que átomos y espacio vacío".*

Demócrito.

*C3PO: "Sólo hay una entre 3597 probabilidades
de salir de un campo de asteroides".
Han Solo: "¡No me hables de probabilidades!".*

El Imperio Contraataca.



AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, vaya mi más sincero agradecimiento a mis Directores de Tesis, Prof. Juan Ramón Vidal Romaní y Prof. Kurt Marti. Ha sido un privilegio trabajar con ambos y me considero afortunado de haber aprendido tanto de ellos; su coherencia y honestidad serán sin duda referencia para mi de aquí en adelante. Este trabajo no se habría podido realizar sin el inapreciable interés del Profesor Marti, que dispuso tiempo, medios y experiencia a nuestro alcance. Su ayuda y apoyo durante las estancias en La Jolla me dejan en deuda de permanente gratitud hacia él. Por último, la confianza y apoyo incondicional del Profesor Vidal Romaní durante todos estos años ha sido a veces casi lo único con lo que he podido contar para seguir adelante. Espero poder devolverle sus esfuerzos y devolverlos trabajando a su lado durante mucho tiempo.

Mis estancias en La Jolla hubieran sido muy diferentes si no me hubiese encontrado a tan buena gente. Muchas gracias a Andreas Weigel, por su paciencia y amabilidad diaria en el laboratorio enseñándome la técnica. También Mark van Zuilen y Paolo Scarsi fueron excelentes compañeros. La ayuda desinteresada de los responsables del Isotope Laboratory de Scripps Institution of Oceanography, Prof. Harmon Craig, Valerie Craig y Prof. David Hilton tuvo mucho que ver en el gratísimo recuerdo que guardo de S.I.O.. No me quiero olvidar de mis compañeros del departamento de UCSD, Mathews, Candance Kohl, John Kerridge y Kathelenn, que me honraron con su amistad y me hicieron sentir uno más. Mis queridos amigos, Susana y Daniel, y Elena son parte de esta Tesis; en mí siempre tendrán a un amigo. Por último, gracias a Elizabeth Marti, por acogerme con tanta amabilidad y simpatía que no podré olvidar.



A mis compañeros del Departamento de CC. de la Tierra: Fer, Merche, Marta, Jorge (gracias por tu ayuda en el trabajo de campo), Leti, Marián, Manel, Teresa, Luisa y Roberto, gracias por vuestra amistad. Gracias a Alberto Bermudez por su ayuda en el trabajo de campo de O Pindo. Quiero agradecer en especial el apoyo y confianza de Aurora Grandal y la ayuda del Director, Prof. Antonio Paz.

Gracias también a mis compañeros de los SXAIN por su amistad y por ser tan buenos compañeros. Parte de este trabajo se ha gestado con vosotros. Gracias a Alberto, por su interés, ayuda y amistad y muy especialmente al Director de los SXAIN, Prof. Miguel Maestro, por su apoyo incondicional durante todo el desarrollo de este trabajo, desde el principio hasta el final.

La impecable traducción al inglés se debe a Ana Martelli, a la que también agradezco su ayuda siempre dispuesta desde el IUX. Mi hermana María también me echó una mano con la traducción, más importante de lo que ella piensa.

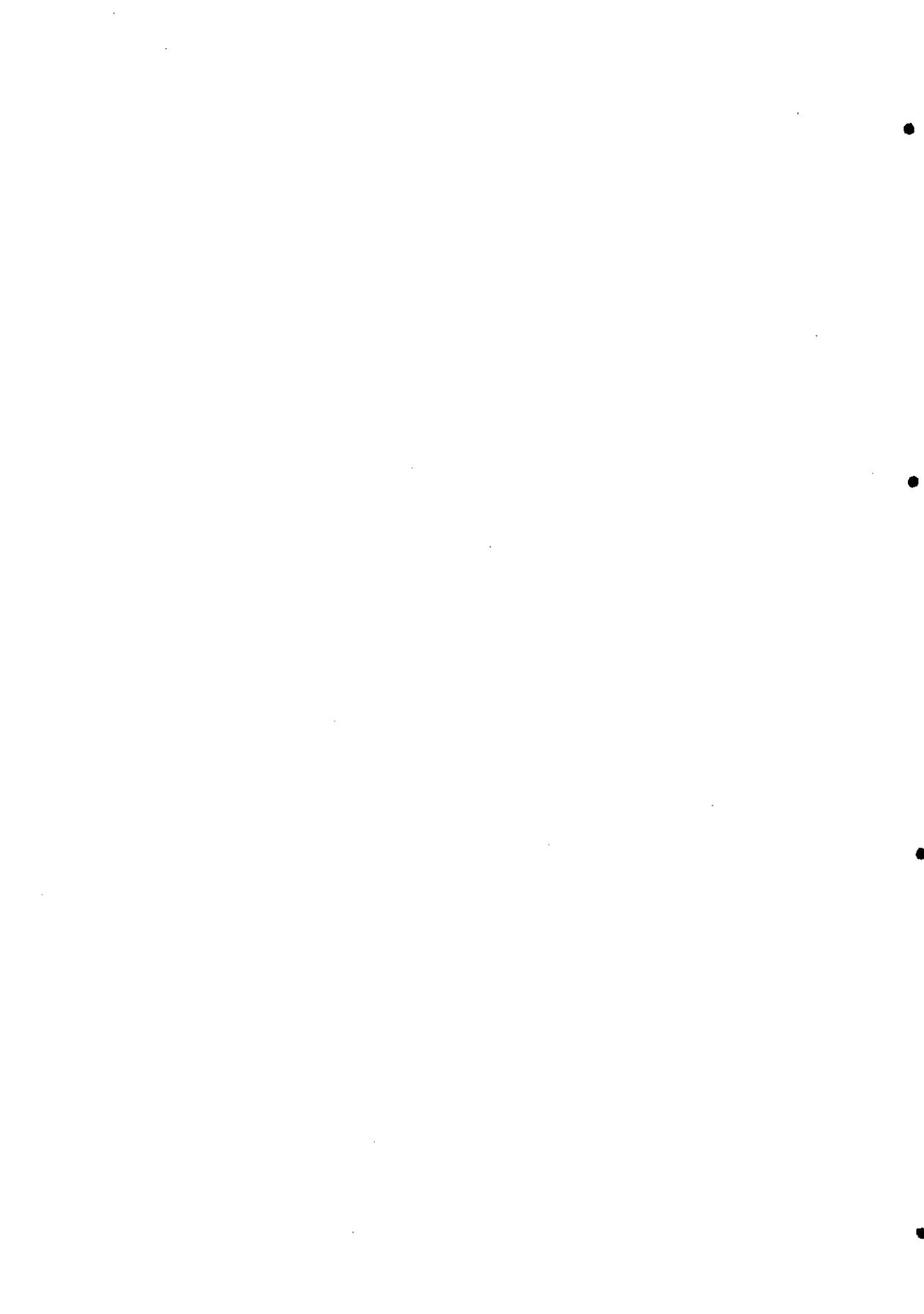
A lo largo de estos años, los compañeros doctorandos de la facultad hemos compartido la carrera de fondo que es la Tesis, y alguna que otra cerveza cuando se terciaba. Pablo, Gerardo, Vila, Barri, Vero, Lourdes y seguro que me olvido de alguien, nos tomaremos alguna más. Y gracias a Iván, compañero de tantas aventuras y el mejor amigo que se pueda desear.

La financiación de este trabajo, becas y estancias de investigación fue proporcionada por el Instituto Universitario de Xeoloxía "*Isidro Parga Pondal*" y por la Universidade da Coruña.

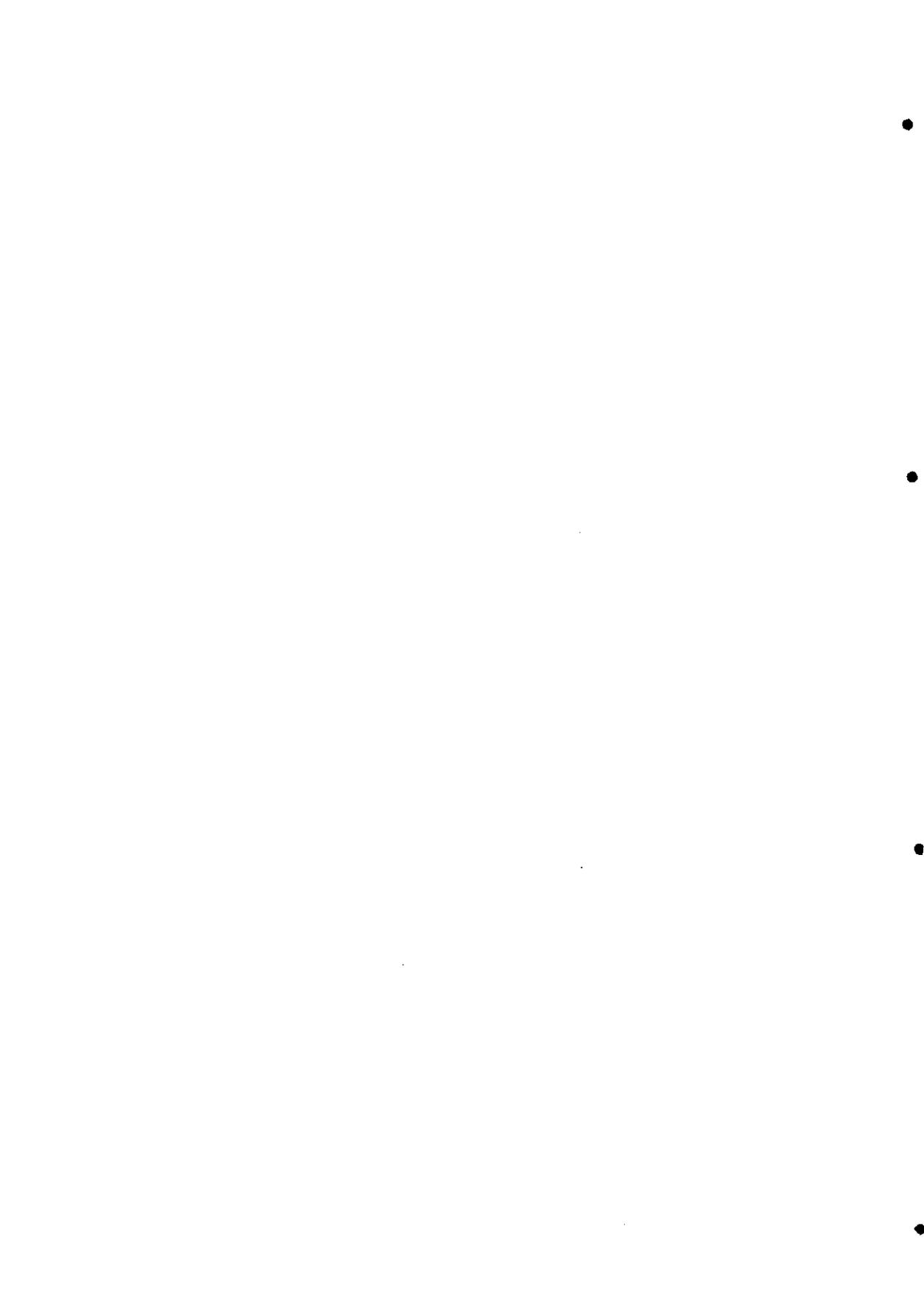
Para acabar, mis amigos, que siempre han estado ahí: Pablo

(compañero, gracias por todo), Ramón, Moni, Rosa, Ana, Fran, Geli y Cócó. ✨

Y las gracias más sentidas a mi familia: a mis padres, más allá de lo obvio, este trabajo se ha terminado por su empeño y apoyo en los peores momentos.; a María y Roge, a las abuelas, tíos y primos, este trabajo es también vuestro.



Índice





Capítulo 1: Introducción.

1. Introducción	3
1.1. Características geomorfológicas de Galicia.	4
1.2. Geocronología de los rasgos geomorfológicos.	7
1.3. Descripción de las zonas de estudio.	9
1.4. Antecedentes metodológicos.	13
1.5. Estudios previos con ^{21}Ne cosmogénico.	18

Capítulo 2 : Bases teóricas.

2.1. Rayos cósmicos.	27
2.1.1. Cambios en el flujo de rayos cósmicos.	30
2.1.2. Atenuación del flujo de rayos cósmicos.	33
2.2. Producción de nucleidos cosmogénicos <i>in situ</i> .	34
2.2.1. Tasas de producción.	36
2.2.2. Apantallamiento espacial y temporal de los rayos cósmicos.	39
2.3. Interpretación de los datos de nucleidos cosmogénicos.	41
2.3.1. Tasa de erosión constante.	43
2.3.2. Tasa de erosión aparente y edad de exposición aparente.	44
2.3.3. Cambios de altitud durante la irradiación.	50

Capítulo 3 : Material y métodos.

3.1. Toma de muestras.	55
3.2. Caracterización geológica y química de las áreas estudiadas.	55
3.2.1. Serra de Queixa.	55
3.2.2. Serra de Xurés.	56
3.2.3. Macizo de O Pindo.	59
3.2.4. Caracterización geoquímica.	62
3.3. Descripción geográfica y geomorfológica de las muestras estudiadas.	64
3.3.1. Serra de Queixa.	64
3.3.2. Serra de Xurés.	67
3.3.3. Macizo de O Pindo.	69
3.4. Coeficientes de apantallamiento y tasas de producción para cada localidad.	73

3.5.1. Separación del cuarzo.	75
3.5.2. Influencia de la mica en los análisis.	80
3.6. Medida del ^{21}Ne cosmogénico.	82
3.6.1.1. Determinación del ^{21}Ne cosmogénico.	82
3.6.1.2. Relación isotópica del componente cosmogénico en cuarzo.	86
3.6.1.3. Patrón de liberación de Ne cosmogénico en cuarzo.	88
3.6.2. Descripción del equipo de NG-IRMS.	90
3.6.3. Procedimiento experimental.	93
3.6.3.1. Procedimiento analítico de extracción y medida del gas Ne.	95
3.6.3.2. Procedimiento para la medida de patrones.	97
3.6.4. Corrección de interferencias.	98
3.6.4.1. Procedimiento para la corrección de interferencias.	100
3.6.5. Precisión y exactitud.	103

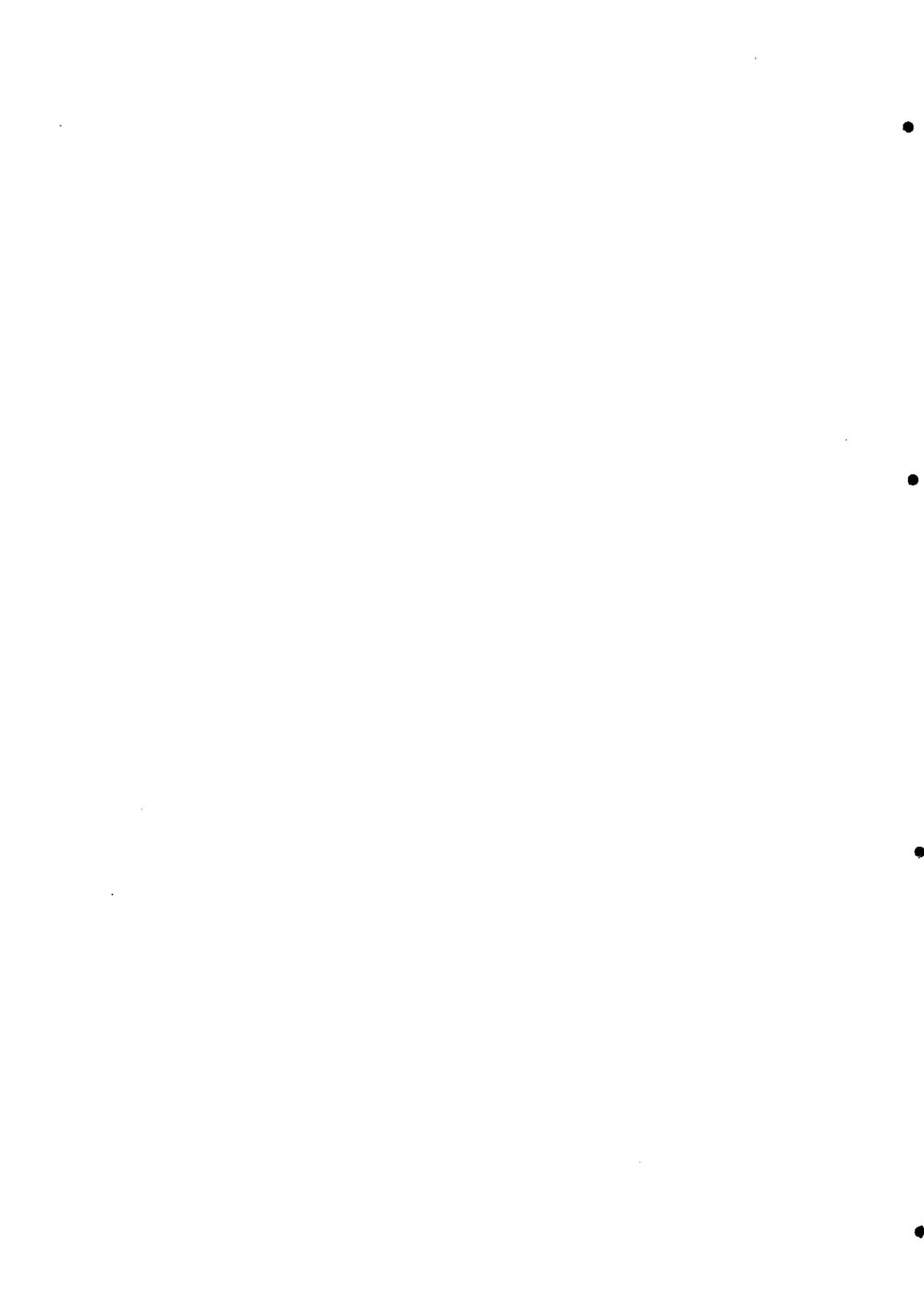
Capítulo 4: Resultados.

4.1. Identificación del componente cosmogénico: primeros criterios.	109
4.2. Resultados de la Serra de Queixa.	115
4.2.1. Q-1.	115
4.2.2. Q-2.	125
4.2.3. Q-3.	131
4.2.4. Q-4.	136
4.2.5. Q-5.	146
4.2.6. Q-6.	152
4.2.7. Q-7.	156
4.2.8. Q-8.	161
4.3. Resultados de la serra de Xurés.	165
4.3.1. X-1.	165
4.3.2. X-2.	169
4.4. Resultados del Macizo de O Pindo.	173
4.4.1. PDO-1.	173
4.4.2. PDO-2.	178
4.4.3. PDO-3.	182
4.4.4. PDO-4.	186
4.4.5. PDO-5.	192

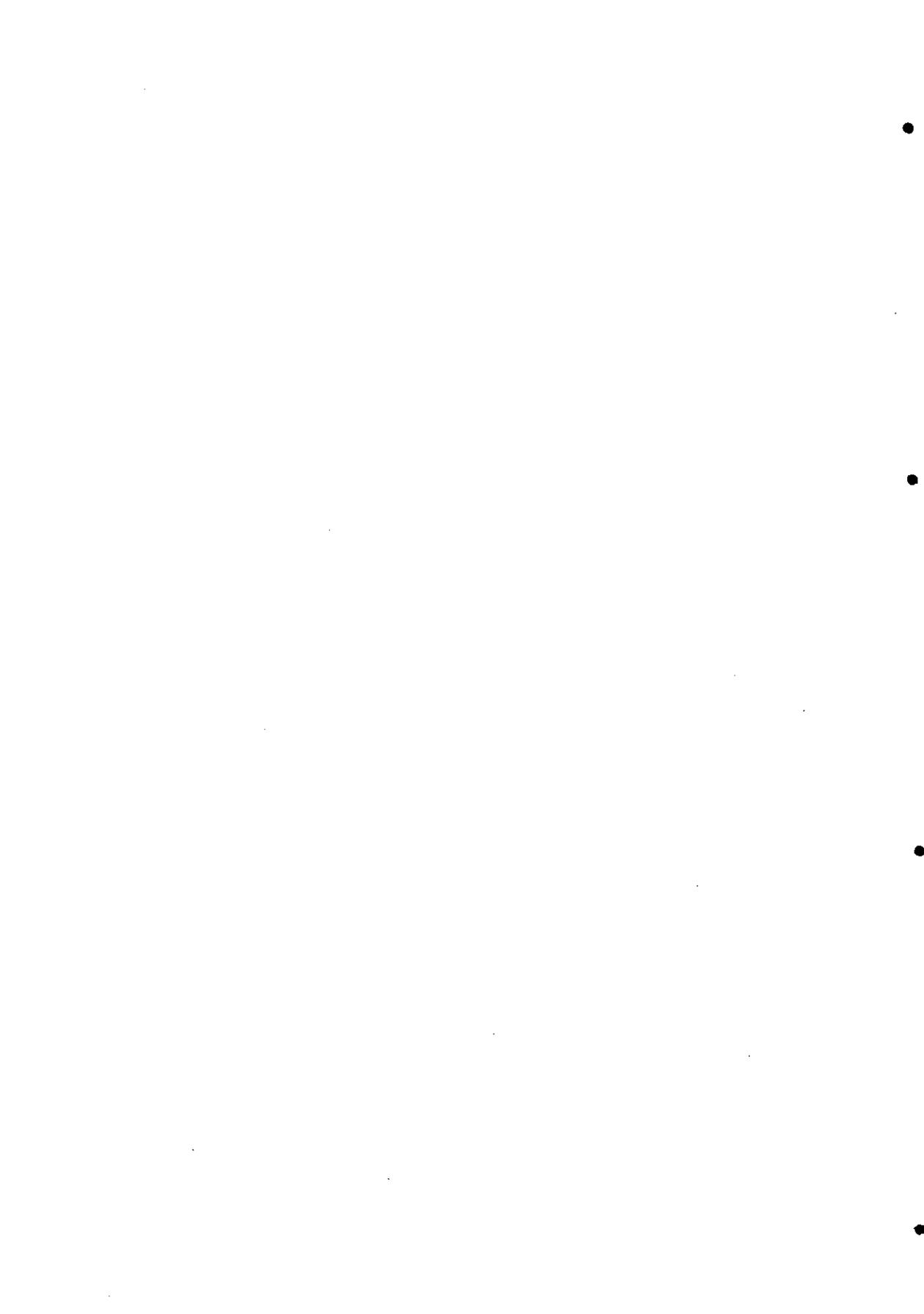
**Capítulo 5. Discusión.**

Discusión.	199
5.1. Análisis global de la determinación de ^{21}Ne cosmogénico.	205
5.2. Efecto de los incendios forestales sobre la concentración de ^{21}Ne cosmogénico.	220
5.3. Efectos del periglaciario sobre la concentración de ^{21}Ne cosmogénico:	228
5.4. Comparación entre distintas muestras de cuarzo.	229
5.5. Discusión geomorfológica de los datos obtenidos.	233
5.5.1. Zona 1.	233
5.5.2. Zona 2.	240

Capítulo 6 . Conclusiones. 255**Bibilografía.** 265



1. Introducción





1. INTRODUCCIÓN

Uno de los principales problemas en el estudio de los procesos geológicos fósiles es el de establecer su cronología. Los métodos de datación tradicionalmente usados en geología son genéricamente conocidos como de cronología relativa y cronología absoluta. Se basan en criterios diferentes. En el primero el principio fundamental es el de Superposición de Smith, que en síntesis dice que lo que está encima es mas moderno que lo que está debajo. En el segundo, o método de cronología absoluta, la desintegración de isótopos radioactivos de manera regular permite calcular el tiempo transcurrido desde el final de un proceso geológico cualquiera que sea, (enfriamiento de un magma, superación del umbral de alguna de las variables, (P,T) que caracterizan un proceso geodinámico o geoquímico, cambios en la magnitud del campo magnético, etc.), hasta la actualidad.

Por lo general la datación relativa requiere la existencia de sedimentos acumulados en estratos que permitan establecer una secuencia de deposición, por tanto relativa. Alternativamente puede deducirse una cronología relativa utilizando otro criterio. El de la presencia de fósiles que permiten definir igualmente una secuencia temporal de acuerdo esta vez con los principios de correlación y de evolución orgánicas pudiéndose así también establecer un orden de prioridad o precedencia para los estratos sedimentarios que los contienen. En algunos casos utilizando estos mismos sedimentos y/o fósiles se pueden utilizar los métodos cronológicos absolutos consiguiéndose así datar por partida doble una secuencia geológica. Muchos son sin embargo los procesos geológicos en donde al predominar la erosión sobre la acreción existe una carencia o pobreza bien de sedimentos y/o de fósiles que torna difícil situar en una escala temporal las etapas del proceso geodinámico correspondiente.

Este es el caso en aquellas áreas geográficas donde, por permanecer en situación emergida y bajo condiciones topográficas adversas (fuertes pendientes) o cuando los procesos erosivos han destruido parte del registro sedimentario con posterioridad a su formación, no se ha conservado ninguno de esos dos elementos de datación. Tan solo restarían entonces, en las circunstancias más favorables, utilizar otros criterios más ambiguos como la datación por superficies o formas erosivas, elementos siempre poco precisos ya que pueden corresponder a rasgos heredados de anteriores eventos geológicos, o pertenecer a procesos geológicos distintos del estudiado aunque la forma final sea parecida, (convergencia de procesos o de formas). En los últimos tiempos sin embargo, se han desarrollado nuevas técnicas que permiten establecer directa o indirectamente las edades de sedimentos o formas erosivas cuando las técnicas tradicionales basadas en la acumulación de isótopos procedentes de una cadena de desintegración radioactiva. Estas nuevas técnicas emplean distintos efectos de las radiaciones (nucleidos cosmogénicos, termoluminiscencia (TL) u optoluminiscencia (OSL), "apatite fission track", etc.), que se pueden aplicar no sólo a la datación de procesos geológicos caracterizados por sedimentos azoicos, sin ^{14}C u otros isótopos, sino también obtener tasas de erosión.

1.1. Características geomorfológicas de Galicia:

El estudio de la historia geológica de Galicia durante la llamada etapa geomorfológica, es decir aquella de la que se conservan formas o restos de formas, asociadas o no a depósitos, (VIDAL ROMANI 1996), abarca los últimos 65 millones de años, pero carece de una adecuada cronología. Los estudios referidos a esta etapa aunque aparentemente precisos no lo son sin embargo por esta razón. En esta etapa los procesos dominantes en Galicia fueron esencialmen-



Mapa 1.1 Cartografía geomorfológica de Galicia (ITGE, 1989).

te erosivos. La cartografía del Cuaternario de Galicia, (ITGE 1989), (ver mapa 1.1) aunque lo mismo ocurre con la del Terciario (MARTÍN SERRANO 1989; SANTANACH 1994), es pobre en comparación con la de zonas adyacentes (ITGE 1989). En contraste en la zona marina o inundada actualmente por el mar existen mas posibilidades de reconstruir la evolución del paisaje durante el mismo intervalo de

tiempo, (VANNEY et alii 1979; REY 1990), a pesar de la escasez de datos directos, (sondeos, muestras de superficie). El predominio de los datos de sismica submarina, (BOILLOT 1986; VANNEY et alii 1979). Para esta zona la etapa geomorfológica comienza en el Triásico con depósitos de evaporitas que fosilizan el techo del Banco de Galicia y se sigue hasta el fin del Terciario (localizado en algunos puntos de la Depresión Valle Inclán así como en la Plataforma Continental de Galicia) en solución de continuidad tanto en el registro sedimentario como en el geomorfológico (ver figura 1.1).

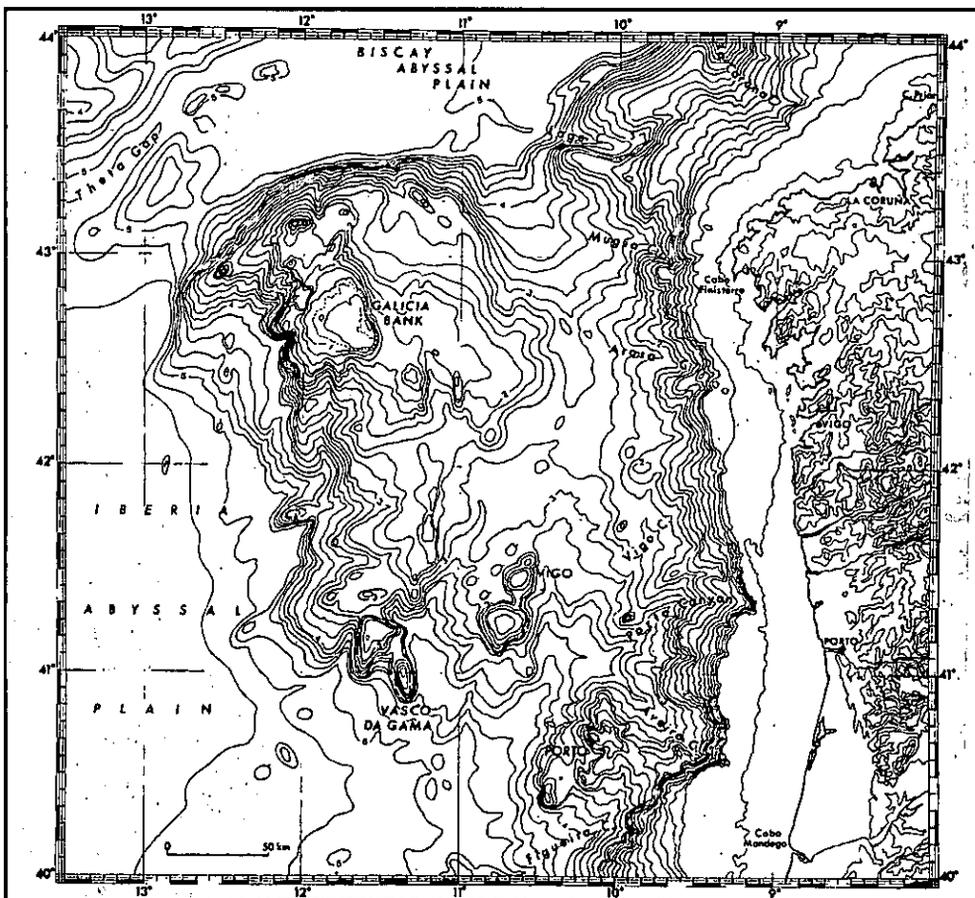


Figura 1.1. Cartografía submarina de la plataforma continental gallega y zonas adyacentes (tomado de VANNEY et alii, 1979). La depression Valle Inclán está definida por el borde de la Plataforma Continental y el comienzo del Talud abisal.



Por el contrario en la zona continental el registro conservado no es tan continuo. Se reduce a dos etapas bastante separadas en el tiempo. La primera es correspondiente al Neógeno, (SANTANACH 1994; FERRUS 1998) y está representada por una serie lacustre terciaria que aproximadamente se interrumpe al final del Plioceno. Desde ese momento hasta el final del Pleistoceno no existen datos en la literatura científica, al menos sustentados en una base real pues los únicos criterios empleados son muy subjetivos. La otra etapa con representación sedimentaria y geomorfológica va desde el final del Pleistoceno hasta la actualidad. Está representada por una mayor variedad de ambientes sedimentarios/geomorfológicos: glaciares, litorales y de plataforma, fluviales, cársticos, etc., (VIDAL ROMANÍ 1996). Así resulta que en Galicia desde el final del Mesozoico hasta el final del Oligoceno y durante la práctica totalidad del Pleistoceno, no se dispone de datos directos y todo lo que se puede deducir de esta etapa es por extrapolación de datos conocidos en zonas más o menos próximas o relacionadas con Galicia (MARTÍN SERRANO 1989) o simplemente por extensión de datos conocidos en otras zonas del Mundo.

1.2. Geocronología de los rasgos geomorfológicos:

La mayor parte de la superficie de Galicia no está cubierta por sedimentos fechables de una u otra manera al tratarse de superficies erosivas a las que sólo se atribuye una "edad geomorfológica" por lo general imprecisa o muy aleatoria. En efecto, la "edad geomorfológica" es siempre aproximada y no se corresponde con la edad real de una superficie, (TWIDALE 1997), entre otras por la razón de que esa superficie puede haber sido degradada en mayor o menor medida por la erosión posterior a su formación y aunque se preserve su identidad y homogeneidad geomorfológica su disposición (altura, relieve,

etc) puede ser muy diferente a la primitiva. La edad de la superficie en esos casos obviamente no se corresponde con la edad de la superficie sino con la de la última etapa erosiva o de meteorización. Este hecho carece de importancia cuando se están caracterizando eventos próximos en el tiempo al de la edad de la superficie pero se hace enormemente problemático para el caso de superficies modificadas con posterioridad a su formación durante millones (PAGÉS 1996; YEPES 1997; MARTÍN SERRANO 1989; SANTANACH 1994; etc) donde la indeterminación no asigna a una superficie una edad, sino un rango de edades enormemente amplio.

Esta Tesis Doctoral trata de resolver aunque sólo sea parcialmente este problema mediante la técnica de datación por nucleidos cosmogénicos utilizable en materiales cuarzosos o en general sobre granitoides ácidos, materiales por otra parte muy frecuentes en Galicia. Si bien en principio un trabajo como este lo que se plantea es conocer la validez o no de una técnica, es esencial establecer previamente el rango de edades de partida al que se va a aplicar la técnica, (en teoría el método utilizado carece de límites de edad en su aplicación). El segundo punto a considerar es definir el tipo de elemento del paisaje a datar: esencialmente formas erosivas y/o depósitos.

Determinados procesos geodinámicos se producen de una manera muy rápida, (incluso desde el punto de vista geológico), de manera que la datación de algunos de sus rasgos, (formas erosivas o acumulativas), sirve para obtener la edad real del evento geológico independientemente del error introducido por el método empleado. Es el caso por ejemplo de los procesos glaciares donde la datación de una superficie de abrasión glaciaria, si no fue retocada con posterioridad, sirve para fechar la última etapa de avance glaciaria, (en realidad lo que se data es el momento de su exposición a la radiación



cósmica, o sea, el de la desaparición de la cubierta de hielo, sedimentos o suelos que la protege de los efectos de aquella). Es evidente que la selección del elemento a datar debe realizarse de manera muy cuidadosa ya que de lo contrario puede datarse una superficie que haya sido enterrada y exhumada muchas veces después de haberse generado (por cualesquiera que fuese el proceso) y la edad que de ella se obtenga puede ser muy diferente a la que se busca. En otros supuestos lo que importa dilucidar con la datación es la tasa de erosión que sufre una superficie desde su generación hasta el momento de su medida. En este caso no importa tanto la edad que tiene como la que debiera tener. Es difícil obtener este dato, la tasa de erosión, si se carece de uno de los elementos, pero a veces con la ayuda de termómetros o barómetros geológicos podemos conocer la profundidad de enfriamiento o consolidación y así calcular la tasa media de erosión. Cuando esta corresponde a un intervalo de tiempo muy prolongado tiene sólo un interés relativo ya que se homogeneizan etapas de erosión rápida con otras de erosión más pausada. Por el contrario, el análisis de secuencias largas y con una gran continuidad permite, al menos parcialmente, conocer la evolución de una serie de superficies, sobre todo si puede ser combinada con otros datos cronológicos. La selección que se ha hecho para esta Tesis Doctoral corresponde a dos zonas graníticas de Galicia (ver figura 1.2). En ellas se ha planteado el análisis de dos sucesiones de superficies erosivas con rangos de edad muy diferentes.

1.3 Descripción de las zonas de estudio:

La primera zona (ver figura 1.2, (1.a y 1.b)) se sitúa en el Pleistoceno, abarcando menos de dos millones de años. La segunda zona (ver figura 1.2, (2)) es mucho más amplia y se sitúa entre el final del Mesozoico y el final del Terciario, es decir abarca prácticamente

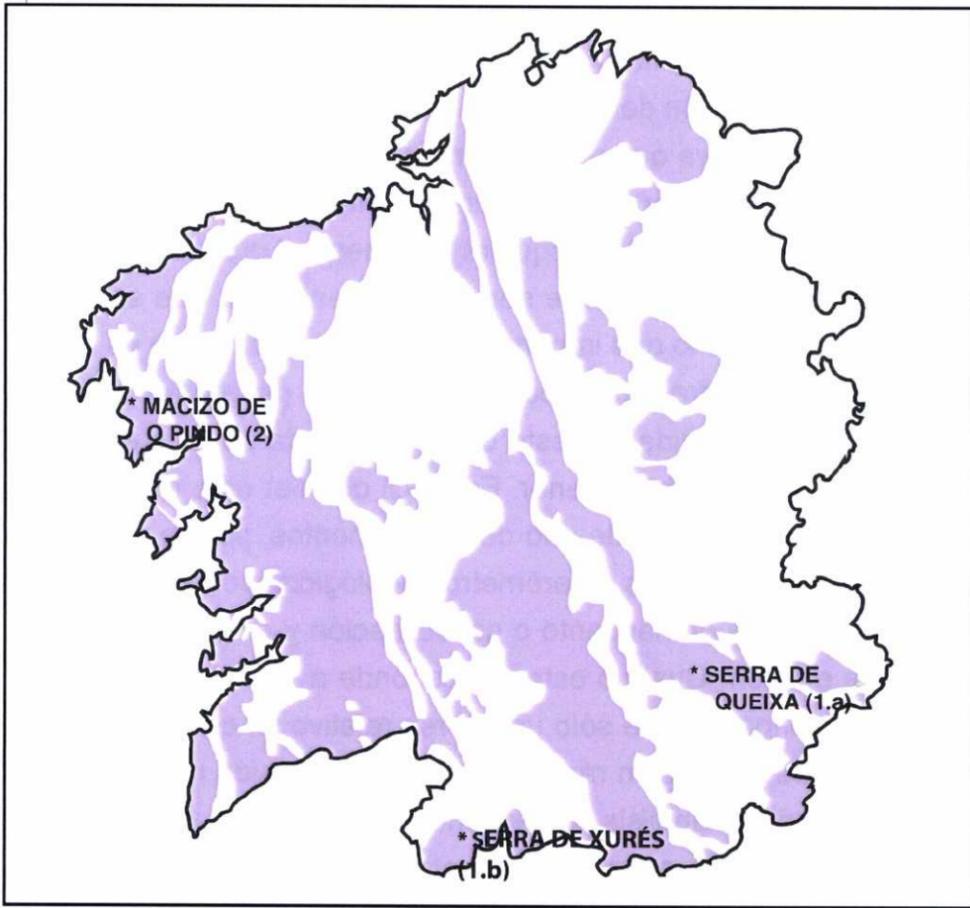


Figura 1.2. Localización de las zonas estudiadas en esta Tesis Doctoral. En trama gris aparecen las zonas de litología granítica (modificado de GRANDAL et alii, 1997).

la totalidad de la etapa geomorfológica: 65 millones de años. La cronología de ambas zonas, como ya antes se había dicho parece bien conocida si se consideran los datos aportados por la literatura geomorfológica previa. La realidad sin embargo es que apenas hay datos cronológicos cuantitativos que apoyen las historias geomorfológicas diseñadas en los trabajos aludidos con alguna datación absoluta. Además del rango de edad existen otras diferencias en las zonas seleccionadas. Si bien se trata en ambos casos de paisajes graníticos los procesos geodinámicos que los han modelado han sido totalmente distintos.

En la primera zona considerada (ver figura 1.3), la Serra do Gerez/Xurés y la Serra de Queixa, que se sitúan en la provincia de Ourense (la primera ya en su límite con Portugal), los procesos geomorfológicos mas enérgicos que se manifiestan son los derivados de la erosión y sedimentación glaciár pleistocena. Se han seleccionado ya superficies de erosión ya superficies de acumulación (frentes morrénicos) bien conservadas que permiten asegurar que no se ha producido erosión y por tanto la destrucción total o parcial de la superficie original. Esto puede garantizarse pues aun se reconocen determinados microrrasgos, (como pulido o estriado glaciár) existiendo por tanto plenas garantías de que se trata de la superficie original abandonada por la erosión glaciár y la edad obtenida en este caso corresponderá estrictamente al evento que la produjo.

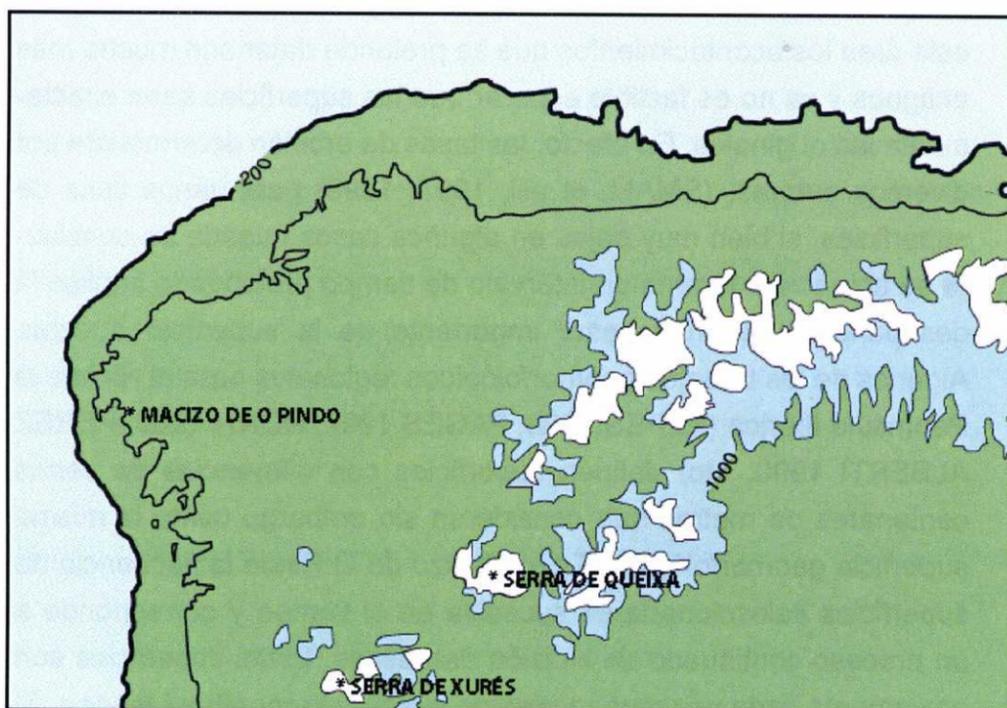


Figura 1.3. Zonas glaciadas (en blanco) en el NW de la Península Ibérica y nivel del mar (en línea gruesa continua) durante la última glaciación (modificado de GRANDAL et alii, 1997). Las zonas de cotas superior a 1000 m s.n.m. aparecen contorneadas

La segunda zona considerada es el Macizo de O Pindo en el oeste de la provincia coruñesa, situado en la línea de costa (ver figuras 1.2 y 1.3). En esta zona los procesos geodinámicos que han predominado son la incisión fluvial y la corrosión química, (grabado o etching). A pesar de su proximidad a la línea de costa no se han considerado superficies relacionadas con la dinámica marina, (superficies de abrasión marina), cuya máxima altura en toda la costa de Galicia está entre los 45-50 m por encima del nivel actual del mar (VIDAL ROMANÍ 1996). La posición de esta zona con respecto a la línea de costa es simplemente un elemento de referencia que permite definir la historia y cronología del desmantelamiento/incisión de la red de drenaje durante un prolongado período de tiempo (en la literatura previa, (NONN 1967; PAGÉS 1996; YEPES 1997), se sitúa aproximadamente entre el final del Mesozoico y el momento actual). En este área los acontecimientos que se pretende datar son mucho más antiguos y ya no es factible esperar que las superficies sean exactamente las originales. En efecto, las tasas de erosión determinada por diversos autores, (SMALL et alii, 1997, 1998) para varios tipos de superficies, si bien muy bajas en algunos casos cuando se considera su actuación durante un intervalo de tiempo prolongado implica la desaparición de un espesor importante de la superficie a datar. Algunos de los trabajos geomorfológicos regionales para el NW de la Península Ibérica (YEPES 1996; PAGÉS 1997; NONN 1966; PEREZ ALBERTI 1990, etc) definen superficies con diferencias de varios centenares de metros que consideran sin embargo como la misma superficie geomorfológica. En el Macizo de O Pindo la secuencia de superficies seleccionada es sucesiva en el tiempo y corresponde a un proceso continuado de incisión del relieve. Estas superficies son obviamente cada vez más modernas cuanto menor altitud tengan. El intervalo temporal teóricamente representado en este caso es mucho más prolongado por lo que las posibilidades de error se multiplican,



(ver Capítulo 2). Se ha seleccionado una secuencia de superficies entre los 700 m y los 75 m sobre el nivel actual del mar. Tres de estas superficies se corresponden con el cauce de un curso fluvial actual que desemboca en el Atlántico. Su cronología corresponde al proceso de incisión de la red fluvial de Galicia y permitiría definir con mayor precisión que hasta ahora la generación del relieve de Galicia. Dos de las superficies seleccionadas en la segunda zona son superficies grabadas (o de corrosión química), y su edad sería la del final del proceso de erosión de la cubierta de alteritas o regolito y su exposición a la radiación cosmogénica. En este caso existiría un cierto decalaje al corresponder su edad a una etapa posterior a la de la generación de la superficie, (que es la de su denudación posterior). También existe la posibilidad de generación sucesiva de varios suelos seguida de las correspondientes erosiones o destrucción del regolito. Esto se hace menos probable cuanto más baja es la superficie (por tanto más moderna). Por el contrario las posibilidades de múltiples episodios de erosión se incrementan con la altura, es decir con la mayor antigüedad de la superficie. Aun admitiéndose tasas de erosión bajas, y continuas, la antigüedad de una superficie implica mayores pérdidas de material de la superficie rocosa original consecuentes con el rejuvenecimiento de la edad, por erosión, de esta.

1.4 Antecedentes metodológicos:

La datación de eventos geomorfológicos erosivos como los mencionados anteriormente es virtualmente imposible si no es mediante la medición de isótopos generados por la interacción de la materia con los rayos cósmicos. La interacción de la materia con la radiación cósmica origina nuevos (*in situ*) nucleidos, estables y radioactivos, en la superficie expuesta. Su acumulación en la superficie depende de la estabilidad de la misma y del propio nucleido generado.

Durante muchos años después de su descubrimiento en 1912 por el físico austriaco Victor Hess, los rayos cósmicos fueron estudiados fundamentalmente por la física de partículas. En 1934 A. V. Grosse sugirió que la interacción de la radiación cósmica con la superficie terrestre podría generar nuevos nucleidos a los que denominó radioelementos cósmicos. Más tarde, (DAVIS y SCHAFFER 1955) se realizó el primer intento de medida de nucleidos cosmogénicos generados *in situ* al medir ^{36}Cl en rocas máficas por debajo del límite de máximo avance de la glaciación finipleistocena en las Montañas Rocosas. La detección de nucleidos cosmogénicos generados en superficies terrestres estaba obviamente condicionada por las limitaciones instrumentales de la época, que de hecho duraron hasta principios de la década de 1980, cuando el desarrollo de la espectrometría de masas por acelerador (AMS) y de la espectrometría de masas de gases nobles de alta sensibilidad permitió rebajar sustancialmente el límite de detección para adecuarlo a las tasas de producción de los nucleidos cosmogénicos en la Tierra. Mientras tanto, los estudios de exposición de superficies a la radiación cósmica se sucedieron tanto en meteoritos como en superficies lunares, donde tasas de producción de 10^2 a 10^3 veces superiores a las que hay en la Tierra y una tasa de erosión prácticamente nula permitían la acumulación de cantidad suficiente de nucleidos para ser detectados por los instrumentos de la época. Al mismo tiempo se fue desarrollando el corpus teórico necesario para determinar el flujo de rayos cósmicos sobre la superficie terrestre y para modelizar la producción de nuevos nucleidos debido a la interacción de la radiación con la materia. Fue en la segunda mitad de la década de 1980 cuando distintos grupos (ver tabla 1.1) trabajaron simultáneamente en este campo, definiendo el espectro de aplicación, tanto metodológica como geomorfológica, de esta técnica.

Hoy en día, esta técnica con sus distintos nucleidos se ha aplica-

Nucleido	Material	Primer trabajo
^3He	Lava	Kurz et al, 1985
^{10}Be	Basalto	Brown et al, 1982.
^{14}C	Cuarzo, piroxeno	Jull et al, 1991
^{21}Ne	Basalto	Marti & Craig, 1987
^{26}Al	Cuarzo	Nishiizumi et al, 1986
^{36}Cl	Lava	Phillips et al, 1986

Tabla 1.1. Primeros trabajos donde se detectaron nucleidos cosmogénicos en superficies terrestres.

do a superficies de muy variada significación geomorfológica y son muy numerosos los trabajos publicados hasta la fecha. Sin duda, los más clásicos se refieren al estudio del glaciario durante el Pleistoceno, determinando la edad de exposición de superficies glaciadas y morrenas en sistemas glaciares de los cinco continentes. Otras superficies datadas nos dan información acerca de eventos volcánicos, episodios de paleosismicidad, tasas de incisión y levantamiento y hasta impactos meteoríticos. Por otra parte, la deducción de tasas de erosión a partir de la acumulación de los nucleidos cosmogénicos ha permitido el estudio cuantitativo de procesos a distintas escalas de evolución del paisaje, desde la formación de suelos hasta la generación de regolito. Para una visión completa de los principios y aplicaciones de esta técnica, sugerimos la lectura de dos excelentes artículos de revisión. El primero de ellos, (CERLING y CRAIG 1994) hace hincapié en la aplicación geomorfológica de la técnica. El segundo (GOSSE y PHILLIPS 2001), es una exhaustiva revisión tanto de los principios teóricos, desarrollos metodológicos y aplicaciones publicadas hasta la fecha.

La producción de nucleidos cosmogénicos *in situ* depende fundamentalmente de la posición de la superficie bombardeada, su composición y tiempo de exposición. Un material idóneo para la determinación de isótopos cosmogénicos es el cuarzo por su composición química simple y amplia distribución en la litosfera. Varios son los isó-

topos que se originan en el cuarzo (ver tabla 1.2): los isótopos radiactivos como ^{10}Be , ^{14}C o ^{26}Al se miden por Espectrometría de Masas de Acelerador (AMS) y su espectro temporal de aplicación viene dado por la correspondiente constante de desintegración radioactiva y la erosión que disminuye la concentración del isótopo en la roca; los isótopos estables como ^3He y ^{21}Ne se miden por Espectrometría de Masas de Gases Nobles (NG-MS) y no tienen más limitación que la

Isótopo	Vida media (años)	Átomos objetivo ^{a)}
$^3\text{He}^{\text{b)}$	12.3	O, Mg, Si, Fe (N,O)
$^3\text{He}, ^4\text{He}$	Estable	O, Mg, Si, Fe (N,O)
$^{10}\text{Be}^{\text{b)}$	1.6×10^6	O, Mg, Si, Fe (N,O)
$^{14}\text{C}^{\text{b)}$	5730	O, Mg, Si, Fe (N)
$^{20}\text{Ne}, ^{21}\text{Ne}, ^{22}\text{Ne}$	Estable	Mg, Al, Si, Fe
$^{22}\text{Na}^{\text{b)}$	2.6	Mg, Al, Si, Fe (Ar)
^{26}Al	7.1×10^5	Si, Al, Fe, (Ar)
$^{32}\text{S}^{\text{b)}$	≈ 150	(Ar)
$^{36}\text{Cl}^{\text{b)}$	3.0×10^5	Fe, Ca, K, Cl, (Ar)
$^{38}\text{Ar}, ^{38}\text{Ar}$	Estable	Fe, Ca, K
$^{39}\text{Ar}^{\text{b)}$	269	Fe, Ca, K, (Ar)
^{40}K	1.3×10^9	Fe
$^{39}\text{K}, ^{41}\text{K}$	Estable	Fe
^{41}Ca	1.0×10^5	Ca, Fe
^{53}Mn	3.7×10^6	Fe
^{54}Mn	312 días	Fe
^{56}Fe	2.7	Fe
^{59}Ni	7.6×10^4	Ni, Fe
^{60}Fe	1.5×10^6	Ni
^{60}Co	5.27	Co, Ni
$^{81}\text{Kr}^{\text{b)}$	2.1×10^5	Rb, Sr, Zr, (Kr)
$^{79}\text{Kr}, ^{80}\text{Kr}, ^{82}\text{Kr}, ^{83}\text{Kr}$	Estable	Rb, Sr, Zr
$^{129}\text{I}^{\text{b)}$	1.6×10^7	Te, Ba, Le, Ce (Xe)
$^{124-132}\text{Xe}$	Estable	Te, Ba, Le, Ce, I

Tabla 1.2. Lista de nucleidos cosmogénicos con vida media superior a 6 meses. (LAL 1998). a) Elementos a partir de los cuales procede la producción mayoritaria. Los que están entre paréntesis indican que la producción se genera en la atmósfera terrestre. b) Nucleidos que también se producen en la atmósfera.



erosión, ya que se acumulan en la roca indefinidamente.

Obviamente, cada isótopo en particular presenta distintos problemas metodológicos y no todos son útiles para datar el mismo proceso geológico. El problema común a todos ellos es la determinación exacta de los isótopos inducidos por los rayos cósmicos sustrayendo de la concentración total medida los generados por otros medios. La existencia de una composición isotópica previa a la exposición ("trapped component" o componente heredado) debe ser siempre tomada en cuenta y dependiendo del isótopo estudiado, la producción debida a la desintegración de elementos radioactivos contenidos en la matriz rocosa o la incorporación a la misma de isótopos generados en la atmósfera pueden contribuir a la concentración total. La preparación de la muestra previa a la medida está encaminada a reducir en lo posible estas contribuciones, que también pueden ser corregidas con modelos teóricos y experimentales.

La traducción de la concentración determinada en una edad para la exposición de la superficie requiere el conocimiento de la tasa de producción del isótopo medido en el material analizado. El cálculo teórico está limitado por el desconocimiento de los parámetros físicos que rigen la interacción de las partículas con la materia. La estimación experimental resulta de la calibración de la concentración hallada contra una edad de exposición determinada por otros medios. Si bien hace poco la incertidumbre de las tasas de producción se estimaba en un 30%, actualmente el error que introduce en el cálculo final es comparable al resultante de la medida en sí, con lo que ha dejado de ser la principal limitación de la técnica. De hecho, hoy en día se considera (LAL 1998) que la limitación más importante para el desarrollo de las aplicaciones de los isótopos cosmogénicos *in situ* es la disponibilidad de técnicas experimentales que permitan detectar los cambios que la radiación cósmica induce en la materia.

1.5. Estudios previos con ^{21}Ne cosmogénico :

La datación de procesos geomórficos utilizando la concentración del isótopo cosmogénico ^{21}Ne se inicia en 1987 cuando MARTI y CRAIG identificaron este isótopo por vez primera en fenocristales de olivino y piroxeno en una colada de lava datada en 500.000 años de edad a 3,000 m de altitud en el volcán Haleakala, Maui, (Islas Hawaii, E.E.U.U.).

Años mas tarde, (GRAF et alii, 1991), analizando rocas y cristales de cuarzo procedentes de la Antártida concluían que el Ne cosmogénico era retenido en porcentajes cuantitativos en el el cuarzo en función de su tiempo de exposición a la radiación cosmica. Sin embargo debido al desconocimiento de la tasa de producción del ^{21}Ne fue imposible deducir la edad de exposición de los elementos analizados. Sin embargo el trabajo de GRAF et alii, (1991), constituye una importante aportación metodológica al poner de manifiesto la necesidad de utilizar una instrumentación de extracción de gases completamente metálica que impidiera la difusión del gas hacia el interior del sistema para reducir los blancos analíticos.

El diseño y construcción de un espectrómetro de masas y una línea de extracción y purificación de gases adecuada para el estudio del Ne cosmogénico fue desarrollado posteriormente a raíz de esa experiencia, (CRAIG et alii 1993), en el Isotope Laboratory de Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego. Craig y sus colaboradores concretan también los pormenores técnicos para la extracción del gas así como diseñan el primer protocolo analítico para la extracción y purificación del ^{21}Ne .

Al mismo tiempo, (NIEDERMANN et alii 1993) se publica la metodología para determinar el ^{21}Ne cosmogénico en cuarzo como parte de un estudio realizado para obtener la tasa de producción del gas



en el medio natural, hasta el momento desconocida. El estudio fue publicado un año más tarde (NIEDERMANN et al. 1994). Para realizar esta determinación se analizaron muestras de cuarzo procedentes de granitos de Sierra Nevada, California, un área glaciada durante el Pleistoceno. Las muestras datadas con ^{21}Ne cosmogénico corresponden a superficies de abrasión glaciaria, perfectamente conservadas, (NIEDERMANN et al. 1994), lo que permitía asegurar una erosión inferior a 1 mm de espesor para la misma desde la desaparición del hielo. Según los datos disponibles, (NISHIZUMI et al. 1989) la edad del pulido glaciario era de 11,000 años antes de ahora (B.P.). Sin embargo los análisis realizados en los cristales de cuarzo seleccionados dieron una compleja mezcla de distintos componentes de ^{21}Ne : cosmogénico, nucleogénico y heredado, lo que no permitió detallar en este trabajo las proporciones correspondientes a cada uno de los procesos generadores del ^{21}Ne . A pesar de ello se llegó a deducir una tasa de producción del ^{21}Ne a partir del Si de $P_{21}(\text{Si})=21$ átomos/g.año, para latitudes $>60^\circ$ y al nivel del mar.

Un nuevo intento para obtener la tasa de producción fue llevado a cabo más tarde, (GRAF et al. 1996), en un experimento realizado en condiciones "de facto" naturales. Durante casi 3 años un cristal purificado, de composición conocida, fue expuesto en la cima del Monte Evans (altitud 4250 m) a la acción de los rayos cósmicos. Se obtuvo así una tasa de producción de $P_{21}(\text{Si})=19,3$ átomos/g.año, (comparable a la obtenida por NIEDERMANN et al., 1994).

Años más tarde, de nuevo en la Antártida otros autores, (BRUNO et al. 1997), analizan muestras minerales de distinta composición. Para el caso de los cristales de cuarzo los resultados obtenidos por estos autores confirman nuevamente la metodología descrita por NIEDERMANN et al., 1993 para la identificación de ^{21}Ne . Las edades mínimas de exposición obtenidas dieron valores de hasta 6,5

millones de años (Ma). B.P..

Una nueva aplicación del ^{21}Ne cosmogénico fue publicada por PHILLIPS et alii (1997). En este trabajo se dan edades de exposición para el cuarzo procedente de gravas de terrazas fluviales y aluviales entre 44 Ka y 144 Ka. Un resultado interesante de este trabajo es la confirmación de que el Ne cosmogénico se libera a bajas temperaturas ($<600^{\circ}\text{C}$), como ya se había señalado con anterioridad, (NIEDERMANN et alii 1993).

Los trabajos publicados mas recientes, (SUMMERFIELD et alii 1999; SCHÄFER et alii 1999, 2000), presentan igualmente análisis realizados sobre cristales de cuarzo y de piroxeno (s.l.) procedentes de rocas de la Antártida. Los primeros autores, (SUMMERFIELD et alii, 1999) estiman las tasas de erosión en la zona de los Dry Valleys a partir de la concentración de ^{21}Ne cosmogénico, obteniendo tasas entre $0,133\text{-}1,02\text{ m Ma}^{-1}$ dependiendo de la situación de las muestras. Las edades de exposición corregidas en función de la erosión en este trabajo van desde 0,61 Ma hasta 4,66 Ma. Los segundos (SCHÄFER et alii, 1999) también para la zona de los Dry Valleys determinan edades de exposición de hasta 10 Ma y deducen nuevas tasas de producción para el ^{21}Ne a partir de Mg ($P_{21}(\text{Mg})=166$ átomos/g.año) y de Al ($P_{21}(\text{Al})=55$ átomos/g.año), ambos valores deducidos para latitudes $>60^{\circ}$ y al nivel del mar. Sin embargo ambos autores no diferencian en la concentración medida de ^{21}Ne la fracción correspondiente a cada uno de los componentes (cosmogénico y nucleogénico), procediendo a analizar y cuantificar una única liberación a 1400°C . (SUMMERFIELD et alii, 1999) o 1800°C (SCHÄFER et alii, 1999). Esta simplificación se basa en que dada la gran antigüedad asignada a la superficie, la fracción cosmogénica del ^{21}Ne debe ser muy superior a la correspondiente a la nucleogénica, que consideran despreciable en comparación con aquella.



Con independencia de esta última suposición, que aquí no se considera válida, en todos los trabajos citados no es tan problemático aceptar las edades obtenidas, por muy antiguas que estas sean, como identificar el origen de la superficie/sedimento o elemento datado y asignarle la edad que corresponda al proceso que la engendró. Por ejemplo los autores, del último de los trabajos citados (SCHÄFER et alii, 2000), analizan bloques de till supraglaciario y englaciario en una masa de hielo muerto del Beacon Valley (Antártida) a la que asignan una edad mínima de 2.3 millones de años, si bien admiten que podría ser mayor. Su comparación de la edad de uno de los erráticos incluidos en el hielo (0.1 Ma) con la edad de un errático situado en superficie (2.3 Ma) es para estos autores la prueba de la validez de su razonamiento. Parece aventurado admitir como un buen criterio para datar una colada de hielo los erráticos situados en la superficie de una masa móvil, (como lo es el propio hielo del glaciar) y cuya procedencia puede ser tanto de la base del glaciar (carga subglaciario), del interior del glaciar, (carga englaciario), como de la carga supraglaciario que puede haber caído sobre la superficie del hielo desde una ladera o de un relieve supraglaciario dominante. En este último caso el bloque ha podido interferir durante mucho tiempo la radiación cosmogénica antes de ser depositado sobre la superficie del hielo. Además si la datación se hubiera realizado en un mayor número de muestras y el conjunto de los resultados obtenidos fuese coherentes tal vez podría ser admitida razonablemente la opción presentada por Schäfer y sus colegas. Otro punto es el de no diferenciar la fracción de cada una de las fuentes de procedencia del ^{21}Ne y asumir que todo el gas cuantificado es de origen cosmogénico.

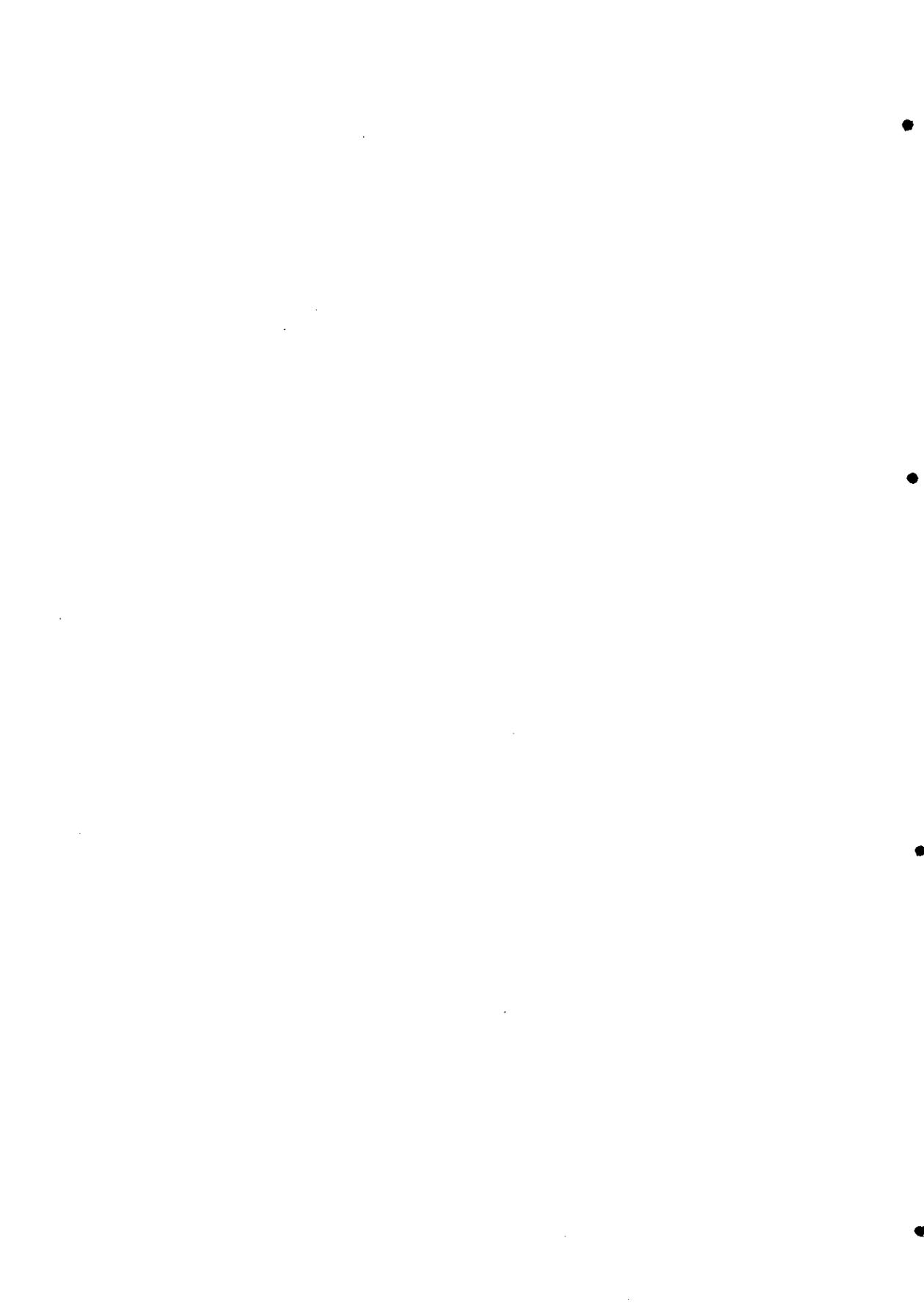
En nuestro caso se ha preferido, siguiendo las ideas de NIEDERMANN et alii (1994), seleccionar superficies con un origen conocido (superficies de abrasión glaciario, superficies de corrosión química, superficies de erosión fluvial), por lo que la edad de la superficie

corresponderá a un proceso concreto disminuyéndose drásticamente las posibilidades de introducir un error. Además para el caso de datarse sedimentos como realizaron Schäfer y sus colegas en vez de incrementar el riesgo de error analizando una sola muestra se ha elegido una secuencia de muestras seriadas, de las que se presumía "a priori" la edad a obtener.

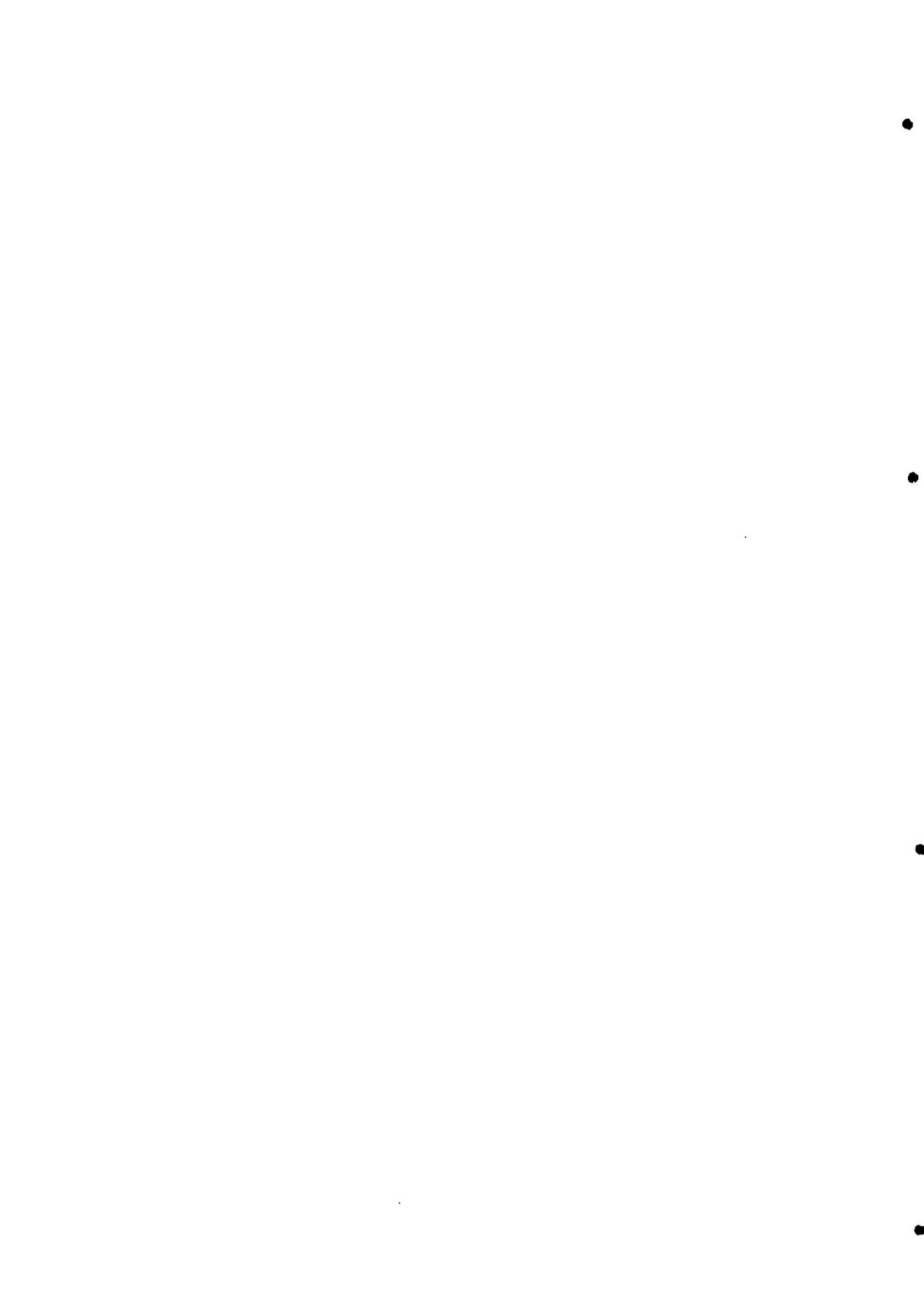
Por otra parte los aportes de las tres fuentes señaladas: nucleogénica, heredada, y cosmogénica contribuyen a la concentración total de Ne en la roca, (NIEDERMANN et alii, 1994). Por ello se hace difícil entender el razonamiento de SUMMERFIELD et alii (1999) y SCHÄFER et alii, (1999; 2000) de despreciar la contribución del ^{21}Ne nucleogénico en comparación con el valor alcanzado por el cosmogénico, aun en el caso de que parte de las determinaciones de edad de los segundos autores se hayan realizado sobre cristales de piroxeno (s.l.). En efecto, los cristales de piroxeno son dentro de la escala de alterabilidad de acuerdo con las series de Bowen, (en THOMAS, 1974), extremos opuestos de la misma, siendo el piroxeno menos resistente que el cuarzo. La estructura del piroxeno, un inosilicato, es obviamente mucho mas abierta que la del cuarzo, un tectosilicato lo que implicaría entre otras cosas una menor resistencia a los procesos de alteración, algo crucial en una carga englaciar o supraglaciar donde por sublimación o fusión del hielo con la alteración subsiguiente que los mismos autores reconocen en las muestras supraglaciares estudiadas en el glaciar de Beacon Valley, Antártida. Es mas, para rocas muy antiguas como las estudiadas en la Antártida ocurre entonces que el ^{21}Ne nucleogénico puede contribuir de manera importante a la concentración total dado que se produce desde el momento de la consolidación de la roca. Es el caso de las muestras analizadas en esta Tesis Doctoral, los granitos de Monte Pindo y Serra de Queixa y Gêrez (FERNANDEZ MOSQUERA et alii, 2000), consolidados desde hace unos 300 millones de años, (DEN



TEX, 1978), frente a la edad de exposición a los rayos cósmicos. de las superficies rocosas muestreadas, inicialmente entre 60 y 2 millones de años antes de ahora.



2. Bases teóricas





2.1. RAYOS CÓSMICOS:

Se denomina así la radiación de partículas galácticas que interactúa con la materia del sistema solar, incluyendo la Tierra. En líneas generales se puede decir que la mayor parte de la radiación cósmica son partículas nucleares de muy alta energía: aproximadamente un 70% son protones; 20% partículas α ; 0,7% iones de Li, Be y B; 1,7% iones de C, N y O y el 0,6% restante iones de $Z > 10$.

El espacio interestelar de una galaxia está constituido por polvo, átomos, iones y moléculas de muy baja densidad sometidos al campo magnético de la galaxia, es decir, un plasma en el que se producen movimientos como turbulencias o frentes de onda de choque. Cuando una partícula entra en una región donde hay un plasma en reposo, su trayectoria se curva y sale de esa región con prácticamente la misma energía, pero en diferente dirección. Si el plasma está en movimiento, la partícula tendrá más energía que al entrar; el conjunto del plasma le transfiere una fracción de su energía. Si este proceso se repite un gran número de veces, las partículas pueden llegar a adquirir energías muy superiores a la inicial.

Este mecanismo actúa sólo durante el tiempo de permanencia de los rayos cósmicos en la galaxia, lo que limita el número de interacciones con el plasma y por lo tanto la energía máxima alcanzable. La energía máxima de aceleración en un plasma de longitud L y campo magnético B se obtiene igualando el radio de giro en el campo B correspondiente a la longitud L del acelerador cósmico:

$$E_{\max} \sim \beta c Z e B L$$

Donde c es la velocidad de la luz, Ze es la carga de la partícula acelerada y $\beta = v/c$ es la velocidad de la onda de choque en el plasma medida respecto a c .

Esta relación es una de las razones por las que se asigna un origen extragaláctico a los rayos cósmicos con energías superiores a 10^{17} o 10^{18} eV, ya que en la galaxia B y L tienen un valor no sufi-

ciente para alcanzar energías tan altas. Para energías inferiores se cree que los rayos cósmicos se originan en las supernovas, ya que la energía necesaria para mantener el suministro de rayos cósmicos es sólo ligeramente menor que la media de la energía cinética liberada por las explosiones de supernovas .

Cuando una estrella de gran masa se colapsa sobre sí misma debido a la fuerza gravitatoria, las regiones exteriores de la estrella explotan a velocidades de 10.000 km/s. También cuando una enana blanca se desintegra por entero en una explosión de fusión nuclear se libera una cantidad de energía similar. En ambos tipos de supernova, el material expulsado se expande a velocidades supersónicas, originando una fuerte onda de choque en el medio interestelar. Estas ondas de choque aceleran las partículas del material a través del cual se expanden. Debido a que estas partículas en general tienen carga, seguirán trayectorias muy complicadas por los campos magnéticos interestelares. Por esta razón, las direcciones que toman no nos dan información acerca de la fuente emisora.

La radiación cósmica de partículas se puede dividir en atención a su estado energético esencialmente en 2 grupos: El primero con radiaciones de baja energía, (hasta 10 MeV) corresponde principalmente a protones procedentes del Sol en su mayor parte. La intensidad de esta parte del espectro varía con las erupciones solares, ya que, en ellas, gran cantidad de materia solar, principalmente Hidrógeno, es expulsada hacia el espacio. El segundo grupo incluye radiaciones de energía muy alta, que pueden alcanzar hasta 10^{10} GeV, aunque la intensidad del flujo de partículas decrece con el aumento de energía siguiendo la relación:

$$N(E) \propto E^{-1,6}$$

donde $N(E)$ es el número de partículas de energía E . Este grupo de partículas de mayor energía son objeto hoy en día de distintas especulaciones acerca de su origen. Un posible origen son las agru-



paciones de galaxias o los llamados núcleos de galaxias activas, que son objetos compactos de gran luminosidad en el núcleo de una galaxia.

Cuando un rayo cósmico choca con núcleos de aire de la atmósfera produce partículas secundarias que vuelven a chocar produciendo una segunda generación de partículas. Según este mecanismo, llamado cascada atmosférica, una partícula de energía E choca con un núcleo de aire produciendo dos partículas que a su vez chocan con otros núcleos de aire, y así sucesivamente hasta que se alcanza un umbral de energía E_0 no suficiente para generar nuevas partículas. Las distintas generaciones forman un frente en forma de disco de pocos metros de espesor y cientos de metros de radio.

El principal producto de estos choques son los piones (π). No obstante pocos de los piones así formados alcanzan la superficie terrestre ya que o bien se desintegran ($t_{1/2}=10^{-6}$ s) en muones (μ^+ , μ^-) o neutrinos (ν), o bien colisionan con otras partículas de la atmósfera dando lugar a un gran número de nuevos cuerpos como electrones, neutrones, protones y fotones. Al descender la cascada de reacciones a través de la atmósfera, se vuelve compuesta fundamentalmente por neutrones que al ser eléctricamente neutros no son afectados por reacciones de ionización. Los neutrones que debido a sucesivas reacciones van perdiendo energía hasta llegar al rango de 1-5 GeV se denominan neutrones térmicos, y generan nucleidos cosmogénicos en la atmósfera, como el ^{14}C o en la litosfera, como el ^{36}Cl o el ^{41}Ca . Los neutrones de alta energía (>10 GeV) al llegar a la parte superior de la litosfera, son los responsables de las reacciones más importantes de producción de nucleidos cosmogénicos *in situ*, y en concreto para el ^{21}Ne los únicos productores debido a reacciones de espalación. Una reacción de espalación es un proceso que requiere que el nucleón incidente posea alta energía para que de la colisión resultante se desprendan del núcleo partículas ligeras,

dejando al núcleo residual con una masa ligeramente menor que la inicial. En general, la probabilidad de una reacción aumenta al disminuir la pérdida de masa; por ejemplo, a partir del ^{28}Si , el ^{26}Al tiene una mayor tasa de producción que el ^{21}Ne y este a su vez mayor que el ^{10}Be .

Las partículas secundarias derivadas de los rayos cósmicos de origen galáctico producen la mayoría de los isótopos cosmogénicos que se encuentran en las rocas terrestres. El estudio de los isótopos estables del Ne (en una serie de muestras seleccionadas) es uno de los objetos de este trabajo.

2.1.1. Cambios en el flujo de rayos cósmicos:

Como ya antes se ha dicho existen variaciones en la intensidad de la radiación cósmica que alcanza la parte mas externa de la atmósfera terrestre. Hay varios factores que regulan esas variaciones, (LAL 1988; CERLING y CRAIG 1994; GOSSE y PHILLIPS 2001).

1. Variaciones en el flujo de rayos cósmicos primario:

Aunque siempre se ha asumido que el flujo primario ha permanecido constante en una escala temporal millonaria (<10 Ma), trabajos recientes muestran que no es así (LAVELLE, et alii, 1999) . Estudios sobre meteoritos han mostrado que el flujo primario pudo ser superior hasta en un 38% en los últimos 10 Ma respecto a los últimos 700 Ma. El movimiento del Sistema Solar, y de la propia galaxia, a través del espacio podría ser la causa de esta variación. En cualquier caso, se asume que en el rango de exposición de las muestras terrestres, tan sólo las explosiones de supernovas pudieran tener una pequeña influencia sobre la producción de nucleidos cosmogénicos *in situ*.

2. Variaciones debidas a la modulación solar del campo magnético:



La actividad solar guarda una relación directamente proporcional al flujo de radiación cósmica que intercepta la Tierra. Este flujo es mayor durante periodos de actividad de las manchas solares. En efecto, la mayoría de los rayos cósmicos procedentes del Sol (durante los ciclos de 11 y 22 años que se calcula para la persistencia de las manchas solares) se originan a consecuencia de un corto número de explosiones solares. La radiación cósmica procedente del Sol es mucho menos energética que la que procede de las galaxias, aunque la última se vea grandemente afectada por el ciclo solar. Las nubes de plasma que se originan en estos periodos de actividad solar interaccionan con la magnetosfera terrestre para producir tormentas geomagnéticas que modulan el flujo de la radiación cósmica. Así ocurre que durante esos periodos la intensidad de rayos cósmicos que intercepta la Tierra se reduce apreciablemente. La zona menos energética del espectro es la que se ve más afectada, por una reducción en su intensidad, lo que se hace especialmente patente en altas latitudes y altitudes. Sin embargo, este efecto es demasiado pequeño como para afectar a la acumulación de nucleidos en la escala de 10^3 - 10^7 años, por ello el efecto de la modulación solar se asume que integra un valor medio constante durante el rango de exposición de interés geológico.

3. Variaciones en el campo geomagnético:

El campo geomagnético desvía los rayos cósmicos incidentes, en un porcentaje que depende del ángulo de incidencia y de la rigidez del rayo (r), según la fórmula:

$$r = pc/q,$$

donde p = momento, c = velocidad de la luz y q = carga.

La rigidez límite ("cutoff rigidity") para un ángulo cualquiera de incidencia es el valor mínimo necesario para que la partícula puede entrar en la atmósfera terrestre. La rigidez límite es mayor en el ecua-

dor que en los polos; esto es, en el ecuador el espectro de rayos cósmicos es más duro, es decir tiene mayor energía. El cambio en la intensidad del dipolo magnético tiene gran influencia sobre la "cuttoff rigidity", si bien este efecto no tiene influencia a altas latitudes ($>60^\circ$). Por debajo de esta latitud, cambios en la intensidad pueden tener influencia sobre el flujo de rayos cósmicos dependiendo del tiempo total de exposición y de la magnitud y duración del cambio en la intensidad (GOSSE y PHILLIPS, 2001).

Los cambios temporales en el campo magnético, que se han reflejado sobre la producción de nucleidos cosmogénicos atmosféricos acumulados en sedimentos marinos y hielo polar, pueden entonces tener una gran influencia en la producción total de isótopos cosmogénicos aunque su magnitud no es bien conocida y no existe acuerdo sobre el grado de corrección necesario si es que hiciese falta. La incertidumbre en los registros paleomagnéticos absolutos y relativos es todavía demasiado grande para permitir correcciones fiables en las tasas de producción de los nucleidos cosmogénicos *in situ*.

Un campo magnético débil permite una mayor penetración de rayos cósmicos incrementándose con ello la producción de rayos cósmicos secundarios. Como la rigidez límite es menor a latitudes altas, las variaciones en el flujo de rayos cósmicos son también significativamente menores en esos casos. También ocurre que el cambio en la tasa de producción es más acusado a mayor que a menor altura para una variación dada del campo geomagnético terrestre. En consecuencia el mayor cambio en las tasas de producción por una variación en el campo geomagnético será mayor cuanto menor sea la latitud y mayor la altitud (KURZ et alii 1990). Como la producción se va acumulando a lo largo de todo el intervalo de exposición, las diferencias debidas al efecto de latitud y/o de altitud se irán atenuando a medida que el tiempo de exposición se alargue, (10^4 - 10^6 años). Recientemente (GOSSE y PHILLIPS 2001), se ha analizado la



influencia de la variación de intensidad del campo magnético tomando como base la curva de paleointensidad publicada por GUYODO y VALET (1999) y que abarca los 800 ka; su conclusión ha sido que para latitudes $>30^\circ$ se puede asumir que las tasas de producción son constantes.

Otros efectos geomagnéticos debidos a inversiones del campo, a variaciones en la posición del eje dipolar o a efectos debidos al componente no dipolar del campo tienen una influencia mucho menor que la variación de intensidad.

2.1.2. Atenuación del flujo de rayos cósmicos:

El flujo de rayos cósmicos decrece exponencialmente a medida que atraviesa atmósfera, hidrosfera y la zona superficial de la litosfera, si bien su espectro energético es constante por debajo de aproximadamente 10 Km de altura, (LAL y PETERS 1967).

Cuando los rayos cósmicos penetran en la materia, (p.e., roca o agua), se produce una disminución exponencial en su intensidad y con ello en la producción de isótopos cosmogénicos por el mecanismo de espalación de acuerdo con la siguiente fórmula (CERLING y CRAIG 1994):

$$P = P_0 e^{-M/\Lambda},$$

donde P y P_0 son respectivamente las tasas de producción de isótopos cosmogénicos a una profundidad determinada y en superficie, Λ es el coeficiente másico de atenuación en g/cm^2 y M la masa acumulada en g/cm^2 .

También es conveniente considerar la profundidad de atenuación (z^*) que es característica para cada material de densidad constante como:

$$z^* = \Lambda/\rho,$$

donde ρ es la densidad en gr/cm^3 , de manera que:

$$P = P_0 e^{-z/z^*},$$

donde z es profundidad en el medio de densidad constante.

Para un coeficiente másico de atenuación $\Lambda = 170 \text{ gr/cm}^2$, el agua ($\rho = 1,0 \text{ gr/cm}^3$), el granito ($\rho = 2,7 \text{ gr/cm}^3$) y el basalto ($\rho = 3,2 \text{ gr/cm}^3$) tendrán unas profundidades características de atenuación de 170, 63 y 53 cm respectivamente, es decir, a esas profundidades la producción cae proporcionalmente a e^{-1} .

El valor del coeficiente másico de atenuación depende en principio del espectro energético de los rayos cósmicos incidentes, primarios y secundarios (LAL y PETERS 1967). Por ello, los cambios en el flujo de rayos cósmicos determinarán las profundidades características de atenuación en cada caso según sea el material considerado.

2.2. PRODUCCIÓN DE NUCLEIDOS COSMOGÉNICOS *IN SITU* :

La producción de isótopos cosmogénicos depende de la composición química de la roca que está siendo irradiada por la radiación cosmogénica, (LAL 1988). En el caso de la atmósfera, las reacciones más importantes son las de colisión y las de captura de neutrones. Esta última es la que produce el ^{14}C y ^{81}Kr ; los restantes tipos de isótopos cosmogénicos producidos en la atmósfera se deben a reacciones de colisión, principalmente por neutrones. La producción de isótopos en las rocas tiene 3 mecanismos principales de origen: (a) colisiones con partículas de alta energía (reacciones de espalación). (b) reacciones de captura de neutrones. (c) desintegraciones nucleares inducidas por muones (LAL 1988).

Las reacciones de espalación producen isótopos "hijos" más ligeros que los isótopos "padres" blanco. Son reacciones de especial importancia para el uso en estudios geomorfológicos de la técnica ya que generan ^3He , ^{10}Be , ^{14}C , ^{21}Ne , ^{26}Al y ^{36}Cl según sea el átomo bombardeado: el O produce ^3He , ^{10}Be y ^{14}C ; Si y Al generan ^3He y ^{26}Al principalmente y ^{10}Be y ^{21}Ne , pero mucho menos ^{10}Be que el O



en los silicatos; Na y Mg son muy importantes en la producción de $^{20,21,22}\text{Ne}$ por medio de reacciones como $^{24}\text{Mg}(n,\alpha)^{21}\text{Ne}$, $^{23}\text{Na}(n,p)^{22}\text{Ne}$; el ^{36}Cl es producido en cantidades significativas por colisión contra el K y el Ca. Algunos productos de reacciones de colisión (ej. ^4He) tienen altos rendimientos pero no se miden fácilmente debido a su alta abundancia natural, mientras que otros tienen vidas medias demasiado pequeñas, (ej. ^7Be).

Las reacciones de captura de neutrones "lentos" o "térmicos" pueden ser muy importantes e incluyen $^{35}\text{Cl}(n,\gamma)^{36}\text{Cl}$, $^{39}\text{K}(n,\alpha)^{36}\text{Cl}$ y $^6\text{Li}(n,\alpha)^3\text{He}$. Dependiendo de la composición de la roca, estas reacciones pueden tener un peso importante en la producción total de un determinado isótopo.

Los muones cosmogénicos secundarios (μ^+ , μ^-) son partículas subatómicas producidas por la interacción de los rayos cósmicos con la materia en la atmósfera o la parte externa de la litosfera. Un muón negativo puede ser capturado por un núcleo para formar un intermedio de reacción inestable que decae en un isótopo estable o radioactivo. Los muones tienen una capacidad de penetración en la materia mucho mayor que los neutrones (su longitud de atenuación es 1500 g/cm^2), por ello su aportación a la producción de nucleidos cosmogénicos a cierta profundidad puede ser significativa en muestras procedentes de áreas con tasas de erosión muy elevadas, es decir de exposición reciente. Sin embargo, para los nucleidos en los que se ha encontrado origen muónico (no es el caso del ^{21}Ne), se desconocen todavía con exactitud las tasas de producción a partir de muones y por ello es difícil cuantificar su aportación a la producción total.

Existen otros procesos que pueden generar los mismos isótopos que se producen a partir de las colisiones con los rayos cósmicos. Es el caso de la producción de Ne a partir de la interacción de oxígeno con partículas α procedentes de la radioactividad natural, como de la serie de desintegración U/Th, y aunque es baja puede ser importan-

te en función de su magnitud respecto al componente cosmogénico. En rocas cuya edad está en el rango de los centenares de millones de años, esta producción nucleogénica debida a la radioactividad puede ser del mismo orden que la producción cosmogénica en períodos de unas decenas de miles de años. En el caso concreto del ^{21}Ne existen ejemplos desfavorables: en muestras procedentes de Sierra Nevada, (E.E.U.U.), con una edad estimada de exposición de unos 11.000 años B.P. (NIEDERMANN et alii 1993) no se puede separar claramente el componente cosmogénico del radiogénico; otros autores, (BRUNO et alii 1998), para muestras procedentes de la Antártida con edades de exposición pretendidas de unos 2 millones de años, deducen que la fracción debida al componente radiogénico es despreciable frente a la correspondiente a los rayos cósmicos.

2.2.1. Tasas de producción :

Como se ha visto, el mismo isótopo puede ser producido por distintos mecanismos cuya aportación a la producción total del isótopo en la roca depende de varios factores, que pueden ser descritos como sigue (LAL 1988):

$$P_{\text{col}} = \sum q_i Y_i \quad (\text{i})$$

$$P_n = F_n (\sigma_i n_i / (\sigma_j n_j)) = F_n (\sigma_i n_i / \sigma_m) \quad (\text{ii})$$

$$P_{\mu_c} = \sum J_i (\mu^-) Y_i \quad (\text{iii})$$

donde P_{col} , P_n y P_{μ_c} se refieren al tipo de reacción de producción del isótopo (de colisión o espalación, de captura de neutrones lentos o inducidas por muones respectivamente). La tasa de desintegraciones nucleares debidas a nucleones (protones o neutrones) o muones se designa como q ($\text{g}^{-1}\text{s}^{-1}$), $J(\mu^-)$ es la tasa de captura de muones μ^- ($\text{g}^{-1}\text{s}^{-1}$), Y es el rendimiento de la reacción, σ es la sección eficaz de captura para los neutrones y n es la concentración de átomos objetivo o "padres" (mol g^{-1}). El subíndice i se refiere al elemento objetivo;



j se refiere a distintos elementos en la matriz; σ_m es la sección eficaz macroscópica de absorción de neutrones, por lo tanto el sumatorio de $\sigma_j n_j$. F_n es la tasa de producción de neutrones en las desintegraciones nucleares ($n \text{ g}^{-1} \text{ s}^{-1}$).

Muchos de estos factores pueden ser determinados experimentalmente con mayor o menor precisión. La mayor incertidumbre se da en la cuantificación de los factores de rendimiento que aparecen en las ecuaciones (i) y (iii). Si bien existen abundantes ejemplos con valoración de estos factores en muestras meteoríticas (MASARIK y REEDY 1988) la extrapolación de estos valores a muestras terrestres es poco fiable debido, sobre todo, a que la composición y el espectro energético de los rayos cósmicos en el espacio difieren considerablemente del que actúa en la atmósfera, (LAL 1988). La medida directa de las tasas de producción sobre muestras convenientemente purificadas y situadas en lugares donde el flujo de rayos cósmicos asegure una alta productividad se viene repitiendo por distintos grupos (LAL et alii 1960; NISHIIZUMI et alii 1987; GRAF et alii 1996) (ver tabla 2.1).

Cada tasa de producción determinada experimentalmente corresponde a una situación, latitud y altitud, concreta. Esta situación se corresponde con las características del flujo de rayos cósmicos que interfiere con la muestra, que como se ha visto, varía con latitud y altitud. El primer modelo para cuantificar del flujo recibido en función de estos factores fue el de LAL y PETERS, (1967), basadas en medidas experimentales del flujo de neutrones "lentos" que existen en la atmósfera. Estas medidas se ajustan a una curva polinomial de tercer orden que describe las variaciones de las tasas nucleares de desintegración en la atmósfera (LAL 1991):

$$q(L,y)=a_1(L)+a_2(L)y+a_3(L)y^2+a_4(L)y^3 ,$$

donde $q(l,y)$ es la tasa de desintegración nuclear en función de la latitud geomagnética (L) y la altitud en Km (y).

Nucleido	Material	Tasa de producción (átomos $\text{g}^{-1} \text{año}^{-1}$)
^3He	SiO_2	124
	Olivino	116 ± 3
	Prioxeno	116 ± 3
^{10}Be	SiO_2	5.5 ± 0.7
	Olivino	5.25
	Basalto	1.83
^{14}C	SiO_2	20 ± 4
^{21}Ne	SiO_2	19.0 ± 3.7
	Olivino	38.7
^{26}Al	SiO_2	37.4 ± 1.9
	Olivino	15.4
	Basalto	40.6
^{36}Cl	Ca	66.8 ± 6.8
	K	137 ± 60
	Ca (muónica)	4.8 ± 0.5

Tabla 2.1. Tasas de producción aproximadas a nivel del mar y latitud geomagnética $> 60^\circ$ (Modificado de GOSSE y PHILLIPS 2001).

Partiendo de una tasa de producción conocida a una latitud y altitud determinadas ($P_o(l_o, y_o)$) es posible obtener la tasa de producción a cualquier latitud y altitud por medio del polinomio de Lal:

$$P(l, y) = q(l, y) \times k \quad \text{donde} \quad k = \frac{P_o(l_o, y_o)}{q_o(l_o, y_o)}$$

Recientemente, se han publicado unos nuevos factores de escala para extrapolar la tasa de producción al lugar de muestreo (DUNAI 2000). Este nuevo método se basa en más observaciones que el precedente de LAL y PETERS (1967) y además, tiene en cuenta la influencia del componente no dipolar del campo geomagnético sobre el flujo de rayos cósmicos. También usa latitudes geográficas en vez de geomagnéticas ya que debido a la migración de los polos geomagnéticos las primeras son una aproximación mejor a la posición



promedio de una localidad en el campo geomagnético si se consideran escalas temporales de más de 1000 años (STERNBERG 1996). La tasa de producción del ^{21}Ne cosmogénico (P_{21}) en cuarzo ha sido muy recientemente revisada (NIEDERMANN 2000) teniendo en cuenta nuevos datos y calibraciones con otros isótopos cosmogénicos de las muestras usadas para obtener la antigua tasa de producción. La nueva tasa ($P_{21} = 19.0 \pm 3.7$ átomos/g.año, para $\lambda > 60^\circ$ al nivel del mar) es equiparable dentro de los límites de error con la previa ($P_{21} = 21$ átomos/g.año, NIEDERMANN et alii 1994) por lo que usaremos este nuevo valor para el calcular la tasa de producción en cada localidad muestreada (ver capítulo 3).

2.2.2 Apantallamiento espacial y temporal de los rayos cósmicos:

El apantallamiento espacial de la muestra respecto a los rayos cósmicos resulta en una disminución del flujo de radiación y por tanto en una tasa de producción menor. En toda la discusión precedente se asumió que las superficies eran horizontales sin obstáculos que impidieran el paso de la radiación. Sin embargo los rayos cósmicos pueden verse apantallados, total o parcialmente, por obstáculos como masas rocosas o árboles, situados normalmente a relativamente bajos ángulos sobre el horizonte (CERLING y CRAIG 1994). Como los rayos cósmicos están atenuados por la atmósfera, y ésta tiene mayor espesor para bajos ángulos de incidencia, la corrección para la producción debida a partículas primarias y secundarias es, a pesar de todo, pequeña si el ángulo de apantallamiento es bajo.

También debe ser considerado el apantallamiento temporal producido por enterramiento consecuencia de tormentas de polvo, ceniza, arena, enterramiento bajo cubiertas de hielo o de nieve, etc que pueden inducir a errores importantes dependiendo de su persistencia.

De mayor importancia es el apantallamiento permanente de la

Procedimiento para el cálculo de tasa de producción con los nuevos factores de escala (DUNAI 2000):

1. Cálculo de la inclinación (I):

Para superficies más antiguas que 20 ka se puede calcular a partir de la latitud geográfica λ usando la relación:

$$\tan I = 2 \tan \lambda$$

2. Cálculo de la presión atmosférica promedio (mbar) en el lugar de muestreo. Se adopta la ecuación propuesta por la Organización Internacional de Aviación Civil (OIAAC):

donde p_o es la presión a nivel del mar (1013.25 mbar), β_o es el descenso de temperatura con la altitud (6.5mK/m), h es la altitud en metros, T_o es la temperatura en Kelvin al nivel del mar (temperatura standard=288.15K, aunque puede variar dependiendo de la región), g_o el valor standard al nivel del mar de la aceleración de la gravedad (9.80665m/s²), R_d es la constante de los gases (287.05 J/kg/K).

$$p = p_o \left(1 - \frac{\beta_o h}{T_o} \right)^{\frac{g_o}{R_d \beta_o}}$$

3. Cálculo de la profundidad atmosférica d [g/cm²] en el lugar de muestreo:

$$d = 10 \frac{P}{g_o} \quad \text{y al nivel del mar } d_o = 10 \frac{P_o}{g_o}$$

4. Cálculo de la diferencia en profundidad atmosférica entre el lugar de muestreo y el nivel del mar $z(h)$:

$$z(h) = d_o - d$$

5. Cálculo del flujo de neutrones a nivel del mar normalizado para $I=90^\circ$, $N_{1030}(I)$:

$$N_{1030}(I) = Y + \frac{A}{\left[1 + e^{-\left(\frac{I-x}{B}\right)} \right]^C} \quad \text{con } A=0.4450, B=4.1703, C=0.3350, X=62.698, Y=0.5555.$$

6. Cálculo camino libre medio de absorción $\Lambda(I)$:

$$\Lambda(I) = y + \frac{a}{\left[1 + e^{-\left(\frac{I-x}{b}\right)} \right]^c} \quad \text{donde } a=19.85, b=-5.430, c=3.590, x=62.050, y=129.55$$

7. Cálculo del factor de escala $N(z, I)$:

$$N(z, I) = N_{1030}(I) \cdot e^{\frac{z(h)}{\Lambda(I)}}$$

8. Cálculo de la tasa de producción del nucleido:

donde P_{nucleido} es la tasa de producción a nivel del mar y altas latitudes ($\lambda > 60^\circ$, $I > 74^\circ$) que es como se suele expresar en las tablas.

$$P_{\text{nucleido}}(z, I) = P_{\text{nucleido}} \cdot N(z, I)$$

superficie que viene obviamente definido por la topografía circundante a la superficie de muestreo. La interceptación de la radiación cósmica antes de que llegue a la superficie provoca una reducción en la tasa de producción de isótopos cosmogénicos que se puede calcular con la fórmula:

$$F = \int_{\phi=0}^{2\pi} \int_{\theta=0}^{\pi/2} I(\theta, \phi) \cos \theta d\theta d\phi$$

donde I es la intensidad de la radiación y F el flujo de radiación que incide sobre la muestra, θ el ángulo de incidencia y ϕ el ángulo azimutal que abarque un obstáculo determinado. El flujo se puede expresar en función del ángulo de incidencia de la radiación según la ley $F = \text{sen}(2,3\theta)$, donde θ es el ángulo de incidencia y F la contribución relativa de la radiación que incide bajo el ángulo θ respecto a $\theta=90^\circ$. A partir de los mapas topográficos 1:10.000 o de mayor escala es muy sencillo obtener el ángulo de incidencia que apantalla un obstáculo así como su extensión azimutal (ver Fig. 2.1). Este se ha de integrar respecto al ángulo sólido 2π , que corresponde a una semiesfera libre de obstáculos. El cálculo del apantallamiento se realiza siguiendo la fórmula (DUNNE et alii 1999):

$$S = 1 - \frac{1}{360^\circ} \sum_{i=1}^n \Delta\phi_i \text{sen}^{m+1} \theta_i$$

donde $m=2.3$ y n es el número de obstáculos cada uno con su correspondiente ángulo de incidencia y ángulo azimutal.

2.3. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS DE NUCLEIDOS COSMOGÉNICOS :

El argumento central del estudio de procesos geodinámicos externos con nucleidos cosmogénicos producidos in situ es la apreciable atenuación que sufren flujo y energía de rayos cósmicos al interferir las rocas o sedimentos con la rayos cósmicos secundarios debido a

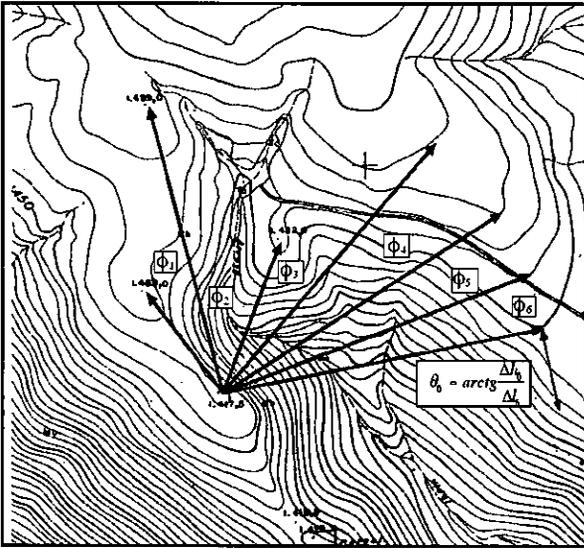


Figura 2.1. Cálculo del apantallamiento a partir del mapa topográfico 1:10000 de Serra de Queixa.

las interacciones nucleares producidas, (LAL, 1991). A presiones atmosféricas mayores que 200 g/cm^2 (0-10 Km de altitud) el espectro energético de las partículas implicadas en las interacciones nucleares, principalmente protones y neutrones, varía muy poco (LAL y PETERS, 1967). En consecuencia, la tasa de desintegraciones nucleares y con ella la de producción de nucleidos decrece exponencialmente con la profundidad de penetración en la roca. Para una geometría de exposición plana de superficie horizontal, la tasa de producción de un nucleido P, (átomos/g s) varía con la profundidad x (cm) (Lal, 1991) :

$$P(x) = P(0)e^{-\mu x} \quad [1]$$

$$P(x) = P(0)e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}} \quad [1']$$

donde ρ es la densidad media de la superficie expuesta (g/cm^3) y Λ el coeficiente másico de atenuación (g/cm^2) para el material bombardeado y $P(0)$ es la tasa de producción del nucleido en la superficie del material.

En la ecuación [1'], se define μ (cm^{-1}) como el coeficiente de

absorción $\mu = \rho/\Lambda$. El número de átomos del nucleido en la roca a cualquier profundidad x , $N(x,t)$ viene dado por :

$$\frac{dN(x,t)}{dt} = -N(x,t)\lambda + P(x,t) \quad [2], \text{ con}$$

$$P(x,t) = P(0,t)e^{-\mu x} \quad [3]$$

En las ecuaciones anteriores, λ es la constante de desintegración del nucleido (en caso de ser radioactivo); además se asume que el nucleido sólo se produce espalación, no por reacciones inducidas por muones. La tasa de erosión $\varepsilon(t)$ define el valor de $x(t)$ según la ecuación:

$$x(t) = \int_0^t \varepsilon(t)dt + cte \quad [4]$$

Consideraremos el caso más simple en el que $\varepsilon(t)$ es constante e igual a una tasa media. También es adecuado para nuestro fin considerar constante la intensidad de los rayos cósmicos, de forma que $P(x,t)=P(x)$. Con estas asunciones, la solución de la ecuación [2] que da la concentración $N(x,t)$ en la muestra a profundidad x es :

$$N(x,t) = N(x,0)e^{-\lambda t} + \frac{P(0)}{\lambda + \mu\varepsilon} e^{-\mu x} (1 - e^{-(\lambda + \mu\varepsilon)t}) \quad [5]$$

donde $N(x,0)$ es el número inicial de átomos/g en la superficie de la roca ahora a profundidad x , después de un periodo de irradiación t .

2.3.1. Tasa de erosión constante:

Para un período de exposición largo ($t \gg 1/(\lambda + \mu\varepsilon)$), la ecuación [5] se reduce a cualquiera de las dos ecuaciones:

$$N(x,t) = N(x,0)e^{-\lambda t} + e^{-\mu x} \frac{P(0)}{\lambda + \mu\varepsilon} \quad [6]$$

$$N(x,t) = e^{-\mu x} \frac{P(0)}{\lambda + \mu \varepsilon} \quad [7]$$

La ecuación [7] se aplica al caso en que la concentración inicial del nucleido, (cuando la superficie estaba oculta de la radiación) sea cero. Este es el caso más general y la ecuación [6], que se refiere a cuando la superficie no estuviese suficientemente apantallada de la radiación debe ser considerada una excepción.

La ecuación [7] determina que si la superficie de una roca sufre una erosión constante, la concentración del nucleido alcanza un equilibrio secular correspondiente a la constante de desintegración efectiva $\lambda + \mu \varepsilon$. El tiempo de exposición efectiva T_{eff} para alcanzar esa concentración en el techo de la superficie ($x=0$) viene dado por :

$$T_{\text{eff}} = \frac{1}{\lambda + \mu \varepsilon} \quad [8]$$

$$T_{\text{eff}} = \frac{N(0)}{P(0)} \quad [9]$$

donde $N(0)$ es la concentración del nucleido en la superficie de la roca.

2.3.2. Tasa de erosión aparente y edad de exposición aparente :

Una superficie rocosa que sufra erosión de manera constante se ve continuamente reemplazada por la roca situada inmediatamente por debajo. Pero si suponemos un proceso erosivo gradual y no acelerado es válido calcular la tasa de erosión media, $\bar{\varepsilon}$ durante determinados espacios de tiempo e incluso se puede calcular la edad de exposición de la superficie T_{eff} . Es el caso de erosión constante en un período de tiempo t , con $t \gg 1/(\lambda + \mu \varepsilon)$, con $\varepsilon = \bar{\varepsilon}$ y $N(0) = P(0)/(\lambda + \mu \varepsilon)$. Así resulta que un nucleido se acumularía en la superficie de la muestra durante un tiempo T_{eff} en ausencia de des-

integración y erosión, hasta alcanzar el equilibrio secular equivalente a una vida media de $1/(\lambda + \mu\varepsilon)$. Es decir, que el tiempo de exposición efectiva de la roca viene dado por:

$$T_{eff} = \frac{N(0)}{P(0)} = \frac{1}{\lambda + \mu\varepsilon} \quad [10]$$

y la tasa de erosión se relaciona con T_{eff} mediante la expresión :

$$\varepsilon = \frac{1}{\mu} \left[\frac{1}{T_{eff}} - \lambda \right] \quad [11]$$

De esta manera, la edad de exposición definida en [10] debe ser considerada más correctamente como la edad aparente. La estimación de T_{eff} basada en un sólo nucleido asume implícitamente la hipótesis de erosión constante. Cuando se dispone de dataciones por distintos radionucleidos con vidas medias distintas, se puede contrastar esta hipótesis.

Que un nucleido dado sea adecuado para determinar las tasas de erosión viene dado por la condición de que λ y $\mu\varepsilon$ sean del mismo orden. Si $\lambda \gg \mu\varepsilon$, el radionucleido crecería hasta alcanzar el equilibrio secular cuando $T_{eff} = 1/\lambda$ y no obtendríamos información acerca de la tasa de erosión. Además, si $\mu\varepsilon \gg 1$, la concentración crecería hasta el mismo valor independientemente de la vida media del radionucleido. Así dependiendo del tiempo y la tasa de erosión, la concentración del nucleido crecerá hasta que la desintegración sea importante (ver figura 2.2). Durante ese tiempo se comportará como un nucleido estable, no radioactivo y su tasa de erosión vendrá dada por :

$$\varepsilon = \frac{1}{\mu T_{eff}} \quad [12]$$

La hipótesis de erosión constante es necesaria para la resolución analítica de la ecuación [6], sin embargo, la tasa así calculada puede

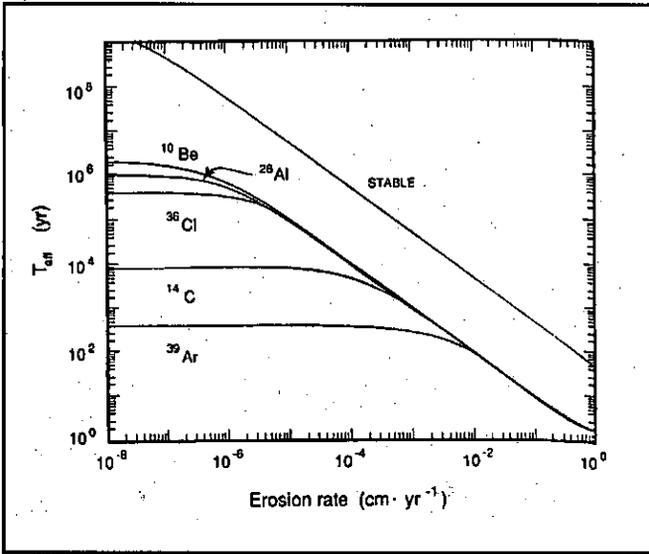


Figura 2.2. Relación entre λ , ε y T_{eff} según LAL, 1991

no reflejar la realidad en tanto en cuanto esta hipótesis sea falsa. Se tomará como válida esta hipótesis cuando la tasa de erosión haya sido constante durante el tiempo de acumulación de los nucleidos en la superficie, es decir, la edad que se infiere de la concentración medida. Es necesario además asumir dos hipótesis adicionales para deducir tasas de erosión a partir de la concentración de los nucleidos cosmogénicos:

1. Tasa de producción constante: como ya se ha visto, se puede considerar constante bajo ciertas circunstancias (latitud $> 30^\circ$, tiempo de exposición largo).
2. Que la erosión haya persistido uniforme durante un tiempo lo suficientemente largo como para que la concentración del nucleido cosmogénico en la superficie haya llegado a ese valor constante (LAL 1991).

Esta segunda condición no puede considerarse válida en muchos ambientes (SMALL et alii 1997) ya que distintos procesos geomorfológicos pueden actuar eliminando espesores de roca de distinto grosor, según el proceso erosivo, disminuyendo en un espacio de tiem-

po breve la concentración de nucleido, y por lo tanto, aumentando la tasa de erosión aparente.

Es necesario entonces contar con un modelo que represente los efectos sobre la concentración de los nucleidos cosmogénicos de los episodios erosivos que alejan de la tasa de erosión media $\bar{\epsilon}$. El primer modelo propuesto por LAL, (1991), supone un episodio erosivo que elimina un grosor de roca equivalente a una profundidad característica de atenuación de 50 cm. Antes y después de ese episodio se asume que la tasa de erosión es constante, por lo que después de la eliminación de un espesor de roca la concentración de nucleido vuelve a crecer y las ecuaciones deducidas anteriormente serían válidas para calcular la tasa media $\bar{\epsilon}$. El resultado es que la tasa erosiva se sobreestima hasta que la concentración vuelve a su valor inicial previo al episodio erosivo (ver figura 2.3A), por lo que las tasas de erosión deducidas de la acumulación de nucleidos cosmogénicos deben considerarse como valores máximos de la tasa media de erosión.

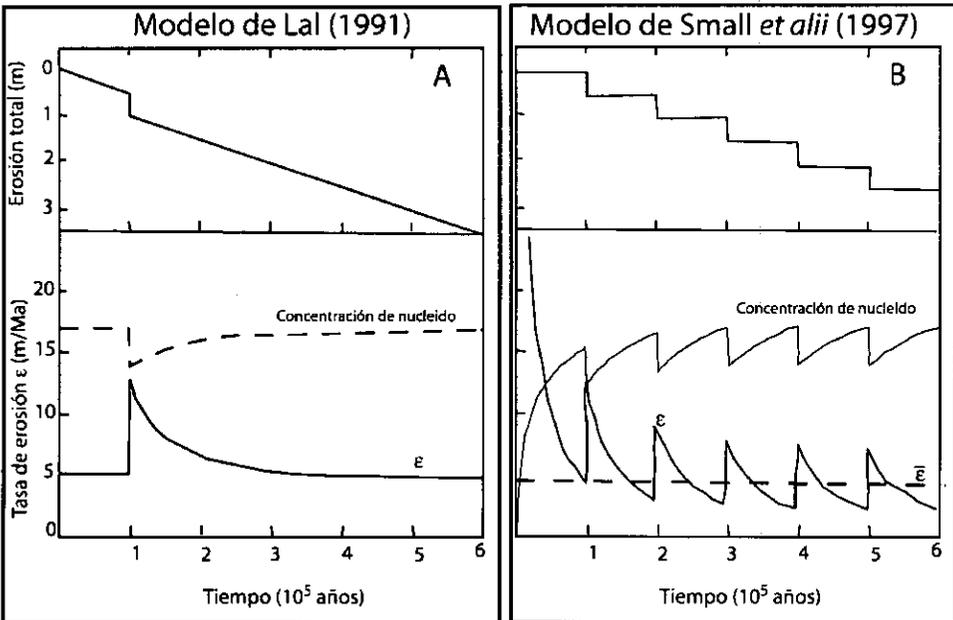


Figura 2.3. Modelo de erosión episódica según LAL (1991) (A) y SMALL et alii (1997) (B).

Un segundo modelo (fig. 2.3B, SMALL et alli, 1997) supone episodios erosivos sucesivos separados por un intervalo t_c durante el que se elimina un determinado grosor de roca L . La tasa media de erosión $\bar{\epsilon}$ vendrá dada entonces por $\bar{\epsilon} = L/t_c$. La tasa de erosión aparente ϵ se calcularía entonces por la ecuación [11] al muestrear la superficie en cada momento. Como se puede ver en la figura 2.3B, la concentración de los nucleidos cosmogénicos sufriría una caída inmediatamente después del episodio erosivo, para crecer luego gradualmente. Consecuentemente, la tasa de erosión aparente (la que obtenemos de la concentración del nucleido cosmogénico) aumenta súbitamente después de cada episodio para ir disminuyendo a medida que pasa el tiempo. En este modelo, la tasa de erosión medida oscila entre valores mayores (después de cada episodio) y menores (antes de cada episodio) que la tasa de erosión media. Por ello, una única tasa de erosión medida sobre una superficie que sufre erosión periódica puede ser igualmente mayor o menor que la tasa de erosión media dependiendo de cuando se tome la muestra respecto de su ciclo erosivo.

La diferencia entre la máxima y mínima concentración de nucleido posible está determinada por el espesor de roca eliminado L :

$$N_{min} = N_{max} e^{-L\mu}$$

Si la desintegración del nucleido es muy lenta (o si éste es estable), la concentración en la superficie aumenta de forma lineal entre los episodios de erosión. Entonces, $(N_{max} - N_{media}) = (N_{media} - N_{min})$. El valor absoluto de N_{max} o N_{min} puede ser calculado en base a esta igualdad y a la concentración media :

$$N_{media} = \frac{P_o}{\bar{\epsilon}\mu} \qquad N_{max} = \frac{P_o}{\bar{\epsilon}\mu} \frac{2}{(1 + e^{-L\mu})}$$

Las tasas máxima y mínima de erosión en estado estacionario son pues:

$$\frac{\epsilon_{max}}{\bar{\epsilon}} = \frac{1 + e^{-L\mu}}{2e^{-L\mu}}$$

$$\frac{\epsilon_{min}}{\bar{\epsilon}} = \frac{1 + e^{-L\mu}}{2}$$

La variación respecto a la tasa de erosión media es tanto más grande cuanto mayor sea L ; si L es pequeña, el error asociado a la erosión episódica se aproxima a cero, por lo que la asunción de estado estacionario sería correcta (ver figura 2.4). La solución propuesta por Small et alii para evitar este problema es realizar numerosas medidas en una misma zona para hallar la media de todas ellas, lo que aproximaría mejor la tasa de erosión real.

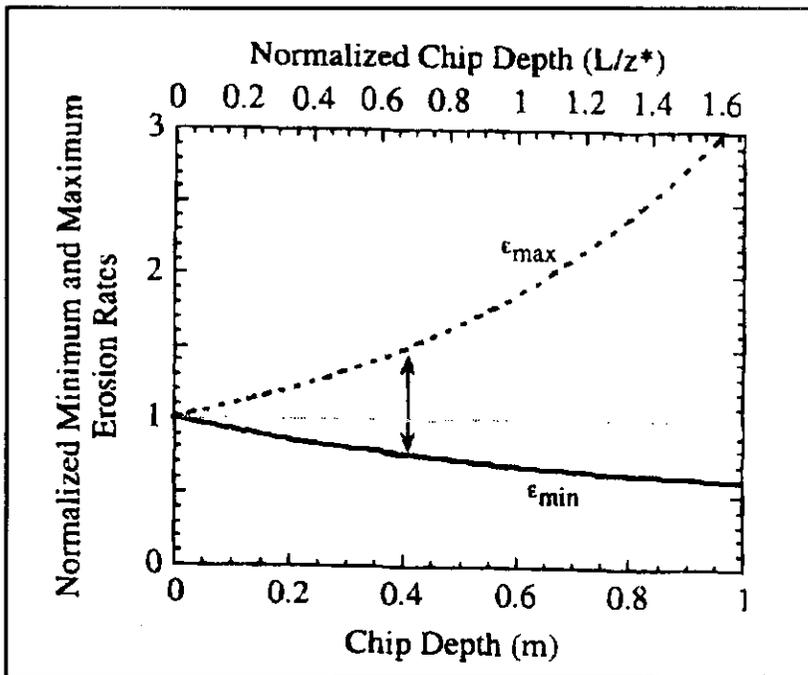


Figura 2.4. Dependencia de la erosión según el grosor de roca eliminada (de SMALL et alii, 1997)

Es evidente que la aplicación de un único nucleido para el cálculo del tiempo de exposición de una superficie está limitada por la erosión, ya que edad de exposición y tasa de erosión no se pueden obtener.

ner de manera independiente. Por ello, se considera que la concentración de nucleido proporciona un valor mínimo para la exposición total de una superficie que se ha estado erosionando (LAL 1991). En cualquier caso la edad calculada de la superficie se puede aceptar si se cumplen alguna de las siguientes circunstancias (GOSSE y PHILLIPS 2001):

1. Evidencia geológica de que la erosión es despreciable: por ejemplo en superficies de pulido glacial o coladas de lava de edad reciente bien conservadas.

2. Inferencia razonable de que la erosión es despreciable: esta hipótesis es aceptada de forma general para superficies de roca desnuda dadas las tasas de erosión medidas hasta ahora sobre distinta litología y condiciones climáticas, que se sitúan en el rango de 1-20 mm Ka^{-1} (GOSSE y PHILLIPS 2001).

3. Inferencia razonable de gran antigüedad de la superficie: ejemplos pueden ser los inselbergs y bornardts de Australia (BIERMAN y TURNER 1995), o las superficies de los Dry Valleys en la Antártida (NISHIZUMI et alii 1988). En este caso se asume que la erosión se encuentra en estado estacionario con la acumulación de nucleidos cosmogénicos.

2.3.3. Cambios de altitud durante la irradiación:

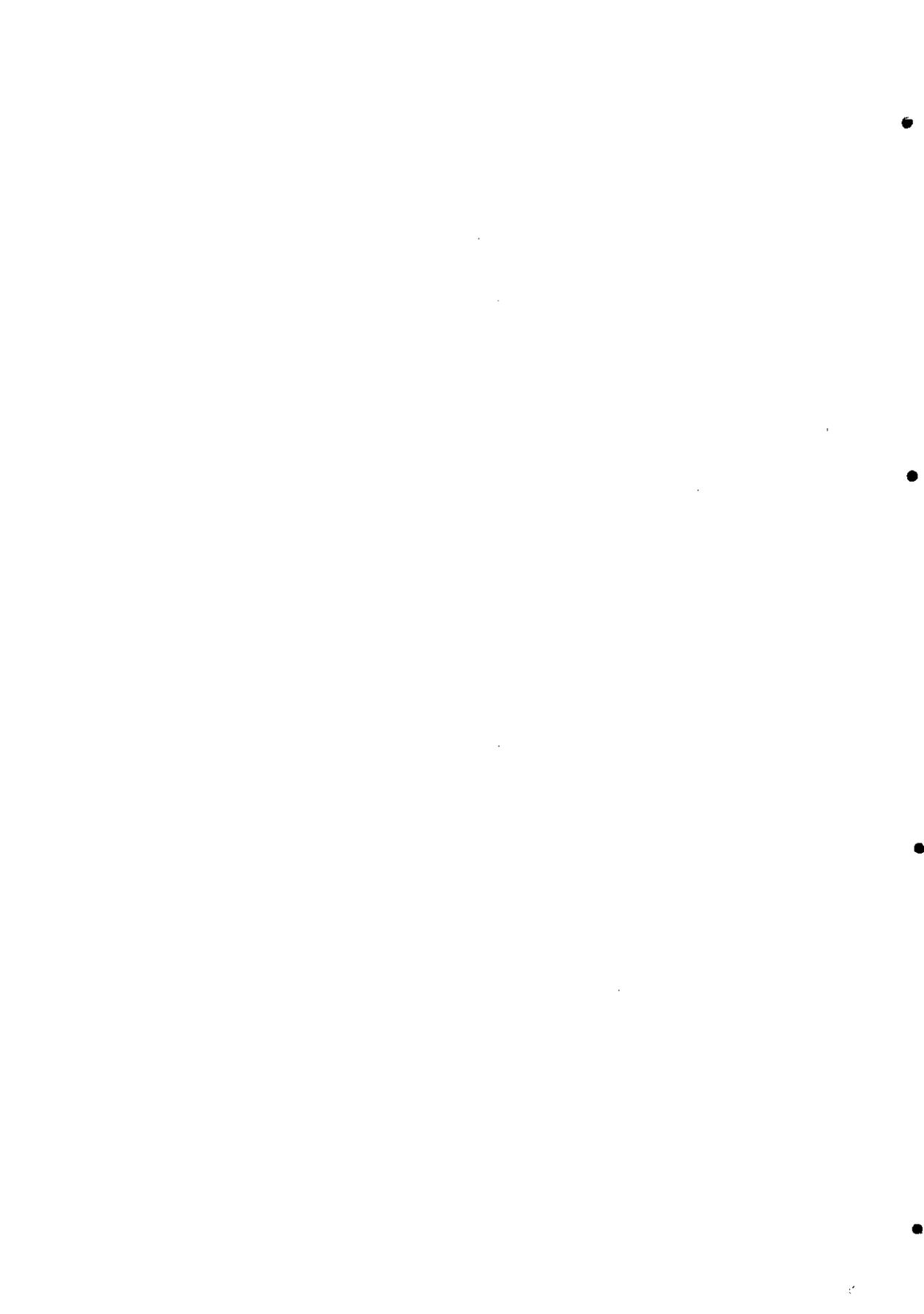
Hasta ahora se ha asumido que el flujo de rayos cósmicos permanecía constante durante el tiempo de exposición de la roca. Debido a la actividad tectónica/epirogénica/isostática, la concentración del nucleido podría sufrir cambios al cambiar la altura de la muestra y con ella el flujo de la radiación. Se puede estimar éste efecto aproximando, en un rango limitado, que la tasa de producción varía exponencialmente con la altitud. En éste caso, los efectos de la erosión y la elevación son similares, y si asumimos erosión y levantamiento constantes:



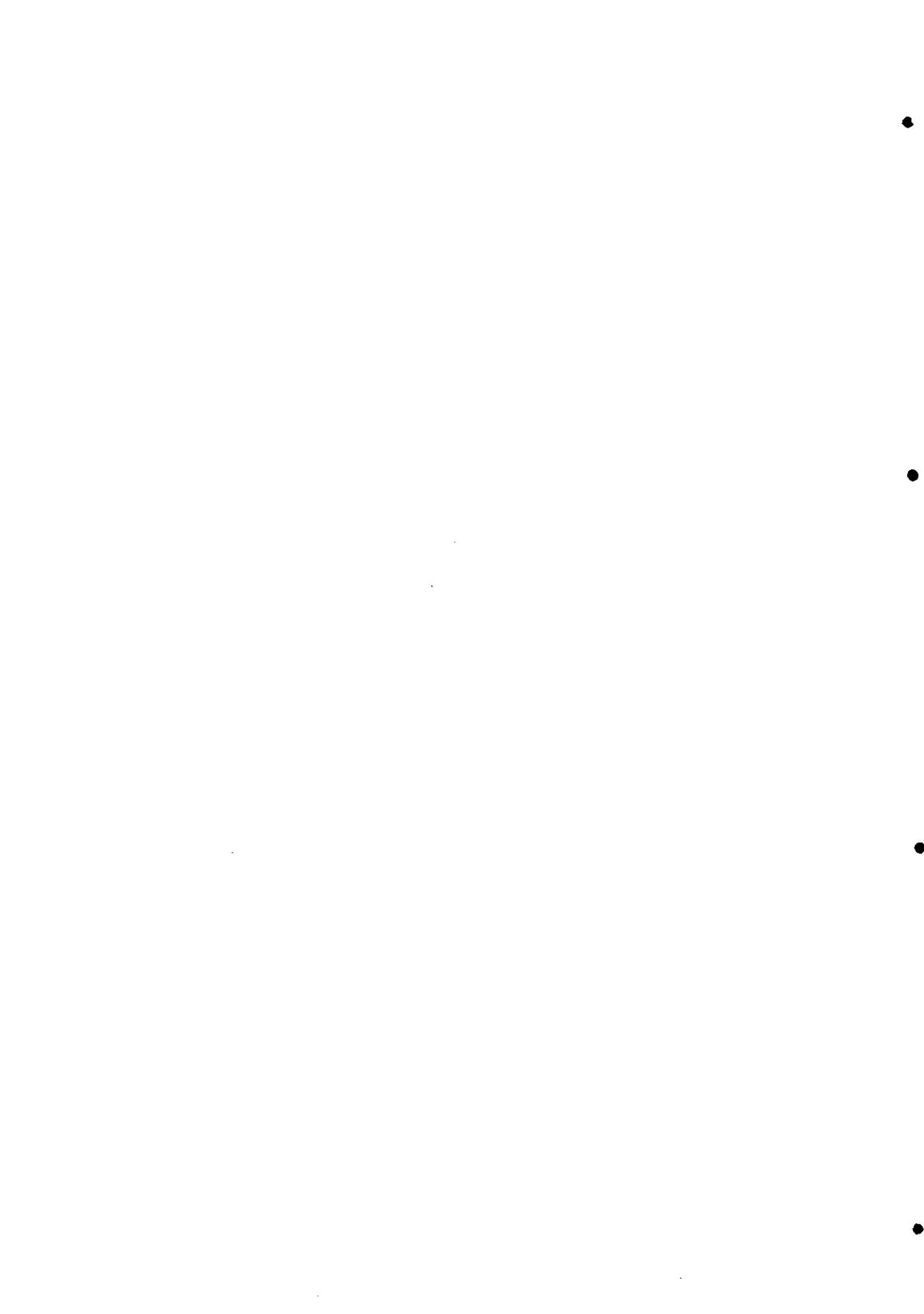
$$N(0) = \frac{P(0)}{\lambda + \mu\varepsilon + \beta/H} \quad [13]$$

donde β es la tasa de levantamiento y H un término que se deriva de los coeficientes polinomiales de la tabla y que expresa el cambio en las tasas de desintegración con la altura. Si β es positivo, se puede sobreestimar la tasa de erosión si no se tiene en cuenta y viceversa, pero para que éste efecto sea significativo β debe ser unas 3.000 veces ε . Este factor tiene distinta importancia en las muestras estudiadas en esta Tesis Doctoral. Para las muestras de las zonas glaciadas el proceso geológico estudiado comenzó hace menos de 300.000 años y desde entonces hasta ahora no se ha producido un elevamiento o hundimiento de índole apreciable en cualquiera de los dos sistemas glaciares estudiados.

No ocurre lo mismo con las muestras del Macizo de O Pindo, que además de corresponder a un intervalo de tiempo más largo, se sitúan en una zona dónde se han producido movimientos epirogénicos/isostáticos en la vertical, para algunos autores (NONN 1966; BIROT y SOLÉ 1954) de cierta entidad. Para otros (PAGÈS 1996) no hay por el momento modo alguno de cuantificar estos movimientos y mucho menos de establecer la velocidad a la que se produjeron, si bien los valores obtenidos para otras zonas de Galicia por algún autor (FERRÚS 1998) parecen indicar que se trataría en cualquier caso de un proceso muy lento.



3. Material y métodos



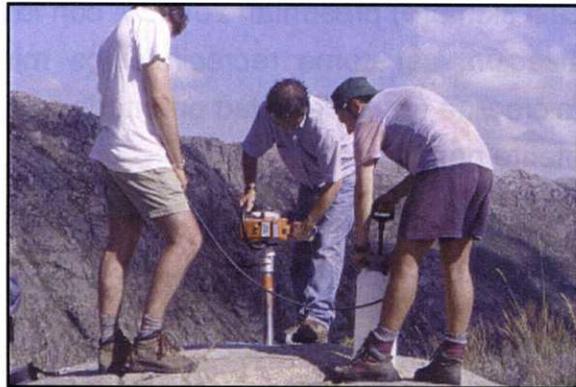
3.1. Toma de muestras :

La toma de muestras se realizó con un taladro de roca portatil ROY Mod. D026-GT10 (ver fotografía 3.1) equipado con una broca de punta de diamante de 50cm de largo y 2 pulgadas de diámetro. Durante la extracción del testigo es necesario que fluya por dentro de la broca un flujo constante de agua, dado que la alta temperatura que se alcanza por la fricción entre la roca y la broca puede llegar a vitrificar el polvo que se deposita entre ambas superficies, quedando así soldadas y perdiéndose de esta manera broca y muestra. La disponibilidad de agua es, de hecho, la principal limitación de este instrumento. Los testigos que se obtuvieron variaron bastante en longitud ya que según la existencia o no de diaclasado o la estructura o fracturación de la roca se puede producir la rotura de la muestra antes de alcanzarse el máximo tamaño posible, (aproximadamente 0.5 m) Todas las muestras fueron situadas, en posición y altitud, mediante un GPS (Global Position System). En la notación empleada para catalogarlas, la letra que antecede al número de serie indica la zona de procedencia, siendo "Q" por Queixa, "X" por Xerés y PDO por el Macizo de O Pindo.

3.2. Caracterización geológica y química de las áreas estudiadas.

3.2.1. Serra de Queixa :

La clasificación petrológica de todas las muestras procedentes de esta zona, (con excepción del cuarzo (Q-4 qtz y Q-8), (Q-1, Q-2, Q-3, Q-4, Q-5, Q-6 y Q-7), es un granito



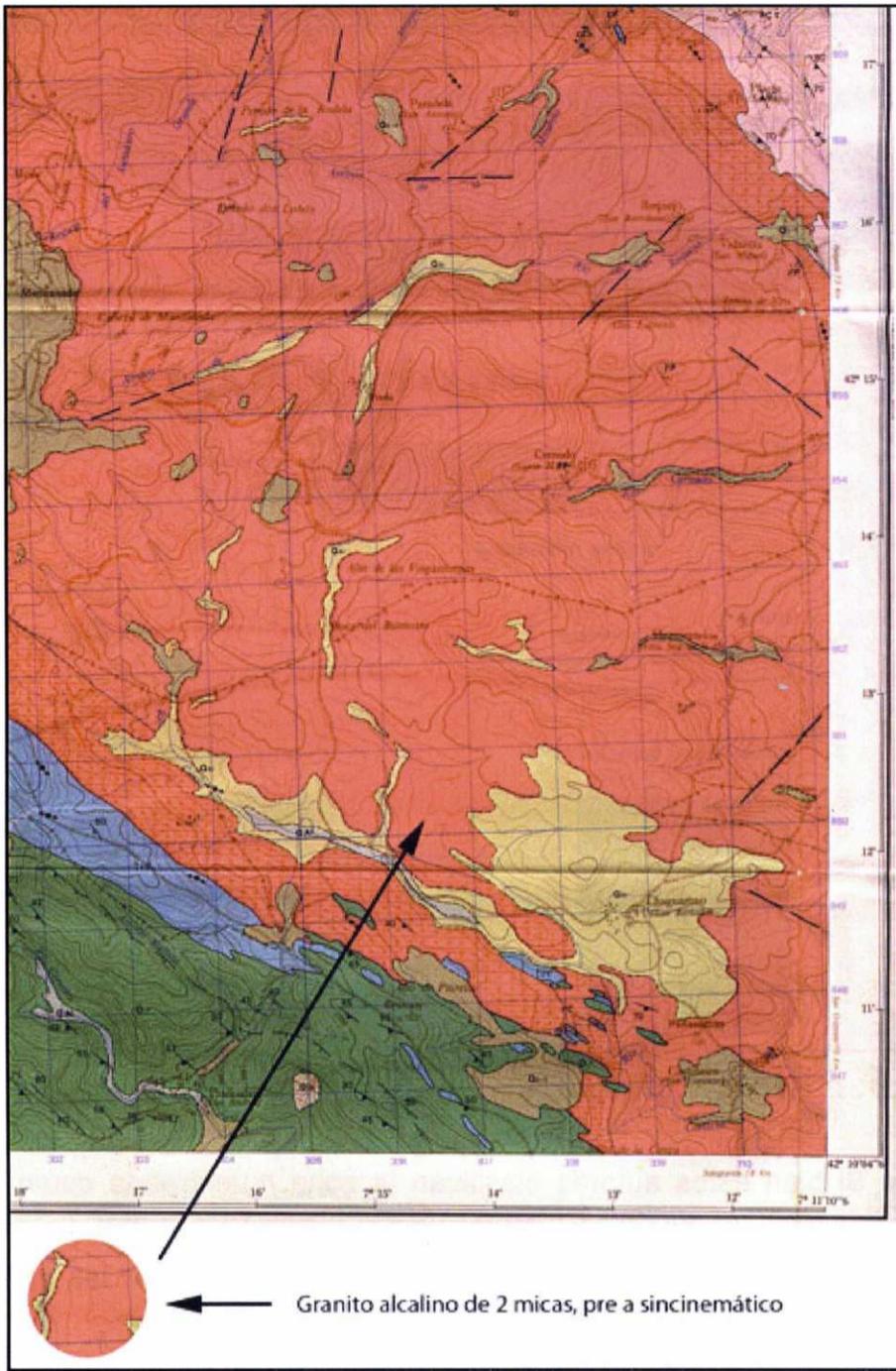
Fotografía 3.1. Extracción de una muestra (X-1) mediante el taladro de roca portatil

alcalino de 2 micas pre a sincinemático (MAGNA, 1981, ver mapa 3.1). Los datos que proporciona el estudio petrográfico son:

- textura granuda, con tamaños de grano que varía de 3 a 5 mm, aunque a veces aparezcan cristales de feldespatos subautomorfos de mayor talla.
- El cuarzo se muestra en cristales alotriomorfos, con marcada extinción ondulante; en algunas muestras se puede apreciar claramente el carácter final de este mineral en el orden de cristalización de la roca, teniendo incluso textura miarolítica.
- Las proporciones de moscovita y biotita son aproximadamente equivalentes; esta última mica está a menudo incipientemente cloritizada. Localmente se sitúan dentro del macizo granítico pequeñas áreas de granito moscovítico donde la biotita pasa a tener carácter residual. La textura orientada de la roca puede ser apreciable a simple vista, gracias a las alineaciones de micas.
- La microclina se encuentra siempre en cantidad equivalente o algo mayor que la plagioclasa, por lo que cabe a menudo la clasificación de estos granitos como adamelíticos. Las plagioclasas, (oligoclasa casi siempre) presentan zonado, con los núcleos en proceso de seritización, así como recrecimientos mirmequíticos con cuarzo. La microclina (en la variedad orientada, con microcristales) se ve ligeramente pertitizada.
- Los minerales accesorios más frecuentes son: circón, apatito, clorita secundaria, opacos y en contadas ocasiones granates.

3.2.2. Serra de Xurés :

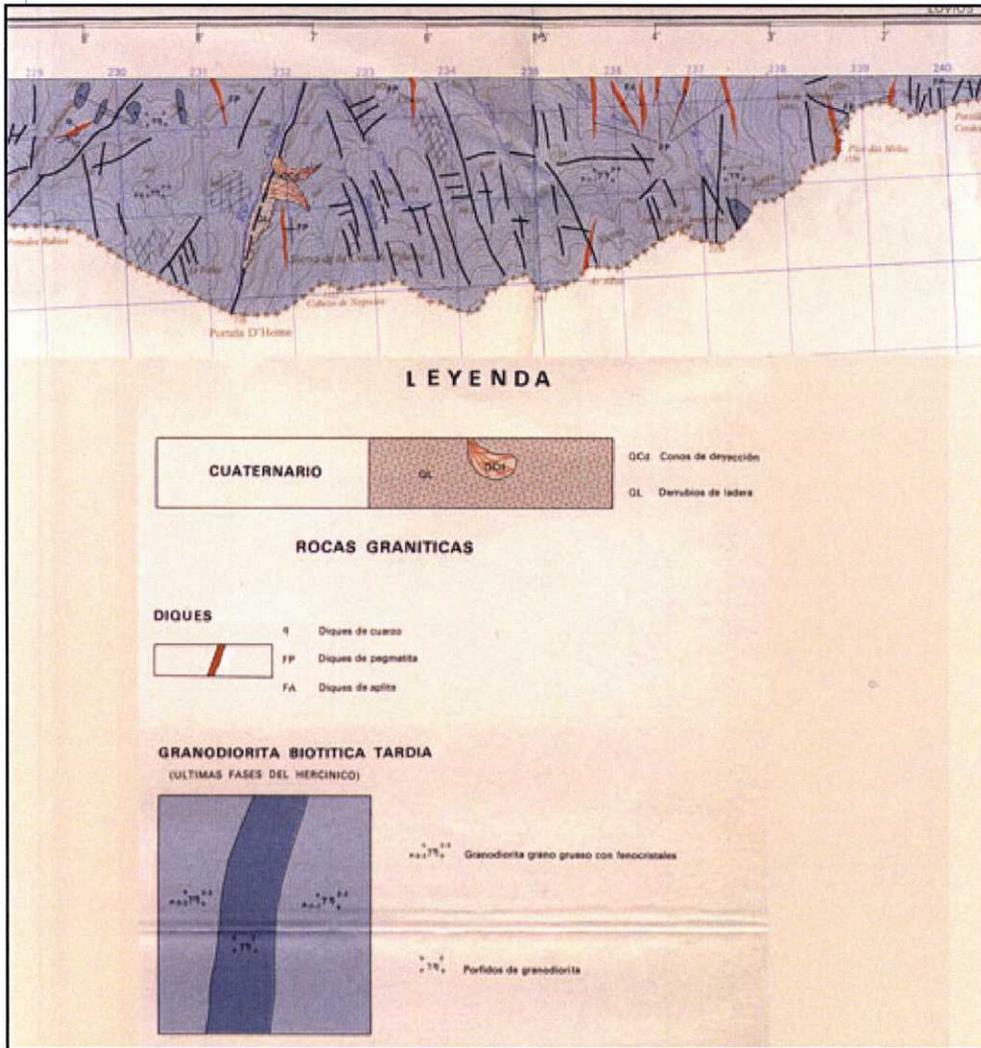
Las muestras recogidas en esta zona pertenecen a un macizo granodiorítico intrusivo (MAGNA, 1974, ver mapa 3.2) cuya composición mineralógica global es un granito calcoalcalino, con una frecuencia



Mapa 3.1 Cartografía geológica de la Serra de Queixa (MAGNA, 1981)

mucho mayor de composiciones graníticas y menor de granodioríti-

Daniel Fernández Mosquera



Mapa 3.2. Cartografía geológica de la Serra de Xurés, (MAGNA, 1974).

cas. Si bien estos autores clasifican la zona muestreada como de granodioritas biotíticas de grano medio a grueso, un estudio más detallado de la zona (COTTARD, 1978) permite describir las muestras de forma diferenciada de la siguiente manera:

3.2.2.1. **Muestra X-1, Alto da Nevosa:**Granito de grano fino de Carrís. Aflora en forma de grandes láminas dentro del granito porfiroide de Xerés. Es un granito oscuro más homogéneo que se pre-

senta principalmente de dos formas: porfiroide con tendencia microgranosa o de grano fino sin megacristales.

El tipo porfiroide es el menos frecuente; está constituido por cristales gruesos de cuarzo de varios centímetros, de feldespato potásico, de plagioclasa, a veces de biotita. El de grano fino sin megacristales está constituido de cuarzo milimétrico de contornos irregulares o romos bien diseminados, de plagioclasa subautomorfa difícilmente identificable y de biotita generalmente asociada a una clorita o una moscovita.

3.2.2.2. Muestra X-2: Granito porfiroide de Xerés. Está constituido de megacristales de feldespato potásico y de una mesostasia que contiene los siguientes minerales: cuarzo, biotita, oligoclasa, feldespato potásico y como minerales accesorios: circón, apatito, ilmenita, esfena, clorita, moscovita.

La biotita se observa en cristales grandes de color marrón a pardo, frecuentemente zonada por las inclusiones de apatitos y circones. También contiene ilmenita y esfena asociadas a menudo entre las láminas.

Las plagioclasas son automorfas, macladas de albita de forma poco regular y frecuentemente zonadas. Estos minerales muestran una clara tendencia a agruparse entre ellos o con la biotita.

Los feldespatos sodico-potásicos se presentan en pequeñas placas subautomorfas macladas según la ley de Carlsbad y conteniendo microtexturas similares a celdas de megacristales.

El cuarzo forma placas policristalinas, constituidas de grandes cristales poligonales adaptados a los minerales que los rodean.

Entre los minerales poco abundantes de la roca (1% o 2%) se encuentran la clorita y la moscovita intergranulares o entre fisuras.

3.2.3. Macizo de O Pindo:

Las facies del granito de O Pindo son de dos tipos (ver mapa 3.3):

facies biotítica y facies moscovítica-biotítica, de grano medio a grueso o medio (tamaño medio de 4-6 mm) y casi siempre algo inequigranulares. La textura algo inequigranular resulta de la diferencia entre el tamaño medio de las biotitas y los minerales félsicos por una parte y la variabilidad en tamaño de los últimos, por otra parte.

El contenido en biotita en ambas facies es relativamente bajo (menos del 7%) y conviene señalar que la facies biotítica no es en absoluto un granito oscuro, sino a menudo más bien pálido. Por regla general, el granito es homogéneo a escala de afloramiento o incluso a mayor escala. Existen inhomogeneidades normalmente poco importantes en cuanto a la distribución de la moscovita, el tamaño y la densidad de los megacristales de feldespato y el tamaño de grano de la roca.

En términos generales se puede decir que la facies biotítica es más homogénea y más equigranular y muestra más a menudo colores rosáceos o lilas. La facies de dos micas moscovítica-biotítica es menos homogénea, especialmente como resultado de la distribución irregular de la moscovita y la presencia de partes de grano grueso relativamente ricas en feldespato; su textura tiende a ser más porfídica. Sus colores de alteración son, por lo general, blancos.

Hay que mencionar la presencia de numerosos filoncillos de cuarzo de origen claramente tardío, ya que pueden cortar a los demás tipos de rocas filonianas. Suelen estar verticalizados y llegan a los 40 cm de potencia, aunque normalmente no sobrepasan los 5 cm.

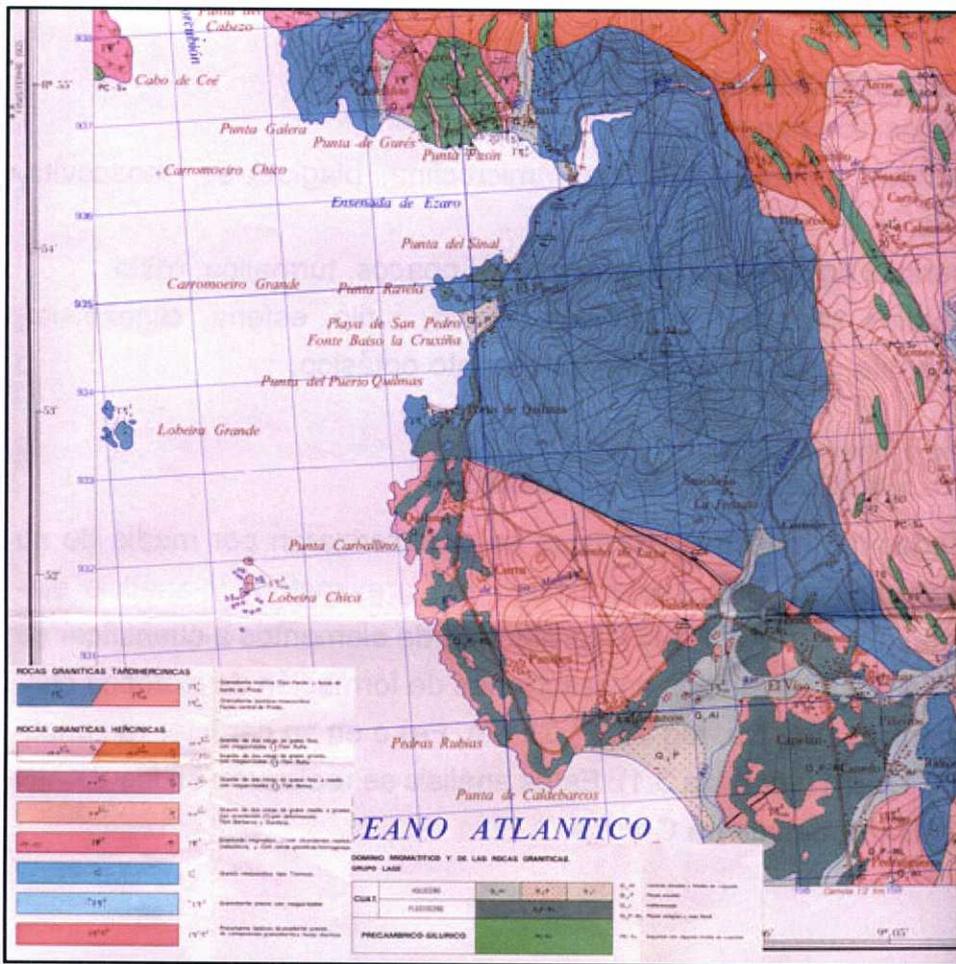
3.2.3.1. Caracterización microscópica:

Facies biotítica:

Composición mineralógica:

Minerales principales: cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita.

Minerales accesorios: moscovita, apatito, circón, fluorita, allanita, opacos, crisoberilo, rutilo.



Mapa 3. 3. Cartografía geológica del Macizo de O Pindo (MAGNA, 1981)

Minerales secundarios: sericita, clorita, filosilicatos intermedios entre biotita verde y clorita, rutilo, esfena, clinozoisita, opacos, anatasa, feldespato potásico, productos de alteración de la allanita.

Esta roca es de composición francamente granítica. En los contados casos en que el contenido en plagioclasa tiende a igualar el de la microclina, la composición albítica de la primera es causa de que ni siquiera se acerque al borde del campo granodiorítico. El contenido en biotita puede ser muy bajo. La moscovita es accesoria. El cuarzo constituye mayoritariamente grandes cristales xenomorfos.

Facies moscovítica-biotítica:

Composición mineralógica:

Minerales principales: cuarzo, microclina, plagioclasa, moscovita, biotita.

Minerales accesorios: apatito, circón, opacos, turmalina, rutilo.

Minerales secundarios: sericita, clorita, rutilo, esfena, clinozoisita, piemontita, opacos, anatasa, feldespato potásico.

3.2.4. Caracterización geoquímica :

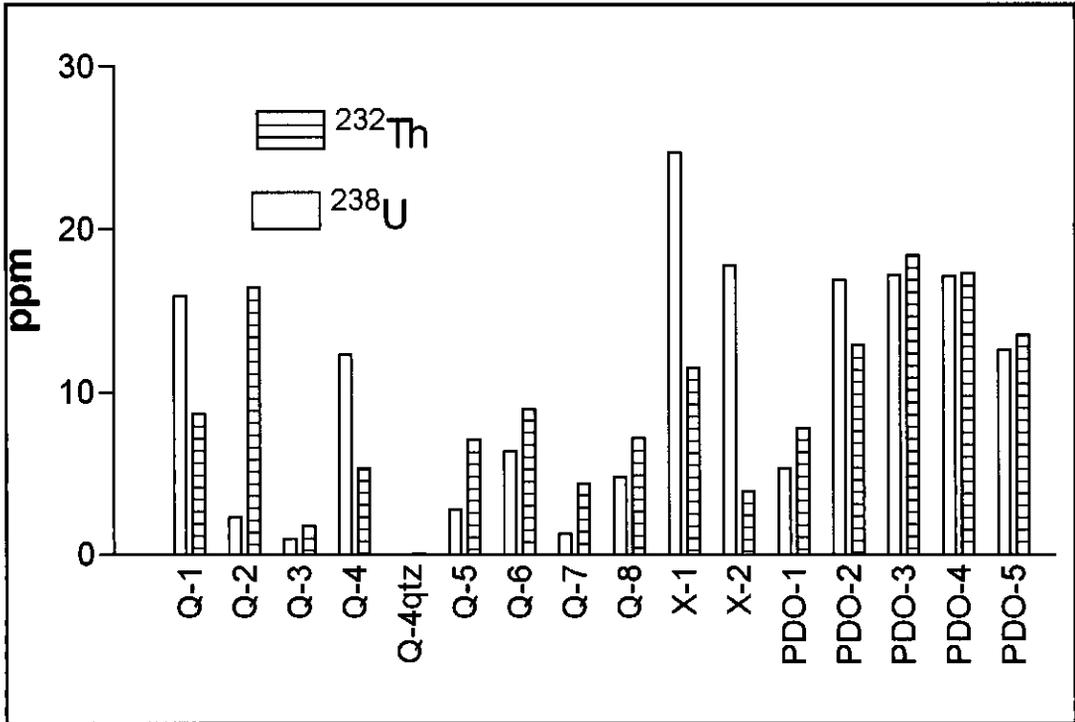
Todas las muestras extraídas se caracterizaron por medio de su abundancia en SiO_2 (determinado por gravimetría) y análisis elemental (mediante ICP-MS). La elección de elementos a cuantificar se basó en su intervención en reacciones de formación de isótopos cosmogénicos (Be, Na, Mg, Al, P, Ca, Mn, Fe) o en su carácter radioactivo (K, U, Th) (ver tabla 3.1). Estos análisis se realizaron en los SXAIN de la Universidade da Coruña.

MUESTRA	⁹ Be (μg/g)	²³ Na (mg/g)	²⁴ Mg (mg/g)	²⁷ Al (mg/g)	³¹ P (μg/g)	³⁹ K (mg/g)	⁴⁴ Ca (mg/g)	⁵⁵ Mn (mg/g)	⁵⁶ Fe (mg/g)	²³² Th (μg/g)	²³⁸ U (μg/g)	SiO ₂ (%)
Q-1	9,0	31,9	2,6	100,2	2,0	39,1	6,0	0,25	10,9	15,9	8,7	60,0
D. típica	0,2	0,1	0,03	0,3	0,06	3,3	0,7	0,002	0,1	0,7	0,7	0,3
Q-2	11,0	33,0	1,5	101,8	1,5	34,3	6,1	0,24	6,76	2,3	16,4	59,7
D. típica	0,2	0,7	0,02	1,2	0,02	0,1	0,2	0,002	0,03	0,3	0,3	0,3
Q-3	9,1	24,0	0,4	71,9	1,7	26,4	3,4	0,17	1,86	1,0	1,8	67,5
D. típica	0,9	0,2	0,02	0,3	0,1	2,6	0,1	0,01	0,01	0,01	0,1	0,3
Q-4	5,7	21,0	4,5	81,8	1,3	30,6	6,8	0,13	11,6	12,3	5,3	53,0
D. típica	0,3	0,2	0,09	0,7	0,02	0,6	0,02	0,003	0,21	1,1	0,3	0,3
Q-4-1z	0,37	0,015	0,009	0,192	0,004	0,05	0,6	0,0047	0,02	0,01	0,06	99,8
D. típica	0,01	0,003	0,002	0,002	0,001	0,01	0,3	0,0003	0,001	0,002	0,002	0,3
Q-5	2,20	8	0,883	53	625	41	1,9	0,020	0,625	2,8	7,1	55
D. típica	0,1	2	0,030	9	34	8	0,8	0,004	0,045	0,9	0,7	3
Q-6	4,8	17,3	2,807	65	731	25	6,7	0,089	7,304	6,4	9,0	54
D. típica	0,5	0,7	0,060	1	92	2	0,3	0,002	0,266	0,8	0,1	2
Q-7	1,8	6,7	0,418	53	830	42	1,1	0,056	0,284	1,3	4,4	49
D. típica	0,1	0,9	0,010	3	79	2	0,1	0,0005	0,064	0,4	0,1	1
Q-8	<0,2	0,028	0,703	0,26	<40	<0,1	<0,2	<0,002	0,115	4,8	7,2	94,9
D. típica	0,009	0,009	0,055	0,01					0,009	0,3	0,3	0,3
X-1	7,6	33,4	1,0	74,9	<25	34,5	3,5	0,29	9,4	24,7	11,5	60,3
D. típica	0,5	2,2	0,07	6,3	<25	2,9	0,2	0,02	0,8	0,3	0,9	0,2
X-2	6,8	29,6	1,8	70,8	<25	30,5	8,1	0,28	10,2	17,7	3,9	59,9
D. típica	0,2	0,1	0,03	0,7	<40	0,1	0,2	0,02	0,1	0,4	0,1	0,5
PDO-1	0,27	0,095	0,722	0,69	<40	0,21	<0,2	<0,002	0,062	5,3	7,8	94,3
D. típica	0,06	0,001	0,015	0,01	95	0,01	1,8	0,113	5,995	16,9	12,9	78,3
PDO-2	3,1	10,2	1,199	28	4	0,3	0,2	0,001	0,104	0,9	0,6	0,1
D. típica	0,1	0,5	0,035	1	<40	14,9	1,6	0,107	3,958	17,2	18,4	75,2
PDO-3	3,1	13,2	0,914	35	0,3	0,2	0,004	0,006	0,006	0,2	0,1	0,2
D. típica	0,2	0,9	0,013	1	81	6,9	0,66	0,086	4,176	17,1	17,3	87,2
PDO-4	0,90	3,9	0,944	14	2	0,1	0,09	0,002	0,075	0,3	0,1	0,2
D. típica	0,04	0,2	0,040	1	169	6,3	1,4	0,059	2,932	12,6	13,5	85,6
PDO-5	1,8	6,5	1,180	19	31	0,1	0,1	0,004	0,110	0,1	0,4	0,3
D. típica	0,4	0,4	0,044	1								

Tabla 3.1. Análisis químicos (ICP-MS y gravimetría) de las muestras.

El contenido en elementos radioactivos se muestra en la gráfica

3.1



Gráfica 3.1. Abundancia en ^{232}Th y ^{238}U medidos por ICP-MS.

3.3. Descripción geográfica y geomorfológica de las muestras estudiadas.

3.3.1 Serra de Queixa-Manzaneda (ver mapa 3.4):

3.3.1.1 Q-1: $42^\circ 15' 42\text{N}$, $7^\circ 17' 96\text{W}$. Altitud: 1778 m

Muestra procedente de una superficie de descamación en granito situada en la cota superior de Cabeza de Manzaneda, en las proximidades del vértice geodésico. Se trata de una superficie desmantelada en parte por un periglacialismo seco muy activo y durante su actuación la roca estaba en superficie y no cubierta por un suelo. Se extrajeron 3 testigos en el mismo punto:

Q-1a: longitud 16.5 cm; peso 557g

Q-1b: longitud 9.5 cm; peso 309 g

Q-1c: longitud 35 cm; peso 1302 g

3.3.1.2 Q-2: 42° 10' 087N, 7° 12' 069W. Altitud 1210 m

Muestra procedente de uno de los grandes bloques correspondientes a la morrena frontal que marca el máximo avance glaciar en la zona de Chaguazoso. La roca es la granodiorita de Queixa con algún gabarro. Se extrajo un testigo: longitud 26 cm; peso 891 g

3.3.1.3 Q-3: 42° 11' 052N, 7° 13' 083W. Altitud 1294 m.

Muestra procedente de la cima de un drumlin (ver fotografía 3.2), una vez atravesado el río Cenza, antes de llegar a la cerrada de la Presa del Cenza. La roca es una pegmatita feldespática. Se extrajo un testigo: longitud 10 cm; peso 305 g.

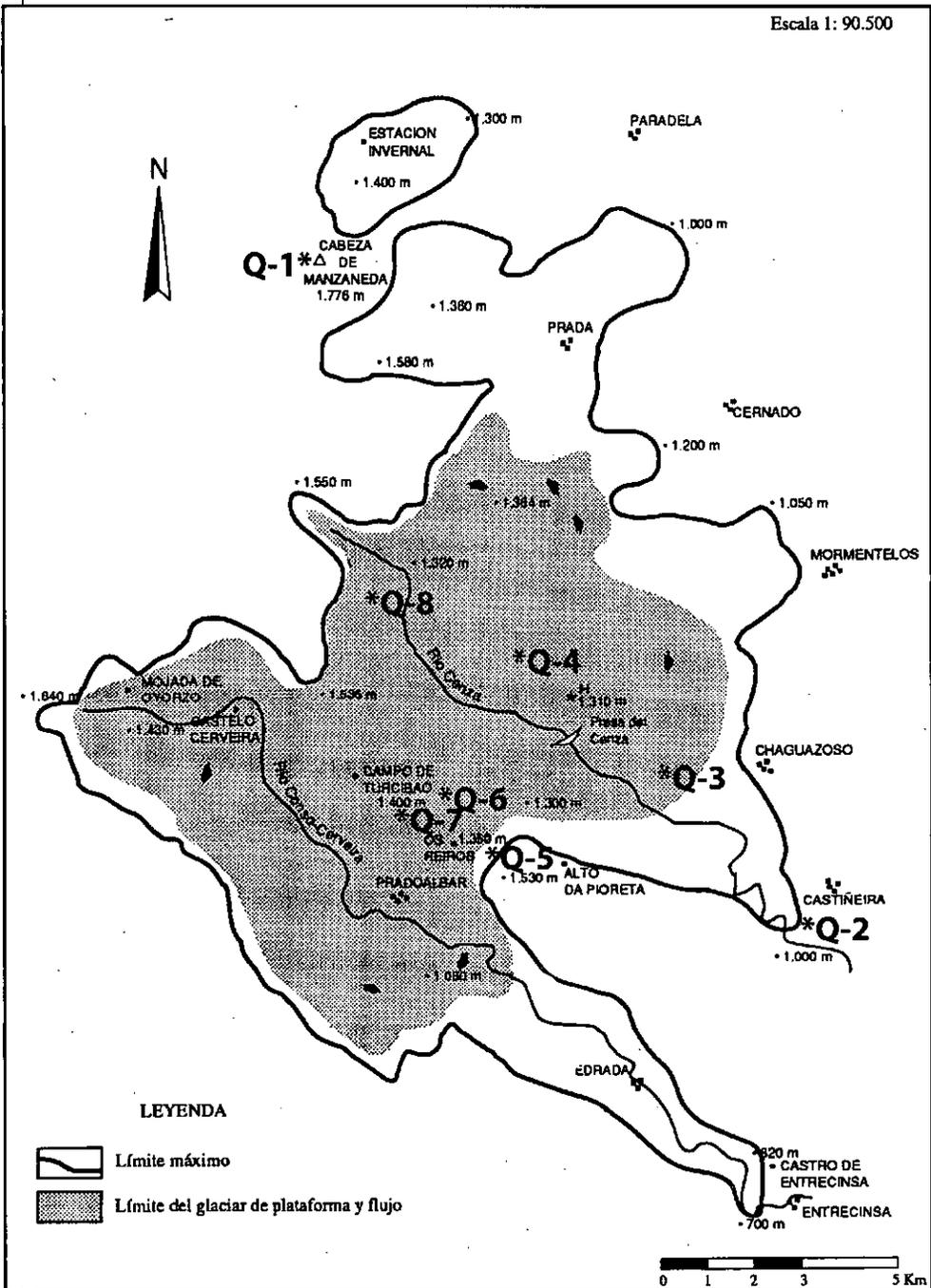
3.3.1.4. Q-4: 42° 12' 831N, 7° 15' 448W. Altitud 1340 m.

Muestra procedente de la cima de un complejo drumlinoide, justo por detrás de la cerrada de la Presa del Cenza. Correspondería a la parte mas frontal del mismo. Se extrajeron 2 testigos, uno de ellos en granodiorita de Queixa y el otro en una vena de cuarzo adyacente:



Fotografía 3.2. Situación de Q-3, en la cima de un drumlin.

Q-4a: longitud 20 cm; peso 756 g.



Mapa 3.4. Mapa con la situación de las muestras de Serra de Queixa (modificado de VIDAL ROMANÍ y SANTOS, 1994)



Q-4 qtz: longitud 8 cm; peso 354 g.

3.3.1.5 Q-5: 42°11'302N, 7°15'508W. Altitud 1516 m.

Alto de Pioreta Superficie de bloque morrénico perteneciente al máximo glaciar de la zona. Se cogieron 2 muestras: 1 fragmento de cuarzo de 8 g sometido a un incendio y un fragmento de granito rico en cuarzo de 80g.

3.3.1.6. Q-6: 42°11'500N, 7°16'010W. Altitud 1450m.

Superficie de un bloque de 1,5 m de diámetro aproximadamente al final de un cordón morrénico que marca la difluencia del glaciar al valle anexo de Prado Alvar. Testigo granítico de 4cm y 166g de peso.

3.3.1.7. Q-7: 42°11'500N, 7°16'010W. Altitud 1450m.

Superficie de un bloque morrénico de 2.5 m de diámetro aproximadamente, al otro lado de la cresta donde está situada Q-6 y escasos 100m de distancia. También marca la difluencia. Testigo de cuarzo de 2,5 cm y 105g.

3.3.1.8. Q-8: 42°12'040N, 7°16'110W. Altitud 1370 m.

Zona más interior del glaciar, detrás del embalse., Se cogieron 2 muestras. Una muestra de cuarzo afectada por el fuego de 87g y dimensiones Largo 5cm, alto 1,5cm y ancho 4cm. Otra muestra de una superficie de pulido , 2 bloques de cuarzo de 330g y 77g de peso

3.3.2. Serra de Xurés-Gêrez (ver mapa 3.5)

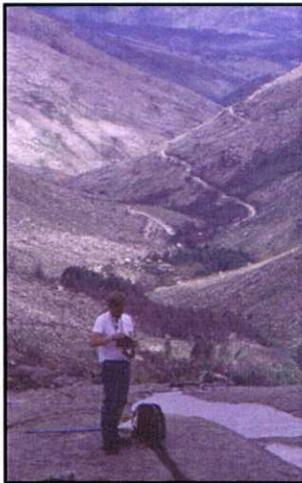
3.3.2.1 X-1: 41° 48' 932N, 8° 3' 110W. Altitud 1300 m.

Muestra procedente de una superficie de pulido glaciar situada en un

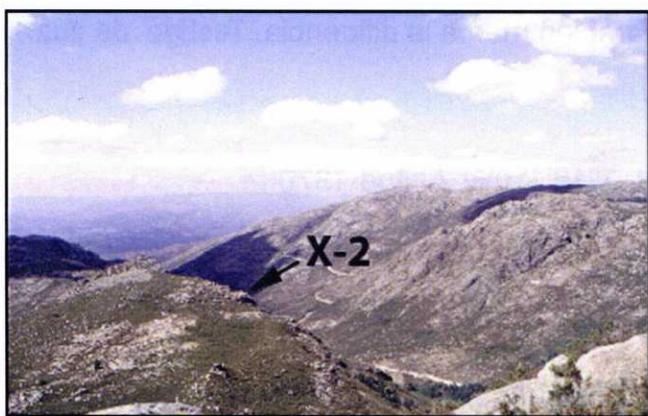
collado de difluencia de la cabecera del río Vilamés a una decena de metros de la línea fronteriza hispano-lusa (ver fotografía 3.3). Se trata del granito de grano fino dos Carrís. Se extrajo un testigo: longitud 18.3 cm; peso 708 g.

3.3.2.2 X-2: $41^{\circ} 49' 700\text{N}$, $8^{\circ} 4' 109\text{W}$. Altitud 1100 m.

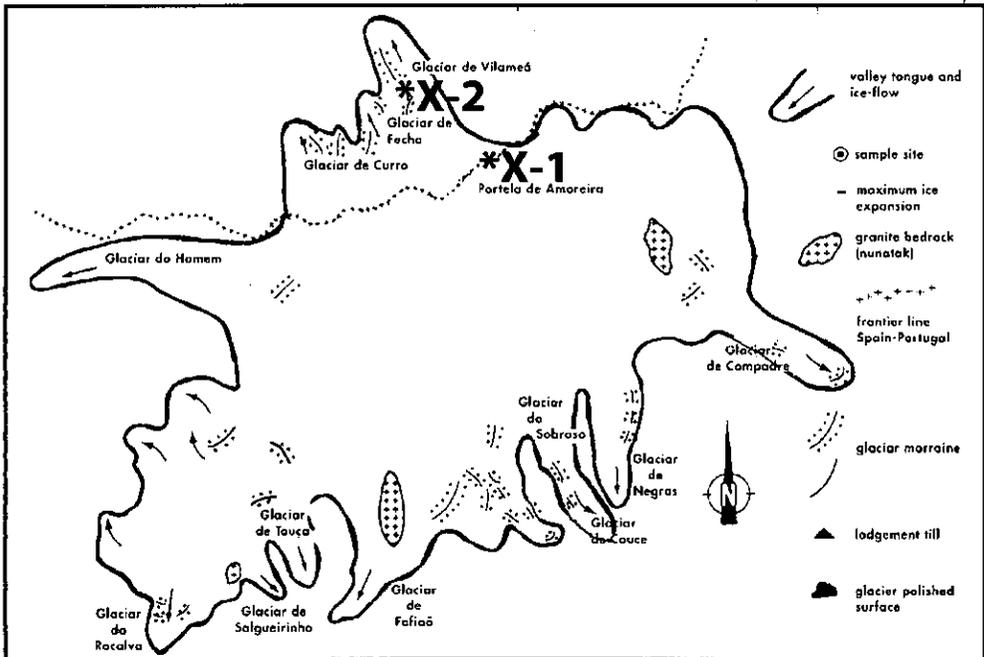
Muestra procedente de una superficie de pulido glaciar situada entre tres cordones morrénicos (ver fotografía 3.4) en el margen oeste del valle del río Vilamés, aguas debajo de la Mina de las Sombras (en la ladera opuesta). La roca es el granito porfiroide de Gerês. Se extrajo un testigo: longitud 16.3 cm; peso 668 g.



Fotografía 3.3. Situación de X-1.



Fotografía 3.4. Situación de X-2, entre tres cordones morrénicos.



Mapa 3.5. Localización de las muestras de la Serra de Xurés, (modificado de VIDAL ROMANÍ et alii, 1990).

3.3.3. Macizo de O Pindo (ver mapa 3.6):

3.3.3.1 PDO-1: 42° 53' 20" N, 9° 6' 40" W . Altitud 637 m.

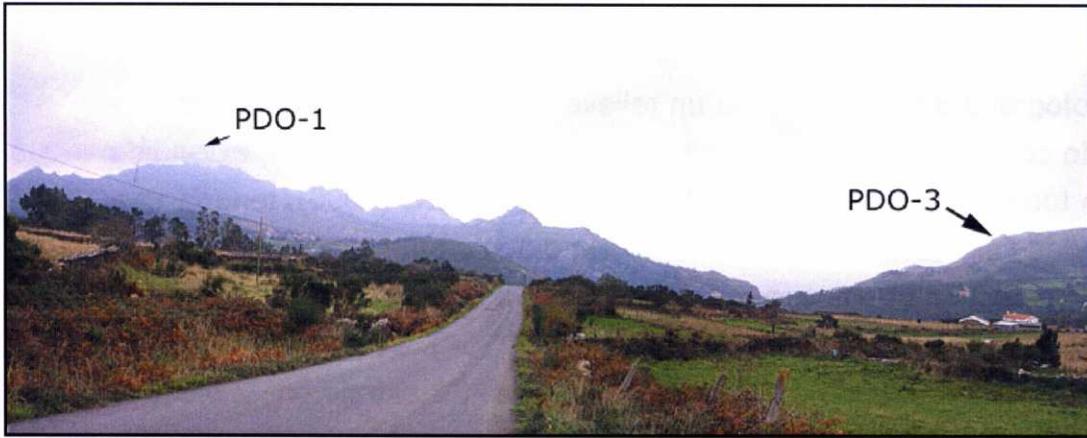
Muestra procedente de la cima del domo granítico de O Pindo (ver fotografía 3.5). Se trata de un relieve residual que ha sido identificado como restos de una superficie muy extensa de 700 m, extendida a toda la zona oeste de Galicia. Según PAGÉS (1996), tendría una edad finimesozoica si bien no aporta datos cronológicos absolutos ni de cualquier otro tipo; aunque se asimile a la Superficie Fundamental de Galicia (NONN 1966; BIROT y SOLÉ 1954). Se ha identificado en este trabajo como una superficie grabada. Se extrajeron 2 bloques de cuarzo de 276 g y 146 g.

3.3.3.2 PDO-2: 42°55'00"N, 9°7'30"W. Altitud 147 m.

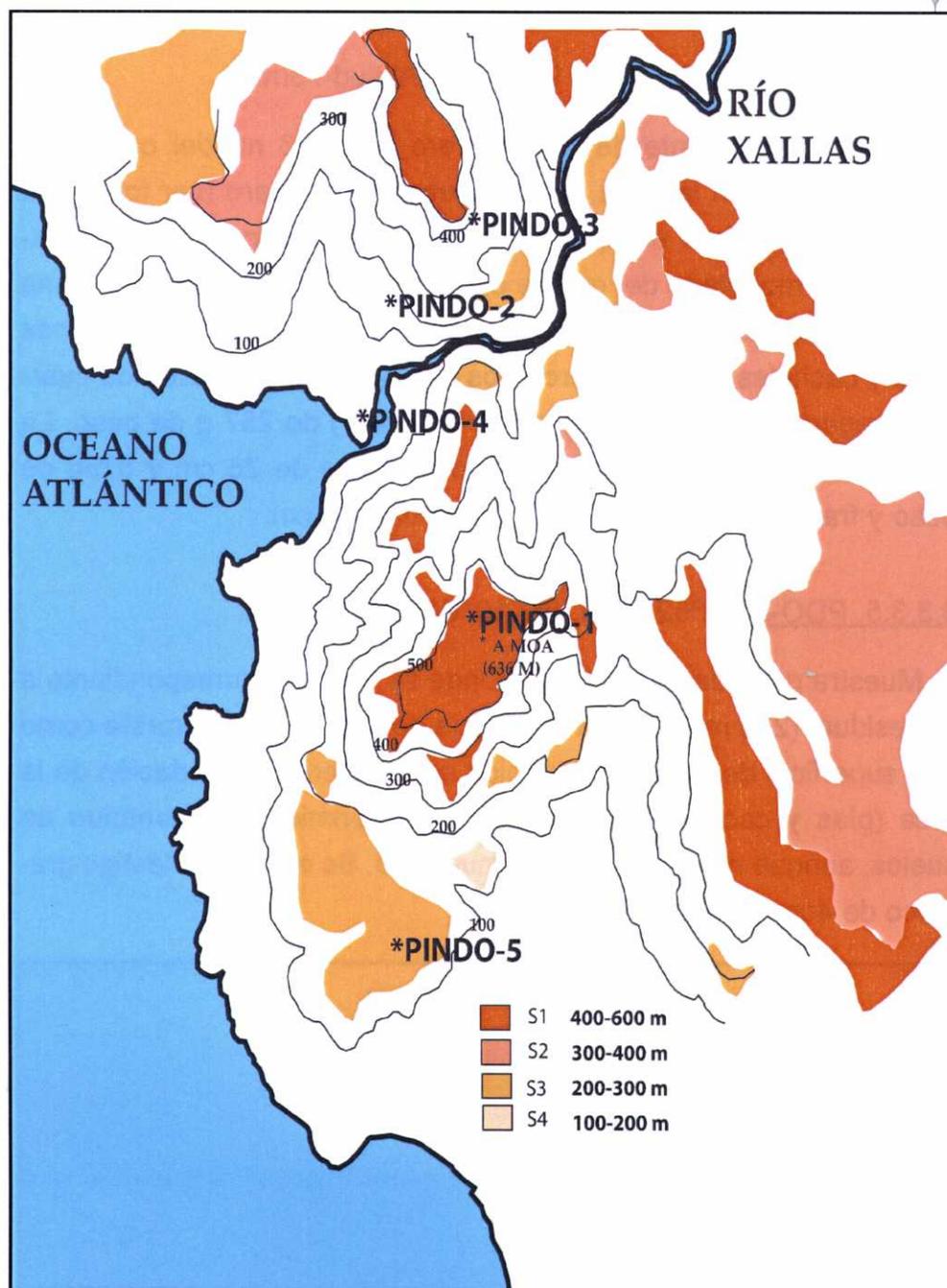
Muestra procedente de la hombrera intermedia (147m) del cauce del Xallas en el fondo de la ensenada de Ézaro (ver fotografía 3.6). Por su posición con respecto al cauce del río actual se considera una superficie de erosión fluvial aunque modificada posteriormente por degradación de la roca (pías y cacholas). Se extrajo un testigo de granito de 14,5 cm y peso de 539g fracturado en 3 partes de 2cm (peso 74g), 7 cm y 5,5 cm de arriba abajo.

3.3.3.3 PDO-3: 42°55'15"N, 9°6'50"W. Altitud 396m.

Muestra procedente de la hombrera superior (396 m) del cauce del Xallas, situada por encima del depósito de agua y a la altura de Penafiel (ver fotografía 3.5). Por su posición con respecto al cauce del Xallas se considera una superficie de erosión fluvial aunque modificada posteriormente por degradación de la roca (pías y cacholas). Se extrajo un testigo de granito de 15 cm y peso de 572 g fracturado en 2 partes de 7 cm y 8 cm de arriba abajo.



Fotografía 3.5. Localización de las muestras PDO-1 y PDO-5.



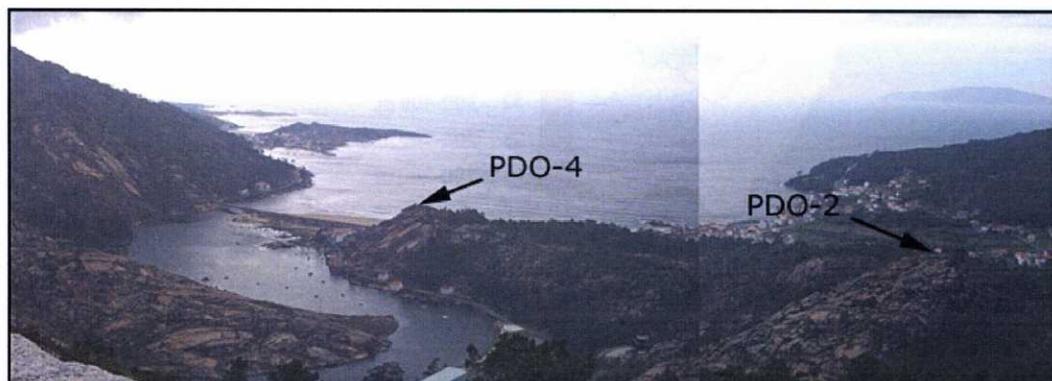
Mapa 3.6. Situación de las muestras del Macizo de O Pindo.

3.3.3.4. PDO-4: 42°54'40"N, 9°7'40"W. Altitud 73m.

Muestra procedente de la hombrera baja (73 m) del cauce del Xallas, situada en la boca de la ensenada del Ézaro (ver fotografía 3.6). Corresponde a un episodio muy importante (por su buen desarrollo) del modelado del relieve en la zona. Se interpreta como una superficie de erosión fluvial con posterior degradación de la roca (pías y cacholas). Se extrajeron dos muestras: una muestra de cuarzo agregado a una matriz granítica (PDO-4F) de 257 g de peso. La otra muestra (PDO-4) es un testigo granítico de 26 cm y 875g de peso y fracturado en 5 partes, la superior de 3 cm.

3.3.3.5. PDO-5: 42°52'04"N, 9°7'10"W. Altitud 224m.

Muestra procedente del Lugar Onde se Adora y correspondiente a un residual (224 m) sobre la superficie de 200 m. Se interpreta como una superficie de corrosión química con posterior degradación de la roca (pías y cacholas). Presenta un recubrimiento discontinuo de suelos, aunque no en el punto de muestreo. Se extrajo un testigo granítico de 4cm y 167g de peso.



Fotografía 3.6. Localización de las muestras PDO-2 y PDO-4.



3.4. Coeficientes de apantallamiento y tasas de producción para cada localidad:

El coeficiente de apantallamiento se ha calculado según el método ya descrito en el capítulo de bases teóricas. Brevemente, en un mapa topográfico 1:10.000 trazamos radios desde la localización de la muestra hacia las crestas cercanas que le superen en altitud; la medida de la distancia y la diferencia de altitud nos permiten calcular el ángulo de incidencia y el ángulo que abarquen (ángulo ázimutal) (ver capítulo 2). El resultado final será la suma de todos los segmentos así calculados. Obviamente, cuantos más segmentos, más exacto será este cálculo.

Tan sólo para la muestra Q-2 será necesario corregir la tasa de producción que le corresponde según su latitud y altura en un 16%, como se puede ver en la tabla 3.2. Para el resto de las muestras, el coeficiente de apantallamiento es despreciable, menor incluso que el

Distancia(m)	Diferencia altitud (m)	Angulo azimutal(°)	Angulo incidencia(°)	Coef. Apantallamiento (S)
27	10	0	20	1,7795E-03
20	10	21	27	7,6113E-03
28	10	60	20	2,2865E-03
10	10	90	45	2,6553E-02
6	10	120	59	1,0035E-01
10	10	180	45	1,6817E-02
24	10	199	23	4,7462E-04
2850	280	203	6	6,4628E-06
2850	313	208	6	9,2979E-06
2650	280	213	6	1,6393E-05
2350	230	223	6	3,4467E-05
1700	200	250	7	2,3268E-05
1560	130	260	5	3,7706E-06
1500	70	265	3	5,6083E-07
1400	30	270	1	4,3114E-08
1400	0	275	0	0,0000E+00
Total				1,5596E-01

Tabla 3.2. Cálculo del coeficiente de apantallamiento de la muestra Q-2.

1% para la mayoría de ellas.

El cálculo de las tasas de producción lo realizamos según el método

de DUNAI (2000), ya descrito en el capítulo 2. Los resultados se ofrecen en la tabla 3.3.

Tabla 3.3 Tasa de producción para cada localidad calculadas según DUNAI (2000) y con la tasa de producción de ^{21}Ne cosmogénico de NIEDERMANN (2000).

Altitud (m s.n.m.)	Latitud (°)	Inclinación	Presión atm (mm Hg)	z(m)	M(0300)	L(t)	N(z,t)	Tasa de producción (at/g Si)	
Q-1	1778	42,25	61,17	817,11	200,01	0,89	131,73	4,04	76,79
Q-2	1210	42,2	61,13	876,09	139,87	0,88	131,76	2,56	48,60
Q-3	1294	42,1	61,04	867,15	148,98	0,88	131,82	2,74	51,97
Q-4	1340	42,1	61,04	862,29	153,93	0,88	131,82	2,84	53,96
Q-5	1516	42,11	61,05	843,90	172,69	0,88	131,81	3,28	62,23
Q-6	1450	42,11	61,05	850,76	165,69	0,88	131,81	3,11	59,01
Q-7	1450	42,11	61,05	850,76	165,69	0,88	131,81	3,11	59,01
Q-8	1370	42,12	61,06	859,13	157,15	0,88	131,80	2,91	55,32
X-1	1340	41,88	60,85	862,29	153,93	0,88	131,95	2,83	53,72
X-2	1230	41,89	60,86	873,95	142,04	0,88	131,94	2,58	49,10
PDO-1	637	42,53	61,41	939,03	75,68	0,89	131,58	1,58	30,03
PDO-2	147	42,55	61,42	995,71	17,88	0,89	131,57	1,02	19,36
PDO-3	396	42,55	61,42	966,57	47,60	0,89	131,57	1,28	24,26
PDO-4	73	42,54	61,41	1004,51	8,91	0,89	131,57	0,95	18,08
PDO-5	224	42,52	61,40	986,63	27,15	0,89	131,58	1,09	20,76



3.5. Preparación de las muestras :

3.5.1. Separación del cuarzo.

Dado que el material en el que se va a medir la producción de ^{21}Ne cosmogénico es el cuarzo, es preciso separar éste de la matriz granítica en la que se encuentra integrado. Cuanto mejor sea la separación mejores resultados se obtendrán por dos motivos: por un lado la posibilidad de que minerales extraños contribuyan a aumentar la concentración de ^{21}Ne e incluso hagan más difícil la separación del componente cosmogénico; por otro el aumento en peso diluye el ^{21}Ne procedente del cuarzo infraestimando por lo tanto la edad de exposición.

Además de separar el cuarzo de los demás minerales de la roca es necesario realizar un ataque químico que disuelva unas $40\mu\text{m}$ de la superficie más externa del grano. Este es el espesor estimado (FRIEDLANDER et alii, 1981) de penetración de las partículas α en el cuarzo provenientes de la desintegración de elementos radiactivos que se suelen alojar en minerales accesorios como circones, rutilos, etc. Disolviendo una capa de este grosor se evita, al menos en parte, el ^{21}Ne y ^{22}Ne producido por las reacciones $^{18}\text{O}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$ y $^{19}\text{Fe}(\alpha, n)^{22}\text{Ne}$.

Antes de nada la superficie de los testigos fue limpiada mecánicamente con ayuda de un rodillo eléctrico con el fin de eliminar los líquenes adheridos y otro tipo de contaminación orgánica. Se cortaron los 5 primeros cm de cada testigo en pequeños trozos para molerlos en una trituradora de mandíbula y separarlos en 4 fracciones según su tamaño de grano: $\varnothing > 2\text{mm}$; $0.95\text{mm} < \varnothing < 2\text{mm}$; $0.5\text{mm} < \varnothing < 0.95\text{mm}$; $\varnothing < 0.5\text{mm}$.

Todas las fracciones fueron observadas bajo la lupa para escoger la fracción más adecuada a priori para separar el cuarzo de los demás minerales de la roca. En todas ellas la fracción de tamaños de

grano comprendida entre $0.5\text{mm} < \varnothing < 0.95\text{mm}$ resultó tener una mayor proporción de granos de cuarzo separados de feldespatos y micas, por lo que de principio auguraba un mayor éxito en la separación. Además, este rango de tamaños es fácilmente manejable incluso de manera individual, siendo esto muy importante de cara a la separación.

Para aislar el cuarzo se utilizó el método de KOHL y NISHIZUMI (1991) consistente en una digestión preliminar en HCl concentrado para disolver los óxidos de hierro y posteriormente una serie de digestiones (de 2 a 4) en HF(1%) / HNO₃(1%) durante 8 horas a 95°C de temperatura. La pureza del cuarzo obtenido se controla por el contenido en Al después de cada digestión medido por espectrofotometría de absorción atómica. Este control es debido a que este método fue diseñado para aislar cuarzo que se va a utilizar para medir el isótopo cosmogénico ^{26}Al , medida que está fuertemente afectada por la abundancia en el isótopo ^{27}Al , el más abundante. Este método consigue un cuarzo de gran pureza de manera rápida y sencilla, pero a costa de una gran pérdida de material.

En nuestro caso, la abundancia en Al apenas tiene influencia en la medida, aunque siga siendo un indicador útil de la pureza del cuarzo debido a la resistencia a la abrasión que muestran los óxidos de aluminio. Sin embargo, con el fin de obtener un máximo rendimiento de la separación se decidió utilizar el contenido en cuarzo de cada granito como criterio de grado de purificación. Las pruebas realizadas probaron que el ataque químico era demasiado agresivo con el cuarzo dejando la mica inalterada. Este ataque se sustituyó por una digestión en HF(1%) / HNO₃(1%) durante tres horas a 55°C cuya intención principal es disgregar los granos en los que el cuarzo forma entrecrecimientos con otros minerales, especialmente feldespatos y mica.

Para separar la mica se recurrió a una separación por diferencia

de densidades. El cuarzo presenta una densidad típica de 2.65 g/cm³, la biotita de 2.7 g/cm³ a 3.3 g/cm³, la muscovita de 2.8 g/cm³ y por último los feldespatos 2.5 g/cm³. Se preparó una disolución de 2.75 g/cm³ de densidad usando politungstenato de sodio y agua y se mezcló con la muestra en tubos de centrífuga a los que se aplicó una breve centrifugación para mejorar la separación. En la parte superior flotaba el cuarzo y feldespato, con pequeñas láminas de mica atrapadas entre los granos. Esta porción sobrenadante fue recogida y lavada repetidas veces con agua destilada. Durante estos lavados, la mica atrapada se eliminó por flotación.

La etapa final se decidió que fuese para disolver de forma controlada el volumen exterior de los granos. Se pensó en un ataque con HF más concentrado durante menos tiempo, para lo cual se hicieron una serie de ensayos con distintas concentraciones cuyos resultados se muestran en las gráficas 3.1, 3.2, 3.3, 3.4, y 3.5. El cálculo de la distancia disuelta se realizó asumiendo una serie de hipótesis:

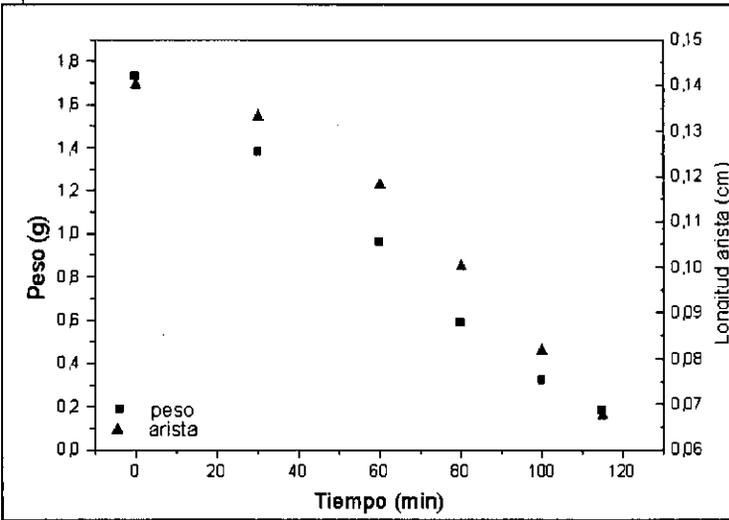
1. Los granos tienen forma cúbica
2. La densidad de los granos es de 2.7 g/cm³.

El peso inicial se divide entre el número de granos de la muestra, con lo que obtenemos un peso de grano que se asume como medio. Con este peso se calcula la longitud inicial media de la arista de cada grano según la fórmula:

$$a = [(M_g)/r_q]^{1/3}, \text{ donde } M_g = \text{masa de grano y } r_q = \text{densidad del cuarzo.}$$

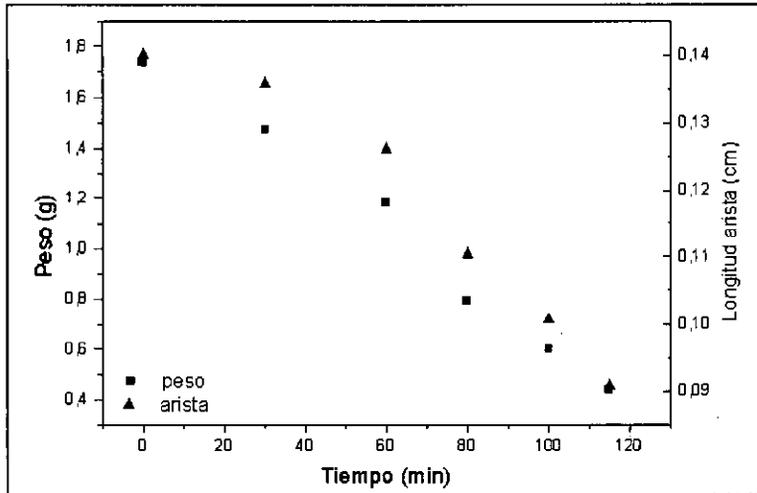
Después de cada digestión, asumiendo que el número de granos es el mismo, el nuevo peso nos da una nueva masa de grano que a su vez corresponde a una nueva longitud de arista de grano.

De los resultados obtenidos se desprende que un ataque con HF 1:8 durante 20' disuelve unas 25 micras de superficie exterior, por lo que el ataque resulta fácilmente controlable y lo suficientemente agresivo.

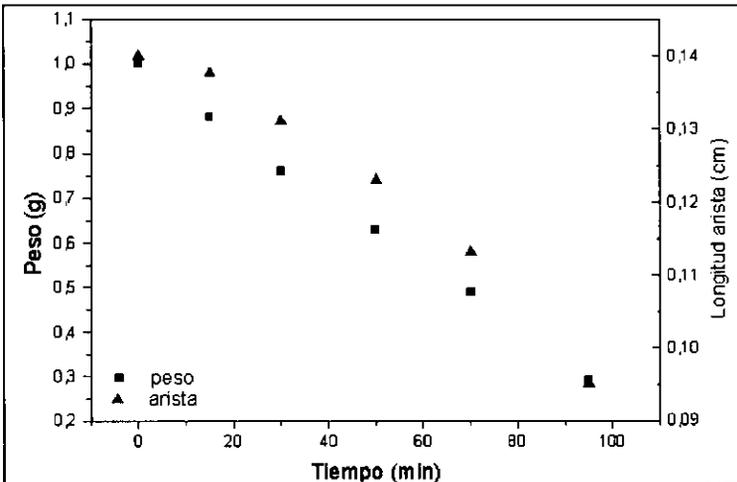


Gráfica 3.1. Resultado del ataque al cuarzo con una disolución de HF 1:1 (en volumen)

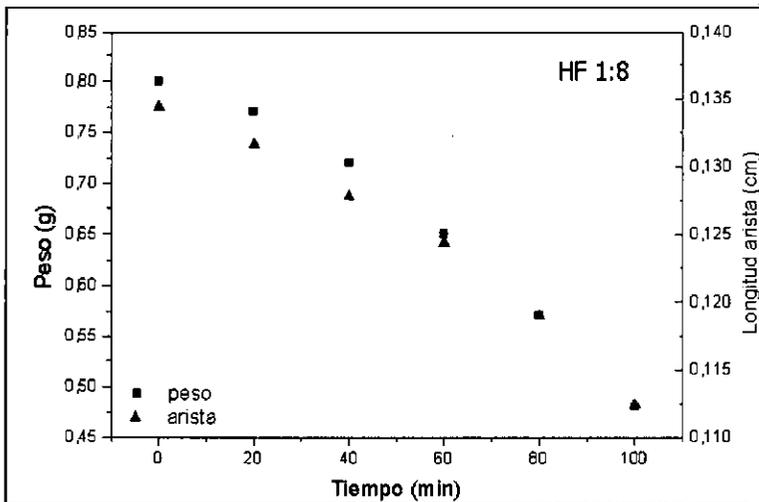
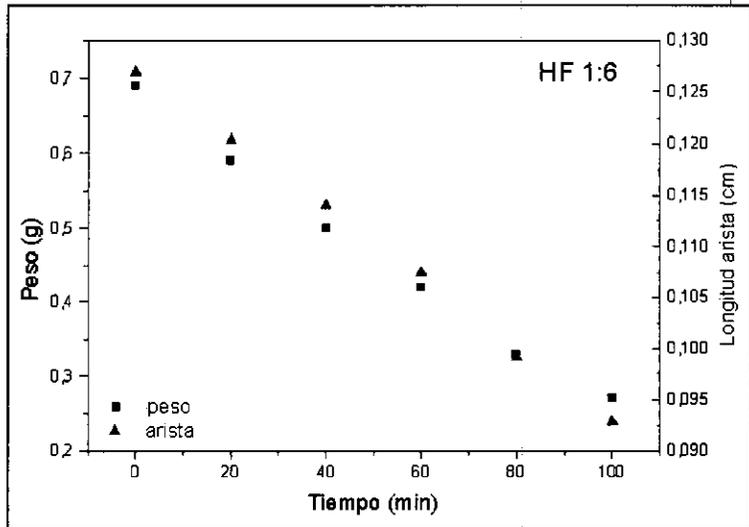
Gráfica 3.2. Resultado del ataque al cuarzo con una disolución de HF 1:2 (en volumen)



Gráfica 3.3. Resultado del ataque al cuarzo con una disolución de HF 1:4 (en volumen)



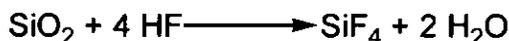
Gráfica 3.4.
Resultado del ataque al cuarzo con una disolución de HF 1:6 (en volumen)



Gráfica 3.5.
Resultado del ataque al cuarzo con una disolución de HF 1:8 (en volumen)

El procedimiento de separación del cuarzo se diseñó como sigue:

1. Digestión con HCl (8.2 N) 1:1 (en volumen), a 85°C durante 3 horas: para disolver óxidos de hierro.
2. Digestión con HF (1%) / HNO₃ (1%), a 55°C durante 3 horas en baño de ultrasonidos. Esta reacción se realiza en ligero exceso estequiométrico respecto de la reacción de disolución del cuarzo:



La adición del ácido nítrico se utiliza para evitar la precipitación de fluoruros que se puedan formar durante el ataque con el fluorhídrico.

3. Separación por diferencia de densidades con una disolución de politungstenato de sodio de 2.75 g/cm^3 usando centrifugación.
4. Lavado repetidas veces de la fracción aislada con agua destilada y separación de la mica por flotación.
5. Digestión con una disolución 1:8 (en volumen) de HF concentrado / HNO_3 (3%) durante 20' en baño de ultrasonidos.
6. Selección manual bajo la lupa.

3.5.2 Influencia de la mica en los análisis:

Se analizó una muestra de mica extraída de los granitos durante el proceso de separación (ver tabla 3.4). La intención de este análisis era comprobar la influencia de este mineral en la medida del ^{21}Ne en caso de una separación imperfecta. Como se puede ver en la gráfica 3.6, la mica libera una gran cantidad de ^{21}Ne a las temperaturas en las que el componente cosmogénico en el cuarzo es liberado, por ello, la contaminación introduciría un error muy importante ya que se sobreestimaría el ^{21}Ne cosmogénico del cuarzo. Sin embargo, para una contribución de unos 10^5 átomos de ^{21}Ne (10% de ^{21}Ne cosmogénico en la muestra de menor edad de exposición, Q-4 Qtz) harían falta unos 10 mg de mica (un 30% del peso total de la alícuota medida), cantidad ésta muy superior a la que con toda probabilidad puede quedar después del proceso de separación. De todos modos, se pone de relieve así la importancia de la separación manual para asegurarse de que la mica ha sido completamente separada del cuarzo.

Temp. °C	Tiempo (min.)	^{20}Ne (átomos/g)	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne (átomos/g)	Exceso ^{22}Ne (átomos/g)	^4He (átomos/g)
450	30	$1,99 \times 10^9$	0,013467	0,12877	$2,09 \times 10^7$	$5,32 \times 10^7$	$3,33 \times 10^{13}$
±		$1,48 \times 10^7$	0,000541	0,00147	$1,09 \times 10^6$	$2,96 \times 10^6$	$5,41 \times 10^{11}$
550	30	$5,91 \times 10^8$	0,012221	0,12593	$5,47 \times 10^6$	$1,41 \times 10^7$	$2,15 \times 10^{13}$
±		$1,49 \times 10^7$	0,000697	0,00293	$4,35 \times 10^5$	$1,77 \times 10^6$	$3,51 \times 10^{11}$
650	30	$2,02 \times 10^9$	0,009879	0,12063	$1,40 \times 10^7$	$3,76 \times 10^7$	$7,43 \times 10^{13}$
±		$2,63 \times 10^7$	0,000752	0,00258	$1,53 \times 10^6$	$5,24 \times 10^6$	$1,21 \times 10^{12}$
800	30	$5,25 \times 10^8$	0,005732	0,10925	$1,45 \times 10^7$	$3,78 \times 10^7$	$7,63 \times 10^{13}$
±		$3,76 \times 10^7$	0,000221	0,00077	$1,16 \times 10^6$	$4,06 \times 10^6$	$1,25 \times 10^{12}$
1200	20	$4,61 \times 10^8$	0,006398	0,09274	$1,59 \times 10^7$	-	$5,99 \times 10^{13}$
±		$2,18 \times 10^8$	0,000315	0,00309	$1,64 \times 10^6$	-	$9,75 \times 10^{11}$

Tabla 3.4. Resultado del análisis isotópico de una muestra de mica. La temperatura se refiere a la temperatura de extracción del gas.

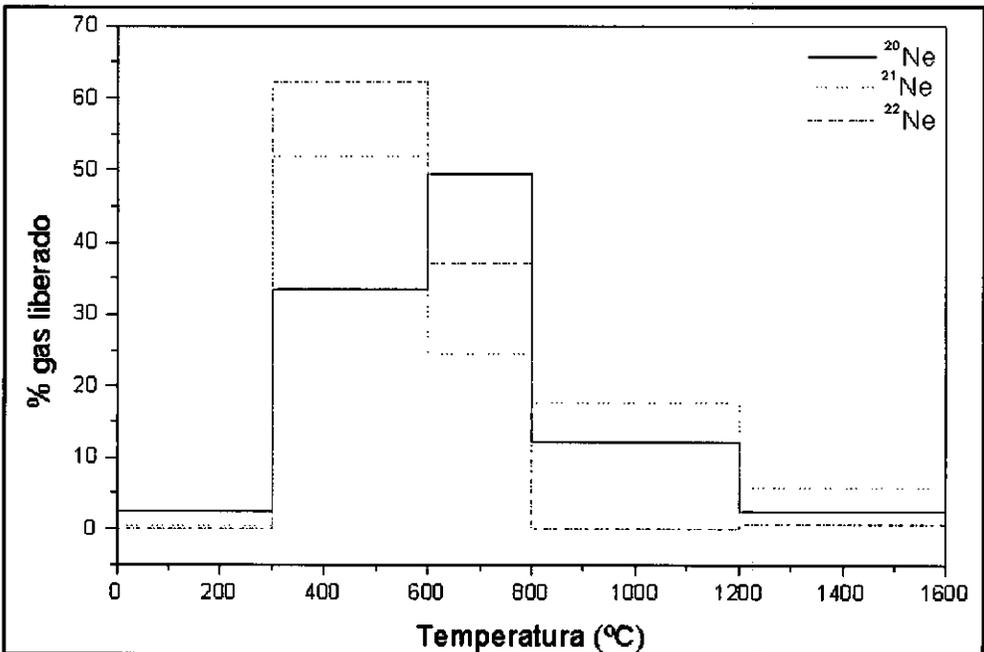


Gráfico 3.6. Patrón de liberación del gas Neón de la muestra de mica analizada.

3.6. Medida del ^{21}Ne cosmogénico

3.6.1.1. Determinación de ^{21}Ne cosmogénico :

El ^{21}Ne presente en las rocas terrestres puede tener tres orígenes diferentes que identificaremos en razón de las relaciones isotópicas $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ y $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$. El primero de ellos, que llamaremos componente heredado o "trapped component", proviene de la inclusión de fluidos/gases capturados durante la consolidación de la roca y que se incorporan a la estructura de aquella. Su composición isotópica depende de las condiciones de la cámara magmática de la que proceden los gases, normalmente situada en el manto o en el interior de la litosfera. Una vez consolidada la roca los elementos radioactivos contenidos en los minerales que la conforman comienzan su desintegración, dando lugar a reacciones nucleares (α, n) que generan el segundo componente, llamado nucleogénico. El tercer componente, el cosmogénico, se produce debido a la interacción de los rayos cósmicos con algunos de los átomos (fundamentalmente Si en el cuarzo) presentes en la roca sólo cuando ésta es exhumada y fue identificado por primera vez en rocas terrestres por MARTI & CRAIG (1987), en coladas de lava de Hawaii. Las reacciones de colisión con los rayos cósmicos ("cosmic-ray spallation") producen los tres isótopos del Ne en más o menos las mismas cantidades (dependiendo de la composición de la superficie bombardeada). Los aportes de esas tres fuentes: nucleogénica, heredada, y cosmogénica contribuyen a la concentración total de Ne en la roca, (NIEDERMANN et alii 1994). Partiendo de una concentración y relación isotópica inicial, la del componente heredado, el componente nucleogénico se va añadiendo desde el momento de la consolidación de la roca. En el caso de los granitos de Serra de Queixa y Gêrez, la fecha aproximada es de unos 300 millones de años, (ver DEN TEX 1978). El granito de biotita de O Pindo es ligeramente más reciente, situándose entre 290 y



280 millones de años (PRIEM y DEN TEX, 1984).

La producción de Ne nucleogénico como resultado de la desintegración radioactiva de Th y U fue descubierta por WETHERILL en 1954, que da su nombre a las siguientes reacciones: $^{17,18}\text{O}(\alpha, n)^{20,21}\text{Ne}$, $^{19}\text{F}(\alpha, n)^{22}\text{Na}(\beta^+)^{22}\text{Ne}$, $^{19}\text{F}(\alpha, p)^{22}\text{Ne}$, $^{24,25}\text{Mg}(n, \alpha)^{21,22}\text{Ne}$ y $^{23}\text{Na}(n, \alpha)^{20}\text{Ne}$. La reacción $^{17}\text{O}(\alpha, n)^{20}\text{Ne}$ es 5 veces menos eficiente que la $^{18}\text{O}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$, por lo que la contribución de este componente a la cantidad total de ^{20}Ne es despreciable al ser la proporción $^{20}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ casi 300 en el componente heredado, normalmente de composición similar a la atmosférica ($^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}=0.002959$ y $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}=0.1020$, EBERHARDT et alii. 1965). Las reacciones $^{24}\text{Mg}(n, \alpha)^{21}\text{Ne}$ y $^{25}\text{Mg}(n, \alpha)^{22}\text{Ne}$ tienen secciones eficaces de choque elevadas, pero su contribución a la concentración total suele ser despreciable ya que sólo las reacciones nucleares sobre elementos ligeros (O y F) tienen energías umbral lo suficientemente pequeñas como para generar Ne a partir de las partículas α (LEYA y WIELER 1999). Además, la producción de neutrones en la roca debido a reacciones (α, n) y fisión espontánea de ^{238}U es pequeña (MORRISON y PINE 1967).

En los granitos, a menudo más del 80% del U y Th total está concentrado en minerales accesorios como monacita, circón y apatito (BEA, 1996). La distancia de penetración de las partículas α generadas en su desintegración es comparable a las dimensiones de grano de los minerales accesorios donde se alojan. Por ello, la mayoría de las partículas α son detenidas en el interior de esos minerales o los abandonan con una energía demasiado baja como para inducir reacciones nucleares posteriores. Este hecho no afecta demasiado a la producción de $^{20,21}\text{Ne}$, ya que ambos isótopos se producen fundamentalmente a partir del O que tiene una abundancia similar en los minerales accesorios y en el resto de la roca (LEYA y WIELER, 1999). Sin embargo, la producción de ^{22}Ne depende fundamental-

mente de la concentración de F en los minerales ricos en U y Th.

La concentración de $^{20,21,22}\text{Ne}$ nucleogénicos puede ser estimada a partir de las siguientes ecuaciones (LEYA y WIELER, 1999):

$$cc[^{20}\text{Ne}] = 2.95 \times 10^{-28} \times \Sigma_{\alpha} \times w(\text{O})$$

$$cc[^{21}\text{Ne}] = 3.09 \times 10^{-27} \times \Sigma_{\alpha} \times w(\text{O})$$

$$cc[^{22}\text{Ne}] = 2.50 \times 10^{-30} \times \Sigma_{\alpha} \times w(\text{O}) + 7.33 \times 10^{-25} \times \Sigma_{\alpha} \times w(\text{F})$$

donde cc es la concentración del isótopo (cm^{-3} STP g^{-1}), Σ_{α} es el número de partículas α radiogénicas por gramo de muestra (que depende de la edad de la roca y de la concentración en U y Th) y $w(\text{O})$ y $w(\text{F})$ la fracción en peso de O y F respectivamente.

Los coeficientes de estas ecuaciones se refieren a una proporción Th/U=3, por lo que si se calculase para apatito, monacita o circón dichos coeficientes serían ligeramente distintos. Estos cálculos se pueden considerar bastante aproximados para estimar $^{20,21}\text{Ne}$, pero la producción de ^{22}Ne tan sólo puede ser obtenida si se conoce exactamente la concentración de F en los minerales ricos en U y Th. Por otra parte, la aplicación de estas fórmulas se encuentra con el problema de la determinación del número de partículas α (Σ_{α}); si bien esta cantidad puede ser estimada por la edad de la muestra y la concentración en U y Th, su medida experimental puede no ser fiable debido a que el mineral no retenga cuantitativamente el ^4He y se pierda por difusión. De hecho, en nuestras muestras no se halló ^3He , que también es producido por los rayos cósmicos debido a que no se retiene cuantitativamente en cuarzo en regiones templadas (CERLING y CRAIG 1994) y las cantidades medidas de ^4He resultaron ser inferiores a las halladas en muestras graníticas situadas a gran altitud (sobre 3500 m) en Sierra Nevada (E.E.U.U.)

La concentración total de los distintos componentes del total del Ne presentes en la roca se podrá calcular siempre que su número no exceda al número de isótopos cuantificados. Por ello, los tres isóto-

pos (^{20}Ne , ^{21}Ne , ^{22}Ne) han de ser medidos para resolver más de 2 componentes. Podemos plantear entonces el siguiente sistema:

$$\begin{aligned} {}^{20}\text{Ne}_{\text{Tot}} &= {}^{20}\text{Ne}_{\text{cos}} + {}^{20}\text{Ne}_{\text{nu}} + {}^{20}\text{Ne}_{\text{her}} && \text{donde } {}^{20}\text{Ne}_{\text{nu}} = 0 \\ {}^{21}\text{Ne}_{\text{Tot}} &= {}^{21}\text{Ne}_{\text{cos}} + {}^{21}\text{Ne}_{\text{nu}} + {}^{21}\text{Ne}_{\text{her}} \\ {}^{22}\text{Ne}_{\text{Tot}} &= {}^{22}\text{Ne}_{\text{cos}} + {}^{22}\text{Ne}_{\text{nu}} + {}^{22}\text{Ne}_{\text{her}} \\ {}^{21}\text{Ne}_{\text{exc}} &= {}^{21}\text{Ne}_{\text{cos}} + {}^{21}\text{Ne}_{\text{nu}} = {}^{21}\text{Ne}_{\text{Tot}} - {}^{21}\text{Ne}_{\text{her}} \end{aligned}$$

donde "Tot" se refiere a la medida experimental y "exc" se refiere al exceso respecto del componente heredado.

Como se puede ver en estas fórmulas, la concentración de $^{21,22}\text{Ne}$ se calcula como exceso a la composición isotópica del componente heredado. Las relaciones $(^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne})_{\text{her}}$ y $(^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne})_{\text{her}}$ coinciden habitualmente con las atmosféricas (aunque puede no ser así, NIEDERMANN et alii 1994) ya que se supone para la atmósfera de la Tierra un origen derivado de la degasificación del Manto. De igual manera, se observa que el exceso de $^{21,22}\text{Ne}$ incluye también al Ne de origen nucleogénico, por lo que es fundamental determinar el aporte, si es que existe, de este componente en el exceso calculado. La figura 3.1 muestra como cambiaría la señal isotópica de la concentración primitiva del Ne ("trapped component") en la roca en función de la adición de otros componentes con relaciones isotópicas características cada uno de ellos: la adición de componente cosmogénico haría que las relaciones isotópicas se situasen sobre la recta de espalación. La adición de ^{21}Ne nucleogénico desplazaría la relación $(^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne})$ en el eje X y la adición de ^{22}Ne nucleogénico desplazaría la $(^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne})$ en el eje Y.

Los métodos y técnicas asociadas que permiten la determinación del componente cosmogénico del ^{21}Ne en rocas terrestres fueron desarrollados por NIEDERMANN et alii (1993). Por ser los que, con variaciones poco significativas respecto al original, hemos seguido en éste trabajo se exponen a continuación de manera resumida.

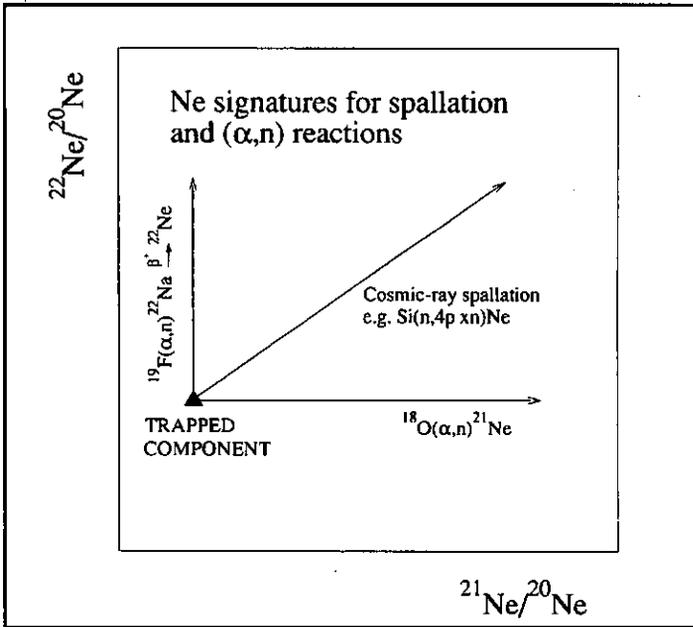


Figura 3.1. Desplazamiento de la composición isotópica original ("trapped") en función del origen del Ne añadido (NIEDERMANN et alii, 1993).

3.6.1.2. Relación isotópica del componente cosmogénico del Ne en cuarzo:

Para separar la relación isotópica del componente cosmogénico del Ne y el de otros orígenes, es necesario conocer la pendiente de la recta de la figura 3.1. Esta pendiente es esencialmente la definida por la relación $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_{\text{cos}}$, dependiente a su vez de la composición del material bombardeado.

En el cuarzo el Si es el único elemento que puede producir Ne cosmogénico. Sin embargo, el cuarzo puede tener inclusiones p.ej. de U y Th. Además, pueden penetrar también en el cuarzo partículas α procedentes de los minerales adyacentes. Consecuentemente se pueden producir en el cuarzo las reacciones $^{18}\text{O}(\alpha,n)^{21}\text{Ne}$ y $^{19}\text{F}(\alpha,n)^{22}\text{Ne}$, aunque la última sólo sería importante en las inclusiones ricas en Fluor, (p.e., biotita).

Para determinar la pendiente de la relación cosmogénica $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_{\text{cos}}$ en el cuarzo se toma como referencia una muestra



cuyo componente nucleogénico sea despreciable, p.e., una roca que tenga una edad de exposición suficientemente larga. Lo aconsejable es utilizar muestras de larga exposición y bajas tasas de erosión, por ejemplo de zonas intraplaca con edades precámbricas, estables durante al menos varios millones de años.

La posible aportación de un componente nucleogénico se puede contrastar mediante la concentración de ^4He . Dado que el ^4He se retiene cuantitativamente en el cuarzo en regiones frías y se difunde más rápidamente que el Ne, la liberación de ^4He revela el flujo máximo de partículas disponibles para las reacciones (α, n). Las relaciones medidas de $^{21}\text{Ne}(\alpha, n)/^4\text{He}$ son $(5-10) \times 10^{-8}$ (EIKENBERG et alii, 1993), por lo que a veces es posible inferir el aporte de ^{21}Ne nucleogénico a la medida (NIEDERMANN et alii, 1993, 1994). En nuestras muestras, sin embargo, esta relación resultó ser siempre mayor, lo que demuestra que hubo pérdidas por difusión de ^4He como ya parecía indicar el hecho de que la concentración medida de ^3He cosmogénico fuese despreciable.

La pendiente de la recta de espalación de la figura 3.2 es $1,120 \pm 0,021$ y se obtuvo a partir de muestras de cuarzo procedentes de la Antártida con una edad de exposición calculada mediante ^{10}Be de más de 1Ma B.P. (NIEDERMANN et alii 1993). Tomando la tasa de producción $(^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne})_{\text{cos}}$ para el Si de $0,8 \pm 0,1$ (HOHENBERG et alii 1978) se obtiene una relación $(^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne})_{\text{cos}}$ de $1,243 \pm 0,022$. Esta relación es la misma para todas las muestras de cuarzo terrestre independientemente de la latitud y altitud, (BRUNO et alii 1998; SCHÄFER et alii 1999), ya que el espectro energético de los rayos cósmicos es constante para presiones atmosféricas $>200\text{g}/\text{cm}^2$ (LAL y PETERS 1967) y la captura de muones negativos contribuye muy poco a la producción de ^{21}Ne a partir del Si (LAL 1988).

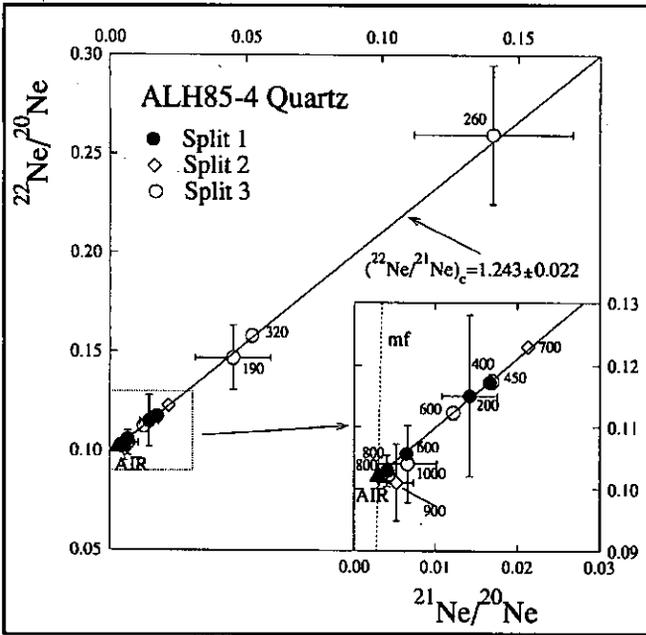
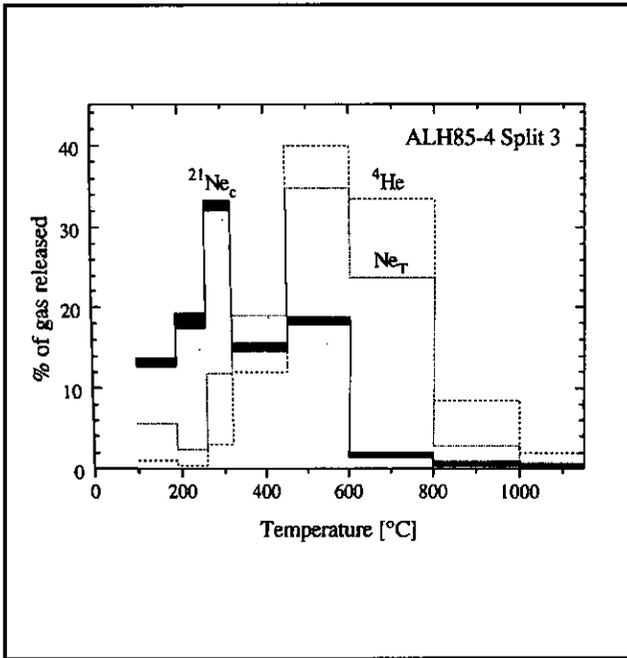


Figura 3.2. Pendiente de la recta de espalación del Ne cosmogénico en cuarzo procedente de la Antartida. Las temperaturas de extracción se dan en grados Celsius y las barras corresponden a un intervalo de confianza del 95%. La línea mf corresponde al fraccionamiento dependiente de la masa del Ne atmosférico (NIEDERMANN et alii, 1993).

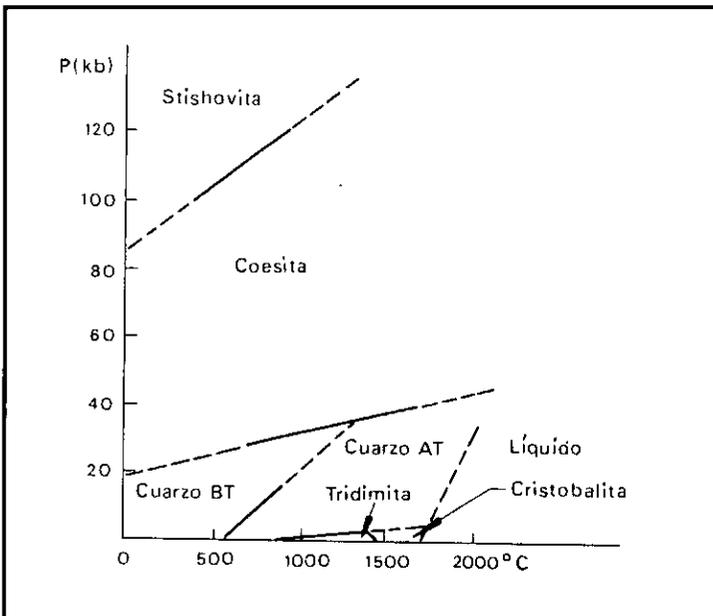
3.6.1.3. Patrón de liberación de Ne cosmogénico en cuarzo:

El patrón de liberación de $^{21}\text{Ne}_{\text{cos}}$, $\text{Ne}_{\text{heredado}}$ (Ne_T) y ^4He obtenido por NIEDERMANN et alii. (1993), se presenta en la figura 3.3. Más del 60% del $^{21}\text{Ne}_{\text{cos}}$ se libera a menos de 320°C y después de los 600°C tan sólo queda en este cuarzo el 2,5%. Los máximos de liberación son relativos puesto que los intervalos de extracción definidos (ver figura 3.3), tienen diferente duración. Sin embargo, se puede decir que el Ne cosmogénico es liberado a bajas temperaturas a diferencia del componente heredado (nucleogénico mas atrapado), lo que sugiere que tienen una ubicación diferente en la red cristalina del cuarzo. Mientras que el componente cosmogénico debe repartirse homogéneamente por todo el grano en posiciones de coordinación secundaria, el heredado debe localizarse en posiciones mas estables al corresponder a las etapas de temperatura mas alta. Según algún autor, (PHILLIPS et alii, 1998), el patrón de liberación del Ne cosmogénico es independiente de la edad de exposición del



cuarzo.

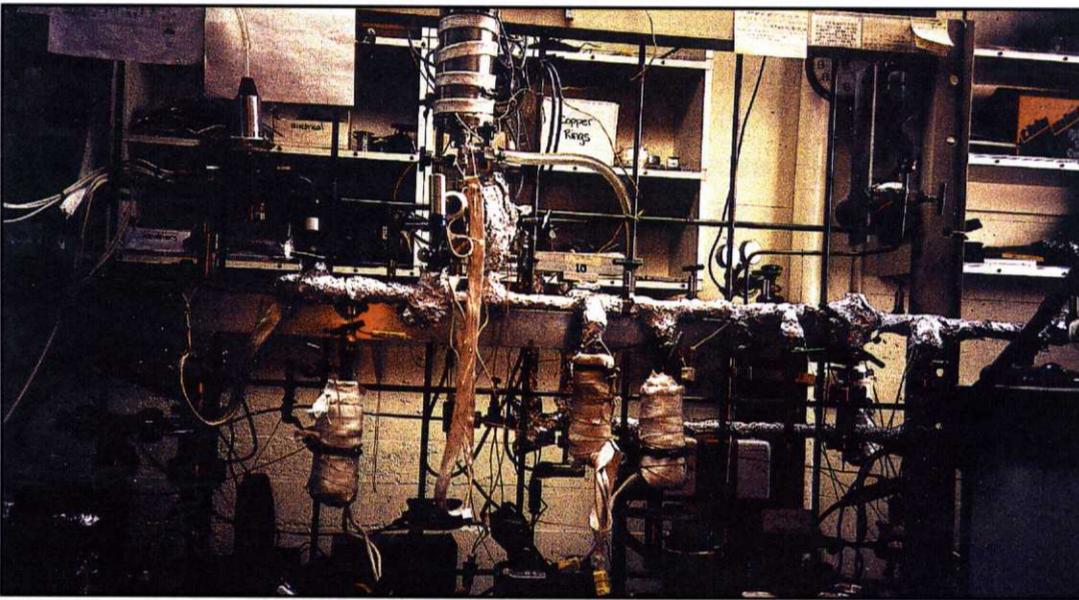
Es interesante constatar la relación entre el patrón de liberación del ^{21}Ne y los cambios polimórficos correspondientes al cuarzo a medida que se incrementa la temperatura (ver figura 3.4)



3.6.2 Descripción del equipo de NG-MS:

Todas las medidas de ^{21}Ne fueron llevadas a cabo en el Isotope Laboratory de Scripps Institution of Oceanography, de la University of California, San Diego (E.E.U.U.). La técnica empleada fue la Espectrometría de Masas de Gases Nobles (NG-MS) en sistema cerrado (estático). Debido a la baja concentración de ^{21}Ne que se esperaba encontrar en las muestras por el corto período de exposición a los rayos cósmicos y la baja altitud de los emplazamientos seleccionados era imprescindible contar con una técnica que asegurase pequeños blancos analíticos. Para ello se utilizó una línea de extracción y purificación de gases totalmente metálica con el fin de prevenir la difusión de gas hacia el interior de la línea (HONDA et alii, 1991; GRAFet alii, 1991). Con éste horno se consiguen blancos de composición atmosférica que corresponden a unos 2×10^7 átomos de ^{20}Ne a temperatura ambiente y el doble a 1000°C . Los blancos de las hojas de aluminio que envuelven la muestra son diez veces superiores. También es imprescindible que el espectrómetro tenga la resolución másica suficiente para separar el ^{21}Ne de las interferencias que pueden afectar a la medida en el detector Daly ($m/\Delta m \sim 600$). Las características técnicas de este aparato (VG-5400) así como la metodología analítica empleada son descritas en profundidad en CRAIG et alii, 1993 y NIEDERMANN et alii 1993, 1994, por lo que nos referiremos sólo a las características más importantes.

Consta de una línea de extracción y purificación de gases acoplada al espectrómetro de masas (ver fotografías 3.7). Tanto la línea como el espectrómetro se mantienen a alto vacío ($< 5 \times 10^{-9}$ Torr). La línea está dividida en sectores, cada uno con su indicador de presión para controlar el progreso de la extracción del gas y su purificación, en las que el gas extraído se expande secuencialmente una vez que finaliza la purificación en cada sector.



Fotografías 3.7. Línea de extracción y purificación de gases acoplada al espectrómetro de masas VG-5400 del Isotope Laboratory (SIO-UCSD) (fotografía superior). Detalle de la línea de purificación de gases (parte inferior).

El espectrómetro de masas es del tipo sector magnético, con un ángulo de curvatura de 60° y un radio nominal de 27 cm. Con el enfoque astigmático el instrumento tiene una resolución equivalente a uno de 54 cm de radio. Para situar el plano focal perpendicular al eje iónico se añadieron unos pequeños imanes en el analizador.

La fuente iónica es del tipo Nier de bombardeo electrónico. El voltaje del filamento para la determinación del Ne es 54.5 V. La fuente iónica se mantiene encendida permanentemente para aumentar su estabilidad, ya que su desconexión puede provocar una mayor degasificación del filamento y el aumento de las interferencias en la medida del Ne (CO_2^{2+} y Cu^{3+}). La cámara de ionización se equipó con un captor de acero inoxidable que se mantiene sumergido en nitrógeno líquido durante la medida para reducir las interferencias debidas a Ar^{+2} y CO_2^{+2} .

La detección corre a cargo de 3 copas de Faraday que permiten la detección simultánea de los tres isótopos del Ne cuando la concentración es lo suficientemente alta. Para la detección del Ne cosmogénico se utiliza un detector Daly en posición axial. La resolución de este detector (600) se consigue gracias al radio magnético efectivo de 54 cm y a la estrecha rendija del detector ($\sim 0,7$ mm). En la cámara de detección se instaló un captor SAES NP-10 para reducir la abundancia de N_2 , H_2 , CH_4 y otros gases (no nobles).

La sensibilidad de las copas de Faraday es de $0,12 \times 10^{-3}$ Amps/mbar para el Ne. Emplean una resistencia de $10^{11} \Omega$ y amplificador estable. El sistema multiplicador Daly consiste en un colector Daly de aluminio sometido a alto voltaje (10 kV) que convierte los iones en electrones secundarios que se detectan en un "scintillator" de CaF_2 con un fotomultiplicador. Con este sistema se consigue una sensibilidad para el ^{20}Ne de $2,3 \times 10^{-4}$ V/ 10^6 átomos. La cantidad de gas máxima para detectar en el Daly debe ser $[\text{Ne}] < 3 \times 10^{10}$ átomos. Si la cantidad de gas es mayor se debe emplear el sistema



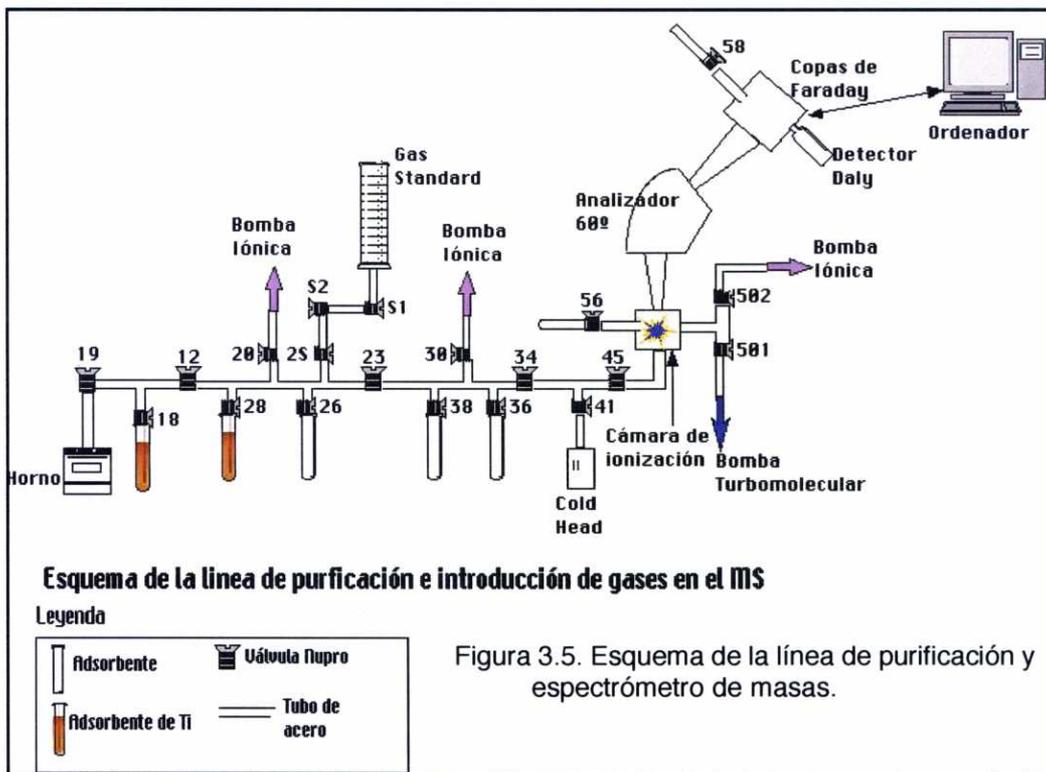
simultaneo de detección con las copas de Faraday. La ganancia del sistema Daly respecto a las copas de Faraday es de unas 1000 veces para el ^{20}Ne . Para cantidades del orden de los 10^5 átomos de ^{21}Ne el ruido estadístico del detector Daly es la principal fuente de error. Para disminuirlo, la medición se realiza en varios intervalos seguidos de sólo 5 segundos en vez de hacerlos en una sola medida más larga.

Todas las funciones del sistema están controladas por un programa de medida especialmente desarrollado para este equipo. El centrado del pico se realiza midiendo el campo magnético a mitad de altura a cada lado del pico. Si este es muy pequeño, puede prescindirse del centrado y medir el pico respecto a otro mejor definido. El análisis de los datos se lleva a cabo mediante un programa que permite la extrapolación de la abundancia a tiempo cero, es decir, cuando el gas entra en el espectrómetro. Este programa corrige también las interferencias y la línea base de la señal.

3.6.3. Procedimiento experimental:

El esquema de operación es el siguiente. Las muestras envueltas en papel de aluminio se introducen en el horno. Cuando los blancos analíticos son lo suficientemente bajos, se calientan a temperaturas cada vez mayores durante un tiempo que va desde los 20' hasta los 30' en función de la temperatura. Esta extracción secuencial es necesaria para determinar el componente cosmogénico del Ne y poder separarlo del heredado y del nucleogénico, ya que el componente cosmogénico se libera a temperaturas inferiores a los 600°C (NIEDERMANN et alii, 1993). El gas liberado en cada etapa de la extracción se expande y es purificado en un recipiente ("getter") relleno de óxidos de titanio y circonio, a los que gases como H_2 , H_2O , N_2 , CH_4 y NH_4 se adsorben. Durante la adsorción, el "getter" se mantiene a 650°C para optimizar la cinética de la adsorción y la reactividad

de la superficie. Si las muestras liberasen gran cantidad de gas, se debe bajar la temperatura del "getter" y prolongar el tiempo de purificación. Al finalizar el tiempo de extracción, el gas se expande hasta la siguiente etapa de purificación, donde hay otro "getter" de Ti y Zr a 450°C. En esta sección los gases nobles pesados (Ar, Kr y Xe) son atrapados a la temperatura del N_2 líquido en esférulas de acero inoxidable de 2 micras de diámetro ("stainless steel frit"). En la tercera sección un purificador comercial NP-10 y otra trampa para Ar, Kr y Xe completan la purificación del gas. Por último, en la última etapa tan solo deben quedar He y Ne, que son atrapados en una película de carbón ("cold head") a la temperatura de 12 K. Debido a que el He reduce la sensibilidad de la medida del Ne, es liberado en primer lugar a la temperatura de 35 K, mientras el Ne se retiene cuantitativamente en la película de carbón, y es analizado o no según interese. Después de liberar el He, el Ne es liberado del "cold head" a 100





K y se introduce en el espectrómetro de masas.

3.6.3.1. Procedimiento analítico de extracción y medida del gas Ne

Antes de empezar con la extracción hay que asegurarse de que el adsorbente 18 está a 650°C y la válvula 12 cerrada (ver figura 3.5).

1. Extracción del gas mediante calentamiento secuencial en el horno (válvula 19 abierta y adsorbente 18 a 650°C).

Antes de empezar con la purificación, el adsorbente 28 debe estar a 450°C y el cold head entre 12K y 13K

2. Antes de que acabe la extracción:

Cerrar válvula 26.

Cerrar válvula 2S.

Cerrar válvula 20.

3. Abrir válvula 12 y dejar expandir durante 3' (adsorbente 28 a 450°C). Mientras, poner nitrógeno líquido en un dewar de manera que cubra un tercio del volumen del adsorbente 26.

4. Abrir la válvula 26. Prolongar la purificación en el adsorbente 26 durante 5'. Durante este tiempo, ir rellenando progresivamente de nitrógeno líquido hasta cubrir el adsorbente por completo. De esta manera se evita que el gas se congele en la boca del adsorbente limitando el volumen de purificación.

5. Antes de que acabe la purificación, cerrar las válvulas 30 y 36.

6. Abrir la válvula 23. Dejar expandir durante 3'. Mientras, poner nitrógeno líquido en un dewar para que cubre el adsorbente 36 de la misma manera que la descrita anteriormente.

7. Abrir la válvula 36. Prolongar la purificación durante 5' de igual manera que en el adsorbente 26.

8. Cerrar la válvula 26, retirar el nitrógeno líquido.

9. Abrir la válvula 34, dejar expandir durante 3'.

10. Comprobar que la temperatura del "cold head" es de 12K o 13K. Abrir la válvula 41 y prolongar la captación criogénica durante 10'.

Mientras:

-Llenar un dewar con nitrógeno líquido y cubrir el adsorbente 56 de la cámara de ionización.

-Cerrar la válvula 36 y retirar el nitrógeno líquido.

11. Finalizados los 10' en el "cold head":

Cerrar la válvula 34.

Calentar el "cold head" hasta 35K.

12. Alcanzados los 35K, abrir la válvula 45 de introducción a la cámara de ionización. De esta manera se separa el He del resto de gases. Si no se quiere analizar el He, abrir la válvula 502 para dejar escapar el He a la bomba iónica.

13. Liberado el He, calentar el "cold head" hasta 100K para liberar el Ne.

14. Una vez alcanzados los 100K, asegurarse de que la válvula 502 está cerrada y abrir la válvula 45 para introducir el gas en la cámara de ionización.

15. Cerrar las válvula 45 y 41. Enfriar el "cold head" hasta 12K. Conectar el voltaje de aceleración de la fuente iónica y empezar el programa de medida.

Una vez acabado el programa de centrado de picos, hay que dejar lista la línea de purificación para la siguiente extracción:

-Poner calefactores en los adsorbentes 26 y 36.

-Abrir la válvula 34. Cerrar la válvula 23.

-Abrir las válvulas 20 y 30. Abrir las válvulas 26, 38 y 36.

Finalizada la medida se desconecta el voltaje de aceleración, se abre elimina el Ne a través de la bomba iónica (válvula 502) y se retira el nitrógeno líquido del adsorbente 56 cubriéndose con un calefactor.

Al finalizar los análisis del día, es necesario acondicionar la línea para el día siguiente, para lo cual:

Elevar la temperatura de los adsorbentes a 750°C con el fin de liberar los gases adsorbidos. Si durante los análisis alguna muestra hubiese liberado una gran cantidad de gas (lo sabremos controlando los medidores parciales de presión de cada sección de la línea), será necesario elevar la temperatura del adsorbente 18 hasta 850°C, que es la llamada temperatura de regeneración.

Desconectar el "cold head" para que alcance temperatura ambiente. Al día siguiente, es necesario conectar el "cold head" a la bomba rotatoria para eliminar los gases liberados a esta temperatura. Una vez liberados, se vuelve a aislar y ya es posible volver a usar el "cold head".

3.6.3.2. Procedimiento para la medida de patrones:

Para la medida de patrones se acondicionará la línea de igual manera que si se fuera a hacer una medida de Ne, es decir, adsorbente 28 a 450°C y "cold head" a 12K o 13K. Con el fin de evitar la contaminación del patrón, se prescinde del volumen que abarca desde el horno hasta la válvula 12 (ver figura 3.5), por ser esta la sección dónde se realiza la primera purificación del gas extraído. En esta sección el adsorbente está a 650°C para favorecer la descomposición de algunos gases que serán mejor adsorbidos en el siguiente adsorbente.

1. Comprobar que la válvula 12 está cerrada.
2. Cerrar la válvula 26. Abrir la válvula S2 durante unos 30". De esta manera, se evita la posible contaminación del tramo de línea entre las válvula S2 y S1 (el volumen de la pipeta).
3. Cerrar la válvula S2. Cerrar la válvula 2S. Cerrar la válvula 20.
4. Abrir la válvula S1 unos 20". Cerrar la válvula S1.
5. Abrir la válvula S2 y dejar expandir durante 1'.
6. Abrir la válvula 2S y dejar expandir 3'.

El procedimiento a seguir es exactamente el mismo que durante la medida de una muestra. La única diferencia es si se quiere hacer alícuotas del patrón con el fin de tener un mayor rango de concentraciones. Esto es necesario, por ejemplo, para calibrar la linealidad de la respuesta de los detectores a las variaciones de concentración de distintas especies. De esta manera, podremos escoger el patrón que tenga una concentración del gas a medir más parecida a la de nuestra muestra.

Para hacer alícuotas, una vez finalizada la purificación en el adsorbente 36 se cierran todas las válvulas que conecten la línea principal a otros volúmenes (en este caso las válvulas 36, 38, 26 y 28). Se aíslan las secciones de la línea cerrando las válvulas 34 y 23. Así, el gas está aislado en 3 volúmenes (volúmenes 2, 3 y 4) que se pueden medir independientemente siguiendo el procedimiento normal. Para obtener concentraciones más pequeñas, tan sólo hay que volver a expandir, por ejemplo, el volumen 3 hasta el volumen 4 una vez que este quede vacío durante un tiempo suficiente para evitar el fraccionamiento isotópico del gas. Se puede repetir este procedimiento las veces que se quiera para obtener las concentraciones deseadas.

3.6.4 Corrección de interferencias :

La medida de pequeñas cantidades de Ne precisa de correcciones exactas de las interferencias isobáricas que no puedan ser resueltas en el espectrómetro de masas. El instrumento utilizado tiene una resolución de $m/\Delta m=600$ (m =masa del ion medido; Δm = diferencia de masa entre el ion medido y el que interfiere), así que las interferencias producidas por $^{40}\text{Ar}^{2+}$, $\text{H}_2^{18}\text{O}^+$ y HF^+ en $m/z=20$ se pueden resolver parcialmente (ver tabla 3.4)

El pico en $m/z=20$ representa la superposición de 4 especies iónicas distintas (ver fig. 3.6). El controlador del campo magnético permite realizar saltos de 0,008 u.m.a. con exactitud, por lo que es posi-

Especie	Relación carga/masa	Δm	Resolución necesaria
$^{20}\text{Ne}^+$	19,9924	--	
$^{40}\text{Ar}^{2+}$	19,9812	-0,0112	1778
$\text{H}_2^{18}\text{O}^+$	20,0148	0,02237	894 (res.)
HF^+	20,0062	0,01379	1450
$\text{H}_3^{17}\text{O}^+$	20,0226	0,03017	663 (res.)
$^{40}\text{Ca}^{2+}$	19,9813	-0,0111	1794
$^{21}\text{Ne}^+$	20,9938	--	
$\text{C}_3\text{H}_6^{2+}$	21,0235	0,02963	709 (res.)
$^{20}\text{NeH}^+$	21,0003	0,00642	3273
$\text{H}_3^{18}\text{O}^+$	21,0226	0,02879	729 (res.)
H_2F^+	21,0141	0,020206	1039 (res.)
$\text{C}_2\text{H}_2\text{O}^{2+}$	21,0052	0,011436	1836
$^{22}\text{Ne}^+$	21,9913	--	
$\text{C}^{16}\text{O}_2^{2+}$	21,9949	0,00353	6232
$\text{C}_3\text{H}_8^{2+}$	22,0313	0,039916	551 (res.)

Tabla 3.4 Interferencias en la detección de los distintos isótopos del Ne. La leyenda (res) indica cuales son resolubles o parcialmente resolubles con un aparato de resolución $m/\Delta m = 600$.

ble realizar la medida en una región del pico a la que sólo contribuyen el $^{20}\text{Ne}^+$ y el $^{40}\text{Ar}^{2+}$, por ello no es necesario aplicar interferencias para las contribuciones de H_2O^+ y HF^+ . Las interferencias debi-

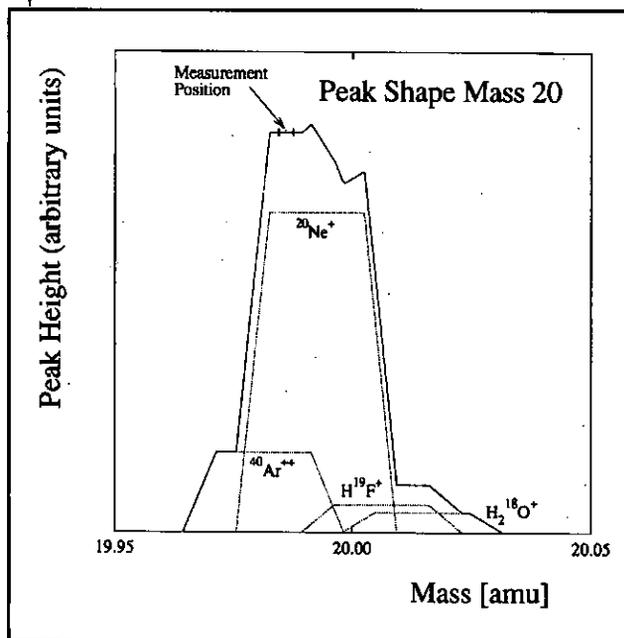


Figura 3.6. Forma del pico en $m/e=20$ tal y como se mide en el VG-5400. El pico representa la superposición de 4 iones diferentes que se pueden resolver parcialmente. El controlador del campo magnético permite medidas exactas en la región del pico de amplitud 0,008 u.m.a. donde sólo se registran las contribuciones de $^{20}\text{Ne}^+$ y $^{40}\text{Ar}^{2+}$ (NIEDERMANN et alii, 1993).

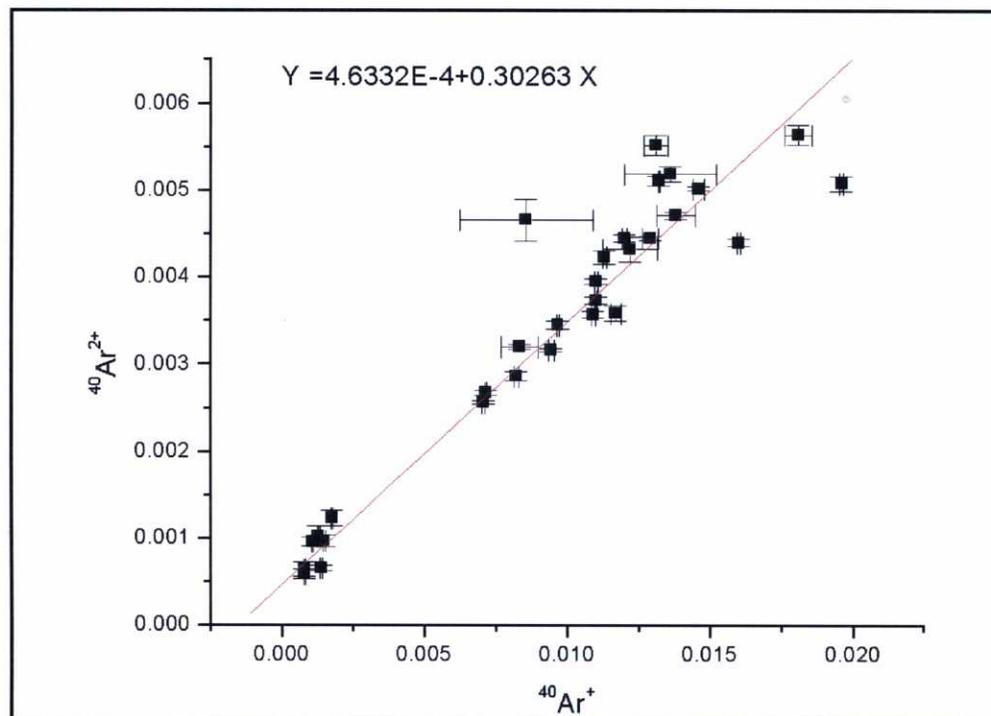
das a $\text{C}_3\text{H}_8^{2+}$ en $m/z=22$ y $\text{C}_3\text{H}_6^{2+}$ y $\text{H}_3^{18}\text{O}^+$ en $m/z=21$ se pueden resolver en el espectrómetro

La posible interferencia del ion $^{20}\text{NeH}^+$ en el pico $m/e=21$ no se puede eliminar, pero en este espectrómetro de masas sólo es significativa cuando la presión de H_2 en el espectrómetro es 2 órdenes de magnitud superior a la normal, por lo que no es necesario corregir esta interferencia (NIEDERMANN et alii., 1993).

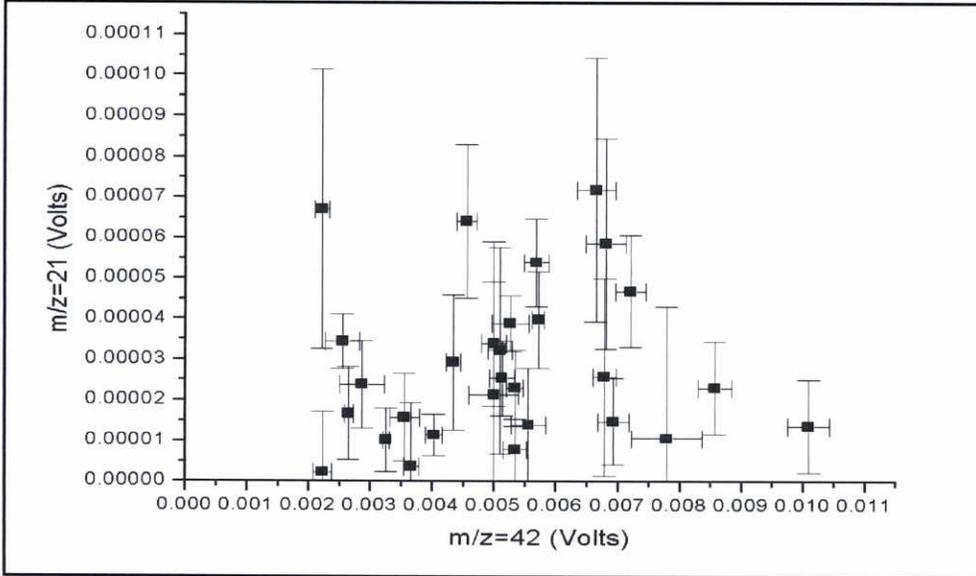
En el procedimiento estándar para la medida de isótopos de Ne se miden los picos para las masas 2,18,20,21,22,40 y 44. Las relaciones $^{40}\text{Ar}^+ / ^{40}\text{Ar}^{2+}$ y $\text{CO}_2^+ / \text{CO}_2^{2+}$ se pueden calcular a partir de las curvas de calibración apropiadas, y se usan para sustraer la contribución del ion doblemente cargado en los pico 20 y 22. Estas interferencias corresponden usualmente a $(5-20) \times 10^6$ átomos en la masa 20 y $(2-15) \times 10^6$ átomos en la masa 22.

3.6.4.1. Procedimiento para la calibración de interferencias:

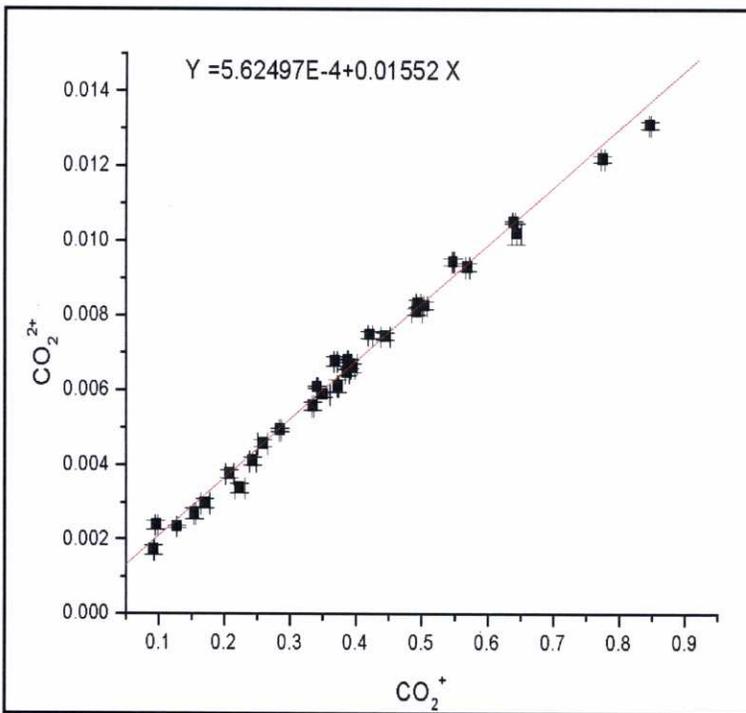
Para obtener las relaciones que permiten corregir las interferencias en los picos de $m/z=20$ y $m/z=22$ se utiliza sólo el gas contenido en la cámara de ionización del espectrómetro de masas. Para variar la concentración del gas en las especies (principalmente Ar y CO_2) a medir, se hacen calibrados variando el grado de apertura de la válvula 56 (que conecta la cámara al adsorbente 56 sumergido en nitrógeno líquido) y de la válvula 502 (que conecta la cámara con la bomba iónica). De esta manera se consiguen distintas concentraciones de los gases que interfieren, con lo que podemos intentar construir una curva de calibración para estas especies que abarque un amplio rango de concentraciones (ver gráficas 3.7, 3.8 y 3.9).



Gráfica 3.7. Calibración de la interferencia de $^{40}\text{Ar}^{2+}$ en el pico $m/z=20$, donde se realiza la medida del ^{20}Ne .



Gráfica 3.8 Corrección de interferencias en el pico $m/z=21$, dónde se realiza la medida de ^{21}Ne . No existe correlación entre la señal medida y la concentración de las especies que contribuyen al pico $m/z=42$ por lo podría ser necesaria una corrección constante. Sin embargo, el voltaje en el pico $m/z=21$ es del orden de 10^{-5} voltios, lo que corresponde al ruido estadístico del detector Daly.



Gráfica 3.16. Calibración de la interferencia de CO_2^{2+} en el pico $m/z=22$, dónde se realiza la medida del ^{22}Ne .



3.6.5. Precisión y exactitud:

Podemos distinguir entre dos fuentes básicas de error que afectan a los resultados que se obtienen mediante esta técnica. Por un lado están los errores sistemáticos relacionados con las asunciones necesarias para aplicar el método: flujo de radiación cósmica constante durante la exposición de la muestra (lo que incluye el apantallamiento espacial o temporal), determinación de la tasa de producción para cada localidad, tipo de erosión y su magnitud y posible existencia de etapas previas de exposición son factores que afectan a la exactitud de las edades de exposición y/o tasas de erosión derivadas de la concentración medida. Dentro de éstos, el más importante es el asociado con la determinación de las tasas de producción, debido principalmente al cálculo de los factores de escala y a la escasez de intercalibraciones con muestras de edad conocida, aunque se estima que el total de errores sistemáticos podría exceder un 10% del valor obtenido (GOSSE y PHILLIPS, 2001), en muchos casos son ignorados.

Por otra parte están los errores aleatorios que afectan a la precisión de la medida. En nuestro caso, el tratamiento matemático de los datos junto con la correspondiente propagación de errores resulta en la traducción del error analítico de la concentración de ^{21}Ne en una edad que, a nuestro juicio, puede ser engañosa ya que no refleja con exactitud la verdadera confianza que podemos tener en las edades obtenidas.

Para aclarar este punto es necesario examinar con un mínimo detenimiento la procedencia del error en la medida. El análisis del gas introducido en el espectrómetro se realiza siguiendo un programa en el que cada pico es medido una serie de veces (ciclo) a lo largo del tiempo (n-ciclos). Como desde que se introduce el gas hasta que empieza la medida transcurre un intervalo de tiempo, es necesario extrapolar la señal para el momento justo en el que el gas

es introducido, es decir, a tiempo cero. En la figura 3.7 se presenta el resultado de un análisis de la masa 21.002 (^{21}Ne) durante 24 ciclos (aprox. 90 minutos) 5 veces cada ciclo :

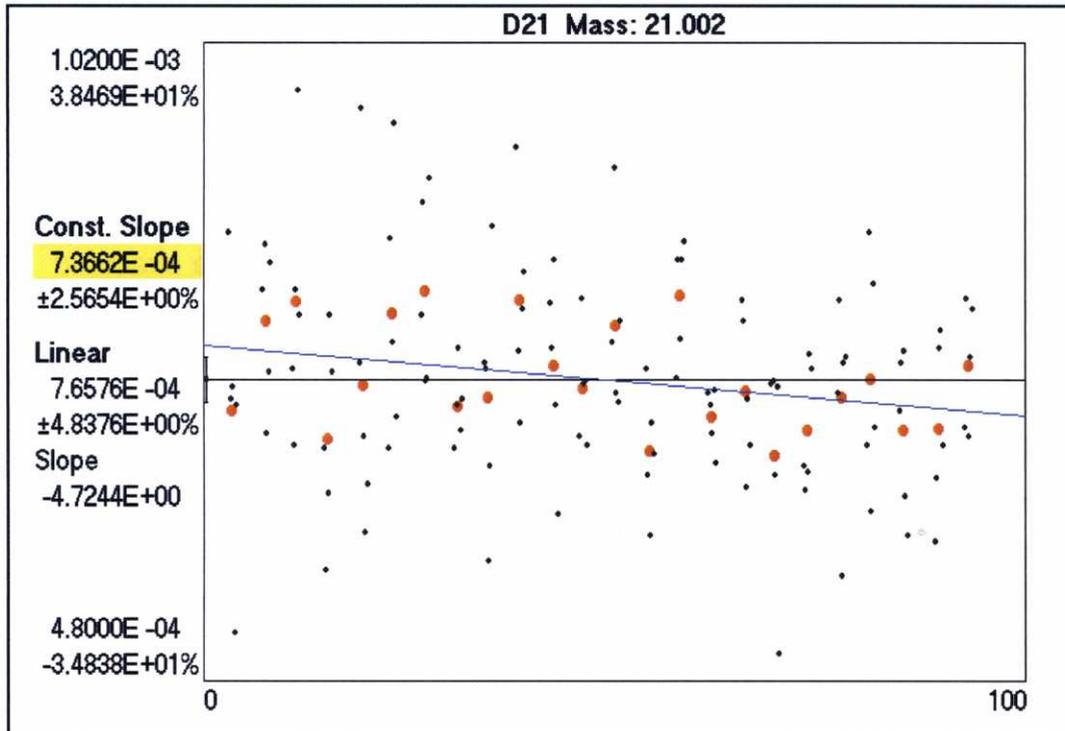


Figura 3.7 . Medidas en el pico ^{21}Ne a lo largo de un análisis.

En el eje X se representa el tiempo en minutos y en el eje Y el voltaje medido en el pico. En el eje Y se muestran las opciones que se ofrecen para la extrapolación: bien considerando que se ajustan a una recta de cierta pendiente o bien considerando que la pendiente es cero. La extrapolación a tiempo cero de la señal no varía demasiado (en la quinta cifra decimal).

Este tratamiento de los datos está fuertemente afectado por el número de datos en su precisión pero no en su exactitud. Como se ve en la tabla 3.5

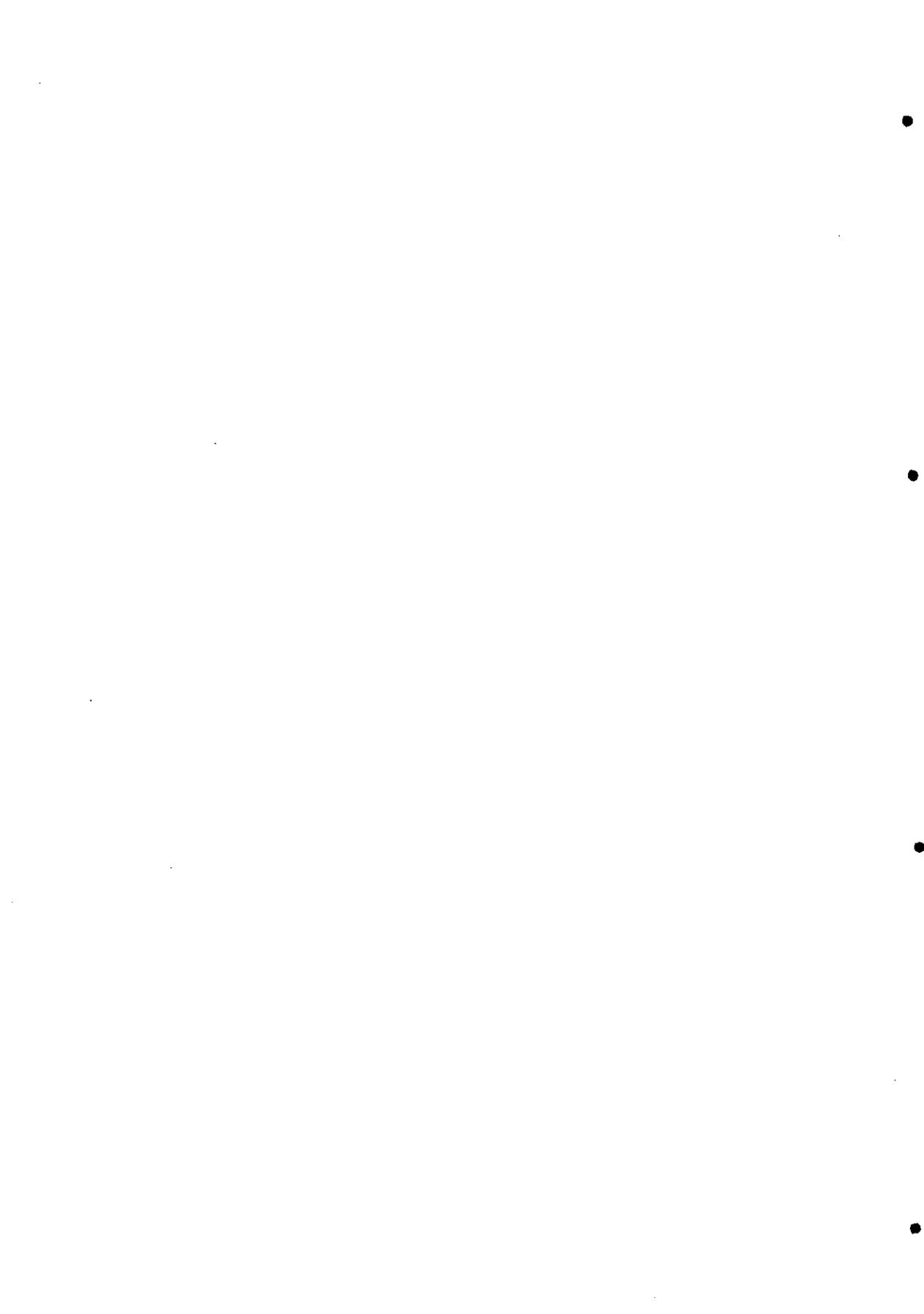


12 ciclos frente a 24 ciclos								
	F2	D20	D21	D22	D40	D44	D21/D20	D22/D20
Total								
val	1,06846	0,9985559	0,973081	1,001384	1,0088461	1,02668599	0,9896625	1,00378706
12/24								
err rel	0,01369	0,0068252	0,034799	0,010947	0,0090848	0,01132302	0,0339207	0,0031401
err	1,87179	1,0573555	1,141636	1,241811	1,5101981	1,49059475	1,4295967	1,34616989
12/24								
err rel	0,24712	0,3440837	0,278686	0,296755	0,1349686	0,26140801	0,2554879	0,15450851

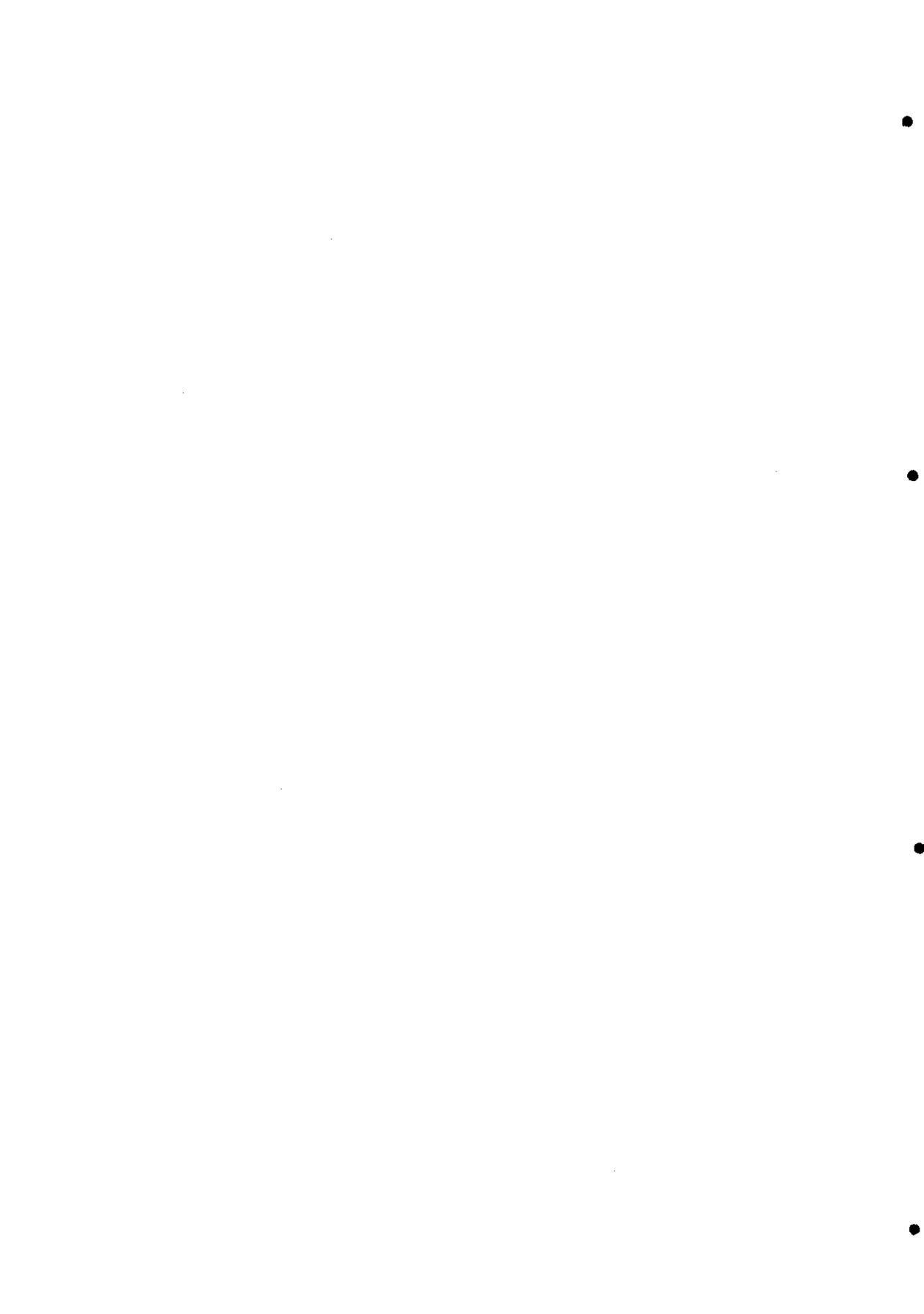
Tabla 3.5. Relación entre los resultados medidos con 12 y 24 ciclos de duración de los análisis. El pequeño error relativo entre los valores absolutos de las medidas (val 12/24) contrasta con el aumento de precisión (err 12/24) proporcionado por la mayor duración de la medida.

La variación entre las extrapolaciones que se obtienen midiendo durante 12 o 24 ciclos no es mayor que el 3% (error relativo entre los valores absolutos a 12 y 24 ciclos). Sin embargo la diferencia en la precisión analítica es de hasta un 30%. Es evidente que la aparente falta de precisión no afecta a la exactitud de la medida. Esta consideración es mucho más importante cuando las concentraciones medidas son bajas, ya que a concentraciones del orden de 10^5 átomos, el detector es la principal fuente de error y al ser de tipo estadístico la única solución para rebajarlo es alargar el tiempo de análisis.

Ya que todos los datos presentados aquí se han realizado siguiendo la misma técnica y con las mismas hipótesis previas en cuanto a los errores sistemáticos, lo generalmente aceptado en este caso (GOSSE y PHILLIPS 2001) es presentar la incertidumbre 1σ o 2σ como la estimación de la precisión de cada análisis. Sin embargo, si los datos se fuesen a comparar con otros obtenidos mediante otra metodología diferente (p.ej. ^{10}Be o ^{26}Al), sería necesario calcular la incertidumbre total del método, es decir, la incertidumbre en la exactitud y precisión.



4. Resultados



4.1. IDENTIFICACIÓN DEL COMPONENTE COSMOGÉNICO: PRIMEROS CRITERIOS.

Como se ha explicado anteriormente, la producción de átomos de Ne debido a la radiación cósmica provoca un cambio en las relaciones isotópicas $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ y $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ respecto a la original previa a la exposición (componente heredado o "trapped"). La magnitud de este cambio depende obviamente del tiempo de exposición de la muestra pero la proporción siempre será la misma: la debida a las distintas tasas de producción de ^{21}Ne y ^{22}Ne por los rayos cósmicos en el material bombardeado.

La "spallation line" o recta de producción cosmogénica (ver fig. 3.2) se construye a partir del componente heredado. Las relaciones isotópicas que se aparten de esta recta muestran la adición de ^{21}Ne y ^{22}Ne al componente heredado procedente de otras fuentes distintas de la cosmogénica. Esta recta fue confirmada recientemente por SCHÄFER et alii, (1999), con un resultado de la pendiente cosmogénica $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ que concuerda con la adoptada por nosotros (NIEDERMANN et alii, 1993). Que las relaciones isotópicas se encuentren en la "spallation line" no es de por sí definitorio del origen cosmogénico de la concentración calculada. Es preciso además tener en cuenta que la fracción cosmogénica se libera a bajas temperaturas, hasta 600°C a diferencia de las demás fracciones existentes en la roca (NIEDERMANN et alii., 1993), que lo hacen a mayor temperatura.

La extracción del gas por efecto de los sucesivos incrementos de temperatura está regida por un proceso de difusión que, de forma general, sigue la relación :

$$F=f(D) \text{ (i)}$$

donde F es la fracción de gas liberado y D el coeficiente de difusión, que a su vez se define :

$$D=D_0e^{-E_a/RT} \text{ (ii)}$$

donde D_0 es una constante característica que se relaciona con distintos parámetros: termodinámicos, geométricos y de la red cristalina; R es la constante universal de los gases, T la temperatura en K y E_a la energía de activación.

La disposición de los isótopos de Ne en la red ocupando diferentes posiciones se corresponde también con su origen: nucleogénico, cosmogénico y atrapado, (magmático o atmosférico). Dependiendo de cual sea éste variará también su grado de relación con la red cristalina que los acoge, (FETCHIG y KALBITZER, 1967). El primero que entra en la red mineral del cuarzo es el que se hallaba ya presente en el magma: el atrapado, (magmático o atmosférico). Está claro que no forma parte esencial de la estructura del cuarzo y que su presencia es como impureza o imperfección puntual. Pero también parece obvio que su posición es bastante estable. Y ello lo revela su alta energía de activación (se libera principalmente a temperaturas superiores a los 1000°C). También es evidente que la relación isotópica del Ne en este tipo de gas es la misma hasta el final de la roca como tal, lo que se produce por calentamiento de ésta hasta la destrucción de las estructuras cristalinas que la forman.

El segundo tipo de Ne que se integra en la red es el nucleogénico y lo hace una vez que el proceso de cristalización ha terminado. Algunos minerales poseen elementos radioactivos que producen la radiación alfa. Los minerales como el cuarzo están expuestos a esta radiación, lo que origina el componente nucleogénico que incrementa su proporción durante la vida de la roca, (en realidad del mineral (cuarzo), afectado). Su grado de unión con la estructura en la que, al igual que en el caso anterior, solo se integra como un defecto puntual, debe ser también fuerte, aunque tal vez menos que el atrapado (en realidad la única forma de saberlo sería haciendo análisis cuantitativos de su liberación a diferentes temperaturas, algo que hasta el momento no se ha realizado). Finalmente está la



tercera fracción del gas o fracción cosmogénica que solo se incorpora al cuarzo una vez que comienza la exposición a los rayos cósmicos, (cualquiera que sea el mecanismo geodinámico implicado), en la superficie de la Tierra. Se trata de, nuevamente, imperfecciones puntuales en la estructura mineral del cuarzo. El grado de unión con la estructura del mineral es el más débil de las tres fracciones de Ne consideradas aquí. En este caso sí podemos valorar esta debilidad en el grado de unión con la estructura en cuanto que su liberación se produce por debajo de los 600°C de forma exclusiva, lo que debe estar relacionado con el cambio polimórfico enantiotrópico, (por tanto reversible y sin roturas o transformaciones importantes en la coordinación de la estructura) de Cuarzo β a Cuarzo α (aproximadamente a 573°C). La fracción atrapada constituye la base de referencia de las otras dos fracciones, y se debe considerar distribuida homogéneamente en toda la matriz cristalina ya que su difusión se hace cuando la roca no se ha formado y el protolito se halla aun en estado fluido (fase magmática). Los distintos mecanismos de movilización y el hecho de tratarse de defectos puntuales o impurezas situados en huecos de la red cristalina del cuarzo, con diferente grado de unión con la misma, pueden ser causa de la variación de las energías de activación y coeficientes de difusión para cada fracción. Sin embargo debemos reconocer que los patrones de liberación son solo aproximadamente conocidos en los tres tipos mencionados. Factores como defectos cristalinos normales en todos los procesos de cristalización y la heterogeneidad de tamaños de grano que se analizan en cada caso pueden dificultar la determinación del componente cosmogénico. Estos problemas no se consideran en esta Tesis Doctoral al quedar fuera del alcance de este trabajo.

A falta de datos cuantitativos de las distintas energías de activación de los componentes del Ne en la muestra, podemos al menos esperar un cierto solapamiento en la liberación de los tres compo-

nentes que, a tenor de las variables que intervienen en la difusión, será específico de cada muestra. En la figura 4.3 se muestra un cálculo para el valor de D a distintas temperaturas. Asumiendo $D_0=1$ y las energías de activación (E_a) del componente cosmogénico (medida experimentalmente, NIEDERMANN et alii, 1993) $E_{ac}=90\text{kJ/mol}$ y la del nucleogénico $E_{anu}=130\text{kJ/mol}$ (asumida según un modelo teórico, NIEDERMANN et alii, 1994).

Se puede observar en la figura 4.1 que a las temperaturas de 773°K y 873°K , la constante para la difusión del componente cosmogénico es de un orden de magnitud de 2 a 3 veces superior al del componente nucleogénico. Sin embargo, en muestras de exposición muy reciente donde el componente cosmogénico sea pequeño, la contribución del componente nucleogénico a estas bajas temperaturas puede ser apreciable haciendo muy difícil la cuantificación del componente cosmogénico. De la misma manera, una gran concentración de componente nucleogénico debido a la abundancia de elementos radioactivos redundaría en una liberación apreciable a bajas temperaturas de ser cierto este modelo.

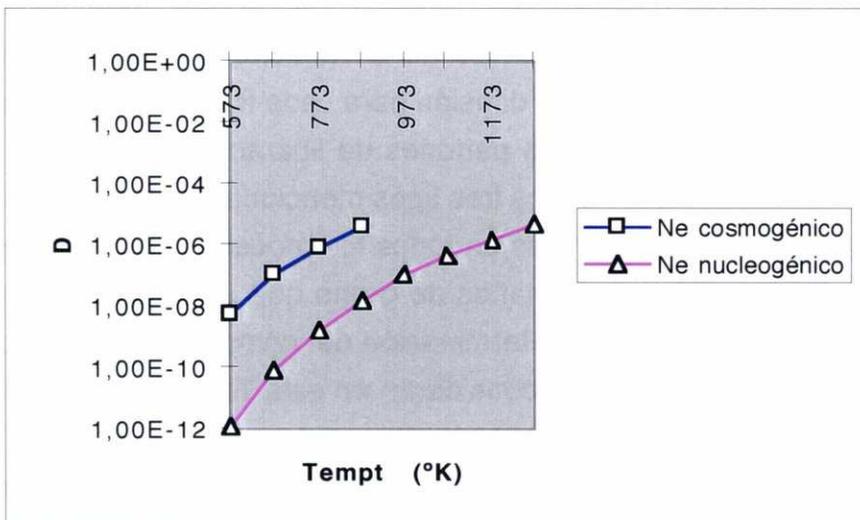


Figura 4.1 Comparación de los valores de D para los componentes cosmogénico y nucleogénico a distintas temperaturas para las E_a asumidas (ver texto).

En el caso del ^{21}Ne , la aportación de origen radioactivo viene fundamentalmente de la reacción $^{18}\text{O}(\alpha, n)^{21}\text{Ne}$. La abundancia en elementos radioactivos determina la magnitud de este aporte, pero no tanto su patrón de liberación. Si consideramos que la mayoría de los elementos radioactivos se encuentran en inclusiones o minerales accesorios en los granitos pero el átomo "blanco" de las partículas α , el ^{18}O , se encontrará de forma ubicua y aleatoria en el mineral ($\text{Si}^{16}\text{O}^{18}\text{O}$) podemos esperar una distribución más o menos homogénea del ^{21}Ne nucleogénico. Por el contrario, el ^{22}Ne nucleogénico es producido por la reacción $^{19}\text{F}(\alpha, n)^{22}\text{Ne}$, encontrándose el F localizado en inclusiones o minerales accesorios principalmente, que liberarán el gas a temperaturas elevadas (NIEDERMANN et alii, 1994). Por ello, donde sea necesario corregir la concentración de ^{21}Ne debido a que se observe en el gráfico triisotópico que está desplazado de la "spallation line" en el eje horizontal, tomaremos como cosmogénica la relación isotópica $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ y calcularemos que relación $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ le corresponde a través de la recta de espalación de Ne cosmogénico. Con esta relación $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ corregida, la concentración se obtiene nuevamente como exceso frente a la relación isotópica $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ del componente heredado:

$$\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{\text{corr}} = \left[\frac{\left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{\text{her}} - \left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{\text{medido}}}{1,243} \right] + \left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{\text{her}}$$

Los resultados de las medidas se muestran en las tablas situadas al final de la discusión de cada muestra. Los errores se calculan al 95% de confianza (2σ) y se ha corregido el blanco en todas las concentraciones. Las concentraciones de ^{21}Ne y ^{22}Ne están calculadas como exceso frente al componente heredado, que se considerará que tiene composición atmosférica. En caso de obtener una relación

isotópica $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ o $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ menor que la atmosférica, se considerará esta relación como posible candidata al componente heredado. Esto es así porque, como hemos visto, desde la cristalización de la roca solo consideramos procesos de acumulación, por lo que una relación isotópica menor que la atmosférica tiene dos posibles explicaciones: un componente heredado de composición isotópica del Ne distinta a la atmosférica, por lo que será necesario tomarla como base de cálculo; o bien puede deberse a algún proceso de pérdida o difusión a partir de la concentración original, lo que evidentemente invalida a esa muestra para el cálculo de la edad de exposición. En todas las muestras analizadas, la concentración de ^3He medida fue muy baja, por lo que no se muestran los resultados en las tablas. En algunos momentos de la discusión se distinguirá entre los análisis de la primera tanda de muestras (Q-1, Q-2, Q-3, Q-4, Q-4Qtz, X-1 y X-2) y la segunda (Q-5, Q-5i, Q-6, Q-7, Q-8, PDO-1, PDO-2, PDO-3, PDO-4, y PDO-5). Esto se debe a que los resultados obtenidos en la primera tanda se usaron para introducir modificaciones en el procedimiento analítico usado en la segunda, en concreto en la secuencia de extracción de los gases se introdujo una nueva etapa a 700°C que no existe en la primera. Como esta diferencia puede tener influencia en la discusión de los resultados, es necesario advertirlo. También se muestran las gráficas de liberación de H_2O y CO_2 aunque sólo cualitativamente. Debido a que estos gases son eliminados en gran parte durante la etapa de purificación del gas antes de introducirlo en el espectrómetro de masas, su concentración no aporta significado, pero sí su patrón de liberación con la temperatura ya que son constituyentes típicos de las inclusiones fluidas presentes en el cuarzo.

4.2 Resultados de la Serra de Queixa:

4.2.1. Q-1:

Coordenadas: 42° 15' 427N
7° 17' 967W

Altitud : 1778 m

Tasa de producción ^{21}Ne : 76,8
at/g(Si) año

Litología: granito

Tipo de superficie: de corrosión
química

Posición geomorfológica: supra-
glaciar

Edad geomorfológica: Mesozoico
(?)

De esta muestra se analizaron 4 alícuotas (Q-1a, Q-1b split1, Q-1b split2, Q-1c) de distintas características en cuanto al tratamiento previo a la medida y diámetro de partícula con el fin de optimizar el procedimiento

de separación y purificación del cuarzo. Los resultados no mostraron grandes diferencias (ver tablas 4.1.2-4.1.5) entre ellas.

La resolución del componente cosmogénico no presenta grandes dificultades ya que las relaciones isotópicas obtenidas para las temperaturas 450°C y 600°C, donde se libera principalmente la fracción cosmogénica caen, dentro del intervalo de error, en la recta de producción del componente cosmogénico (ver gráficas 4.1.1-4.1.4). Sólo la muestra Q-1b split2 en las temperatura 450°C y 600°C se desvía de este comportamiento. En esta alícuota el tamaño de grano era el menor de todas (<500 μm), por lo que quizá el menor tamaño permitiese una mayor difusión de la fracción nucleogénica. Además, es

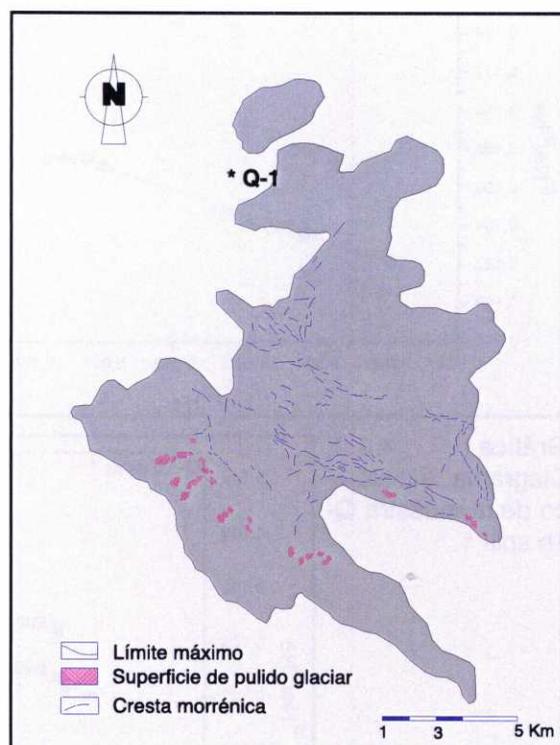
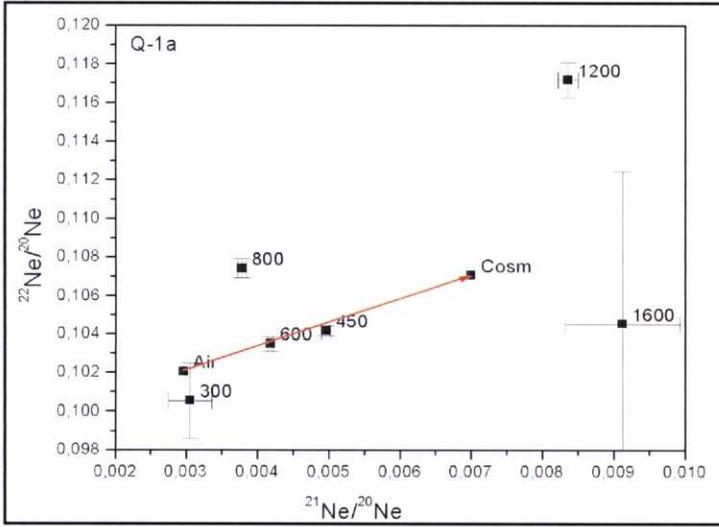
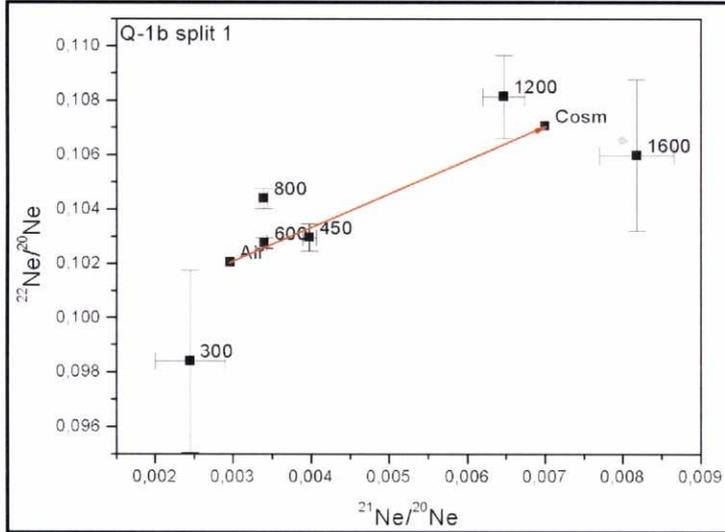


Figura 4.2. Situación de Q-1. Tomado de VIDAL ROMANÍ et alii, 1999)



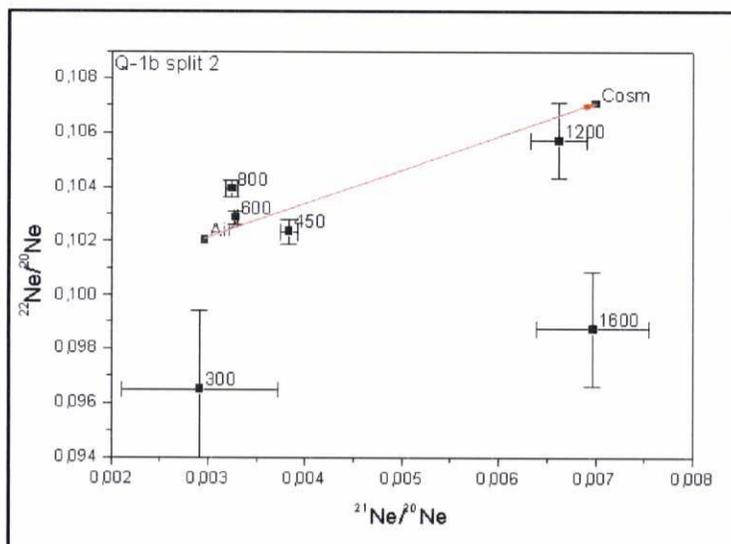
Gráfica 4.1.1. Diagrama triisotópico de la muestra Q-1a.

Gráfica 4.1.2. Diagrama triisotópico de la muestra Q-1b split 1.



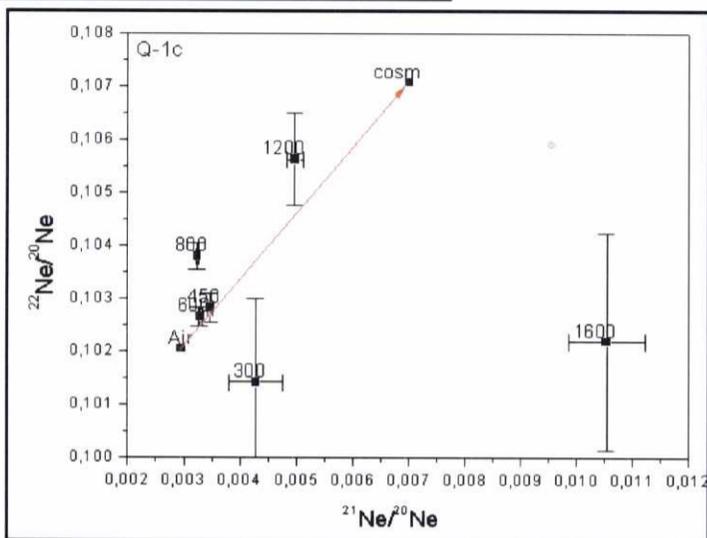
la que presenta una menor concentración de componente cosmogénico, lo que achacamos a una pérdida en proceso de molienda. Debido a la gran discrepancia que presenta frente a las otras alicuotas, no se considerará para deducir de la edad de exposición (ver tabla 4.1.1).

Dado que la resolución de la fracción cosmogénica no presenta dificultades, no se analizarán con detalle los patrones de liberación de gases de cada muestra (gráficas 4.1.5-4.1.12). Tan sólo se consi-



Gráfica 4.1.3. Diagrama triisotópico de la muestra Q-1 split2.

Gráfica 4.1.4. Diagrama triisotópico de la muestra Q-1c.



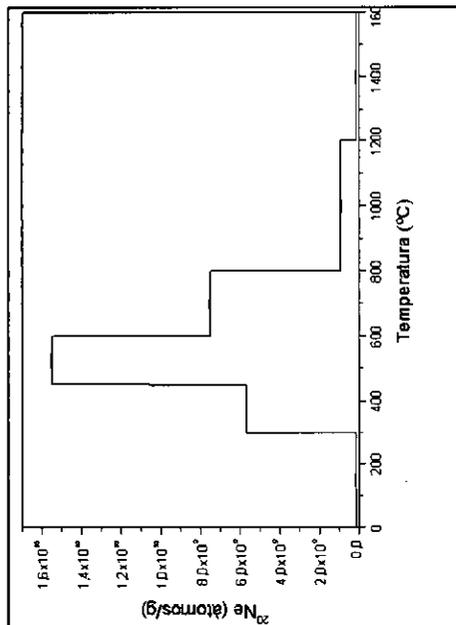
Muestra	Concentración ^{21}Ne cosmogénico (átomos/g)	Edad de exposición (10^3 años)	Tasa de erosión (cm/año)
Q-1a	$1,41\text{E}+07 \pm 3,21\text{E}+05$	181 ± 4	$3,07\text{E}-04$
Q-1b split1	$1,26\text{E}+07 \pm 7,06\text{E}+05$	162 ± 9	$3,42\text{E}-04$
Q-1c	$1,26\text{E}+07 \pm 7,85\text{E}+05$	162 ± 10	$3,43\text{E}-04$

Tabla 4.1.1. Edad de exposición de la localidad Q-1.

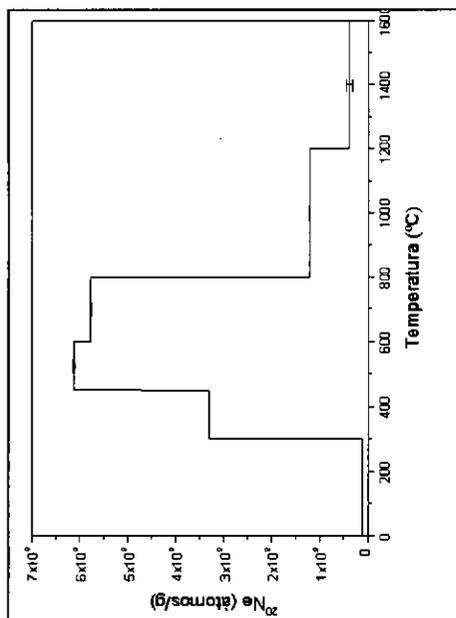
dera oportuno señalar que la liberación de la fracción cosmogénica es bien visible a bajas temperaturas.

La concordancia de las muestras Q-1c y Q-1b split1 es excelente, por lo que junto con las consideraciones anteriores asignaremos a la muestra Q-1 la edad de 162 ± 9 Kaños, al ser de las dos la que tiene un menor error. La edad que se obtiene de la muestra Q-1b split2 es rechazada y la correspondiente a la muestra Q-1a podría ser considerada como el límite máximo para la misma.

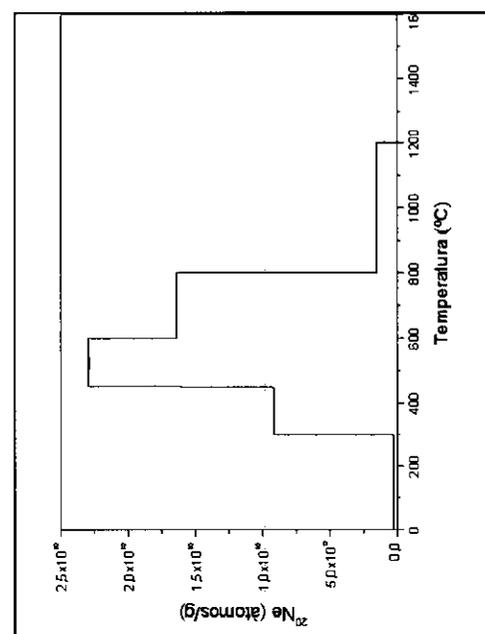
Gráfica 4.1.6. liberación de ^{20}Ne en la muestra Q - 1 b split1



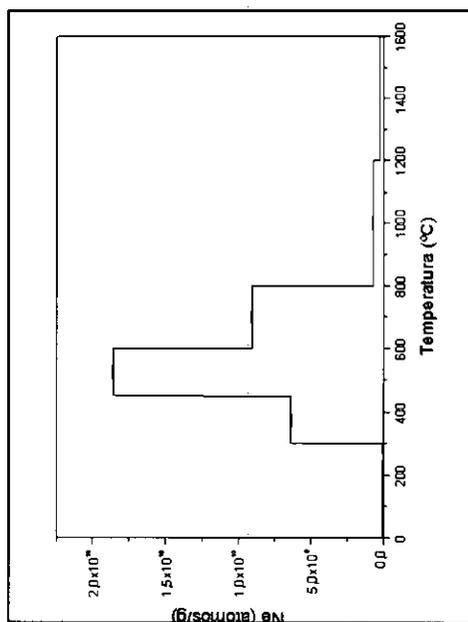
Gráfica 4.1.5. liberación del ^{20}Ne en la muestra Q-1a.



Gráfica 4.1.8. liberación de ^{20}Ne en la muestra Q-1c.

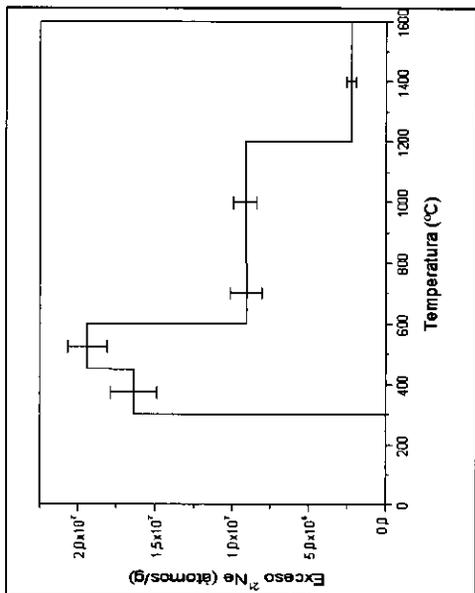


Gráfica 4.1.7. liberación de ^{20}Ne en la muestra Q-1b split2.



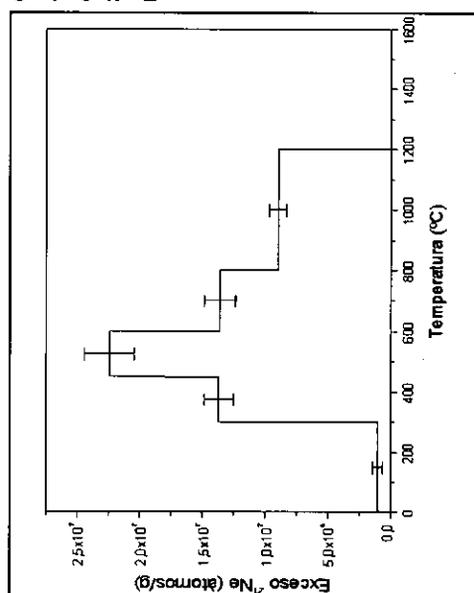
Gráfica

4.1.10.
Exceso de ^{21}Ne en la muestra Q-1b split2



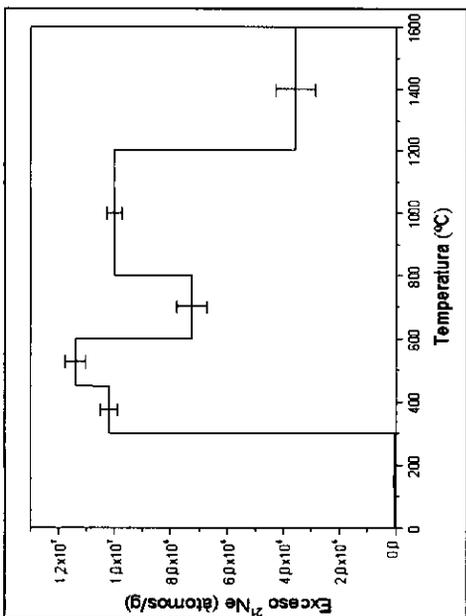
Gráfica

4.1.12.
exceso de ^{21}Ne en la muestra Q-1c.



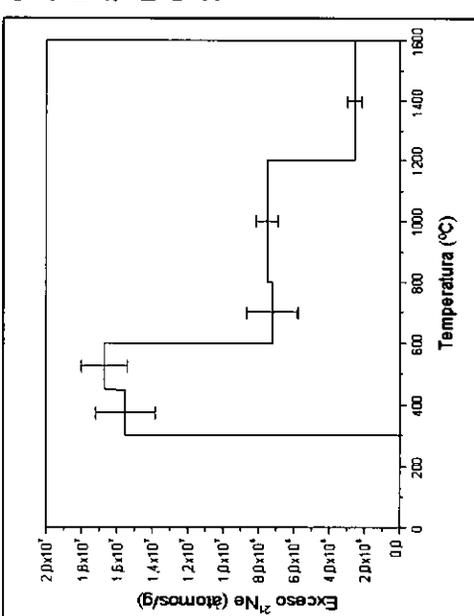
Gráfica

4.1.9.
Exceso de ^{21}Ne en la muestra Q-1a

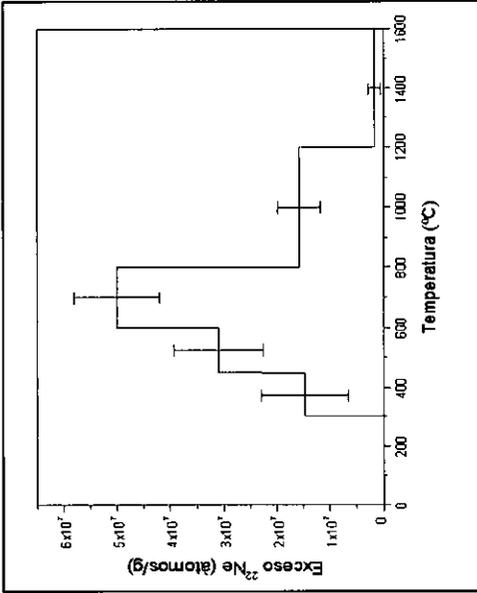


Gráfica

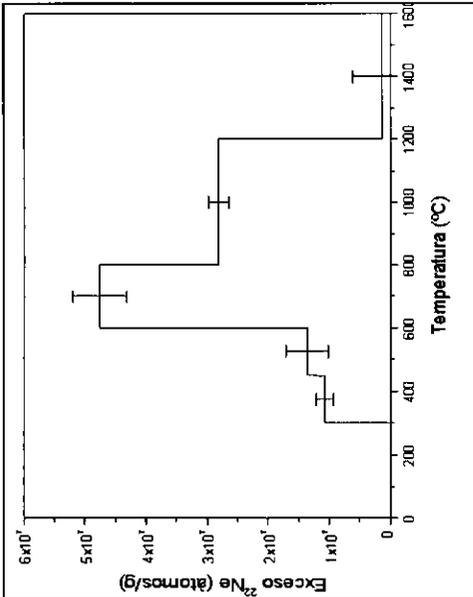
4.1.11.
Exceso de ^{21}Ne en la muestra Q-1b split 2.



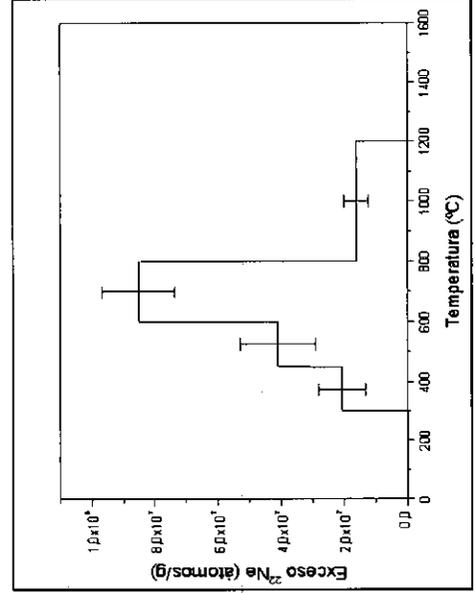
Gráfica 4.1.14. Exceso de ^{22}Ne en la muestra Q-1b split1.



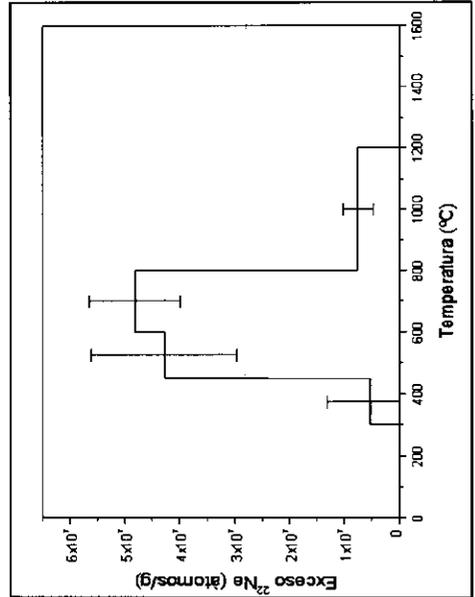
Gráfica 4.1.13. Exceso de ^{22}Ne en la muestra Q-1a.



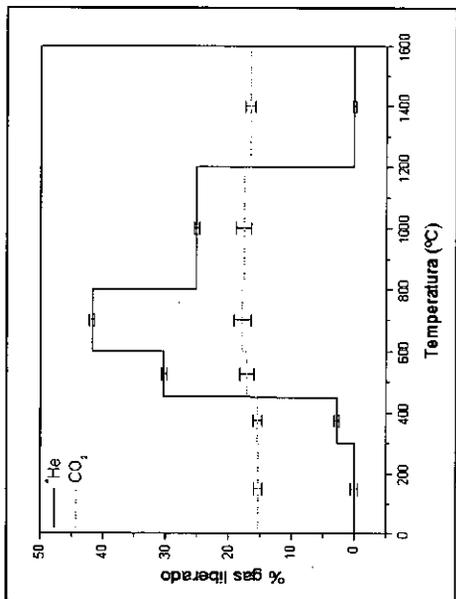
Gráfica 4.1.16. Exceso de ^{22}Ne en la muestra Q-1c.



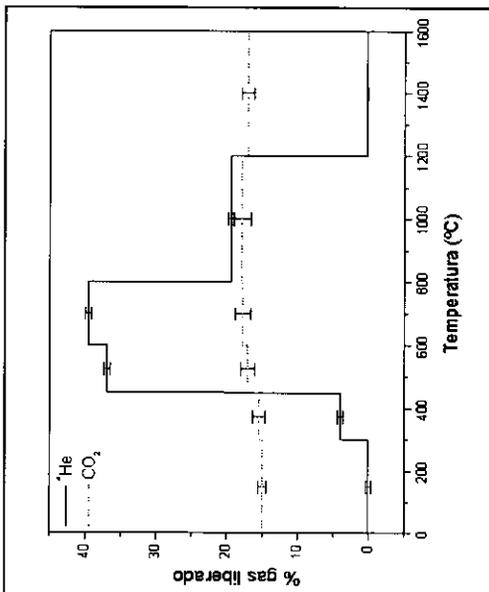
Gráfica 4.1.15. Exceso de ^{22}Ne en la muestra Q-1b split2.



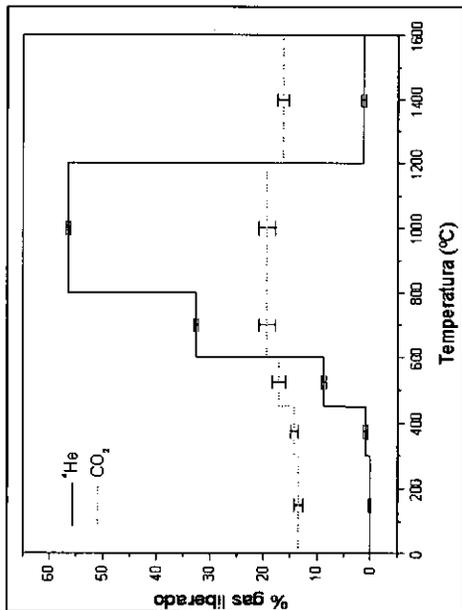
Gráfica 4.1.18. Liberación de ^4He y CO_2 en la muestra Q-1b split1.



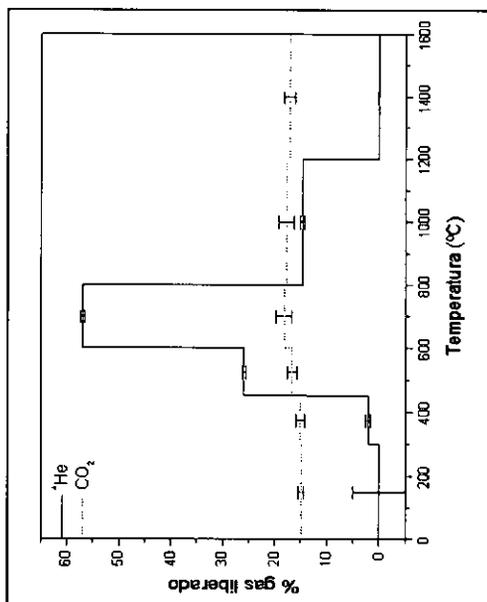
Gráfica 4.1.20. Liberación de ^4He y CO_2 en la muestra Q-1c.



Gráfica 4.1.17. Liberación de ^4He y CO_2 en la muestra Q-1a.



Gráfica 4.1.19. Liberación de ^4He y CO_2 en la muestra Q-1b split2.



Q-1a 0,33801 g							
Temp. °C	Tiempo min.	²⁰ Ne atomos/g	²¹ Ne/ ²⁰ Ne	²² Ne/ ²⁰ Ne	Exceso ²¹ Ne atomos/g	Exceso ²² Ne atomos/g	⁴ He atomos/g
300	30	1,12E+08	0,003051	0,100537	1,02E+04	-	1,04E+10
		4,72E+06	0,000314	0,001952	3,52E+04		2,02E+07
450	30	3,31E+09	0,004963	0,104156	6,62E+06	6,99E+06	1,22E+12
		6,99E+06	6,27E-05	0,000263	2,08E+05	8,70E+05	4,85E+09
600	30	6,12E+09	0,004176	0,103484	7,45E+06	8,84E+06	1,28E+13
		1,93E+07	3,97E-05	0,000367	2,44E+05	2,25E+06	5,06E+10
800	30	5,78E+09	0,003778	0,107401	4,73E+06	3,10E+07	4,75E+13
		2,87E+07	6,05E-05	0,000501	3,50E+05	2,90E+06	1,88E+11
1200	20	1,21E+09	0,008357	0,117156	6,53E+06	1,83E+07	8,26E+13
		1,09E+07	0,000136	0,000907	1,75E+05	1,11E+06	3,36E+11
1600	20	3,77E+08	0,009119	0,10452	2,32E+06	9,36E+05	1,94E+12
		5,72E+07	0,000813	0,007925	4,67E+05	2,99E+06	7,63E+09

Tabla 4.1.2. Resultados de la muestra Q-1a.

Q-1b 0,35313 g split 1							
Temp. °C	Tiempo min.	²⁰ Ne atomos/g	²¹ Ne/ ²⁰ Ne	²² Ne/ ²⁰ Ne	Exceso ²¹ Ne atomos/g	Exceso ²² Ne atomos/g	⁴ He atomos/g
300	30	1,53E+08	0,002453	0,09841	-	-	6,46E+09
		±1,84E+07	±0,000453	±0,00336			±3,84E+07
450	30	5,68E+09	0,003980	0,10296	5,79E+06	5,21E+06	1,29E+12
		±1,69E+07	±0,000094	±0,00051	±5,32E+05	±2,88E+06	±5,10E+09
600	30	1,55E+10	0,003402	0,10275	6,85E+06	1,09E+07	1,44E+13
		±2,78E+07	±0,000030	±0,00019	±4,64E+05	±2,99E+06	±6,28E+10
800	30	7,50E+09	0,003387	0,10440	3,20E+06	1,76E+07	1,98E+13
		±2,31E+07	±0,000048	±0,00038	±3,63E+05	±2,84E+06	±7,78E+10
1200	20	9,19E+08	0,006468	0,10813	3,22E+06	5,60E+06	1,19E+13
		±2,06E+07	±0,000275	±0,00151	±2,63E+05	±1,40E+06	±5,04E+10
1600	20	1,50E+08	0,008181	0,10598	7,83E+05	5,91E+05	2,69E+10
		±1,91E+07	±0,000478	±0,00278	±1,23E+05	±4,23E+05	±6,80E+07

Tabla 4.1.3. Resultados de la muestra Q-1b split1.

Q-1b 0,35568 g split 2							
Temp. °C	Tiempo min.	^{20}Ne atomos/g	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne atomos/g	Exceso ^{22}Ne atomos/g	^4He atomos/g
300	30	4,27E+07	0,002910	0,09650	-	-	7,10E+08
		$\pm 1,18\text{E}+07$	$\pm 0,000805$	$\pm 0,00294$			$\pm 3,57\text{E}+07$
450	30	6,36E+09	0,003827	0,10234	5,51E+06	1,89E+06	7,81E+11
		$\pm 1,78\text{E}+07$	$\pm 0,000094$	$\pm 0,00044$	$\pm 5,98\text{E}+05$	$\pm 2,79\text{E}+06$	$\pm 3,15\text{E}+09$
600	30	1,86E+10	0,003278	0,10286	5,93E+06	1,52E+07	9,08E+12
		$\pm 2,80\text{E}+07$	$\pm 0,000025$	$\pm 0,00025$	$\pm 4,59\text{E}+05$	$\pm 4,74\text{E}+06$	$\pm 3,59\text{E}+10$
800	30	9,08E+09	0,003241	0,10393	2,55E+06	1,71E+07	2,00E+13
		$\pm 2,55\text{E}+07$	$\pm 0,000056$	$\pm 0,00032$	$\pm 5,08\text{E}+05$	$\pm 2,93\text{E}+06$	$\pm 7,91\text{E}+10$
1200	20	7,25E+08	0,006616	0,10572	2,65E+06	2,67E+06	5,17E+12
		$\pm 1,64\text{E}+07$	$\pm 0,000291$	$\pm 0,00137$	$\pm 2,19\text{E}+05$	$\pm 9,97\text{E}+05$	$\pm 2,06\text{E}+10$
1600	20	2,23E+08	0,006968	0,09874	8,93E+05	-	5,20E+10
		$\pm 1,50\text{E}+07$	$\pm 0,000581$	$\pm 0,00212$	$\pm 1,42\text{E}+05$		$\pm 6,17\text{E}+07$

Tabla 4.1.4. Resultados de la muestra Q-1b split2.

Q-1c 0,33864 g							
Temp. °C	Tiempo min.	^{20}Ne atomos/g	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne atomos/g	Exceso ^{22}Ne atomos/g	^4He atomos/g
300	30	2,61E+08	0,004282	0,10141	3,45E+05	-	8,41E+09
		$\pm 8,89\text{E}+06$	$\pm 0,000481$	$\pm 0,00159$	$\pm 1,26\text{E}+05$		$\pm 3,14\text{E}+07$
450	30	9,16E+09	0,003466	0,10281	4,64E+06	7,02E+06	1,11E+12
		$\pm 1,69\text{E}+07$	$\pm 0,000043$	$\pm 0,00028$	$\pm 3,97\text{E}+05$	$\pm 2,52\text{E}+06$	$\pm 4,44\text{E}+09$
600	30	2,29E+10	0,003291	0,10265	7,59E+06	1,39E+07	1,03E+13
		$\pm 3,70\text{E}+07$	$\pm 0,000030$	$\pm 0,00018$	$\pm 6,77\text{E}+05$	$\pm 4,02\text{E}+06$	$\pm 4,25\text{E}+10$
800	30	1,64E+10	0,003240	0,10379	4,60E+06	2,88E+07	1,10E+13
		$\pm 3,41\text{E}+07$	$\pm 0,000026$	$\pm 0,00024$	$\pm 4,35\text{E}+05$	$\pm 3,90\text{E}+06$	$\pm 4,56\text{E}+10$
1200	20	1,51E+09	0,004968	0,10562	3,03E+06	5,41E+06	5,40E+12
		$\pm 1,55\text{E}+07$	$\pm 0,000154$	$\pm 0,00086$	$\pm 2,35\text{E}+05$	$\pm 1,31\text{E}+06$	$\pm 2,13\text{E}+10$
1600	20						4,89E+10

Tabla 4.1.5. Resultados de la muestra Q-1c.

4.2.2. Q-2:

Coordenadas: 42° 10' 087N
7° 12' 069W

Altitud: 1210 m

Tasa de producción ^{21}Ne : 48,6 at/
g (Si) año

Litología: granito

Tipo de superficie: bloque

Posición geomorfológica: morrena
frontal

Edad geomorfológica: maximo
local conservado.

Pleistoceno medio-alto o

De esta muestra se analizaron dos alícuotas, una correspondiente a los 5 cm superiores del testigo (Q-2 Top) y otra a una profundidad de entre 16 y 26 cm en el testigo (Q-2 bott). Con el fin de constatar la disminución en la concentración de

^{21}Ne cosmogénico en la segunda alícuota por la atenuación de los rayos cósmicos al atravesar la roca y que. Como ya se ha visto, este efecto responde a la fórmula :

$$P = P_0 e^{-z/z^*}$$

donde z es la profundidad y $z^* = \Lambda/\rho$. Tomaremos $\Lambda = 150 \text{ g cm}^{-2}$ y $\rho = 2,7 \text{ g cm}^{-3}$ (SCHÄFER et alii, 1999) y una profundidad media de 21 cm para Q-2 bott. Si P_0 es la concentración de la muestra en la superficie, la relación entre $P(21)$ y P_0 debería ser :

$$P(21)/P_0 = e^{-21/z^*} = 0,716$$

Al igual que en el caso anterior la resolución del componente cosmogénico no presentó mayores dificultades (ver gráficas 4.2.1 y 4.2.2). Para la muestra Q-2 Top se ha corregido el pequeño desvío

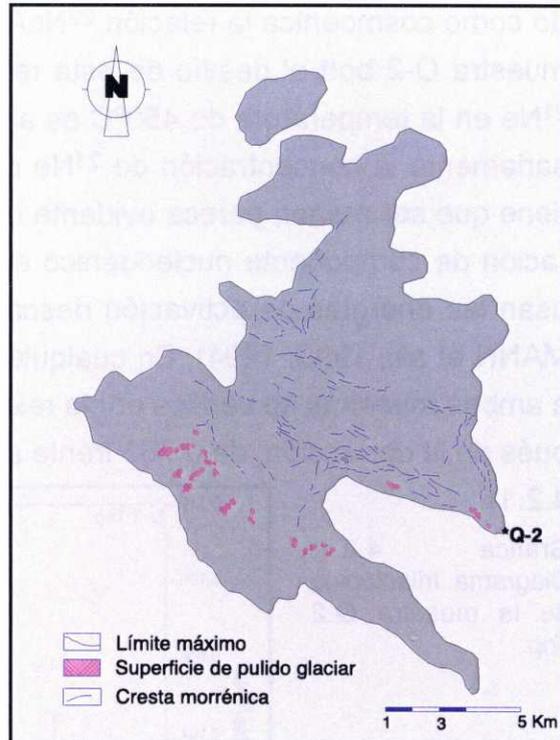
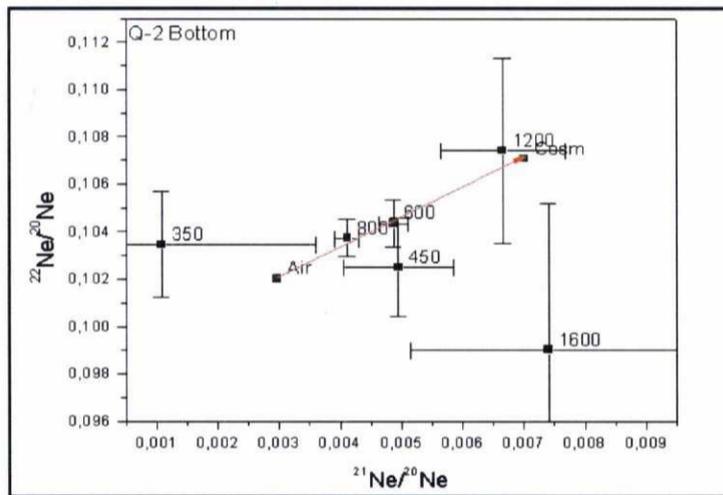
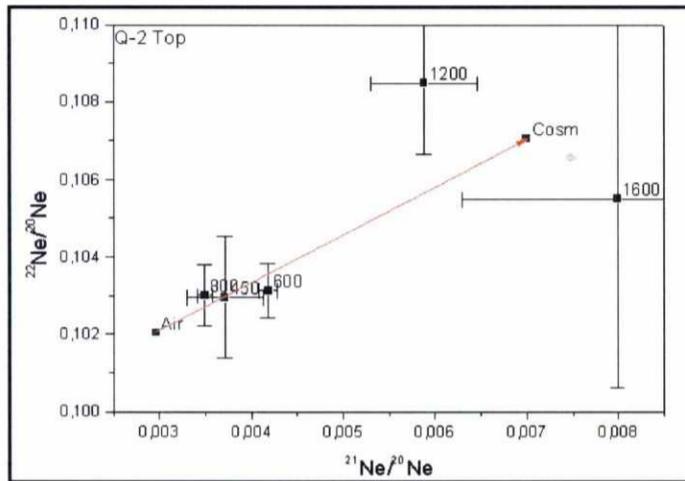


Figura 4.3. Situación de Q-2. Tomado de VIDAL ROMANÍ et alii, 1999

en la relación isotópica $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ en la temperatura de 600°C tomando como cosmoénica la relación $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ a esa temperatura. En la muestra Q-2 bott el desvío de esta relación hacia la producción de ^{21}Ne en la temperatura de 450°C es apreciable. Debido a que necesariamente la concentración de ^{21}Ne cosmogénico en esta muestra tiene que ser menor, parece evidente que a esta temperatura la liberación de componente nucleogénico es mayor de lo esperado si se usan las energías de activación descritas en la literatura (NIEDER-MANN et alii, 1993, 1994). En cualquier caso, la corrección aplicada a ambas muestras se verifica por la relación de concentraciones después de la corrección, de 0,763 frente al valor teórico de 0,716 (Tabla 4.2.1).

Gráfica 4.2.1. Diagrama triisotópico de la muestra Q-2 Top.

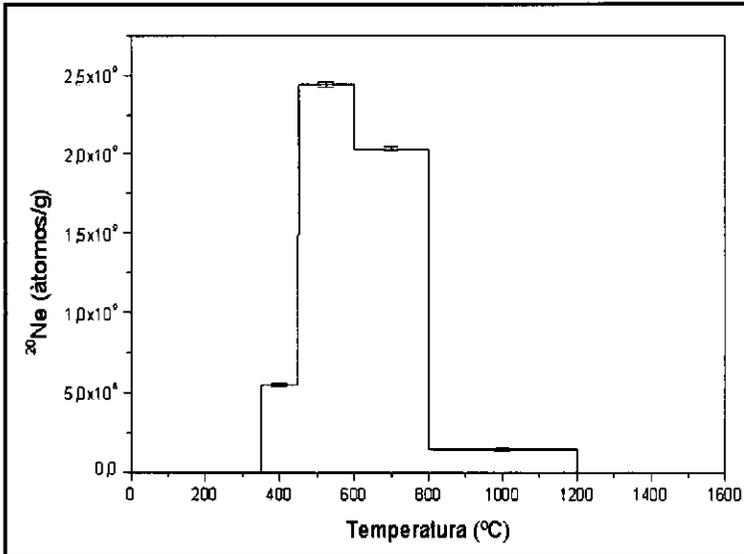
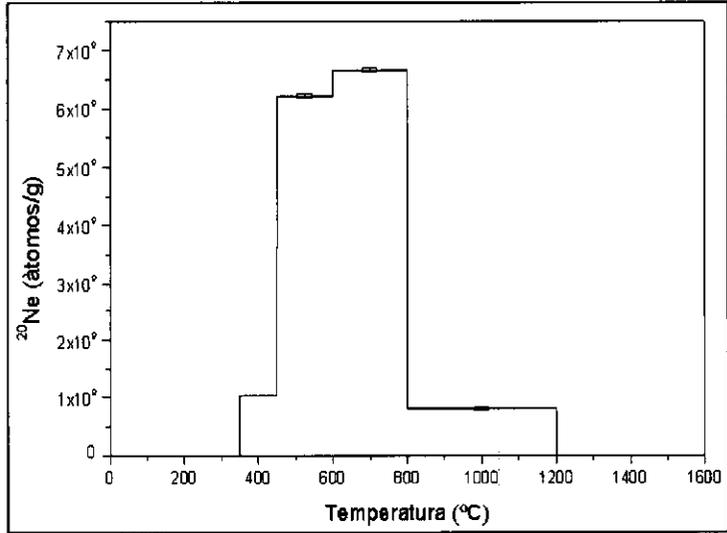


Gráfica 4.2.2. Diagrama triisotópico de la muestra Q-2 bott.

Muestra	Concentración ^{21}Ne cosmogénico (atoms/g)	Corrección por apantallamiento	Edad de exposición (10^3 años)
Q-2 Top	$6,41\text{E}+06 \pm 6,74\text{E}+05$	16%	155 ± 13
Q-2 bott	$4,89\text{E}+06 \pm 6,9\text{E}+05$		

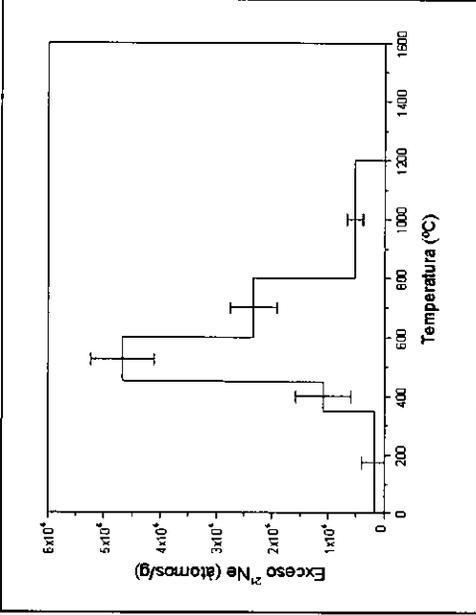
Tabla 4.2.1. Edad de exposición de la localidad Q-2.

Gráfica 4.2.3. Liberación de ^{20}Ne en la muestra Q-2Top

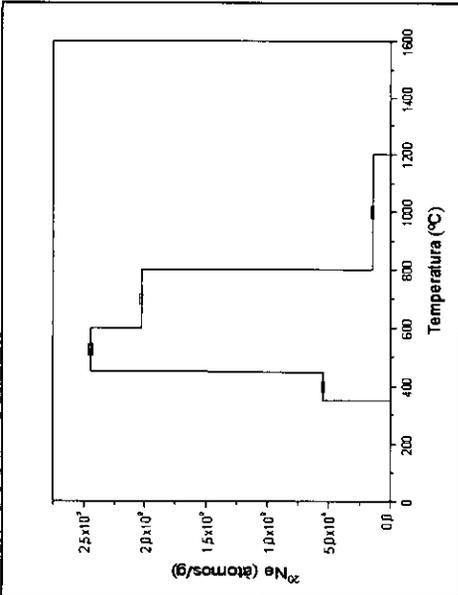


Gráfica 4.2.4. Liberación de ^{20}Ne en la muestra Q-2 bott.

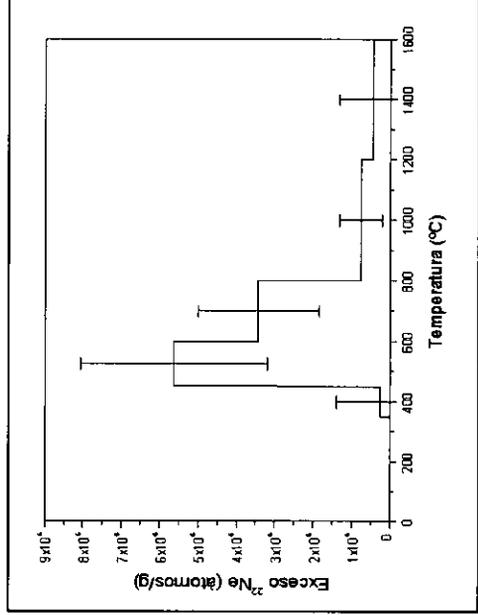
Gráfica 4.2.6. Exceso de ^{21}Ne en la muestra Q-2 bott.



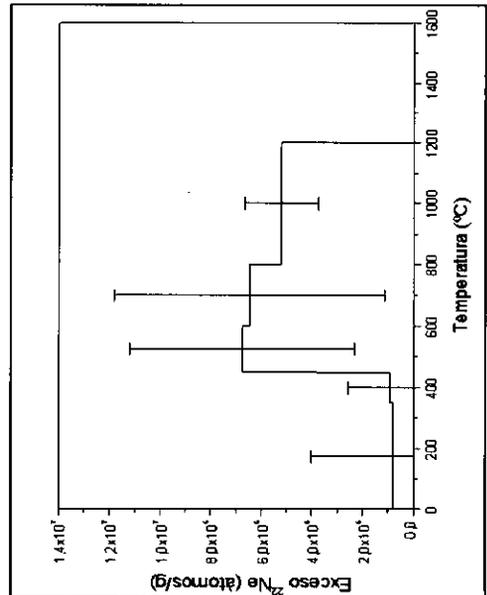
Gráfica 4.2.5. Exceso de ^{21}Ne en la muestra Q-2 Top.

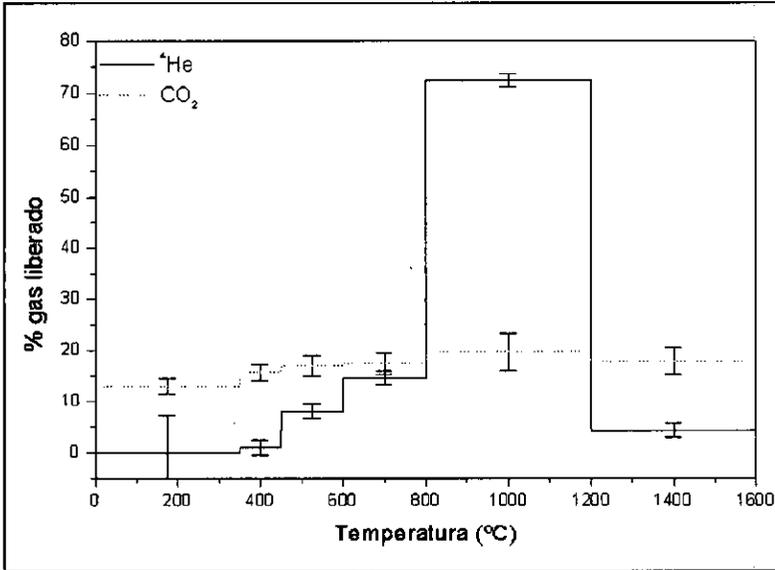


Gráfica 4.2.8. Exceso de ^{22}Ne en la muestra Q-2 bott.

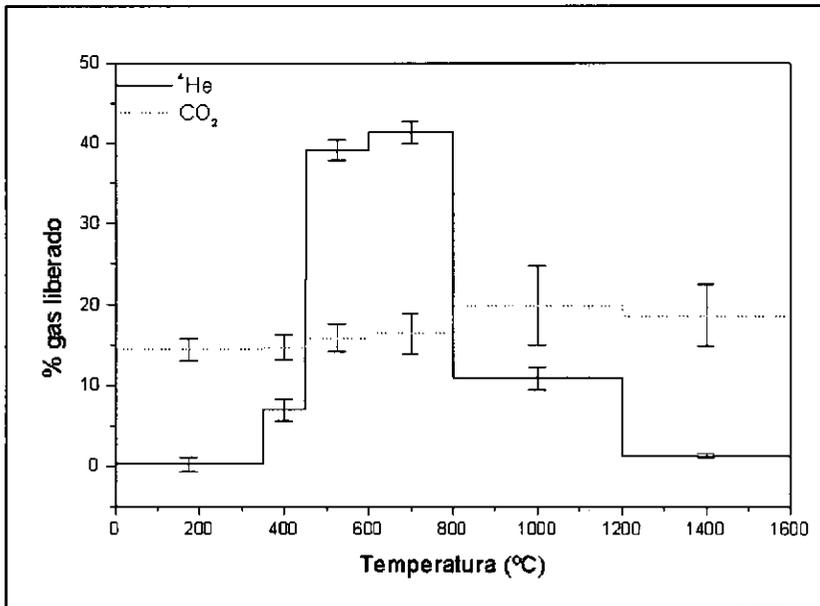


Gráfica 4.2.7. Exceso de ^{22}Ne en la muestra Q-2 Top.





Gráfica 4.2.9. Liberación de ⁴He y CO₂ en la muestra Q-2 Top



Gráfica 4.2.10. Liberación de ⁴He y CO₂ en la muestra Q-2 bott

Q-2 Top 0,31447 g							
Temp. °C	Tiempo min.	^{20}Ne atomos/g	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne atomos/g	Exceso ^{22}Ne atomos/g	^4He atomos/g
350	30	-	-	-	-	-	1,47E+09 ±1,05E+08
450	30	1,03E+09 ±8,17E+06	0,003708 ±0,000423	0,10296 ±0,00158	7,73E+05 ±4,37E+05	9,47E+05 ±1,63E+06	3,08E+11 ±4,82E+09
600	30	6,22E+09 ±3,77E+07	0,004182 ±0,000102	0,10313 ±0,00071	7,61E+06 ±6,38E+05	6,76E+06 ±4,42E+06	2,93E+12 ±3,87E+10
800	30	6,66E+09 ±3,59E+07	0,003492 ±0,000082	0,10301 ±0,00080	3,54E+06 ±5,44E+05	6,47E+06 ±5,32E+06	5,33E+12 ±7,09E+10
1200	20	8,07E+08 ±1,63E+07	0,005880 ±0,000581	0,10848 ±0,00183	2,36E+06 ±4,71E+05	5,20E+06 ±1,48E+06	2,66E+13 ±3,50E+11
1600	20	-	-	-	-	-	1,55E+12 ±2,04E+10

Tabla 4.2.2. Resultados de la muestra Q-2 Top

Q-2 Bott 0,46149 g							
Temp. °C	Tiempo min.	^{20}Ne atomos/g	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne atomos/g	Exceso ^{22}Ne atomos/g	^4He atomos/g
350	30	-	-	-	-	-	9,42E+09 ±7,83E+07
450	30	5,49E+08 ±6,79E+06	0,004953 ±0,000909	0,10251 ±0,00206	1,09E+06 ±4,99E+05	2,59E+05 ±1,13E+06	3,07E+11 ±4,19E+09
600	30	2,44E+09 ±1,44E+07	0,004871 ±0,000230	0,10435 ±0,00100	4,67E+06 ±5,62E+05	5,63E+06 ±2,43E+06	1,71E+12 ±2,25E+10
800	30	2,03E+09 ±1,42E+07	0,004115 ±0,000205	0,10373 ±0,00078	2,34E+06 ±4,15E+05	3,42E+06 ±1,58E+06	1,80E+12 ±2,38E+10
1200	20	1,42E+08 ±9,02E+06	0,006660 ±0,001023	0,10741 ±0,00389	5,25E+05 ±1,49E+05	7,61E+05 ±5,54E+05	4,77E+11 ±6,52E+09
1600	20	-	-	-	-	-	5,80E+10 ±1,64E+08

Tabla 4.2.3. Resultados de la muestra Q-2 Bott.

4.2.3 Q-3:

Coordenadas: 42° 11' 052N
7° 13' 083W
Altitud: 1294 m
Tasa de producción ^{21}Ne : 52,0 at/
g (Si) año
Litología: granito
Tipo de superficie: pulido glaciario
Posición geomorfológica: drumlin
Edad geomorfológica: etapa de
deglaciación media
Pleistoceno superior o
"Würm".

De esta muestra se analizaron dos alícuotas, Q-3 y Q-3 split2. Los resultados difieren bastante tanto en las concentraciones medidas a cada temperatura como en sus respectivas relaciones isotópicas. La baja abundancia del componente cosmogénico dificulta su separación de las demás fracciones de Ne.

En la alícuota Q-3 la fracción de Ne liberado a la temperatura 450°C presenta una composición isotópica que cae en la recta de producción de Ne cosmogénico (ver grafica 4.3.1), pero la extracción a 550°C está desviada de la recta siguiendo una línea prácticamente horizontal desde el componente heredado (AIR). Observando el patrón de liberación de ^{22}Ne (ver grafica 4.3.7) se distingue un hiato entre el gas liberado a bajas temperaturas y el liberado a temperaturas mayores, si bien en el caso del ^{21}Ne la separación es menos aparente (ver gráfica 4.3.5) debido al aporte de gas correspondiente al componente nucleogénico como ya se ha comentado. Por ello, pode-

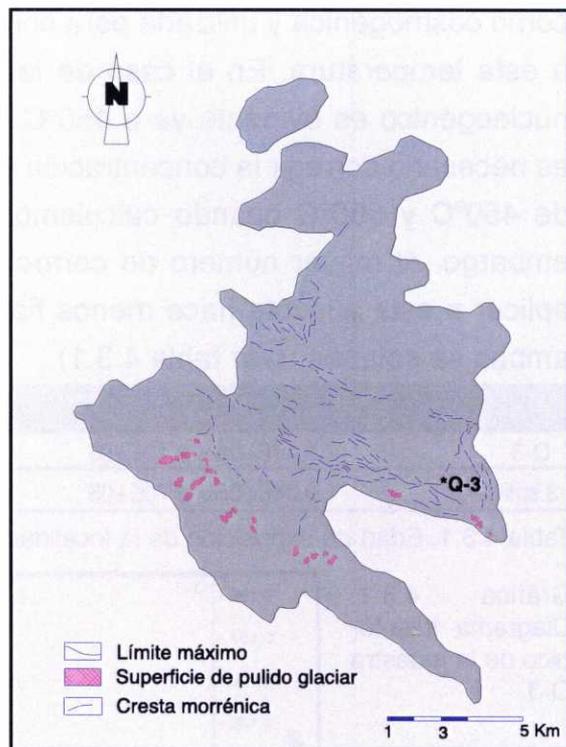


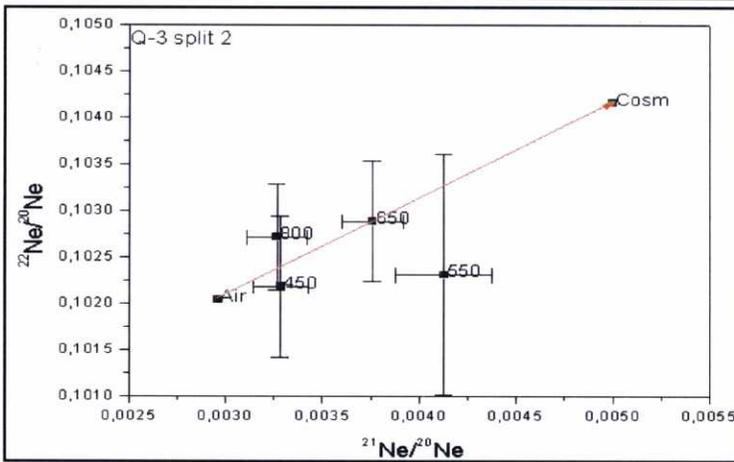
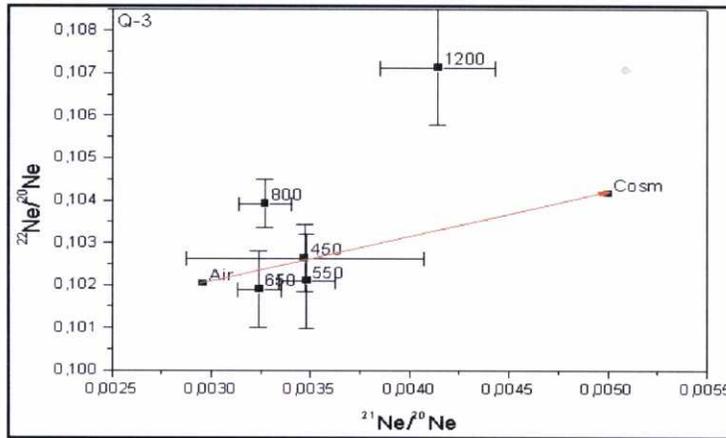
Figura 4.4. Situación de Q-3. Tomado de VIDAL ROMANÍ et alii, 1999.

mos asumir la relación isotópica $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ de la temperatura 550°C como cosmogénica y utilizarla para corregir la concentración de ^{21}Ne a esta temperatura. En el caso de la alícuota Q-3 split2, el aporte nucleogénico es evidente ya a 450°C (ver gráfica 4.3.2), por lo que es necesario corregir la concentración de ^{21}Ne para las temperaturas de 450°C y 550°C cuando calculemos la edad de exposición. Sin embargo, el mayor número de correcciones que ha sido necesario aplicar a esta alícuota hace menos fiable la edad obtenida, aunque ambas se solapen (ver tabla 4.3.1).

Muestra	Concentración ^{21}Ne cosmogénico (atoms/g)	Edad de exposición (10^3 años)
Q-3	$1,17\text{E}+06 \pm 9,19\text{E}+05$	22 ± 17
Q-3 split 2	$8,04\text{E}+05 \pm 4,70\text{E}+05$	15 ± 9

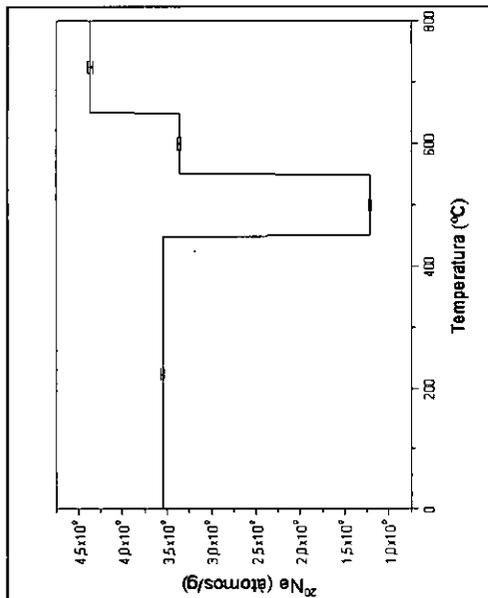
Tabla 4.3.1. Edad de exposición de la localidad Q-3

Gráfica 4.3.1. Diagrama triisotópico de la muestra Q-3.

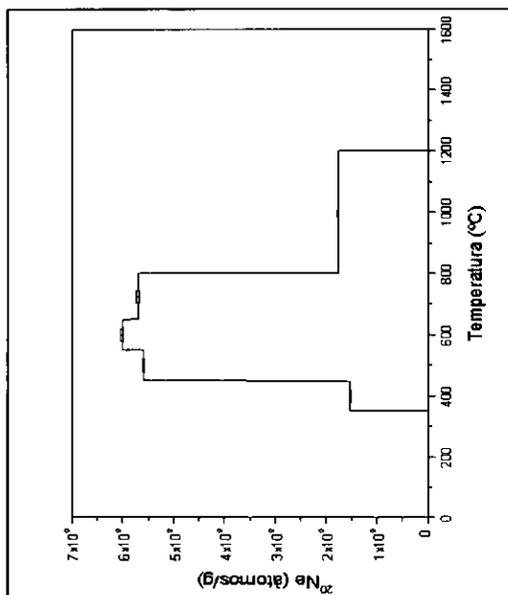


Gráfica 4.3.2. Diagrama triisotópico de la muestra Q-3 split 2.

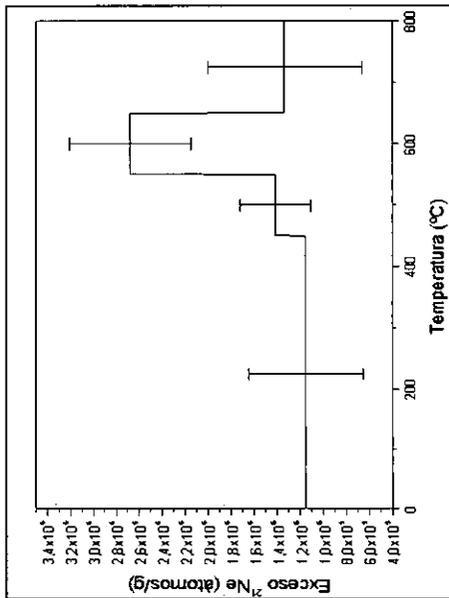
Gráfica 4.3.4. Liberación de ^{20}Ne en la muestra Q-3 split2.



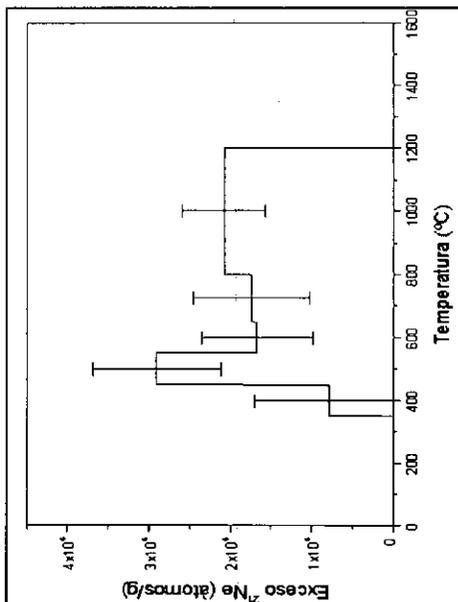
Gráfica 4.3.3. Liberación de ^{20}Ne en la muestra Q-3.



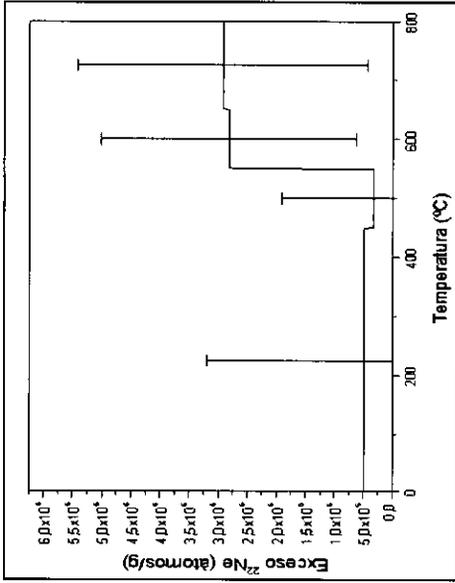
Gráfica 4.3.6. Exceso de ^{21}Ne en la muestra Q-3 split2.



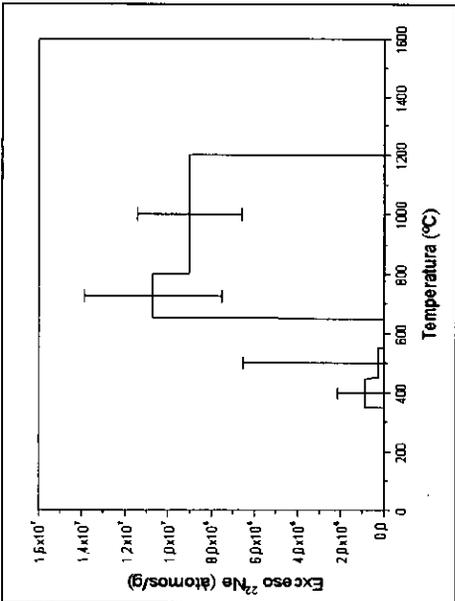
Gráfica 4.3.5. Exceso de ^{21}Ne en la muestra Q-3.



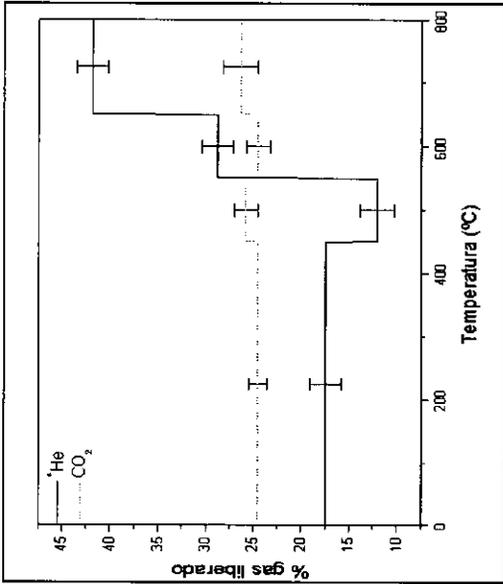
Gráfica 4.3.8.
Exceso de ^{22}Ne en la muestra Q-3 split2.



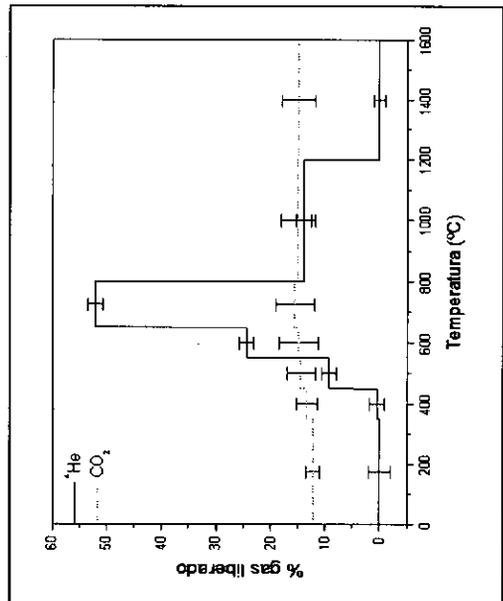
Gráfica 4.3.7.
Exceso de ^{22}Ne en la muestra Q-3.



Gráfica 4.3.10.
Liberación de ^4He y CO_2 en la muestra Q-3 split2.



Gráfica 4.3.9.
Liberación de ^4He y CO_2 en la muestra Q-3.



Q-3 0,36691 g								
Temp. °C	Tiempo min.	^{20}Ne atomos/g	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne atomos/g	Exceso ^{22}Ne atomos/g	^4He atomos/g	
350	30	-	-	-	-	-	4,64E+09 ±9,73E+07	
450	30	1,53E+09 ±1,05E+07	0,003473 ±0,000598	0,10263 ±0,00080	7,86E+05 ±9,17E+05	8,96E+05 ±1,23E+06	7,77E+11 ±1,03E+10	
550	30	5,60E+09 ±2,01E+07	0,003479 ±0,000141	0,10209 ±0,00112	2,90E+06 ±7,87E+05	2,60E+05 ±6,26E+06	1,35E+13 ±1,78E+11	
650	30	6,01E+09 ±2,94E+07	0,003239 ±0,000114	0,10189 ±0,00090	1,67E+06 ±6,87E+05	-8,98E+05 ±5,42E+06	3,57E+13 ±4,76E+11	
800	30	5,70E+09 ±3,04E+07	0,003266 ±0,000126	0,10392 ±0,00056	1,74E+06 ±7,15E+05	1,07E+07 ±3,17E+06	7,63E+13 ±1,00E+12	
1200	20	1,77E+09 ±1,40E+07	0,004135 ±0,000285	0,10713 ±0,00136	2,08E+06 ±5,05E+05	9,01E+06 ±2,41E+06	2,02E+13 ±2,69E+11	

Tabla 4.3.2. Resultados de la muestra Q-3.

Q-3 0,37631 split2 g								
Temp. °C	Tiempo min.	^{20}Ne atomos/g	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne atomos/g	Exceso ^{22}Ne atomos/g	^4He atomos/g	
450	30	3,55E+09 ±2,00E+07	0,003284 ±0,000141	0,10218 ±0,00076	1,15E+06 ±5,00E+05	4,90E+05 ±2,70E+06	3,51E+11 ±5,83E+09	
550	30	1,21E+09 ±1,05E+07	0,004127 ±0,000250	0,10231 ±0,00130	1,42E+06 ±3,03E+05	3,21E+05 ±1,58E+06	2,42E+11 ±4,25E+09	
650	30	3,36E+09 ±2,04E+07	0,003757 ±0,000158	0,10288 ±0,00065	2,68E+06 ±5,29E+05	2,81E+06 ±2,20E+06	5,78E+11 ±9,56E+09	
800	30	4,37E+09 ±2,82E+07	0,003265 ±0,000153	0,10271 ±0,00057	1,33E+06 ±6,70E+05	2,92E+06 ±2,48E+06	8,40E+11 ±1,39E+10	

Tabla 4.3.3. Resultados de la muestra Q-3 split 2.

4.2.4. Q-4:

Coordenadas: 42° 12' 831N
 7° 15' 448W
 Altitud: 1340 m
 Tasa de producción ^{21}Ne : 54,0 at/ g
 (Si) año
 Litología: granito (Q-4 y Q-4 split 2)
 y cuarzo (Q-4 Qtz)
 Tipo de superficie: pulido glaciar
 Posición geomorfológica: drumlin
 Edad geomorfológica: etapa de
 deglaciación tardía
 Pleistoceno final o "Würm"
 final

Se analizaron dos alícuotas de esta muestra: Q-4 y Q-4 split2 de litología granítica y otra muestra procedente de una vena de cuarzo, Q-4 Qtz, al lado de Q-4.

Empezaremos discutiendo las muestras graníticas.

Como Q-4 y Q-4 split 2 son alícuotas de la misma muestra el patrón de liberación de gases (ver gráficas 4.4.3 a 4.4.10) y las concentraciones medidas a bajas temperaturas (<600°C) (ver tablas 4.4.2 y 4.4.3) son similares en ambas muestras, pero las relaciones isotópicas $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ son claramente distintas. Al igual que en la muestra anterior (Q-3), la baja abundancia del componente cosmogénico del Ne dificulta enormemente la interpretación de los resultados, si bien en esta muestra es aun más difícil ya que ninguna de las extracciones realizadas en el rango de liberación del componente cosmogénico cae en la recta de producción de Ne cosmogénico (ver gráficas 4.4.1 y 4.4.2).

En la alícuota Q-4 observamos que la relación $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ en la

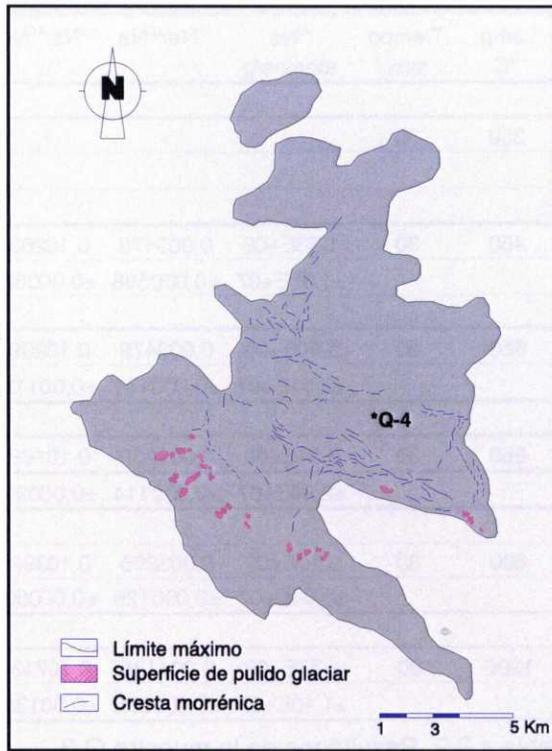
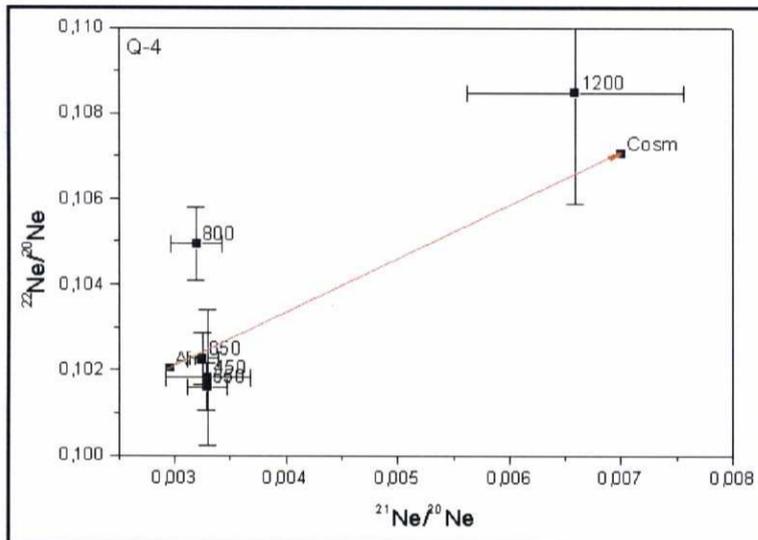


Figura 4.5. Localización de la muestra Q-4. Tomado de VIDAL ROMANÍ et alii, 1999.

temperatura 550°C (ver tabla 4.4.2) es menor que la correspondiente a la composición atmosférica ($^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne atm}=0,1020$), lo cual podría indicar que la composición del componente heredado es distinta de la atmosférica al contrario de lo visto hasta ahora. Sin embargo en la alícuota Q-4 split2 esto no sucede, siendo siempre la relación $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ mayor que la atmosférica (ver tabla 4.4.3). Si comparamos la liberación de ^{20}Ne en ambas muestras a la temperatura de 550°C (ver gráficas 4.4.4 y 4.4.5) observamos que en la alícuota Q-4 es casi 7 veces mayor que en Q-4 split2, lo que podría dar cuenta de su menor relación $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$. Obviamente ambas muestras deberían tener el mismo componente heredado, por lo que los valores obtenidos en la primera alícuota pueden ser debidos a una mala separación del cuarzo o a una mayor abundancia de impurezas que liberen ^{20}Ne heredado. Parece lógico descartarla para el cálculo de la edad de exposición en favor de los datos aportados por la segunda alícuota.

En Q-4 split 2 corregimos la concentración de ^{21}Ne a las temperaturas de 450°C y 550°C según el método ya descrito para obtener la concentración de ^{21}Ne cosmogénico. Sin embargo, la baja concentración de la muestra aumenta la incertidumbre de las correcciones, por lo que el resultado obtenido presenta un error grande. Sin



Gráfica 4.4.1. Diagrama triisotópico de la muestra Q-4.

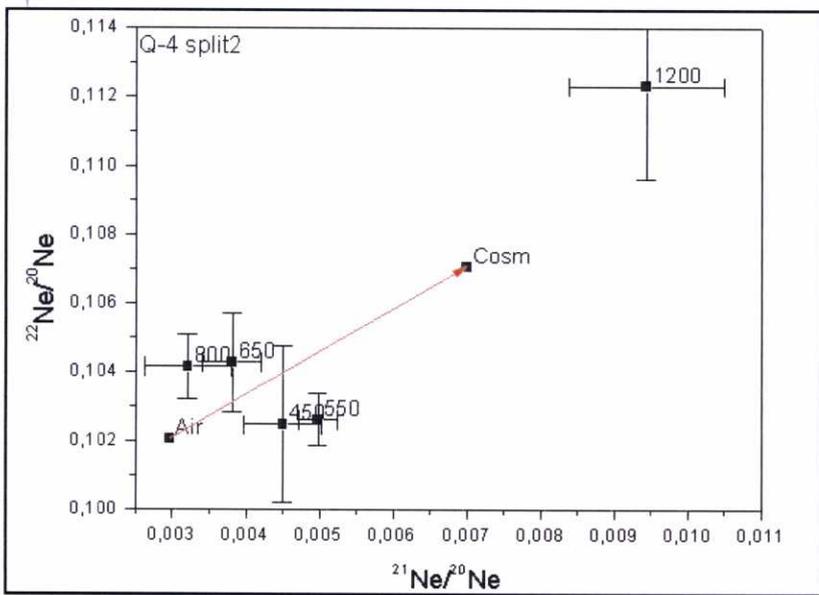
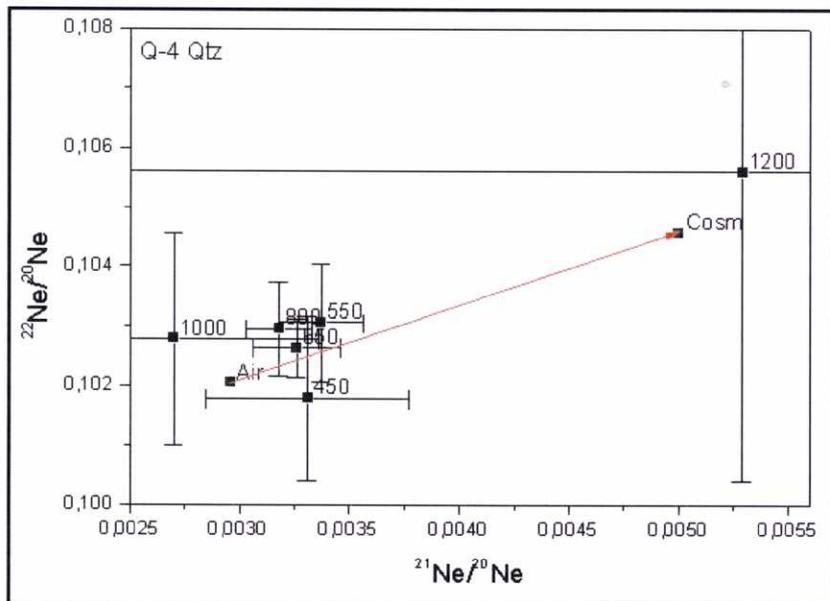


Gráfico 4.4.2. Diagrama triisotópico de la muestra Q-4 split 2.

Gráfico 4.4.3. Diagrama triisotópico de la muestra Q-4 Qtz.



embargo, la edad calculada concuerda dentro del margen de error con la que se obtiene de Q4-Qtz (ver tabla 4.4.1).

La muestra Q-4 Qtz corresponde a una vena de cuarzo adyacente a la muestra anterior. A diferencia del cuarzo separado del granito en Q-4 la concentración de ^4He liberado es aproximadamente diez

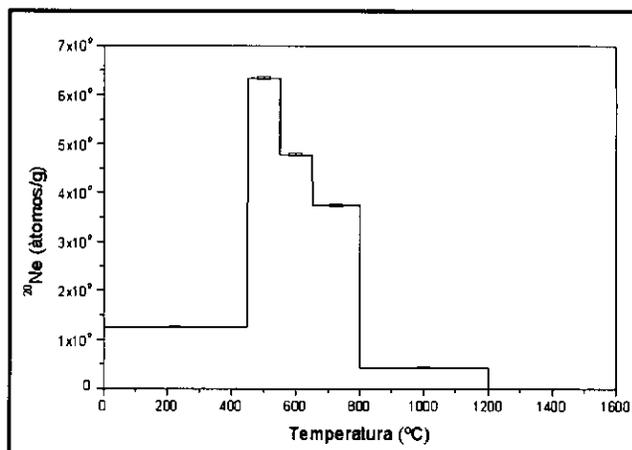
Muestra	Concentración ^{21}Ne cosmogénico (átomos/g)	Edad de exposición (10^3 años)
Q-4 Qtz	$8,69\text{E}+05 \pm 3,93\text{E}+05$	15 ± 7
Q-4 split2	$6,57\text{E}+05 \pm 2,82\text{E}+05$	13 ± 5

Tabla 4.4.1. Edad de exposición de la localidad Q-4.

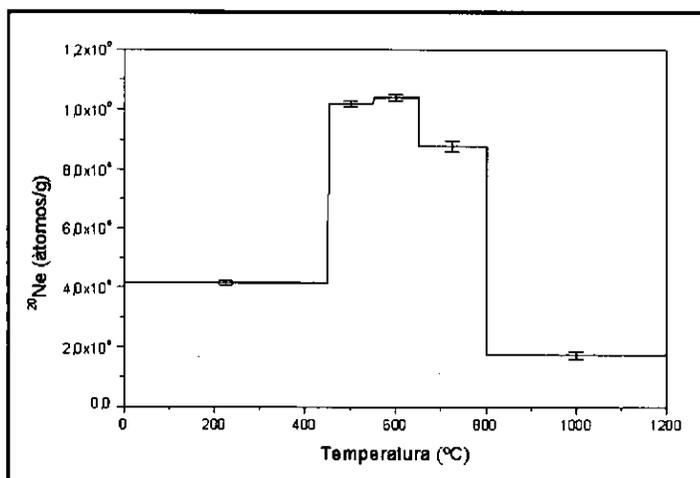
veces inferior. La liberación de gas Ne a altas temperaturas (ver gráficas 4.4.6, 4.4.9 y 4.4.12) es muy escasa, lo que debe corresponder a un aporte mucho menor de Ne de origen radioactivo. Además las relaciones isotópicas están todas muy cerca de la atmosférica lo que indica que la adición de Ne a la composición heredada ha sido muy pequeña. Esto se corresponde con un aporte de Ne de origen cosmogénico fundamentalmente dada la reciente edad de exposición, también apoyada por el modelo geomorfológico. Por todo ello tomamos sin correcciones la fracción de Ne liberado a las temperaturas de 450°C y 550°C para obtener la edad de exposición de la superficie rocosa en este caso.

La diferencia entre las concentraciones que se obtienen en el cuarzo (Q-4 Qtz) y el cuarzo extraído del granito (Q-4 split2) nos obliga a plantearnos cual de las dos edades obtenidas es más fiable. Ya que ambas proceden de la misma superficie y tienen la misma edad geomorfológica y además las edades obtenidas se solapan tomaremos la media de ambas (14 ± 8 ka). Ya que la resolución del componente cosmogénico es mucho más clara en Q-4 Qtz, como era de esperar dado que el material bombardeado es más puro y menos abundante en elementos radioactivos, la concordancia de edades en ambas muestras nos sirve como referencia para estimar que la corrección aplicada a la muestra Q-4 split2 parece funcionar razonablemente teniendo en cuenta la bajísima concentración con la que se está trabajando.

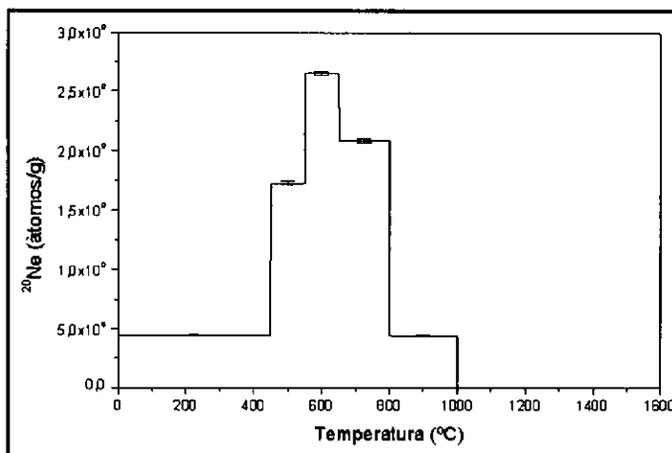
Gráfica 4.4.4.
 Liberación de ^{20}Ne en la muestra Q-4.

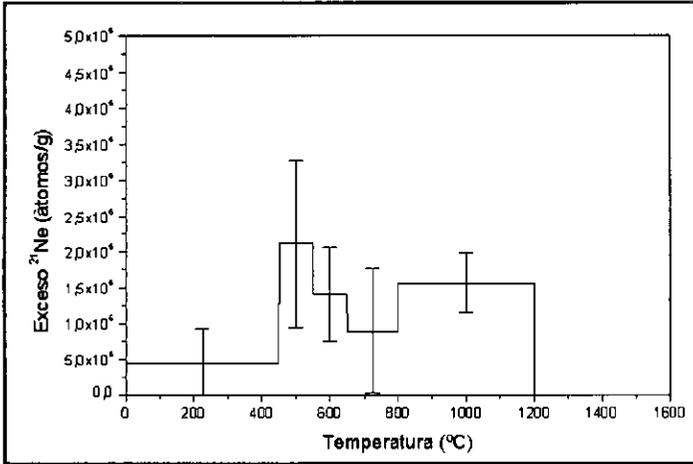


Gráfica 4.4.5.
 Liberación de ^{20}Ne en la muestra Q-4 split 2.



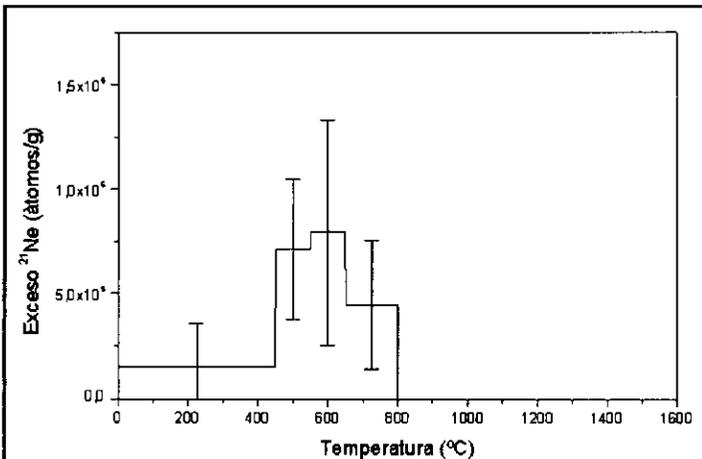
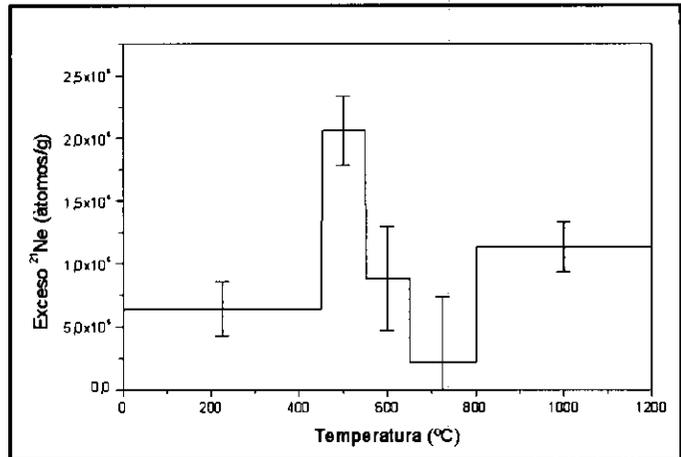
Gráfica 4.4.6.
 Liberación de ^{20}Ne en la muestra Q-4 Qtz.





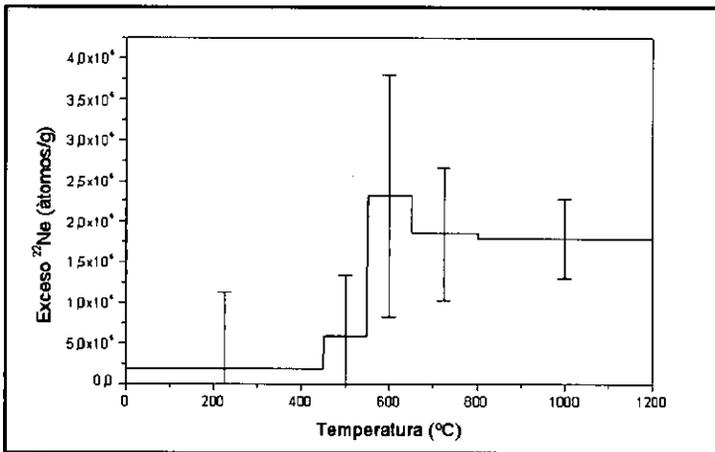
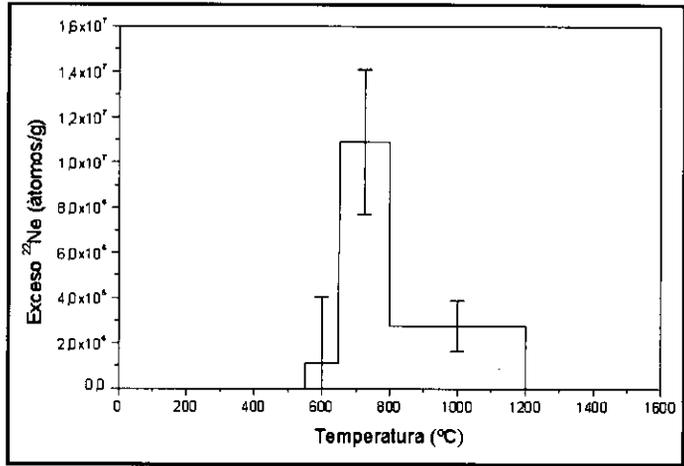
Gráfica 4.4.7.
Exceso de ²¹Ne en la muestra Q-4.

Gráfica 4.4.8.
Exceso de ²¹Ne en la muestra Q-4 split 2.



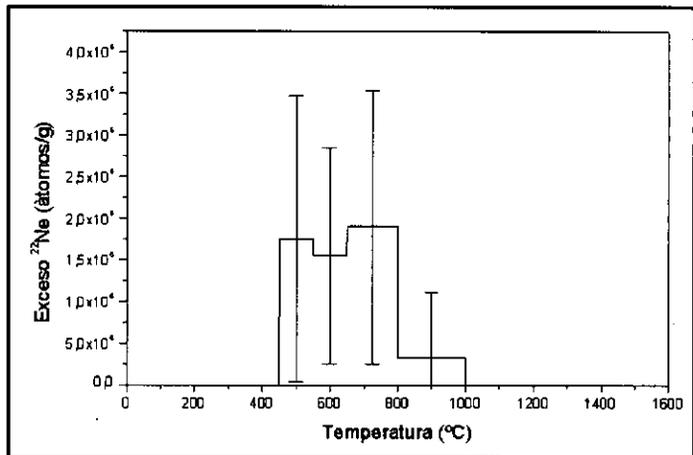
Gráfica 4.4.9.
Exceso de ²¹Ne en la muestra Q-4 Qtz.

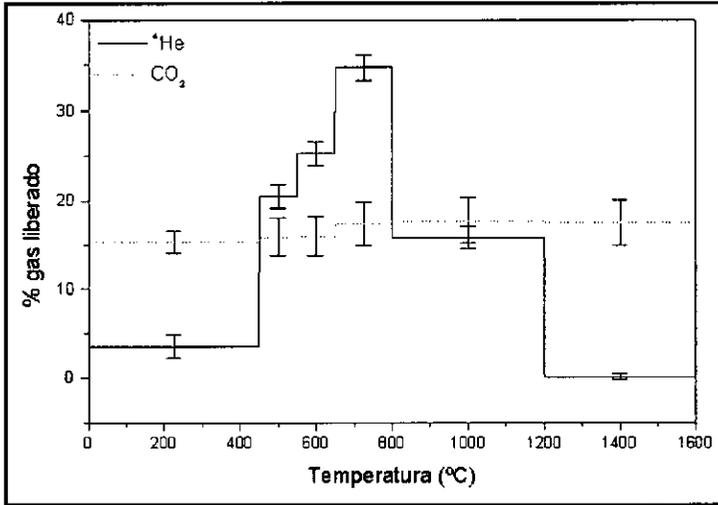
Gráfica 4.4.10.
Exceso de ^{22}Ne en
la muestra Q-4.



Gráfica 4.4.11.
Exceso de ^{22}Ne
en la muestra Q-
4 split 2.

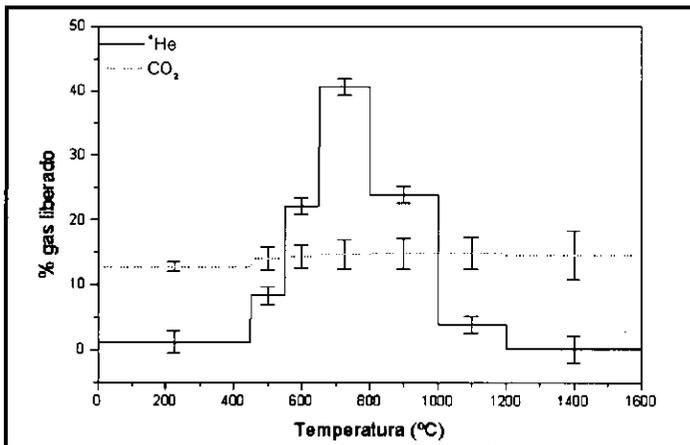
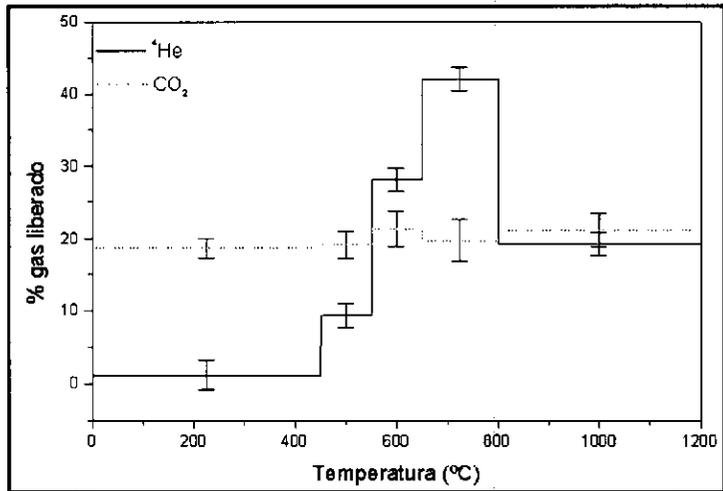
Gráfica 4.4.12.
Exceso de ^{22}Ne
en la muestra Q-4
Qtz.





Gráfica 4.4.13. Liberación de ^4He y CO_2 en la muestra Q-4.

Gráfica 4.4.14. Liberación de ^4He y CO_2 en la muestra Q-4 split 2.



Gráfica 4.4.15. Liberación de ^4He y CO_2 en la muestra Q-4 Qtz.

Q-4 0,24639		g						
Temp. °C	Tiempo min.	^{20}Ne átomos/g	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne átomos/g	Exceso ^{22}Ne átomos/g	^4He átomos/g	Exceso ^{22}Ne vs trapped
450	30	1,26E+09	0,003304	0,10183	4,36E+05	-	1,71E+12	2,55E+05
		±1,06E+07	±0,000379	±0,00159	±4,79E+05		±2,25E+10	±2,01E+06
550	30	6,34E+09	0,003293	0,10161	2,11E+06	-	9,79E+12	±0,00E+00
		±2,77E+07	±0,000185	±0,00056	±1,17E+06		±1,30E+11	
650	30	4,78E+09	0,003253	0,10227	1,40E+06	1,11E+06	1,21E+13	3,07E+06
		±2,36E+07	±0,000139	±0,00061	±6,62E+05	±2,90E+06	±1,60E+11	±2,90E+06
800	30	3,74E+09	0,003197	0,10495	8,85E+05	1,09E+07	1,66E+13	2,94E+06
		±2,60E+07	±0,000232	±0,00085	±8,68E+05	±3,19E+06	±2,22E+11	±1,12E+06
1200	20	4,29E+08	0,006593	0,10848	1,56E+06	2,76E+06	7,56E+12	1,24E+07
		±1,50E+07	±0,000970	±0,00259	±4,19E+05	±1,12E+06	±9,93E+10	±3,19E+06
1600	20	-	-	-	-	-	5,69E+10	-
							±1,80E+08	

Tabla 4.4.2. Resultados de la muestra Q-4.

Q-4 0,3196		split2 g						
Temp. °C	Tiempo min.	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	^{20}Ne átomos/g	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne átomos/g	Exceso ^{22}Ne átomos/g	^4He átomos/g	Exceso ^{22}Ne vs trapped
450	30	0,004503	4,15E+08	0,10247	6,40E+05	1,80E+05	7,78E+11	3,50E+05
		±0,000522	±7,69E+06	±0,00228	±2,17E+05	±9,48E+05	±1,60E+10	±9,48E+05
550	30	0,004978	1,02E+09	0,10261	2,06E+06	5,80E+05	6,42E+12	1,00E+06
		±0,000269	±1,09E+07	±0,00074	±2,76E+05	±7,55E+05	±1,06E+11	±7,55E+05
650	30	0,003813	1,04E+09	0,10427	8,83E+05	2,31E+06	1,93E+13	2,73E+06
		±0,000403	±9,81E+06	±0,00144	±4,18E+05	±1,49E+06	±3,14E+11	±1,49E+06
800	30	0,003208	8,77E+08	0,10414	2,18E+05	1,84E+06	2,88E+13	2,20E+06
		±0,000586	±1,83E+07	±0,00094	±5,14E+05	±8,22E+05	±4,69E+11	±8,23E+05
1200	20	0,009428	1,74E+08	0,11229	1,13E+06	1,78E+06	1,32E+13	1,85E+06
		±0,001057	±1,16E+07	±0,00269	±1,99E+05	±4,82E+05	±2,15E+11	±4,84E+05

Tabla 4.4.3. Resultados de la muestra Q-4 split 2.

Q-4 Qtz 0,50497								
g								
Temp. °C	Tiempo min.	^{20}Ne átomos/g	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne átomos/g	Exceso ^{22}Ne átomos/g	^4He átomos/g	Exceso ^{22}Ne vs trapped
450	30	0,003311	4,42E+08	0,10178	1,55E+05	-	1,24E+11	6,63E+04
		$\pm 0,000459$	$\pm 5,22\text{E}+06$	$\pm 0,00138$	$\pm 2,03\text{E}+05$		$\pm 2,16\text{E}+09$	$\pm 6,11\text{E}+05$
550	30	0,003372	1,73E+09	0,10305	7,14E+05	1,75E+06	9,01E+11	2,46E+06
		$\pm 0,000194$	$\pm 1,01\text{E}+07$	$\pm 0,00099$	$\pm 3,36\text{E}+05$	$\pm 1,72\text{E}+06$	$\pm 1,20\text{E}+10$	$\pm 1,72\text{E}+06$
650	30	0,003259	2,65E+09	0,10263	7,94E+05	1,55E+06	2,40E+12	2,64E+06
		$\pm 0,000203$	$\pm 1,11\text{E}+07$	$\pm 0,00049$	$\pm 5,37\text{E}+05$	$\pm 1,30\text{E}+06$	$\pm 3,22\text{E}+10$	$\pm 1,30\text{E}+06$
800	30	0,003176	2,08E+09	0,10295	4,48E+05	1,89E+06	4,39E+12	2,74E+06
		$\pm 0,000147$	$\pm 1,48\text{E}+07$	$\pm 0,00079$	$\pm 3,05\text{E}+05$	$\pm 1,64\text{E}+06$	$\pm 5,85\text{E}+10$	$\pm 1,64\text{E}+06$
1000	25	0,002701	4,38E+08	0,10278	-1,13E+05	3,23E+05	2,59E+12	5,02E+05
		$\pm 0,000657$	$\pm 7,28\text{E}+06$	$\pm 0,00178$	$\pm 2,88\text{E}+05$	$\pm 7,81\text{E}+05$	$\pm 3,44\text{E}+10$	$\pm 7,81\text{E}+05$
1200	20	-	-	-	-	-	4,19E+11	-
							$\pm 5,64\text{E}+09$	

Tabla 4.4.4. Resultados de la muestra Q-4 Qtz.

4.2.5. Q-5:

Coordenadas: 42° 11' 302N
 7° 15' 508W
 Altitud: 1516 m
 Tasa de producción ^{21}Ne : 62,2 at/
 g (Si) año
 Litología: granito milonítico
 Tipo de superficie: bloque
 Posición geomorfológica: morrena
 frontal
 Edad geomorfológica: máximo
 local conservado.
 Pleistoceno Medio-superior
 o "Riss".

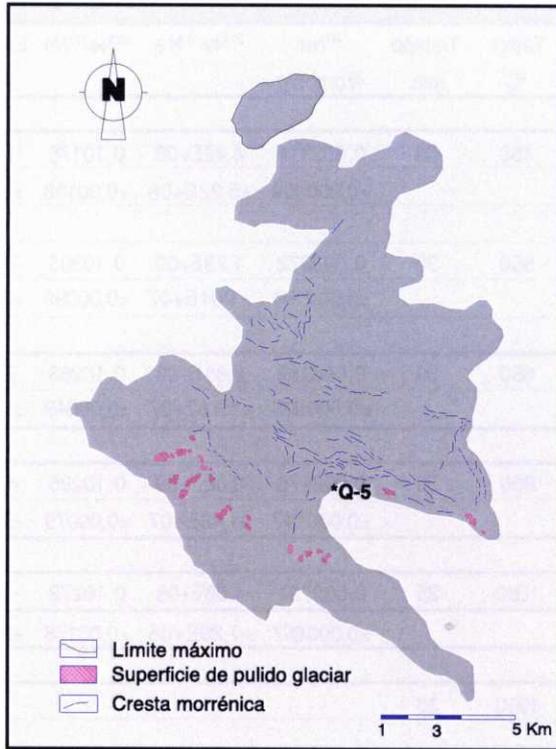


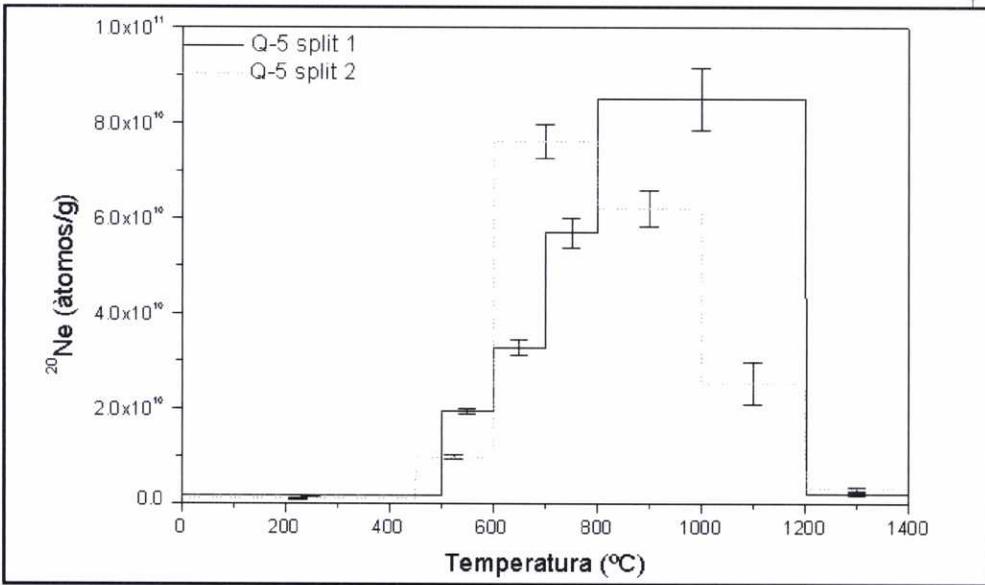
Figura 4.6. Localización de Q-5. Modificado de VIDAL ROMANÍ et alii, 1999.

Se analizaron 2 alícuotas de esta muestra Q-5 split 1 y Q-5 split 2. La comparación de ambos análisis nos muestra una diferencia en las relaciones $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$

entre ambas alícuotas, más bajas en la Q-5 split 2 (ver tablas 4.5.2 y 4.5.3). Si comparamos la cantidad de ^{20}Ne liberado (tabla 4.5.1) así como el patrón de liberación que presenta para los mismos rangos de temperatura (ver gráfica 4.5.1) en ambas alícuotas, vemos que son similares. Aunque el ^{20}Ne se considera que procede del componente heredado en la roca debido al insignificante aporte por reacciones nucleares y a que su producción cosmogénica es despreciable, no se puede descartar que las dos alícuotas analizadas posean un componente heredado distinto.

Rango Temperaturas	^{20}Ne (átomos/g) Q-5 split 1	^{20}Ne (átomos/g) Q-5 split 2
0-600°C	$(2,08 \pm 0,06) \times 10^{10}$	$(1,62 \pm 0,04) \times 10^{10}$
600-800°C	$(8,9 \pm 0,3) \times 10^{10}$	$(7,6 \pm 0,4) \times 10^{10}$
800-1200°C	$(8,5 \pm 0,6) \times 10^{10}$	$(8,7 \pm 0,6) \times 10^{10}$

Tabla 4.5.1. Liberación de ^{20}Ne en ambas alícuotas en función de la temperatura.



Gráfica 4.5.1. Liberación de ^{20}Ne en ambas alícuotas. Se puede apreciar que muestran patrones muy similares

En la alícuota Q-5 split 1, las relaciones isotópicas de interés son mayores que la atmosférica, indicando la adición de ^{21}Ne y ^{22}Ne a la composición heredada. Las relaciones isotópicas a 500°C están lejos de la recta de espalación, debido a la gran liberación de ^{22}Ne , lo que demuestra que en este caso la relación $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ no es cosmogénica (ver gráfica 4.5.2). En cualquier caso, la baja relación $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ hablaría de una concentración de ^{21}Ne cosmogénico muy pequeña. Es más, la liberación a 600°C podría interpretarse como prueba de que la composición del componente heredado coincide con la atmosférica. A temperaturas mayores, 800°C y 1200°C hay una gran liberación de ^{22}Ne , no así de ^{21}Ne como podemos apreciar por su baja relación $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$.

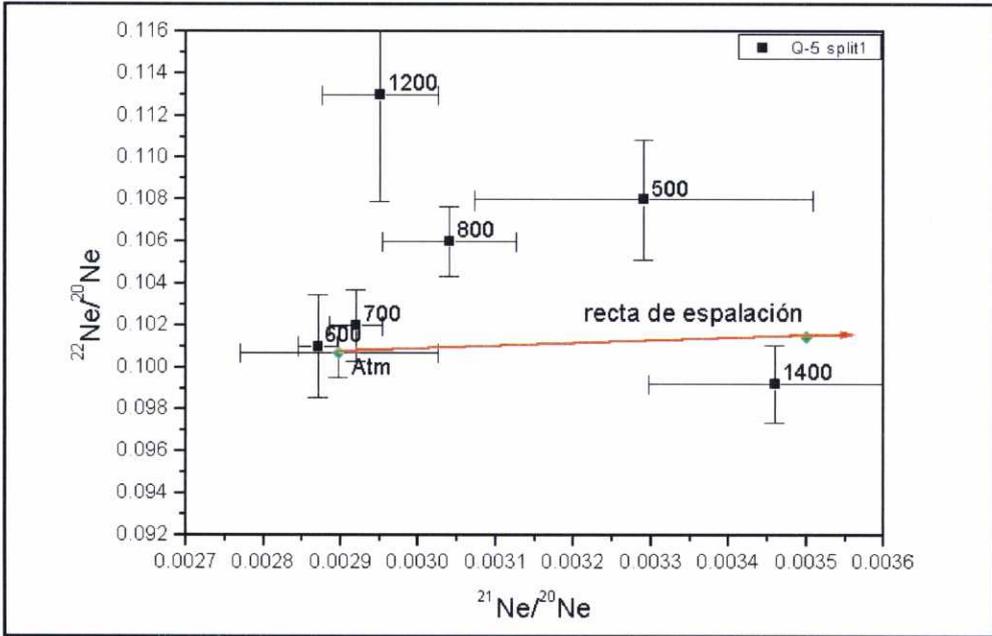
El extraño patrón de liberación del ^{22}Ne se corrobora en la segunda alícuota Q-5 split 2. Las relaciones $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ muy bajas son similares a las de la primera alícuota (ver gráfica 4.5.3), pero las $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ son completamente distintas. No podemos asumir que el componente heredado sea igual en ambas alícuotas y su compo-

ción igual a la atmosférica, ya que las bajas relaciones $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ (a las temperaturas de 600°C y 1000°C fundamentalmente), muestran un componente fraccionado (la fracción liberada a 600°C muestra una composición concordante con la ley de fraccionamiento dependiente de la masa, ver gráfica 4.5.3) posiblemente debido a una mala purificación del cuarzo en la segunda alícuota. La propia naturaleza heterogénea de la roca, máxime si tenemos en cuenta la pequeña cantidad analizada de cada alícuota (menos de 0,5 g), no asegura que las dos alícuotas sean iguales, lo que se refleja en la no repetibilidad de los resultados analíticos. En cuanto a algún proceso diferente, p.ej. de difusión selectiva de ^{22}Ne mencionado en la literatura, debiera por su carácter macroscópico afectar a ambas alícuotas.

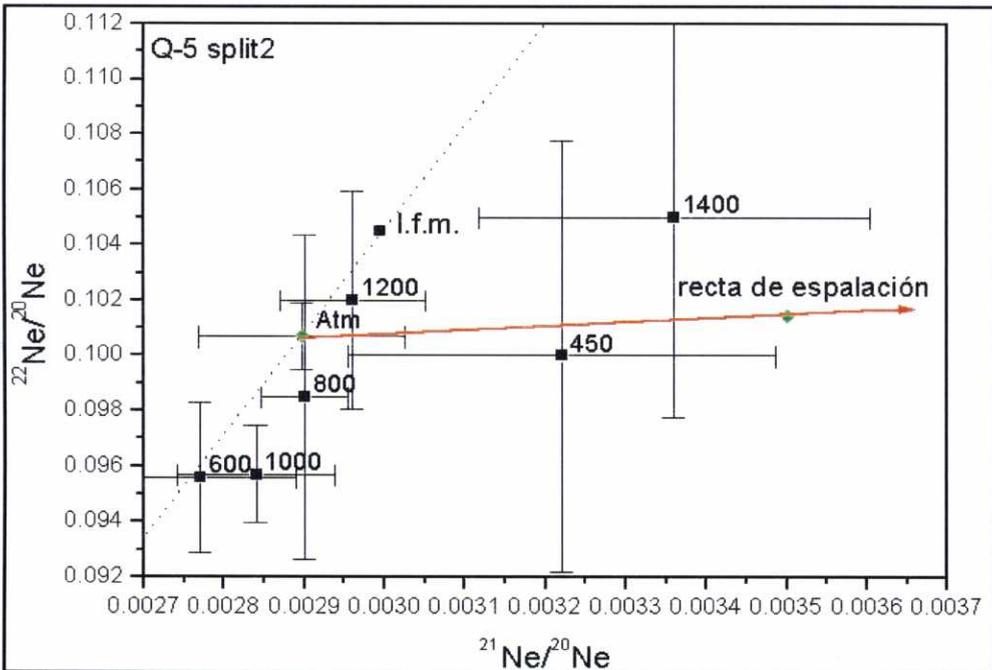
En resumen, la identificación del componente cosmogénico en esta muestra tan sólo sería probable para la temperatura 450°C en la alícuota Q-5 split 2, y aun así con una gran incertidumbre. El diferente comportamiento de ambas alícuotas en cuanto a sus relaciones $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ invalida la interpretación de los datos correspondientes a esta muestra, por lo que no se ha tomado en cuenta para el cálculo de la edad de exposición.

$$\frac{\left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{\text{corr}} - 1}{\left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{\text{med}}} = 2 \times \left(\frac{\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{\text{corr}} - 1}{\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{\text{med}}} \right)$$

Ley de fraccionamiento isotópico dependiente de la masa.

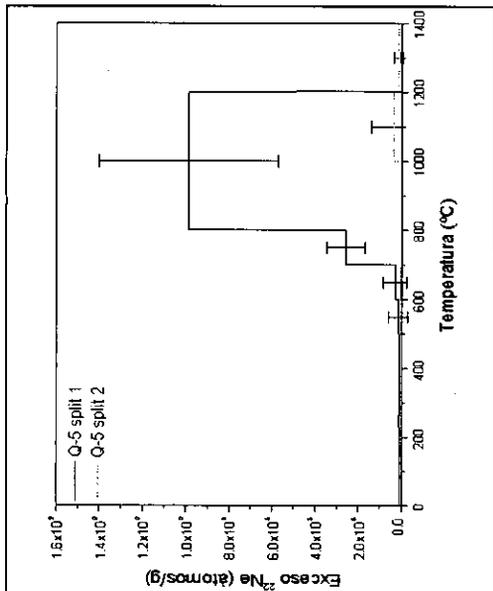


Gráfica 4.5.2. Diagrama triisotópico de la muestra Q-5 split 1. Obsérvese que la temperatura de 500°C está alejada de la recta de espalación, lo que evidencia un componente no cosmogénico.

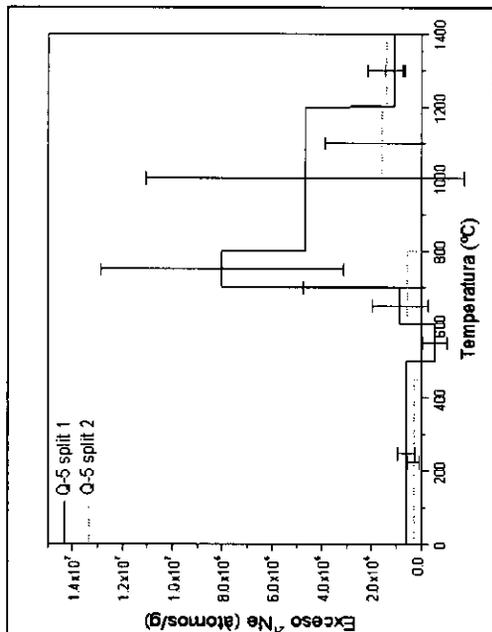


Gráfica 4.5.3. Diagrama triisotópico de la muestra Q-5 split 2. Revelando un componente heredado no atmosférico. (l.f.m.) línea de fraccionamiento másico.

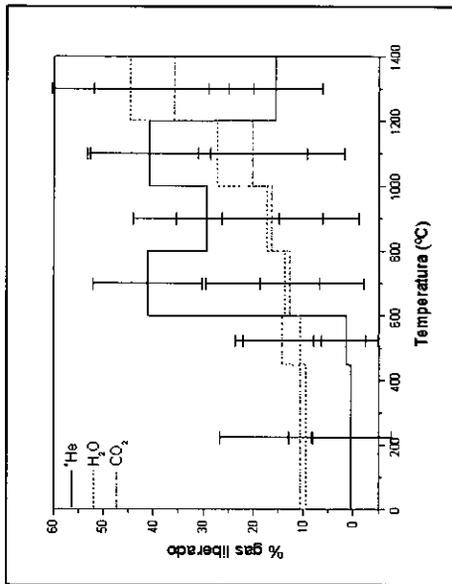
Gráfica 4.5.5. Exceso de ^{22}Ne en ambas alícuotas.



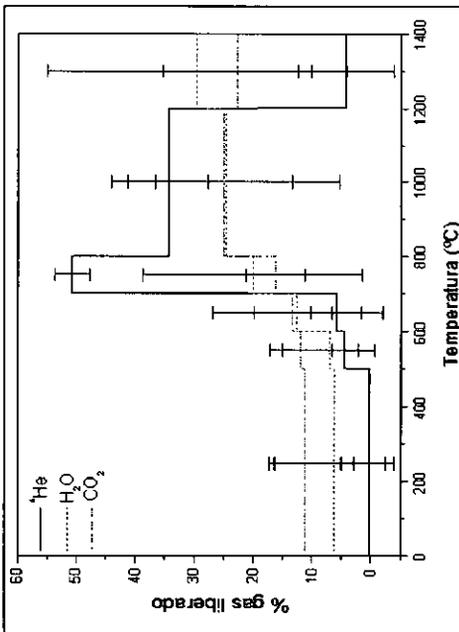
Gráfica 4.5.4. Exceso de ^{21}Ne en ambas alícuotas.



Gráfica 4.5.7. Liberación de ^4He , H_2O y CO_2 en la alícuota Q-5 split 2



Gráfica 4.5.6. Liberación de ^4He , H_2O y CO_2 en la alícuota Q-5 split 1



Q-5 split 1 0,45376 g						
Temperatura (°C)	Tiempo (min)	²⁰ Ne (átomos/g)	²¹ Ne/ ²⁰ Ne	²² Ne/ ²⁰ Ne	²¹ Ne (átomos/g)	²² Ne (átomos/g)
500	30	1,52E+09	0,003291	0,10750	5,99E+05	1,03E+07
		±6,63E+07	±0,000218	±0,00287	±3,33E+05	±4,39E+06
600	30	1,93E+10	0,002869	0,10143	-	1,41E+07
		±6,33E+08	±0,000025	±0,00245		±4,72E+07
700	30	3,27E+10	0,002923	0,10164	8,46E+05	3,07E+07
		±1,57E+09	±0,000034	±0,00170	±1,11E+06	±5,56E+07
800	30	5,68E+10	0,003038	0,10553	8,00E+06	2,74E+08
		±3,02E+09	±0,000086	±0,00165	±4,89E+06	±9,49E+07
1200	20	8,50E+10	0,002952	0,11300	4,65E+06	1,05E+09
		±6,39E+09	±0,000075	±0,00509	±6,40E+06	±4,40E+08
1400	20	1,94E+09	0,003465	0,09922	1,10E+06	-
		±2,72E+08	±0,000163	±0,00185	±3,53E+05	

Tabla 4.5.2. Resultados de la muestra Q-5 split 1.

Q-5 split 2 0,41399 g						
Temperatura (°C)	Tiempo (min)	²⁰ Ne (átomos/g)	²¹ Ne/ ²⁰ Ne	²² Ne/ ²⁰ Ne	Exceso ²¹ Ne (átomos/g)	Exceso ²² Ne (átomos/g)
450	30	9,46E+08	0,003224	0,10026	3,09E+05	-
		±1,24E+08	±0,000266	±0,00778	±2,55E+05	
600	30	9,70E+09	0,002772	0,09558	-	-
		±4,13E+08	±0,000119	±0,00271		
800	30	7,60E+10	0,002905	0,09850	5,78E+05	-
		±3,60E+09	±0,000055	±0,00585	±4,15E+06	
1000	20	6,20E+10	0,002843	0,09570	-	-
		±3,91E+09	±0,000098	±0,00174		
1200	20	2,52E+10	0,002960	0,10221	1,59E+06	3,80E+07
		±4,47E+09	±0,000091	±0,00395	±2,30E+06	±9,96E+07
1400	20	3,00E+09	0,003364	0,10481	1,40E+06	1,23E+07
		±5,15E+08	±0,000243	0,00726	7,66E+05	±2,19E+07

Tabla 4.5.3. Resultados de la muestra Q-5 split 2.

4.2.6. Q-6:

Coordenadas: 42° 11' 500N
 7° 16' 0108W
 Altitud: 1450 m
 Tasa de producción ^{21}Ne : 59,0 at/
 g (Si) año
 Litología: granito
 Tipo de superficie: bloque
 Posición geomorfológica: morrena
 lateral
 Edad geomorfológica: final de la
 difluencia a Invernadoiro.
 Pleistoceno Medio.

Esta muestra se sitúa a unos 50 m de Q-7 y se tomó en un bloque morrénico. Se analizó el cuarzo correspondiente a un granito. El resultado del análisis permite con claridad identificar el componente cosmogénico.

Como se puede ver en el diagrama triisotópico (gráfica 4.6.1), las relaciones isotópicas en la región cosmogénica (500°C y 600°C) coinciden y caen exactamente en la recta de espalación a partir del componente heredado de composición atmosférica, sin necesidad pues de aplicar ninguna corrección, por lo que su identificación como cosmogénicas es inmediata y se usan para el cálculo de la edad (ver tabla 4.6.1). El patrón de liberación (ver gráficas 4.6.2 y 4.6.3) es el mismo para el ^{20}Ne y para el ^{21}Ne , con un hiato a 600°C que marca, en el caso del ^{21}Ne , la separación entre componente cosmogénico y nucleogénico. En el caso del ^{22}Ne (ver gráfica 4.6.4), el patrón es similar, pero con un gran exceso a 800°C, (acompañado por un máximo en la liberación de ^4He (ver gráfica 4.6.5). A este respecto es destacable que la máxima libe-

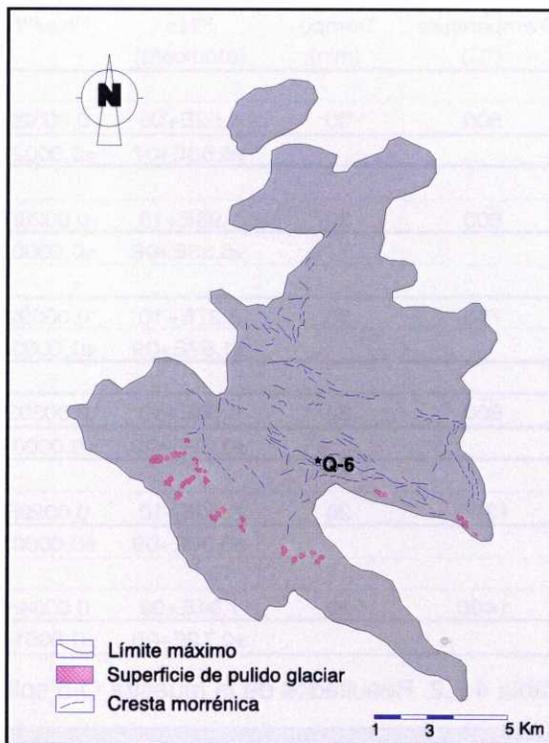


Figura 4.7. Localización de Q-6. Modificado de VIDAL ROMANÍ et alii, 1999.

ración de CO_2 y H_2O sucede en el rango de temperaturas cosmogénico. Estos volátiles corresponden probablemente a inclusiones responsables de la liberación de ^{21}Ne nucleogénico. Sin embargo, en este caso, la liberación de estos gases no se ve acompañada de la emisión de partículas α (^4He) debida a la desintegración de elementos radioactivos. Parece pues que en este caso las inclusiones fluidas no afectarían a la fracción del ^{21}Ne cosmogénico.

Muestra	Concentración ^{21}Ne cosmogénico (átomos/g)	Edad de exposición (10^3 años)
Q-6	4,99E+06	85
	$\pm 1,41\text{E}+06$	± 24

Tabla 4.6.1. Edad de exposición para la localidad Q-6.

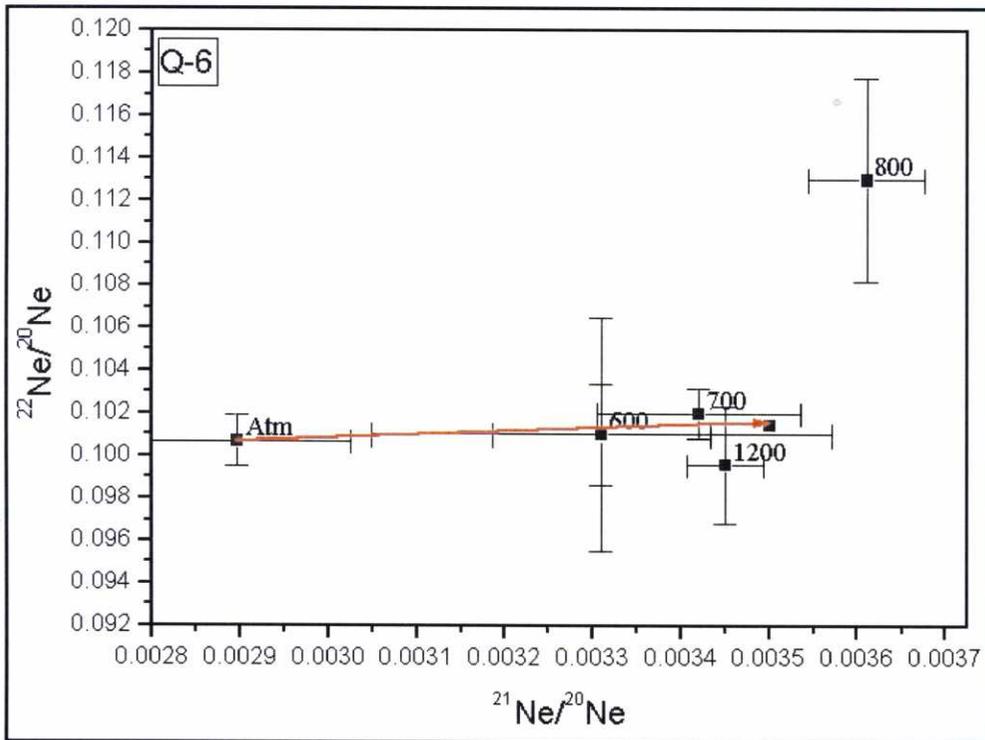
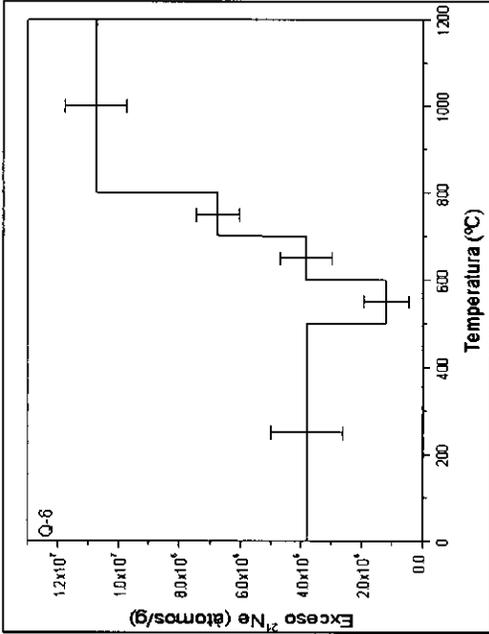
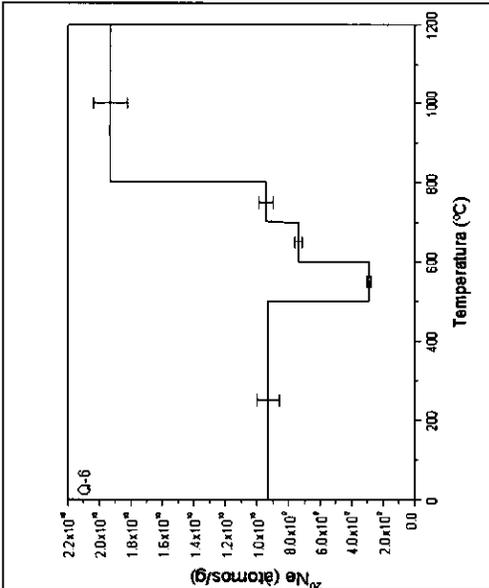


Figura 4.6.1. Diagrama triisotópico de la muestra Q-6. Las relaciones a 500°C y 600°C se superponen y caen exactamente sobre la recta de espalación, lo que indica su carácter cosmogénico.

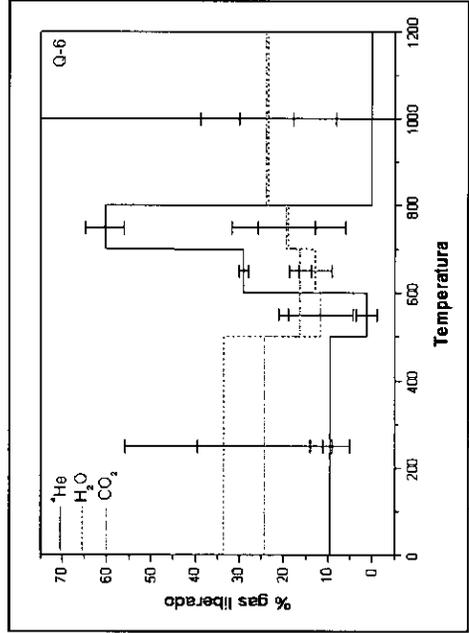
Gráfica 4.6.3. Exceso de ^{21}Ne en la muestra Q-6.



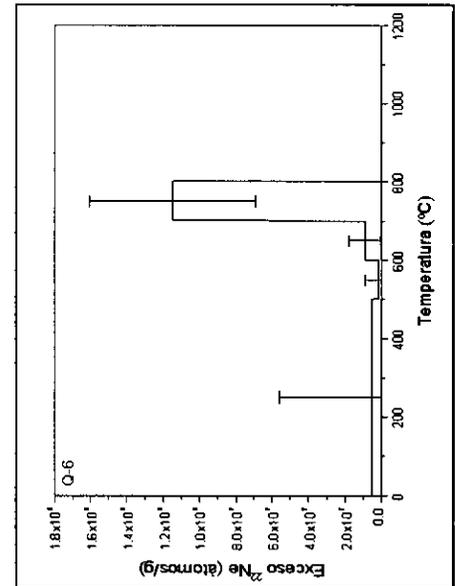
Gráfica 4.6.2. Liberación de ^{20}Ne en la muestra Q-6.



Gráfica 4.6.5. Liberación de ^4He , H_2O y CO_2 en la muestra Q-6.



Gráfica 4.6.4. Exceso de ^{22}Ne en la muestra Q-6.



Q-6 0,2473 g						
Temperatura (°C)	Tiempo (min)	²⁰ Ne (átomos/g)	²¹ Ne/ ²⁰ Ne	²² Ne/ ²⁰ Ne	Exceso ²¹ Ne (átomos/g)	Exceso ²² Ne (átomos/g)
500	30	9,29E+09	0,003306	0,10125	3,80E+06	5,11E+06
		±7,14E+08	±0,000124	±0,00548	±1,18E+06	±5,08E+07
600	30	2,91E+09	0,003307	0,10126	1,19E+06	1,63E+06
		±1,34E+08	±0,000261	±0,00240	±7,62E+05	±6,98E+06
700	30	7,37E+09	0,003418	0,10192	3,84E+06	8,99E+06
		±2,24E+08	±0,000115	±0,00119	±8,58E+05	±8,75E+06
800	30	9,44E+09	0,003611	0,11291	6,74E+06	1,15E+08
		±4,66E+08	±0,000066	±0,00483	±7,03E+05	±4,59E+07
1200	20	1,93E+10	0,003453	0,09958	1,07E+07	-
		±1,07E+09	±0,000043	±0,00277	±1,03E+06	

Tabla 4.6.2. Resultados de la muestra Q-6.

ración de CO_2 y H_2O sucede en el rango de temperaturas cosmogénico. Estos volátiles corresponden probablemente a inclusiones responsables de la liberación de ^{21}Ne nucleogénico. Sin embargo, en este caso, la liberación de estos gases no se ve acompañada de la emisión de partículas α (^4He) debida a la desintegración de elementos radioactivos. Parece pues que en este caso las inclusiones fluidas no afectarían a la fracción del ^{21}Ne cosmogénico.

Muestra	Concentración ^{21}Ne cosmogénico (átomos/g)	Edad de exposición (10^3 años)
Q-6	4,99E+06	85
	$\pm 1,41\text{E}+06$	± 24

Tabla 4.6.1. Edad de exposición para la localidad Q-6.

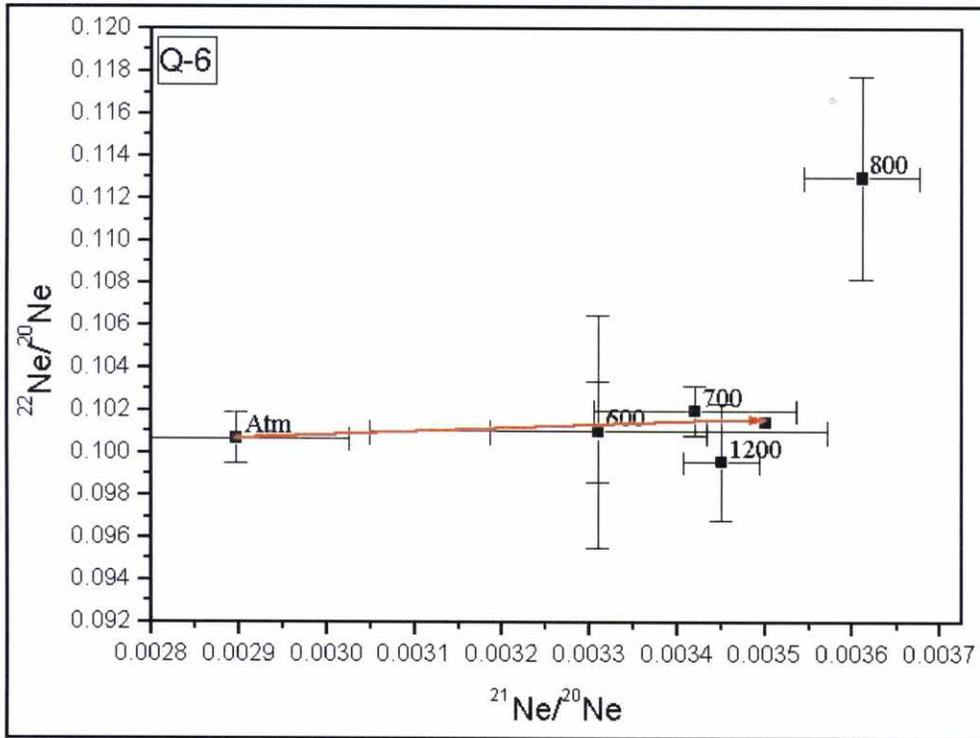
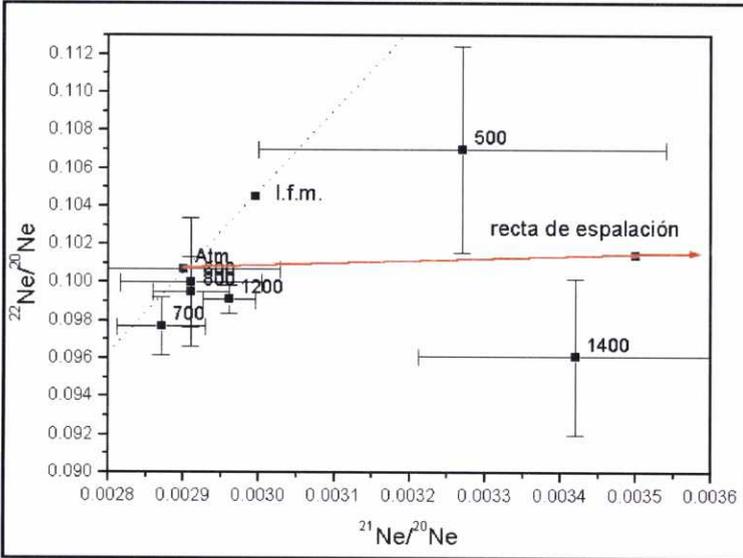


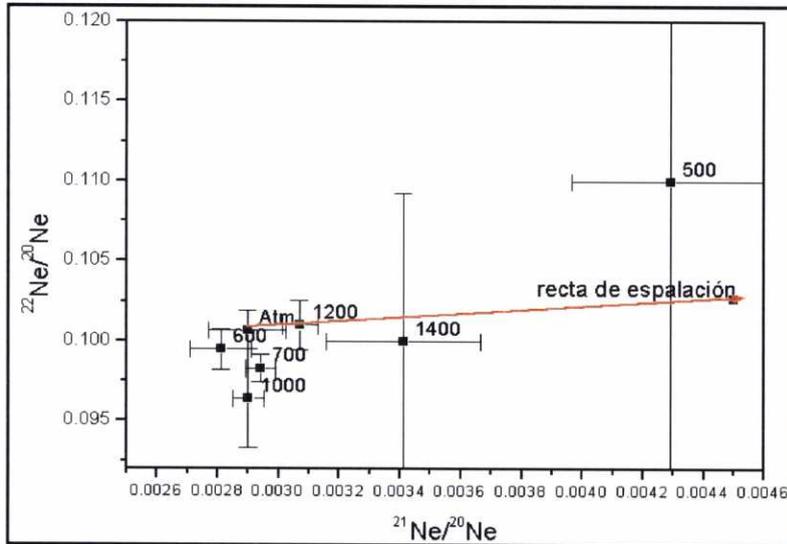
Figura 4.6.1. Diagrama triisotópico de la muestra Q-6. Las relaciones a 500°C y 600°C se superponen y caen exactamente sobre la recta de espalación, lo que indica su carácter cosmogénico.

El exceso de ^{21}Ne en la región cosmogénica de liberación es muy parecido en ambas alícuotas, aunque ninguna de las relaciones isotópicas cae en la recta de espalación, con la salvedad de la temperatura de 500°C en la Q-7 split 2, aunque con un gran margen de error. Es interesante destacar que aun en el caso de que el componente heredado tuviese una composición distinta a la atmosférica (como sugiere la temperatura de 700°C en Q-7 split 1 y la de 600°C en Q-7 split 2), la cercanía de estos puntos a la composición atmos-



Gráfica 4.7.1. Diagrama triisotópico de la muestra Q-7 split 1. (l.f.m.) línea de fraccionamiento dependiente de la masa.

Gráfica 4.7.2. Diagrama triisotópico de la muestra Q-7 split 2. Sólo la fracción liberada a 500°C podría indicar la existencia de un componente cosmogénico, aunque la edad resultante, 5 ± 2 Ka, es muy baja, sin significado geomorfológico.

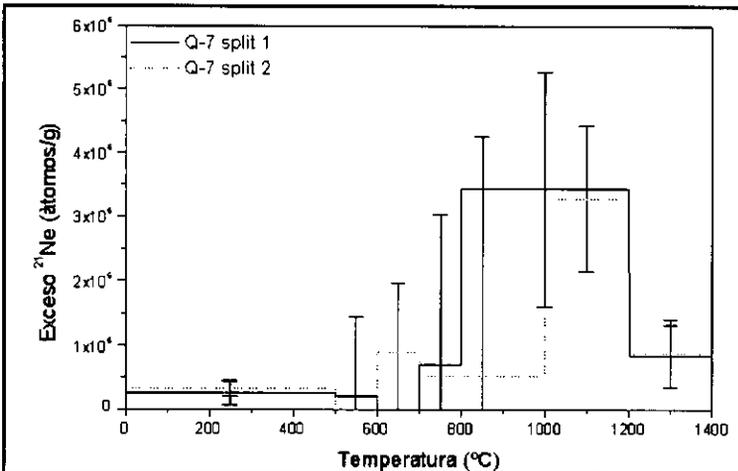
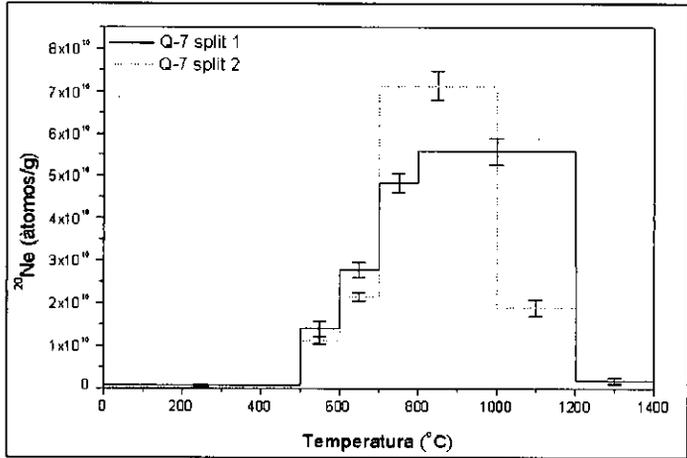


férica haría que el exceso de ^{21}Ne fuese muy parecido respecto a cualquiera de las posibles elecciones del componente heredado.

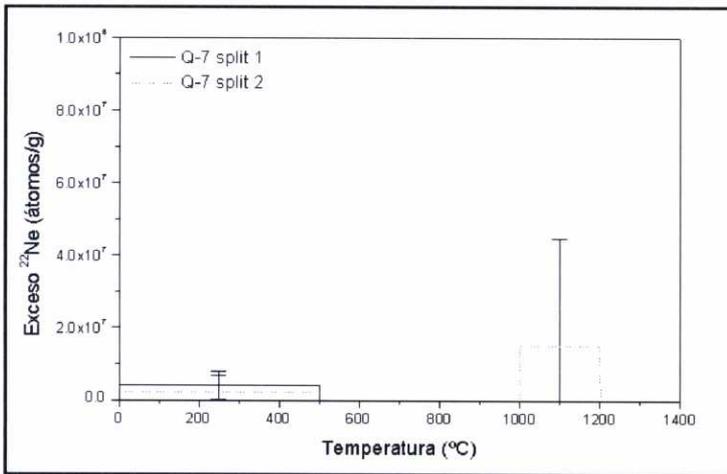
Coincide esta muestra con la Q-5 en el pequeño exceso de ^{21}Ne en la región cosmogénica, aunque muestre una mayor concordancia entre las alícuotas. Este hecho podría explicarse bien por influencia de factores petrogenéticos (distintas etapas de intrusión magmática) afectando a ambas muestras o bien por algún factor exógeno, como los incendios forestales. Ambos factores serán objeto de una discusión detallada mas adelante.

En resumen, en esta muestra no es posible identificar la concentración de ^{21}Ne cosmogénico de forma irrefutable, por lo que no la consideramos como válida para el cálculo de la edad de exposición.

Gráfica 4.7.3.
Liberación de ^{20}Ne en ambas alícuotas.

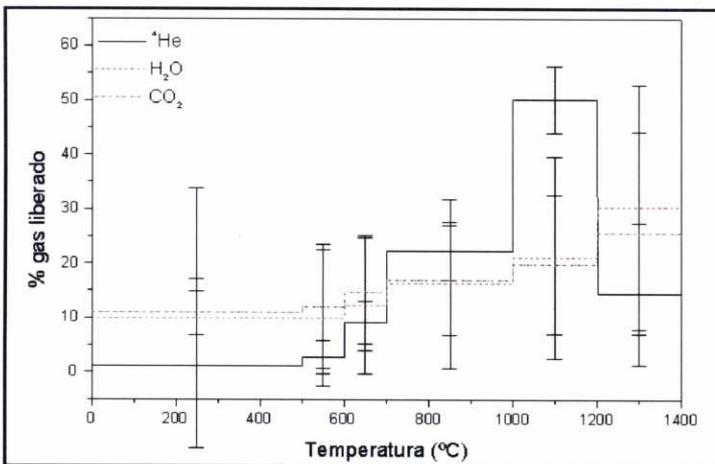
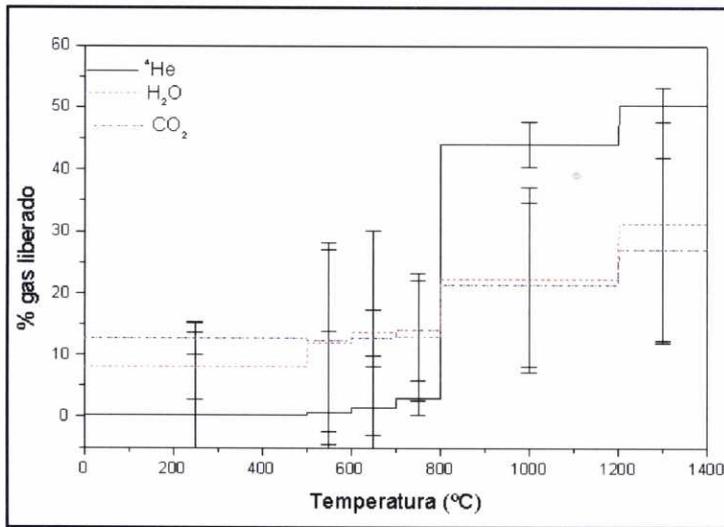


Gráfica 4.7.4.
Exceso de ^{21}Ne en ambas alícuotas.



Gráfica 4.7.5. exceso de ^{22}Ne en ambas alícuotas.

Gráfica 4.7.6. Liberación de ^4He , H_2O y CO_2 en la muestra Q-7 split 1.



Gráfica 4.7.7. Liberación de ^4He , H_2O y CO_2 en la muestra Q-7 split 2.

Q-7 split 1		0,39102 g				
Temperatura (°C)	Tiempo (min)	^{20}Ne (átomos/g)	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	^{21}Ne (átomos/g)	^{22}Ne (átomos/g)
500	30	7,02E+08	0,003266	0,10653	2,59E+05	4,09E+06
		±1,10E+08	±0,000270	±0,00542	±1,94E+05	±3,86E+06
600	30	1,31E+10	0,002912	0,10043	2,01E+05	-
		±1,56E+09	±0,000094	±0,00336	±1,24E+06	
700	30	2,61E+10	0,002868	0,09766	-	-
		±1,65E+09	±0,000059	±0,00155		
800	30	4,54E+10	0,002913	0,09947	7,04E+05	-
		±2,07E+09	±0,000051	±0,00183	±2,32E+06	
1200	20	5,24E+10	0,002962	0,09909	3,43E+06	-
		±3,00E+09	±0,000035	±0,00072	±1,84E+06	
1400	20	1,60E+09	0,003420	0,09612	8,34E+05	-
		±6,70E+08	±0,000208	±0,00411	±4,82E+05	

Tabla 4.7.1 Resultados de la muestra Q-7 split 1.

Q-7 split 2		0,37779 g				
Temperatura (°C)	Tiempo (min)	^{20}Ne (átomos/g)	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	^{21}Ne (átomos/g)	^{22}Ne (átomos/g)
500	30	2,32E+08	0,004287	0,11005	3,23E+05	2,17E+06
		±6,62E+07	±0,000327	±0,01957	±1,19E+05	±4,59E+06
600	30	1,12E+10	0,002808	0,09949	-	-
		±7,80E+08	±0,000100	±0,00129		
700	30	2,15E+10	0,002939	0,09832	8,96E+05	-
		±1,03E+09	±0,000050	±0,00086	±1,08E+06	
1000	20	7,13E+10	0,002904	0,09641	5,28E+05	-
		±3,46E+09	±0,000052	±0,00311	±3,72E+06	
1200	20	1,88E+10	0,003072	0,10149	3,28E+06	1,48E+07
		±1,81E+09	±0,000058	±0,00158	±1,14E+06	±2,98E+07
1400	20	1,70E+09	0,003414	0,10044	8,76E+05	-
		±6,21E+08	±0,000255	±0,00925	±5,38E+05	

Tabla 4.7.2. Resultados de la muestra Q-7 split 2.

4.2.8. Q-8:

Coordenadas: 42° 12' 040N
7° 16' 110W

Altitud: 1370 m

Tasa de producción ^{21}Ne : 55,3 at/g
(Si) año

Litología: cuarzo

Tipo de superficie: superficie de pulido

Posición geomorfológica: drumlin

Edad geomorfológica: etapa final de la deglaciación. Pleistoceno Superior.

Esta muestra procede de un filón situado en la parte más interna del área glaciada y por tanto descubierta por la fusión del hielo más tardíamente. La concentración de ^{21}Ne cosmogénico tendría que ser la más baja de todas las analizadas. La

medida efectuada a 500°C parece indicar la existencia de un componente heredado distinto al Ne atmosférico (ver gráfica 4.8.1), en principio por la baja relación $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$. Para calcular la composición $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ de este componente heredado suponemos un proceso de fraccionamiento dependiente de la masa (Niedermann et al, 1994) a partir de la $(^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne})_{\text{corr}} = 0,09420$ medida a 500°C y las (relaciones isotópicas)_{med} correspondientes a la composición atmosférica:

$$\frac{\left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{\text{corr}}}{\left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{\text{med}}} - 1 = 2 \times \left(\frac{\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{\text{corr}}}{\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{\text{med}}} - 1 \right)$$

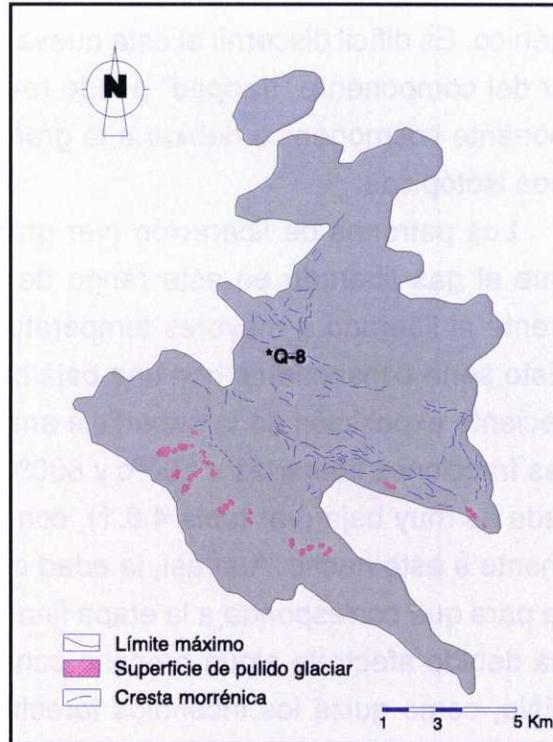
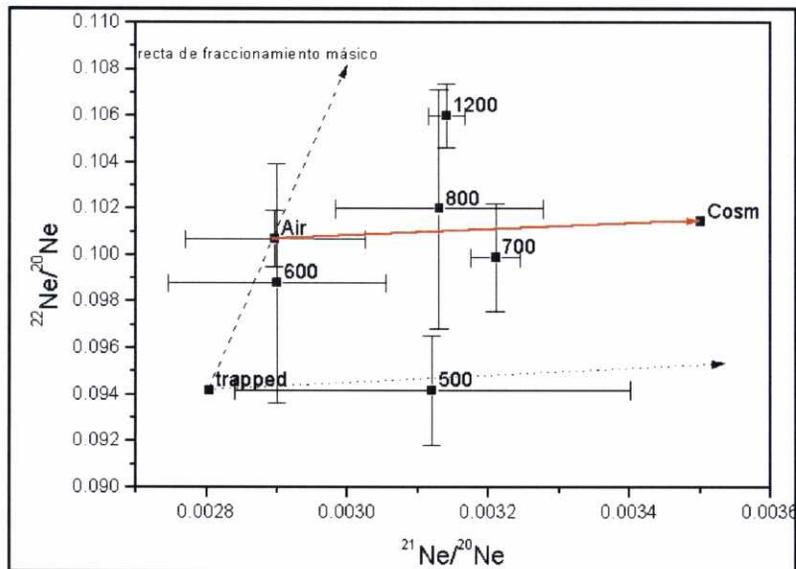


Figura 4.9. Localización de Q-8. Modificado de VIDAL ROMANÍ et alii, 1999.

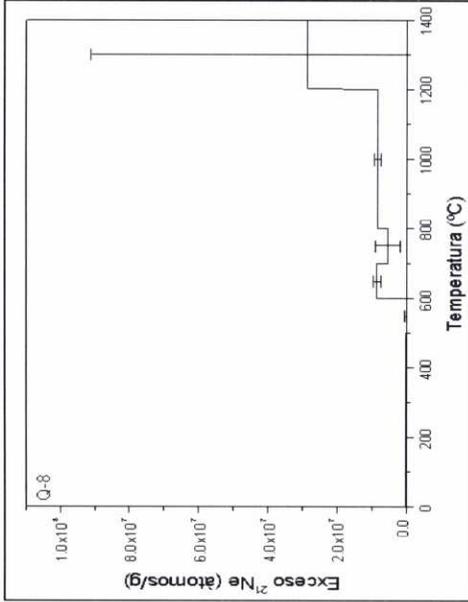
El par así obtenido ("trapped") se puede usar como origen de la recta de espalación para calcular la concentración de ^{21}Ne cosmogénico. Es difícil discernir si esta nueva recta (ver gráfica 4.8.1) a partir del componente "trapped" puede revelar la existencia de un componente cosmogénico debido a la gran incertidumbre de las relaciones isotópicas.

Los patrones de liberación (ver gráficas 4.8.2 a 4.8.5) muestran que el gas liberado en este rango de temperatura es despreciable frente al liberado a mayores temperaturas, sobre todo para el ^{21}Ne . Esto sería consecuente con una baja concentración de ^{21}Ne por una reciente exposición de la superficie analizada. La cantidad (tomando las fracciones liberadas a 500°C y 600°C como cosmogénicas) calculada es muy baja (ver tabla 4.8.1), con un gran error debido precisamente a este hecho. Aun así, la edad obtenida es demasiado reciente para que corresponda a la etapa final de la deglaciación, por lo que ha debido afectarles algún proceso con el resultado de la pérdida de ^{21}Ne , como quizá los incendios forestales. Dada la baja concentración de ^{21}Ne cosmogénico que debería presentar esta muestra, los efectos de los incendios sería más importantes que en ninguna otra.

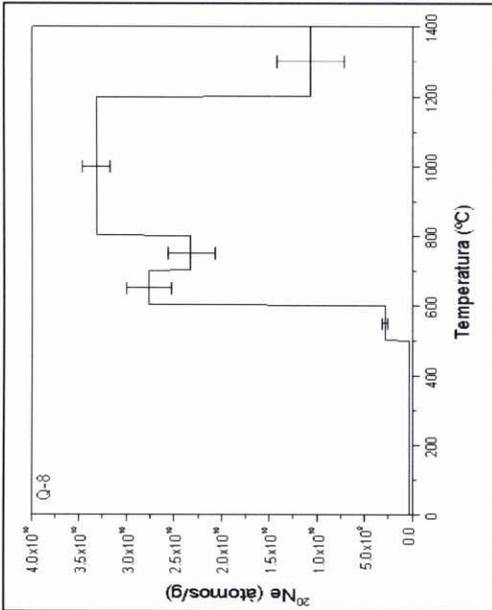
Gráfica 4.8.1. Diagrama triisotópico de la muestra Q-8. La recta de espalación empleada para el cálculo del componente cosmogénico parte del componente "trapped".



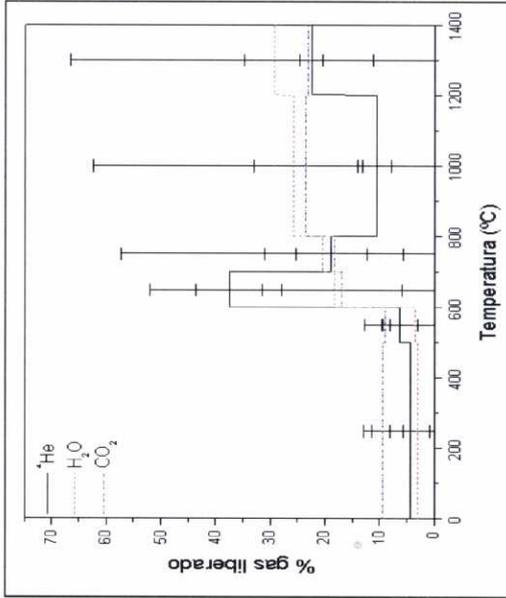
Gráfica 4.8.3. Exceso de ^{21}Ne en la muestra Q-8.



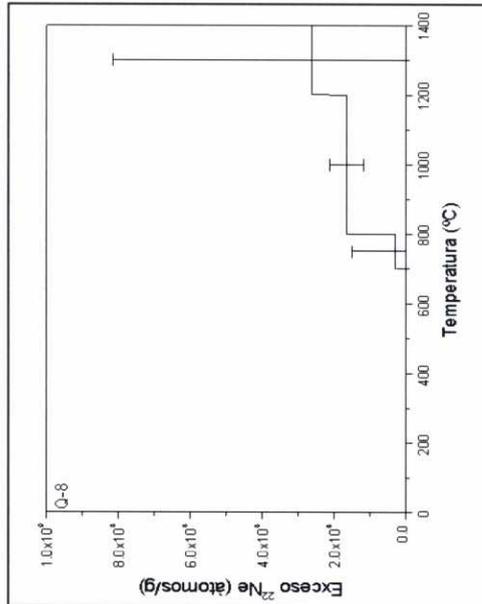
Gráfica 4.8.2. Liberación de ^{20}Ne en la muestra Q-8.



Gráfica 4.8.5. Liberación de ^4He , H_2O y CO_2 en la muestra Q-8.



Gráfica 4.8.4. Exceso de ^{22}Ne en la muestra Q-8.



Muestra	^{21}Ne cosmogénico (átomos/g)	Edad de exposición (10^3 años)	^{21}Ne cosmogénico (átomos/g) frente comp. trapped	Edad de exposición (10^3 años)
Q8	8,81E+04	1,6	3,83E+05	7
	$\pm 4,45\text{E}+05$	± 8	$\pm 4,46\text{E}+05$	± 8

Tabla 4.8.1. Concentración de ^{21}Ne cosmogénico y edad inferida de la muestra Q-8.

Q-8 0,8522 g						
Temperatura (°C)	Tiempo (min)	^{20}Ne (átomos/g)	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne (átomos/g)	Exceso ^{22}Ne (átomos/g)
500	30	3,14E+08	0,003116	0,09420	6,89E+04	-
		$\pm 2,85\text{E}+07$	$\pm 0,000281$	$\pm 0,00237$	$\pm 8,85\text{E}+04$	
600	30	2,83E+09	0,002904	0,09880	1,92E+04	-
		$\pm 2,93\text{E}+08$	$\pm 0,000154$	$\pm 0,00515$	$\pm 4,36\text{E}+05$	
700	30	2,76E+10	0,003205	0,09992	8,49E+06	-
		$\pm 2,37\text{E}+09$	$\pm 0,000035$	$\pm 0,00229$	$\pm 1,20\text{E}+06$	
1000	20	2,32E+10	0,003128	0,10196	5,36E+06	2,92E+07
		$\pm 2,48\text{E}+09$	$\pm 0,000147$	$\pm 0,00513$	$\pm 3,45\text{E}+06$	$\pm 1,19\text{E}+08$
1200	20	3,32E+10	0,003144	0,10564	8,19E+06	1,64E+08
		$\pm 1,52\text{E}+09$	$\pm 0,000026$	$\pm 0,00137$	$\pm 9,40\text{E}+05$	$\pm 4,60\text{E}+07$
1400	20	1,07E+10	0,005598	0,12523	2,88E+07	2,62E+08
		$\pm 3,50\text{E}+09$	$\pm 0,005764$	$\pm 0,05105$	$\pm 6,23\text{E}+07$	$\pm 5,52\text{E}+08$

Tabla 4.8.2. Resultados de la muestra Q-8.

4.3 Resultados de la serra de Gêrez/Xurés:

4.3.1. X-1:

Coordenadas: $41^{\circ}48'932N$ $8^{\circ}3'110W$
 Altitud: 1300 m
 Tasa de producción ^{21}Ne :
 53,7 at/ g (Si) año
 Litología: granito
 Tipo de superficie: superficie de pulido
 Posición geomorfológica: collado de difluencia
 Edad geomorfológica: fin de la difluencia Galicia/Portugal.
 Pleistoceno Medio-inferior.

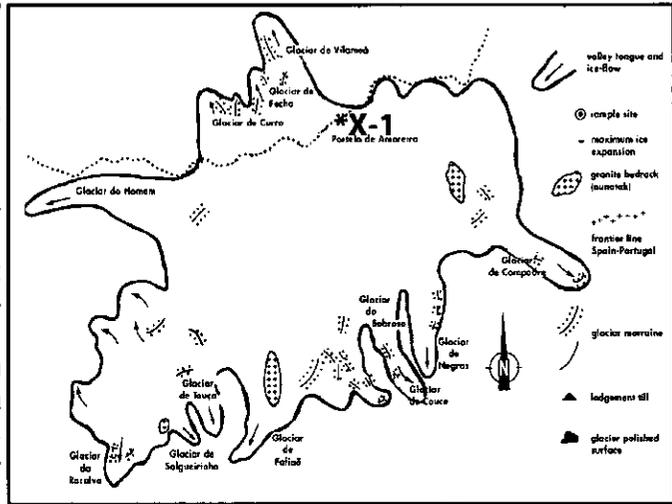


Figura 4.10. Localización de X-1. Modificado de VIDAL ROMANÍ et alii, 1999.

La característica más notable de esta

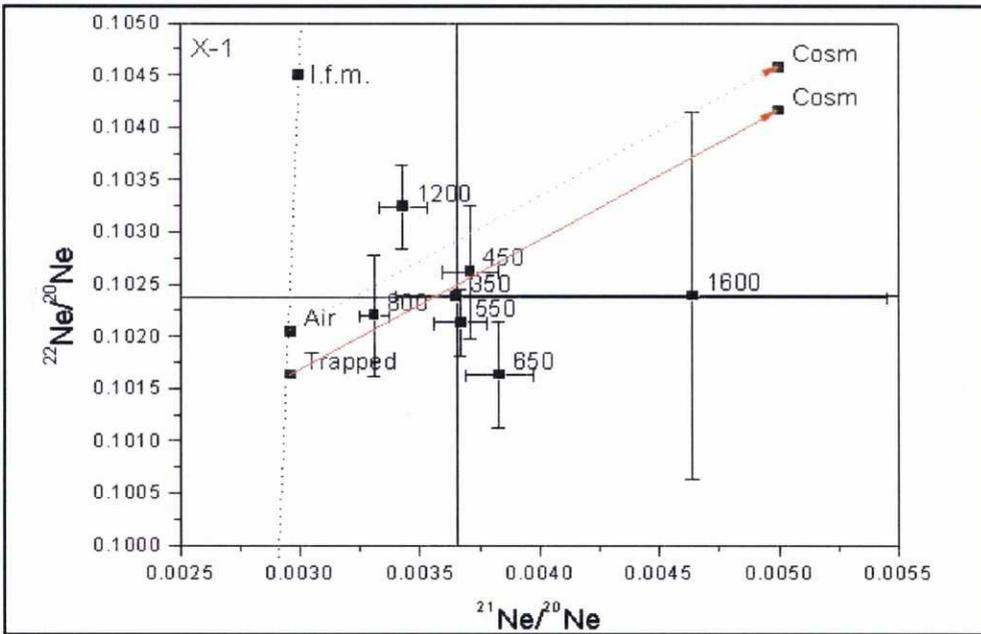
muestra es que la relación isotópica $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ a la temperatura de 650°C es menor que la atmosférica ($(^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne})_{\text{atm}} = 0,1020$) (ver tabla 4.9.2). Si observamos el patrón de liberación del gas Ne (ver gráfica 4.9.3) resulta obvia la distinción de 2 componentes, uno liberado a temperatura menor que el otro, aunque el valor obtenido para el isótopo ^{21}Ne se vea afectado a 550°C por el aporte nucleogénico (ver gráfica 4.9.1). La relación $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ a 650°C corresponde también a este hiato en la liberación, lo que refuerza la idea de que su composición corresponda a la fracción heredada del Ne. Una composición isotópica del componente heredado distinta de la atmosférica en granitos ya ha sido descrita anteriormente (NIEDERMANN et alii, 1994), justificándose su existencia debido a procesos de fraccionamiento másico durante el emplazamiento y cristalización del macizo granítico.

Asumiendo la composición isotópica del componente heredado (o

atrapado= trapped) como la medida a 650°C ($^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne} = 0,002951$, corregida para el fraccionamiento dependiente de la masa, y $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne} = 0,10163$), se puede tomar entonces como origen de la recta de producción de Ne cosmogénico. En la gráfica 4.9.1 se comparan las rectas de producción de Ne cosmogénico que se obtienen a partir de componentes heredados de distinta composición isotópica (AIR y Trapped). Se observa que la recta que parte del componente de composición "trapped" explica mejor las relaciones isotópicas medidas en esta muestra. El componente cosmogénico se calcula como el exceso frente a la composición "trapped" a las temperaturas de 450°C y 550°C corregida (el exceso a 350°C es 100 veces menor que a estas temperaturas, por lo que no se toma en cuenta al ser menor que el error que presentan) para el cálculo de la edad de exposición.

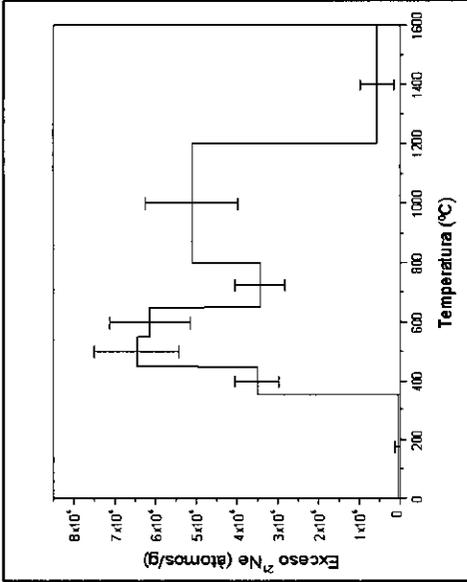
Muestra	Concentración ^{21}Ne cosmogénico (atoms/g)	Edad de exposición (10^3 años)
X-1	$7,27\text{E}+06 \pm 9,36\text{E}+05$	135 ± 31

Tabla 4.9.1. Edad de exposición de la localidad X-1.

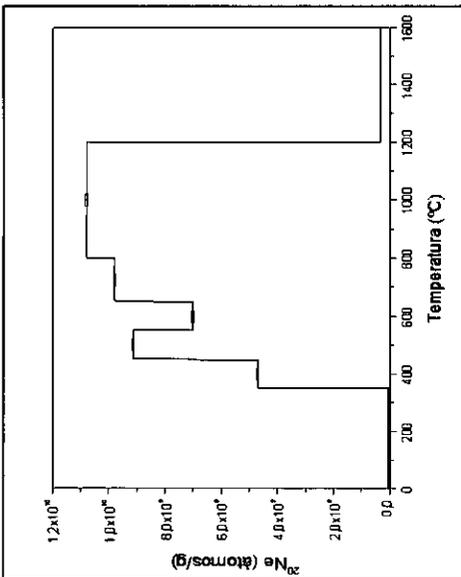


Gráfica 4.9.1. Diagrama triisotópico de la muestra X-1. (l.f.m.) línea de fraccionamiento dependiente de la masa

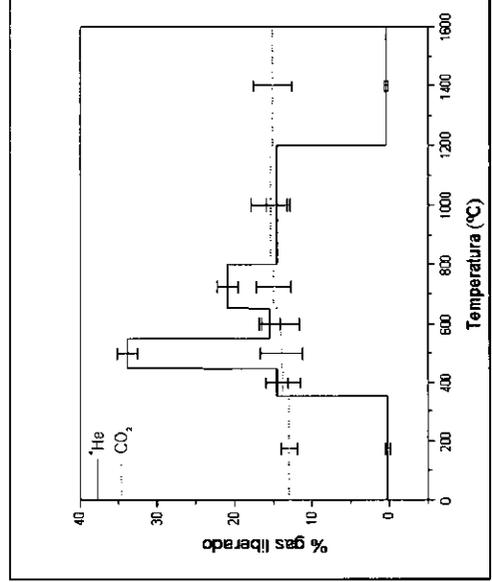
Gráfica 4.9.3.
Exceso de ^{21}Ne en la muestra X-1.



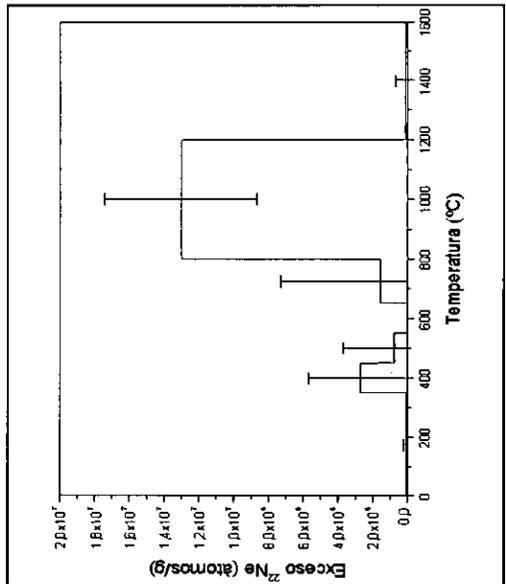
Gráfica 4.9.2.
Liberación de ^{20}Ne en la muestra X-1.



Gráfica 4.9.5.
Liberación de ^4He y CO_2 en la muestra X-1.



Gráfica 4.9.4.
Exceso de ^{22}Ne en la muestra X-1.



X-1		0,46393g				
Temp. °C	Tiempo min.	^{20}Ne átomos/g	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne átomos/g	Exceso ^{22}Ne átomos/g
350	30	4,85E+07	0,003654	0,10238	3,37E+04	1,64E+04
		$\pm 8,01\text{E}+06$	$\pm 0,001802$	$\pm 0,00454$	$\pm 8,76\text{E}+04$	$\pm 2,20\text{E}+05$
450	30	4,69E+09	0,003707	0,10262	3,50E+06	2,71E+06
		$\pm 1,76\text{E}+07$	$\pm 0,000117$	$\pm 0,00064$	$\pm 5,48\text{E}+05$	$\pm 3,00\text{E}+06$
550	30	9,14E+09	0,003666	0,10213	6,45E+06	7,72E+05
		$\pm 2,43\text{E}+07$	$\pm 0,000112$	$\pm 0,00032$	$\pm 1,03\text{E}+06$	$\pm 2,94\text{E}+06$
650	30	7,01E+09	0,003834	0,10163	6,13E+06	-
		$\pm 3,43\text{E}+07$	$\pm 0,000143$	$\pm 0,00051$	$\pm 1,00\text{E}+06$	
800	30	9,80E+09	0,003310	0,10220	3,43E+06	1,59E+06
		$\pm 3,36\text{E}+07$	$\pm 0,000062$	$\pm 0,00058$	$\pm 6,08\text{E}+05$	$\pm 5,69\text{E}+06$
1200	20	1,08E+10	0,003431	0,10324	5,10E+06	1,30E+07
		$\pm 4,35\text{E}+07$	$\pm 0,000105$	$\pm 0,00040$	$\pm 1,14\text{E}+06$	$\pm 4,38\text{E}+06$
1600	20	3,34E+08	0,004642	0,10239	5,62E+05	1,17E+05
		$\pm 6,82\text{E}+06$	$\pm 0,001238$	$\pm 0,00176$	$\pm 4,14\text{E}+05$	$\pm 5,89\text{E}+05$

Tabla 4.9.2. Resultados de la muestra X-1.

4.3.2. X-2:

Coordenadas: 41°49' 700N
 8° 4' 109W
 Altitud: 1100 m
 Tasa de producción ^{21}Ne :
 49,1 at/ g (Si) año
 Litología: granito
 Tipo de superficie: superficie
 de pulido
 Posición geomorfológica:
 entre tres morrenas
 Edad geomorfológica:
 etapa intermedia;
 comienzo de la
 deglaciación des-
 pués del máximo
 local. Pleistoceno
 Medio-inferior.

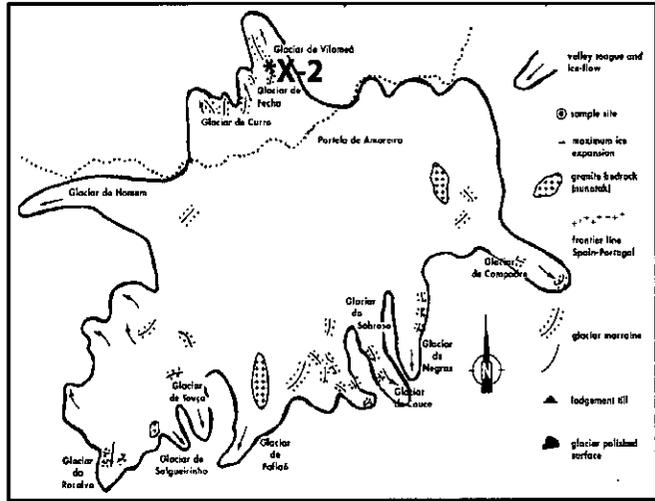


Figura 4.11. Localización de X-2. Modificado de VIDAL ROMANÍ et alii, 1999.

En esta muestra a diferencia de la anterior, todas las relaciones isotópicas $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ son consistentes con el Ne atmosférico. Esto no plantea problema alguno ya que corresponden a tipos de granito distintos (ver capítulo 3) con una diferente evolución petrogenética, lo que justificaría sus distintos componentes heredados.

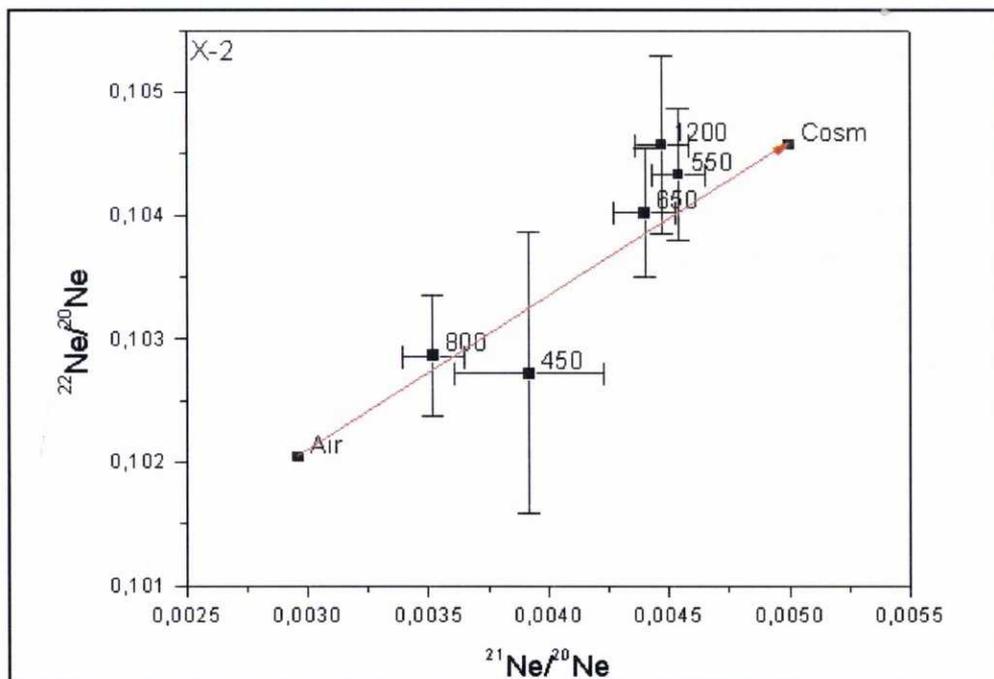
Observando el patrón de liberación (ver gráfica 4.10.3) se distingue al igual que en la muestra anterior un hiato entre el Ne liberado a temperaturas menores y mayores. La magnitud de ^{21}Ne y ^{20}Ne liberado a alta temperatura es indicativo de la clara existencia de Ne de origen radioactivo, lo cual era de esperar por la petrología de la muestra, con abundancia de minerales ricos en U y Th. Además en la gráfica triisotópica (ver gráfica 4.10.1) se observa claramente el alejamiento de las relaciones isotópicas de la composición del componente heredado debido al aporte de Ne cosmogénico y nucleogénico.

La resolución del componente cosmogénico no es sencilla, dado

que si bien en la temperatura de 450°C se observa un desplazamiento de la recta de producción de Ne cosmogénico hacia la producción de ^{21}Ne , en la de 550°C el desvío es hacia la producción de ^{22}Ne , aunque caen dentro de los límites de error sobre la recta de espalación. Tomamos como componente cosmogénico las concentraciones a 450°C y 550°C corregidas. La edad obtenida es la más antigua de todas las muestra analizadas.

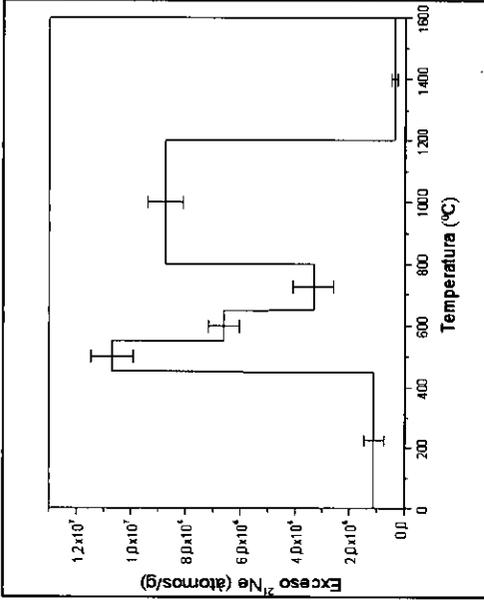
Muestra	Concentración ^{21}Ne cosmogénico (atoms/g)	Edad de exposición (10^9 años)	Tasa de erosión (cm/año)
X-2	$1,34\text{E}+07 \pm 6,86\text{E}+05$	231 ± 48	$1,98\text{E}-04$

Tabla 4.10.1. Edad de exposición y tasa de erosión para la localidad X-2.

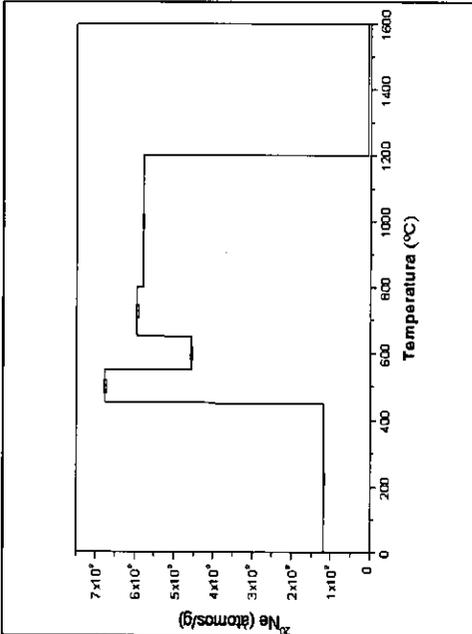


Gráfica 4.10.1. Diagrama triisotópico de la muestra X-2. Obsérvese el gran desplazamiento de la relación $^{22}\text{Ne}/^{21}\text{Ne}$ a 550°C debido al aporte de Ne cosmogénico.

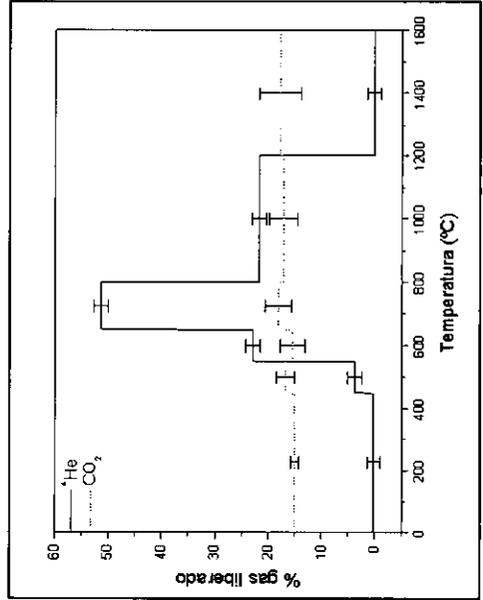
Gráfica 4.10.3. Exceso de ^{21}Ne en la muestra X-2.



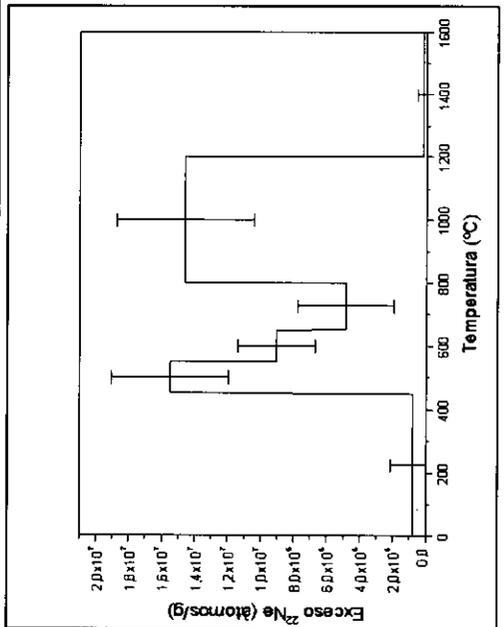
Gráfica 4.10.2. Liberación de ^{20}Ne en la muestra X-2.



Gráfica 4.10.5. Liberación de ^4He y CO_2 en la muestra X-2.



Gráfica 4.10.4. Exceso de ^{22}Ne en la muestra X-2.



X-2 0,33284g						
Temp. °C	Tiempo min.	^{20}Ne átomos/g	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne átomos/g	Exceso ^{22}Ne átomos/g
450	30	1,18E+09	0,003916	0,10272	1,13E+06	8,00E+05
		±8,86E+06	±0,000310	±0,00114	±3,66E+05	±1,35E+06
550	30	6,76E+09	0,004542	0,10433	1,07E+07	1,55E+07
		±2,74E+07	±0,000114	±0,00053	±7,69E+05	±3,56E+06
650	30	4,57E+09	0,004403	0,10402	6,60E+06	9,05E+06
		±2,19E+07	±0,000126	±0,00052	±5,75E+05	±2,36E+06
800	30	5,94E+09	0,003519	0,10286	3,32E+06	4,88E+06
		±3,32E+07	±0,000127	±0,00049	±7,56E+05	±2,91E+06
1200	20	5,79E+09	0,004472	0,10457	8,75E+06	1,46E+07
		±2,21E+07	±0,000110	±0,00072	±6,40E+05	±4,16E+06
1600	20	5,87E+07	0,009524	0,10428	3,85E+05	1,31E+05
		±8,17E+06	±0,001772	±0,00710	±1,17E+05	±4,17E+05

Tabla 4.10.2. Resultados de la muestra X-2.

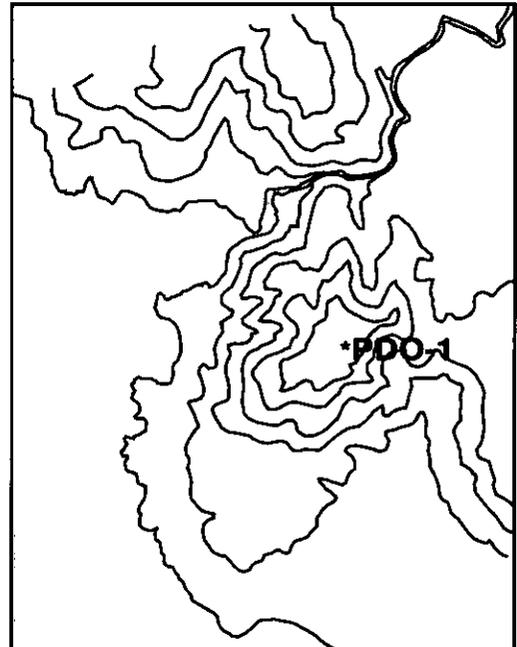
4.4. Resultados del Macizo de O Pindo.

El siguiente grupo de muestras corresponde a la zona 2 estudiada en esta Tesis Doctoral. El proceso geológico/geomorfológico que se pretende analizar tiene un rango de edades muy distinto al de la zona 1. Esto hace que la concentración de ^{21}Ne cosmogénico medida deba interpretarse en términos de tasas de erosión. Ya que la evidencia geomorfológica indica una gran antigüedad de las superficies así como su estabilidad, necesitamos aplicar la hipótesis de estado estacionario de la erosión, al menos como premisa de partida. Como ya se explicó en el capítulo 2, la edad de exposición en este caso significa el tiempo que tarda en eliminarse un espesor de roca equivalente a la longitud característica de atenuación, en nuestras muestras, unos 60 cm. Para el cálculo de la edad de exposición y tasa de erosión asumimos pues que la erosión actúa de manera continua y que no existen movimientos tectónicos en la vertical.

4.4.1. PDO-1:

Coordenadas: 42°53' 20N 9° 6' 409W
 Altitud: 637 m
 Tasa de producción ^{21}Ne : 30,0 at/ g (Si)
 año
 Litología: cuarzo
 Tipo de superficie: corrosión química
 Posición geomorfológica: cima de un
 residual, máxima cota local
 Edad geomorfológica: Mesozoico final
 (?)

Figura 4.12. localización de PDO-1.



Esta muestra procede de un filón de cuarzo en la cumbre de A Moa. Como se puede ver en

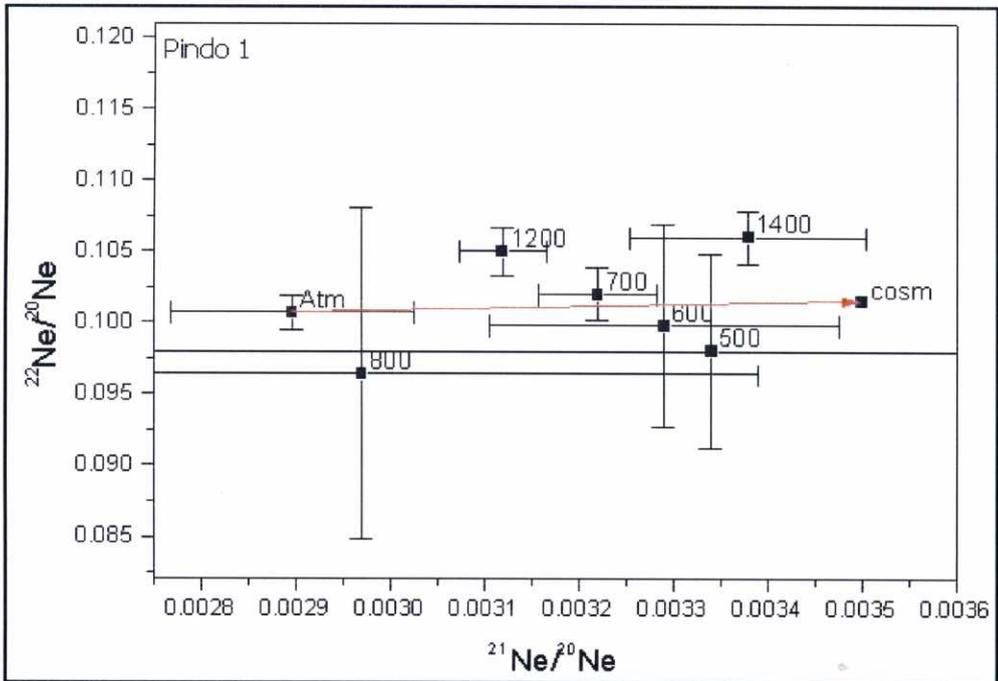
el gráfico triisotópico (ver gráfica 4.11.1), la extracción a 500°C muestra una gran incertidumbre en la relación $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ consecuencia de la bajísima concentración de ^{21}Ne . De esta manera, el valor obtenido no se puede tener en cuenta para el cálculo del componente cosmogénico ni para suponer la composición del componente heredado distinta del Ne atmosférico.

Observando el patrón de liberación de los distintos isótopos del Ne (ver gráficos 4.11.2.a 4.11.4) observamos que el ^{21}Ne y ^{22}Ne muestran un patrón diferenciado del ^{20}Ne a 800°C , presentando los dos primeros un hiato en la liberación como muestran sus bajas relaciones isotópicas. Esto, a nuestro juicio, refleja la liberación temprana del componente nucleogénico, a pesar de la proximidad de esta temperatura a la recta de espalación. Recordemos que entre 563°C , que señala aproximadamente el límite de liberación del componente cosmogénico y 867°C el cuarzo de baja temperatura (cuarzo α) se ha transformado en cuarzo β , lo que implica un diferente enlace estructural en el cuarzo del Ne liberado en esta etapa, diferente por tanto de la que tenía la fracción cosmogénica. Esta interpretación se refuerza al contemplar la liberación de ^4He a esta misma temperatura (ver gráfico 4.11.5), lo que nos permite identificarlo como nucleogénico con gran probabilidad.

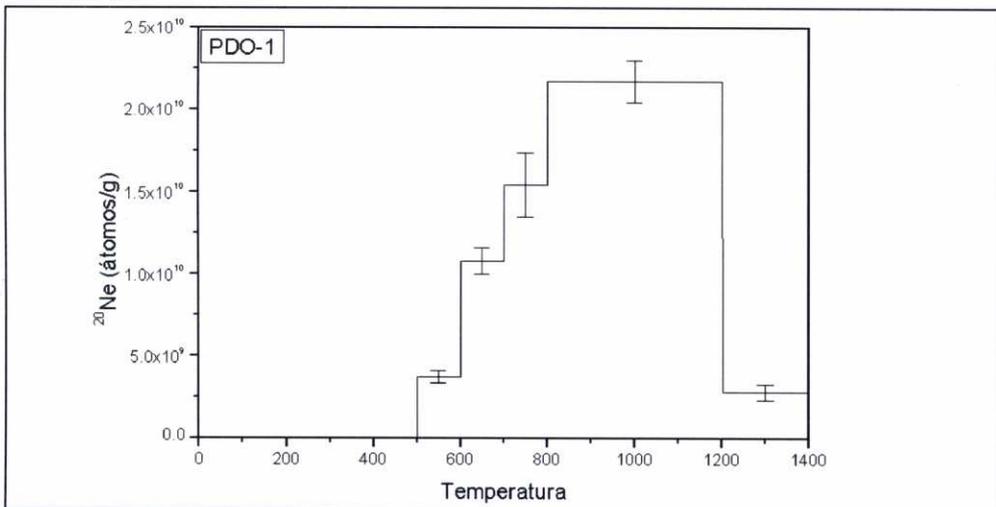
De esta manera aceptamos como cosmogénica la fracción liberada entre 500°C y 600°C sin aplicarle ninguna corrección. Por ello, la edad y la tasa de erosión calculadas deben considerarse como valores máximos para la superficie.

Muestra	Concentración ^{21}Ne cosmogénico (átomos/g)	Edad de exposición (10^3 años)	Tasa de erosión (cm/año)
PDO-1	1,46E+06	49	1,14E-03
	$\pm 7,02\text{E}+05$	± 24	

Tabla 4.11.1. Concentración de ^{21}Ne cosmogénico y tasa de erosión de la localidad PDO-1.

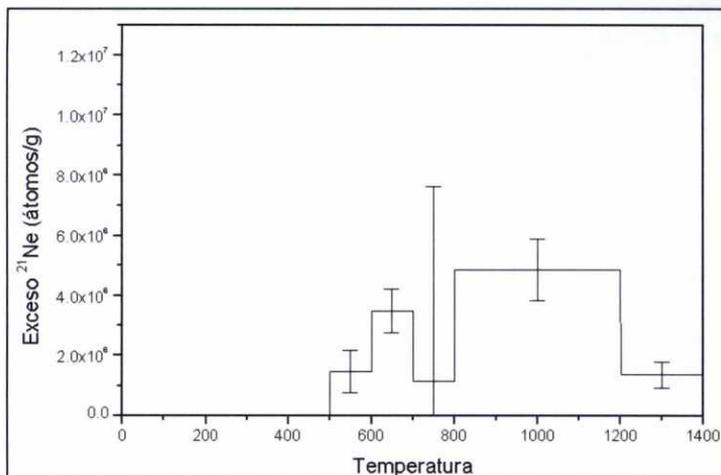


Gráfica 4.11.1. Diagrama triisotópico de la muestra PDO-1. Obsérvese la similitud de los pequeños desplazamientos causados por los componentes cosmogénico y nucleogénico.

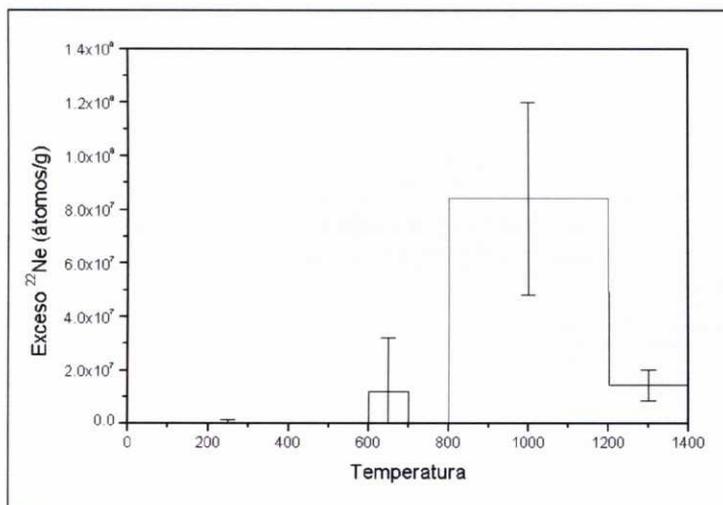


Gráfica 4.11.2. Liberación de ^{20}Ne en la muestra PDO-1.

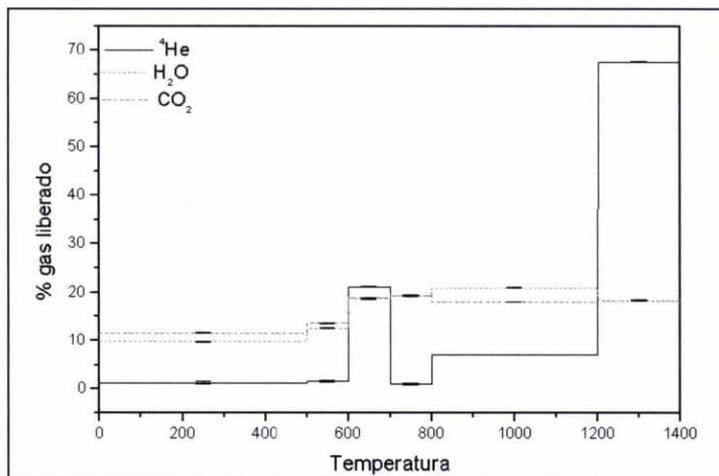
Gráfica 4.11.3. exceso de ^{21}Ne en la muestra PDO-1.



Gráfica 4.11.4. Exceso de ^{22}Ne en la muestra PDO-1.



Gráfica 4.11.5. Liberación de ^4He , H_2O y CO_2 en la muestra PDO-1.





Pindo-1 0,2833 g						
Temperatura (°C)	Tiempo (min)	²⁰ Ne (átomos/g)	²¹ Ne/ ²⁰ Ne	²² Ne/ ²⁰ Ne	Exceso ²¹ Ne (átomos/g)	Exceso ²² Ne (átomos/g)
500	30	-	0,003344	0,09798	-	-
			±0,000843	±0,00679		
600	30	3,70E+09	0,003292	0,09977	1,46E+06	-
		±3,67E+08	±0,000185	±0,00705	±7,02E+05	
700	30	1,08E+10	0,003220	0,10180	3,48E+06	1,18E+07
		±7,77E+08	±0,000063	±0,00188	±7,25E+05	±2,02E+07
800	30	1,54E+10	0,002972	0,09638	1,15E+06	-
		±1,95E+09	±0,000420	±0,01164	±6,49E+06	
1200	20	2,17E+10	0,003121	0,10458	4,86E+06	8,42E+07
		±1,28E+09	±0,000046	±0,00164	±1,04E+06	±3,60E+07
1400	20	2,82E+09	0,003379	0,10580	1,36E+06	1,44E+07
		±5,01E+08	±0,000125	±0,00187	±4,27E+05	±5,87E+06

Tabla 4.11.2. resultados de la muestra PDO-1.

4.4.2. PDO-2:

Coordenadas: 42°55' 00N 9° 7' 30W
 Altitud: 147 m
 Tasa de producción ^{21}Ne : 19,3 at/ g (Si) año
 Litología: granito
 Tipo de superficie: erosión fluvial
 Posición geomorfológica: replano abandonado por el Xallas
 Edad geomorfológica: Plioceno final (?).

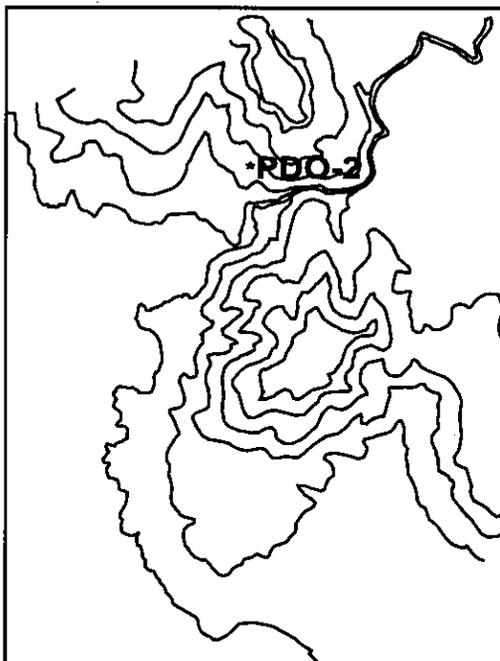


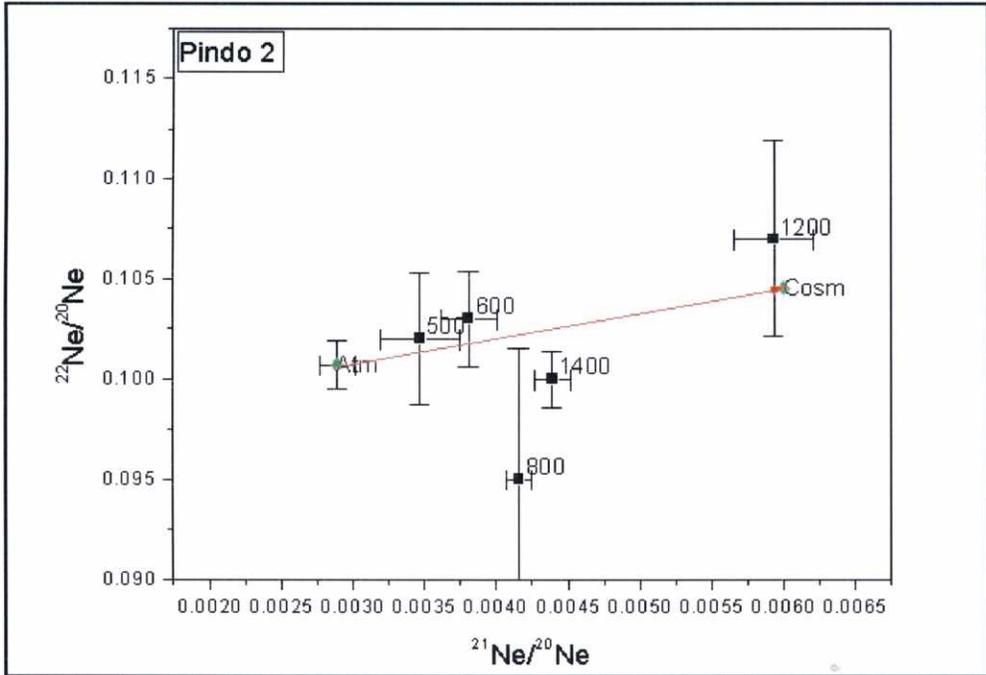
Figura 4.13. Localización de PDO-2.

Esta muestra procede de cuarzo extraído del granito de O Pindo según el procedimiento habitual. La identificación del componente cosmogénico no ofrece lugar a dudas, con las temperaturas de la región cosmogénica sobre la recta de

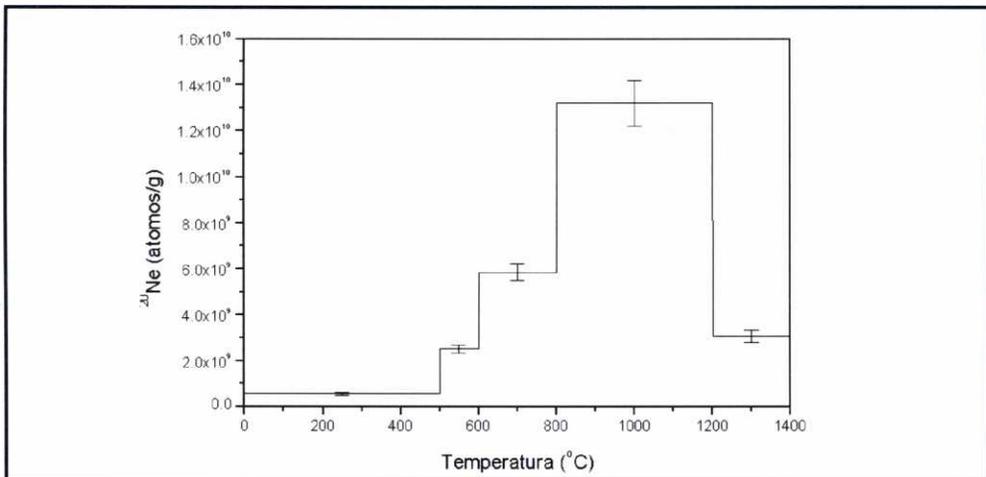
espalación dentro de errores (ver gráfica 4.12.1), por lo que no aplicaremos ninguna corrección para el cálculo de la concentración de ^{21}Ne cosmogénico (tabla 4.12.1). Llama la atención nuevamente la temperatura de 800°C con una relación $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ muy baja pero no en el rango de liberación del Ne cosmogénico. Al observar los patrones de liberación (ver gráficas 4.12.2. y 4.12.3), se observa que la liberación de ^{21}Ne sigue el mismo patrón que la de ^{20}Ne . Es un patrón ya conocido dónde se libera gran cantidad de gas de origen nucleogénico a altas temperaturas, lo que se ve acompañado por la emisión de ^4He (ver gráfica 4.12.5).

Muestra	Concentración ^{21}Ne cosmogénico (átomos/g)	Edad de exposición (10^3 años)	Tasa de erosión (cm/año)
PDO-2	2,64E+06	137	4,07E-04
	$\pm 5,43\text{E}+05$	± 28	

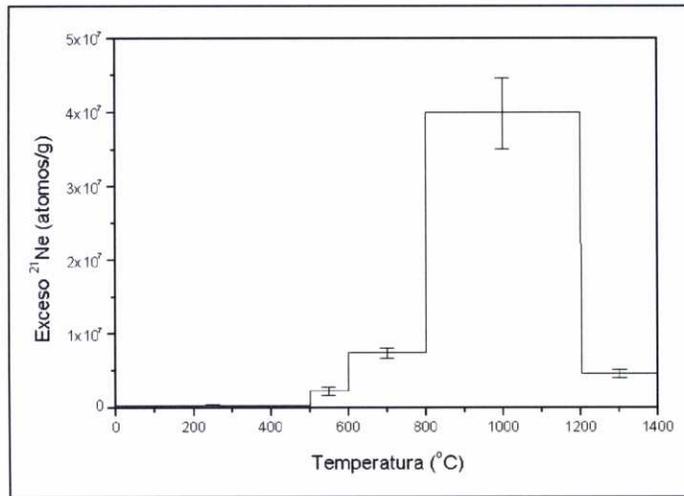
Tabla 4.12.1. Concentración de ^{21}Ne cosmogénico y tasa de erosión de la localidad PDO-2.



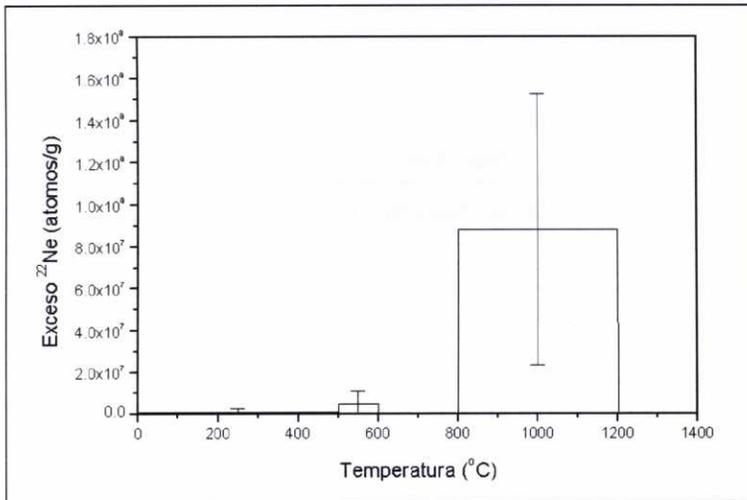
Gráfica 4.12.1. Diagrama triisotópico de la muestra PDO-2.

Gráfica 4.12.2. Liberación de ^{20}Ne en la muestra PDO-2.

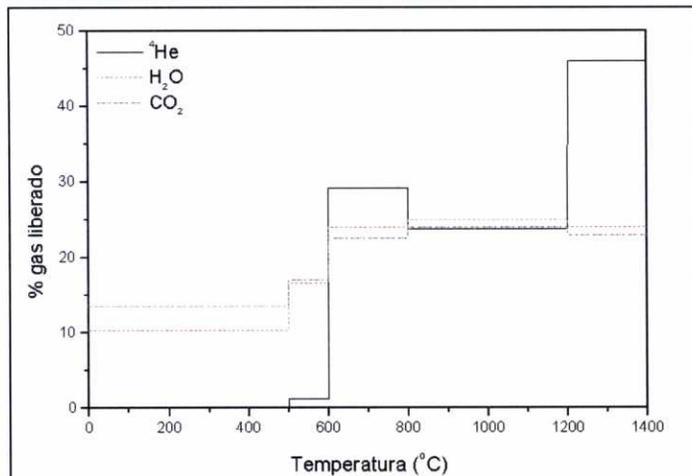
Gráfica 4.12.3. Exceso de ^{21}Ne en la muestra PDO-2.



Gráfica 4.12.4. Exceso de ^{22}Ne en la muestra PDO-2



Gráfica 4.12.5. Liberación de ^4He , H_2O y CO_2 en la muestra PDO-2.



Pindo-2 0.3947 g						
Temperatura (°C)	Tiempo (min)	²⁰ Ne (átomos/g)	²¹ Ne/ ²⁰ Ne	²² Ne/ ²⁰ Ne	Exceso ²¹ Ne (átomos/g)	Exceso ²² Ne (átomos/g)
500	30	5,80E+08	0,003475	0,10220	3,35E+05	8,70E+05
		±4,82E+07	±0,000273	±0,00327	±1,61E+05	±1,90E+06
600	30	2,53E+09	0,003809	0,10260	2,31E+06	4,81E+06
		±1,76E+08	±0,000195	±0,00237	±5,19E+05	±6,01E+06
800	30	5,87E+09	0,004162	0,09501	7,42E+06	-
		±3,58E+08	±0,000090	±0,00653	±6,98E+05	
1200	20	1,32E+10	0,005928	0,10739	3,99E+07	8,81E+07
		±9,95E+08	±0,000278	±0,00489	±4,75E+06	±6,47E+07
1400	20	3,07E+09	0,004394	0,10025	4,60E+06	-
		±2,73E+08	±0,000125	±0,00140	±5,61E+05	

Tabla 4.12.2. Resultados de la muestra PDO-2.

4.4.3. PDO-3:

Coordenadas: 42°55' 15N 9° 6' 50W
 Altitud: 396 m
 Tasa de producción ^{21}Ne : 24,3 at/ g (Si)
 año
 Litología: granito
 Tipo de superficie: erosión fluvial
 Posición geomorfológica: replano
 abandonado por el Xallas
 Edad geomorfológica: Mioceno (?).

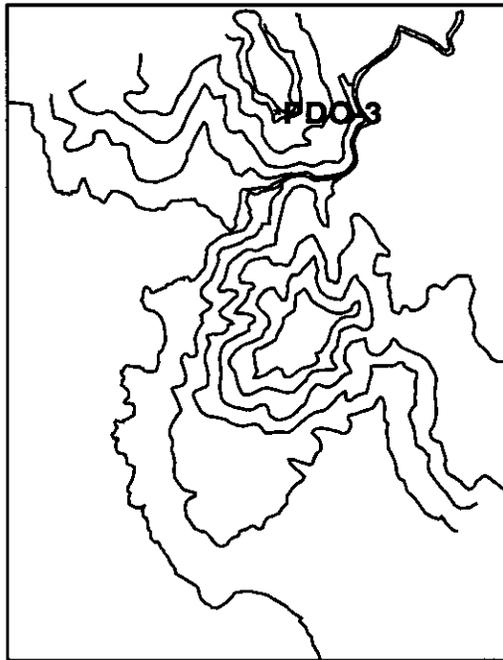
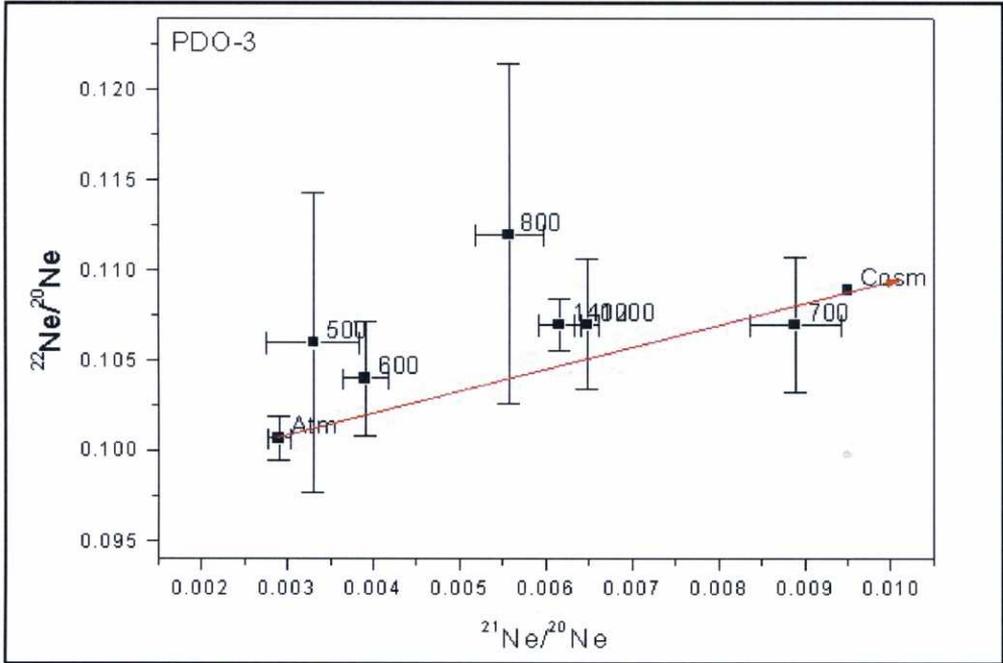


Figura 4.14. Localización de PDO-3.

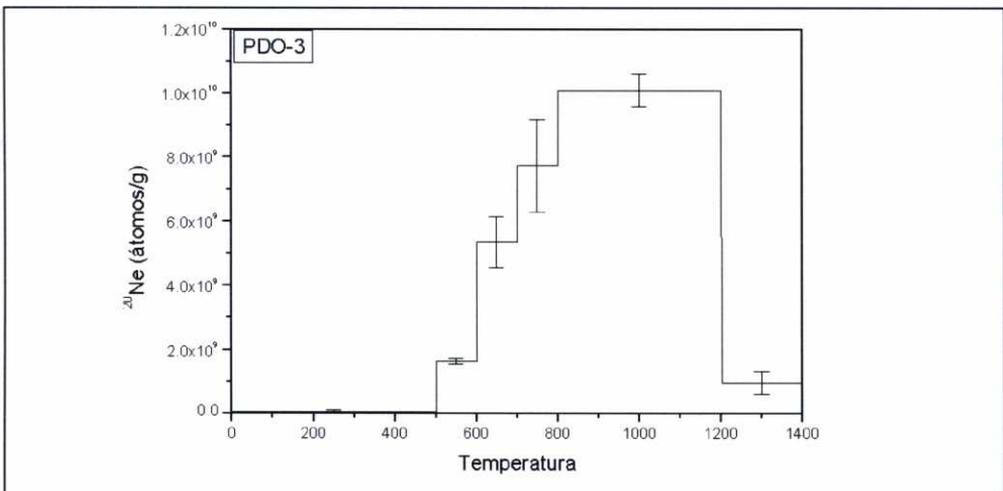
Esta muestra procede de la separación del cuarzo del granito del Macizo de O Pindo. Las relaciones isotópicas para el Ne en el dominio de liberación de la fracción cosmogénica caen en la recta de espalación dentro de errores (ver gráfica 4.13.1), con una gran incertidumbre en la temperatura de 500°C consecuencia de la baja concentración medida. En el cálculo de la concentración de ^{21}Ne cosmogénico no se aplica ninguna corrección (ver tabla 4.13.1), dado que la mayor incertidumbre se encuentra en la medida de ^{22}Ne . En cualquier caso, los patrones de liberación de los gases He y Ne (ver gráficas 4.13.2. a 4.13.5) ratifican esta identificación. Las relaciones medidas a 700°C vuelven a caer muy cerca de la recta de espalación, como ya vimos en PDO-1. Nuevamente, la observación de los patrones de liberación permite identificar el gas liberado como nucleogénico, ya que la cantidad de gas liberado en el rango de existencia de cada polimorfo es sustancialmente diferente. A este respecto, la liberación de ^{21}Ne no está sincronizada con la de ^{22}Ne , lo cual es una prueba del diferente origen de ambos.

Muestra	Concentración ^{21}Ne cosmogénico (átomos/g)	Edad de exposición (10^3 años)	Tasa de erosión (cm/año)
PDO-3	$1,69\text{E}+06$	70	$7,99\text{E}-04$
	$\pm 4,43\text{E}+05$	± 18	

Tabla 4.13.1. Concentración de ^{21}Ne cosmogénico y tasa de erosión de la localidad PDO-3.

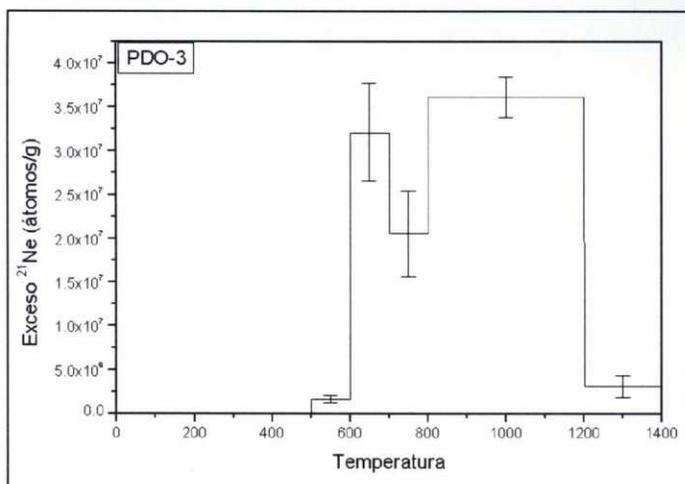


Gráfica 4.13.1. Diagrama triisotópico de la muestra PDO-3.

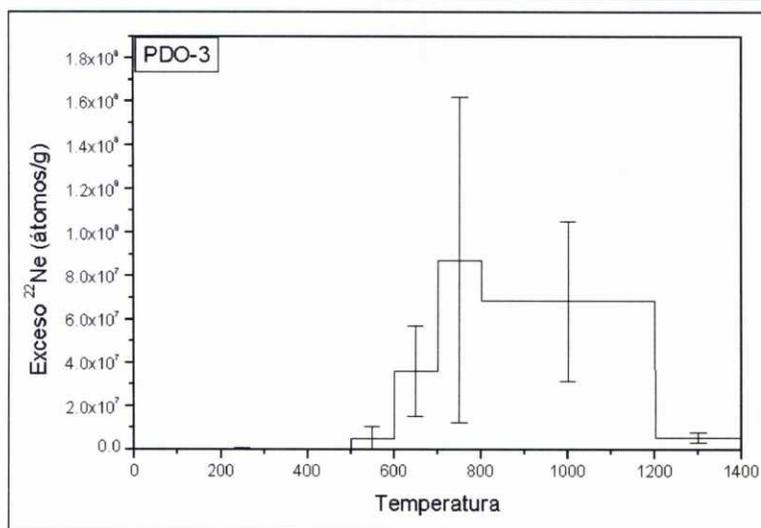


Gráfica 4.13.2. Liberación de ^{20}Ne en la muestra PDO-3.

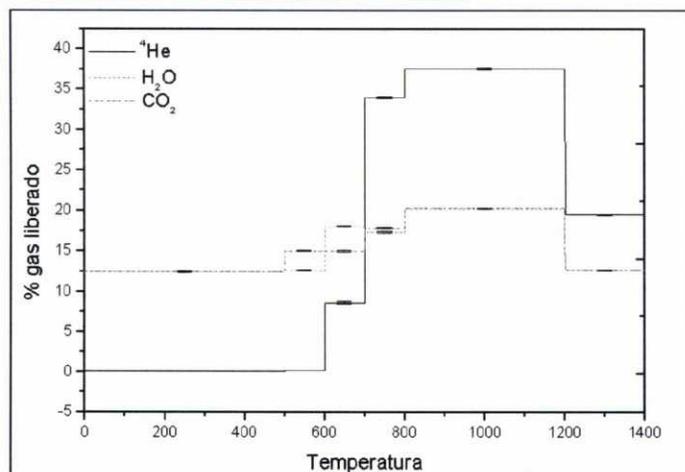
Gráfica 4.13.3. Exceso de ^{21}Ne en la muestra PDO-3.



Gráfica 4.13.4. Exceso de ^{22}Ne en la muestra PDO-3.



Gráfica 4.13.5. Liberación de ^4He , H_2O y CO_2 en la muestra PDO-3.



Pindo-3 0,2948 g						
Temperatura (°C)	Tiempo (min)	²⁰ Ne (átomos/g)	²¹ Ne/ ²⁰ Ne	²² Ne/ ²⁰ Ne	Exceso ²¹ Ne (átomos/g)	Exceso ²² Ne (átomos/g)
500	30	6,41E+07	0,003303	0,10558	2,60E+04	3,13E+05
		±4,99E+07	±0,000539	±0,00832	±4,00E+04	±5,86E+05
600	30	1,65E+09	0,003903	0,10387	1,66E+06	5,24E+06
		±8,84E+07	±0,000262	±0,00316	±4,41E+05	±5,22E+06
700	30	5,36E+09	0,008892	0,10742	3,21E+07	3,60E+07
		±7,95E+08	±0,000529	±0,00376	±5,55E+06	±2,09E+07
800	30	7,74E+09	0,005558	0,11196	2,06E+07	8,72E+07
		±1,44E+09	±0,000398	±0,00942	±4,91E+06	±7,48E+07
1200	20	1,01E+10	0,006466	0,10746	3,61E+07	6,85E+07
		±5,08E+08	±0,000145	±0,00362	±2,33E+06	±3,88E+07
1400	20	9,62E+08	0,006145	0,10657	3,12E+06	5,64E+06
		±3,59E+08	±0,000250	±0,00147	±1,19E+06	±2,53E+06

Tabla 4.13.2. Resultados de la muestra PDO-3.

4.4.4. PDO-4:

Coordenadas: 42°54' 40N 9° 7' 40W
 Altitud: 73 m
 Tasa de producción ^{21}Ne : 18,1 at/g (Si) año
 Litología: granito (PDO-4) y cuarzo (PDO-4F)
 Tipo de superficie: erosión fluvial
 Posición geomorfológica: replano abandonado por el Xallas
 Edad geomorfológica: Cuaternario basal (?).

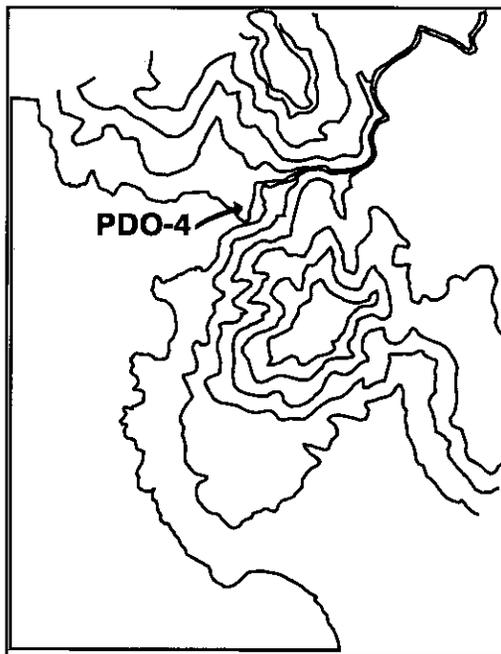


Figura 4.15. Localización de PDO-4.

En esta localización se seleccionaron dos muestras muy cercanas, pero en posición y de litología diferente; ambos factores pueden tener influencia en los resultados analizados como se discutirá más tarde. La

muestra PDO-4 es un granito situado sobre una cresta a 74 m de altura sobre el nivel del mar. La muestra PDO-4F es un filón de cuarzo milonitizado situado en un replano unos 5 metros por debajo de la PDO-4 a unos 50 m de distancia. La influencia de la litología en los resultados obtenidos en cada muestra parece evidente si consideramos tanto el diagrama triisotópico como los diagramas de liberación de gases. En la muestra de cuarzo filoniano, llama la atención la distribución de ^{21}Ne comparada con la PDO-4 (ver gráfica 4.14.3): se produce una liberación de ^{21}Ne mayor en la región cosmogénica ($T < 600^\circ\text{C}$) y substancialmente menor a temperaturas mayores. Este resultado confirma observaciones anteriores (Q-4 Qtz) acerca de una menor concentración de ^{21}Ne nucleogénico en las muestras filonianas. Por el contrario, la liberación de ^{22}Ne es superior en la muestra

de cuarzo filoniano a altas temperaturas. Una posible explicación reside en el origen de cada componente nucleogénico: el ^{21}Ne al proceder del ^{18}O que tiene una distribución homogénea en toda la red sólo depende de la localización de productores de partículas α . Como se puede ver en los análisis geoquímicos (ver gráfica 3.1, capítulo 3), los cuarzos filonianos obviamente con una génesis tardía respecto al granito encajante poseen una menor concentración de elementos radioactivos que los cuarzos separados de la roca granítica anfitriona. Cabe pensar también en que al tratarse de una roca milonitizada se haya obtenido una concentración del cuarzo (que aparece en la roca original mezclado con el feldespato) poco pura. Sin embargo, el único origen verosímil del ^{22}Ne nucleogénico es a partir del ^{19}F , más susceptible de localizarse en inclusiones y por tanto, más dependiente de cada muestra en concreto.

El diagrama triisotópico (ver figura 4.14.1) muestra otras diferencias entre ambas muestras. En la muestra filoniana las relaciones isotópicas en la región cosmogénica caen en la recta de espalación

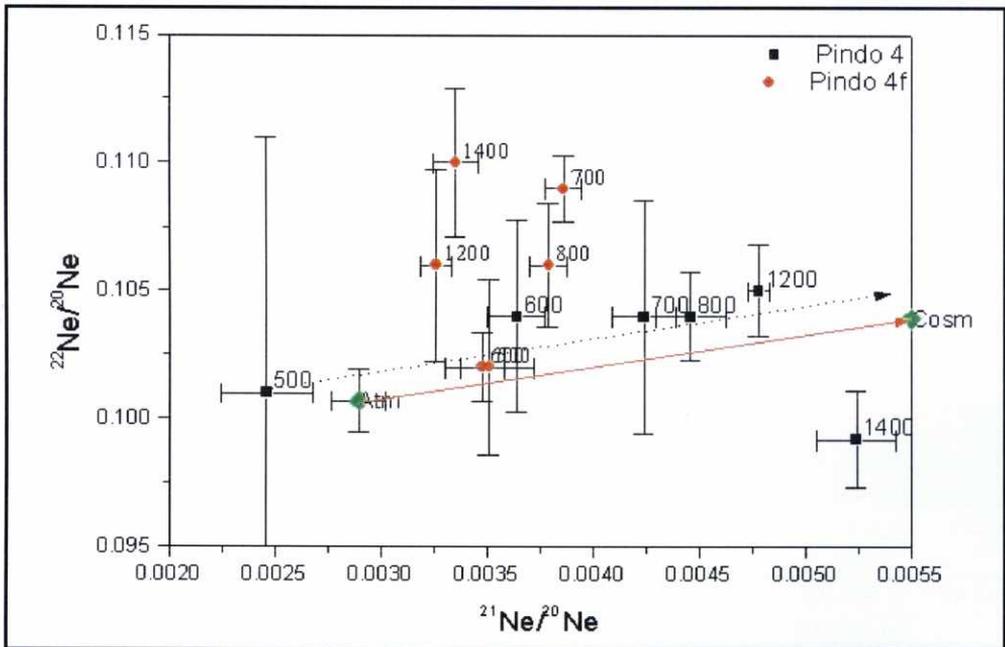


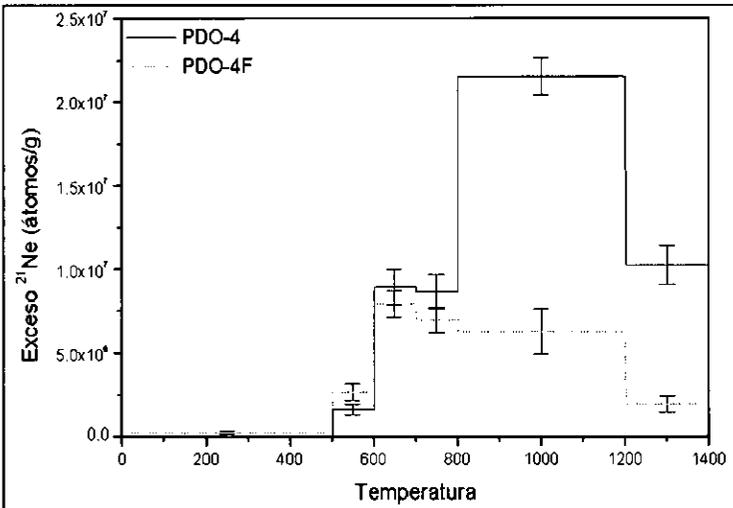
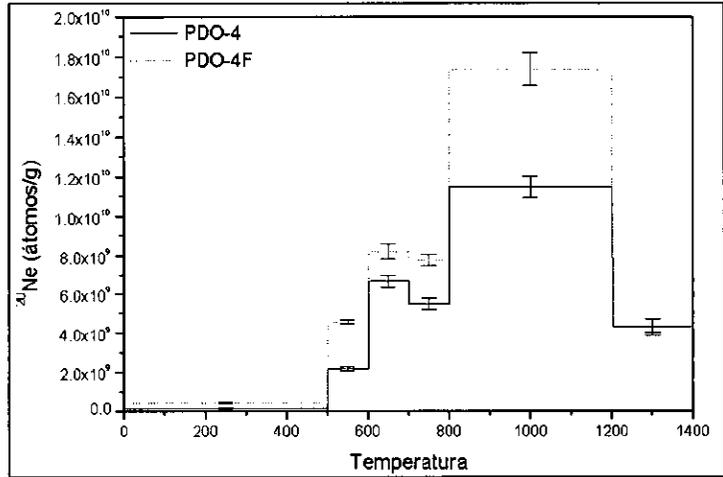
Figura 4.14.1. Diagrama triisotópico de ambas muestras.

dentro de errores, lo que unido a su patrón de exhalación, permite identificar la concentración medida de ^{21}Ne como de origen cosmo-
génico, por lo que, como se hizo en anteriores ocasiones, no se ha
aplicaado corrección alguna. La muestra PDO-4 es susceptible de
tener un componente heredado de composición isotópica ligeramen-
te diferente a la atmosférica debido a la relación $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ que se
obtiene a 500°C . No podemos decir lo mismo de la $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ debido
a su gran incertidumbre. Esta incertidumbre nos impide identificar el
origen de esta diferente composición del componente heredado. Si
fuese por un proceso de difusión másica, la composición $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$
sería sustancialmente menor al ser el efecto doble para el ^{22}Ne que
para el ^{21}Ne . En cualquier caso, tendremos en cuenta esta posibili-
dad para calcular la concentración de ^{21}Ne cosmogénico. Así en el
gráfico triisotópico trazamos una recta de espalación a partir de la
temperatura de 500°C (línea negra de puntos) que según podemos
ver parece adecuarse mejor a las relaciones medidas. Una vez más
es interesante observar que a mayores temperaturas, donde el com-
ponente nucleogénico domina, las relaciones isotópicas caen en la
recta de espalación, lo que en este caso podría explicarse porque las
liberaciones de ^{21}Ne y ^{22}Ne en PDO-4 están acopladas (ver gráficas
4.14.3 y 4.14.4). La concentración calculada a partir del componente
medido a 500°C en PDO-4 concuerda mejor con la calculada en
PDO-4F, pero tomaremos esta última para asignar la edad de la
superficie debido a la mayor fiabilidad que ofrecen las muestras de
cuarzo.

Muestra	^{21}Ne cosmogénico (átomos/g)	Edad de exposición (10^3 años)	Tasa de erosión (cm/año)	^{21}Ne cosmogénico (átomos/g) frente comp. trapped	Edad de exposición (10^3 años)	Tasa de erosión (cm/año)
PDO-4	2,60E+06	90	6,16E-04	2,60E+06	144	3,86E-04
	$\pm 3,08\text{E}+05$	± 17		$\pm 3,21\text{E}+05$	± 17	
PDO-4F	2,94E+06	162	3,42E-04			
	$\pm 4,89\text{E}+05$	± 27				

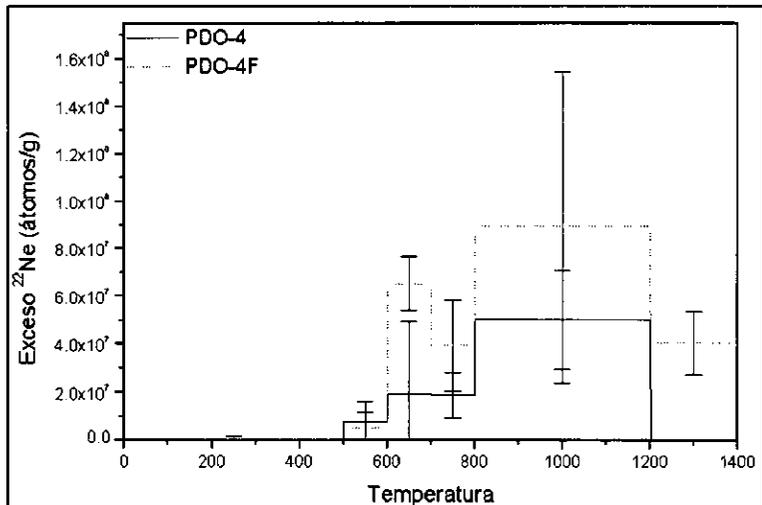
Tabla 4.14.1. Concentración de ^{21}Ne cosmogénico y tasa de erosión de la localidad PDO-4

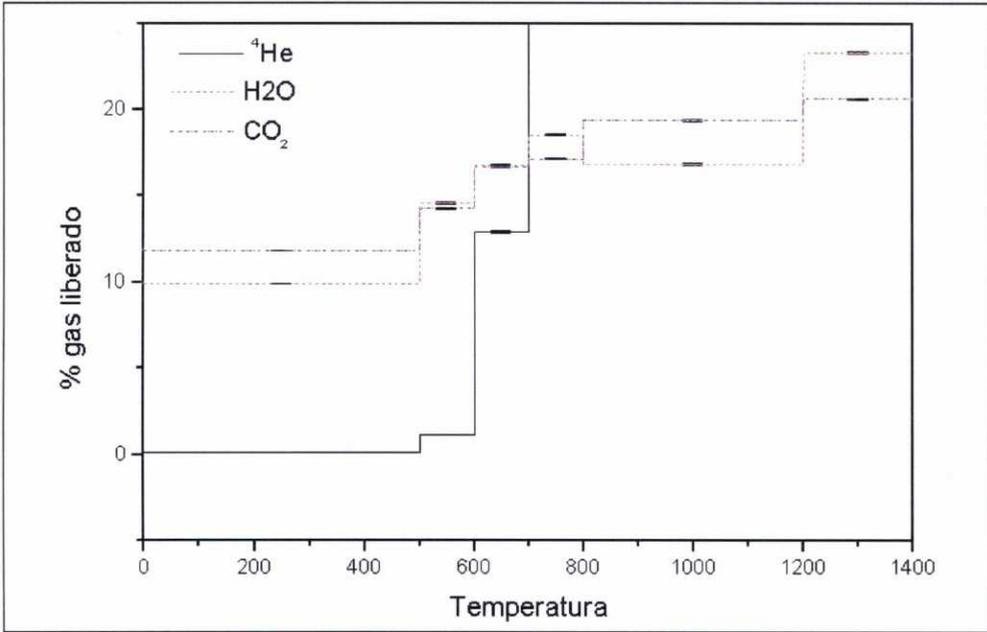
Gráfica 4.14.2.
Liberación de ^{20}Ne
en ambas muestras.



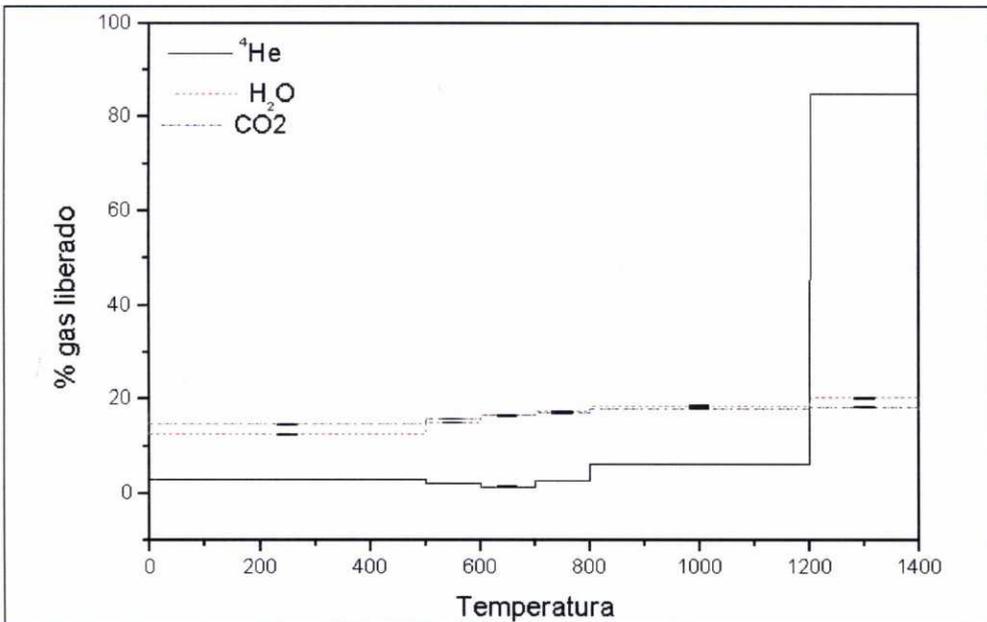
Gráfica 4.14.3.
exceso de ^{21}Ne
en ambas muestras

Gráfica 4.14.4.
Exceso de ^{22}Ne
en ambas mues-
tras.





Gráfica 4.14.5. Liberación de ^4He , H₂O y CO₂ en PDO-4.



Gráfica 4.14.6. Liberación de ^4He , H₂O y CO₂ en PDO-4F.

Pindo-4 0,3522 g							
Temperatura (°C)	Tiempo (min)	²⁰ Ne (átomos/g)	²¹ Ne/ ²⁰ Ne	²² Ne/ ²⁰ Ne	Exceso ²¹ Ne (átomos/g)	Exceso ²² Ne (átomos/g)	
500	30	1,43E+08	0,002455	0,10051	-	-	
		±5,59E+07	±0,000219	±0,01001			
600	30	2,20E+09	0,003639	0,10431	1,63E+06	7,93E+06	
		±9,90E+07	±0,000136	±0,00376	±3,08E+05	±8,26E+06	
700	30	6,67E+09	0,004237	0,10356	8,94E+06	1,91E+07	
		±3,05E+08	±0,000152	±0,00457	±1,10E+06	±3,05E+07	
800	30	5,52E+09	0,004463	0,10411	8,64E+06	1,88E+07	
		±3,01E+08	±0,000166	±0,00172	±1,03E+06	±9,54E+06	
1200	20	1,15E+10	0,004779	0,10508	2,16E+07	5,02E+07	
		±5,27E+08	±0,000050	±0,00179	±1,14E+06	±2,06E+07	
1400	20	4,37E+09	0,005236	0,09915	1,02E+07	-	
		±3,35E+08	±0,000189	±0,00188	±1,14E+06		

Tabla 4.14.2. Resultados de la muestra PDO-4.

Pindo-4F 0,3608 g							
Temperatura (°C)	Tiempo (min)	²⁰ Ne (átomos/g)	²¹ Ne/ ²⁰ Ne	²² Ne/ ²⁰ Ne	Exceso ²¹ Ne (átomos/g)	Exceso ²² Ne (átomos/g)	
500	30	4,36E+08	0,003510	0,10161	2,67E+05	3,96E+05	
		±4,39E+07	±0,000209	±0,00344	±9,47E+04	±1,50E+06	
600	30	4,58E+09	0,003480	0,10187	2,67E+06	5,36E+06	
		±1,03E+08	±0,000104	±0,00134	±4,79E+05	±6,15E+06	
700	30	8,23E+09	0,003860	0,10866	7,92E+06	6,55E+07	
		±3,84E+08	±0,000083	±0,00130	±7,80E+05	±1,11E+07	
800	30	7,80E+09	0,003790	0,10576	6,96E+06	3,95E+07	
		±2,96E+08	±0,000088	±0,00241	±7,34E+05	±1,89E+07	
1200	20	1,74E+10	0,003259	0,10585	6,29E+06	8,95E+07	
		±8,43E+08	±0,000075	±0,00375	±1,34E+06	±6,54E+07	
1400	20	4,31E+09	0,003346	0,11010	1,94E+06	4,05E+07	
		±4,09E+08	±0,000107	±0,00291	±4,96E+05	±1,31E+07	

Tabla 4.14.3. resultados de la muestra PDO-4F

4.4.5. PDO-5:

Coordenadas: 42°52' 04N 9° 7' 10W
 Altitud: 224 m
 Tasa de producción ^{21}Ne : 20,8 at/ g (Si) año
 Litología: granito
 Tipo de superficie: corrosión química
 Posición geomorfológica: llanura
 Edad geomorfológica: Plio-cuaternario (?)

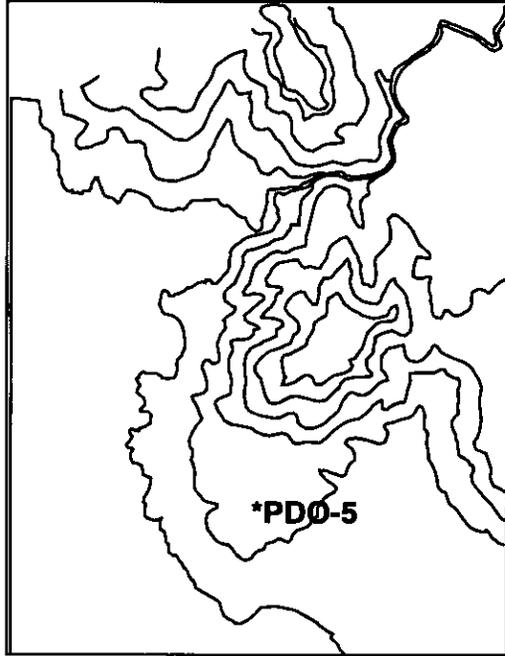


Figura 4.16. Localización de PDO-5.

Esta muestra corresponde a un cuarzo separado de una roca granítica. La superficie muestreada tiene un origen por corrosión química o etching. Al igual que en la muestra PDO-4, es posible que el componente heredado tenga una composición isotópica distinta de la atmosférica a tenor del resultado de la liberación producida a la temperatura de 500°C (ver gráfica 4.15.1).

Si calculamos la relación teórica que le correspondería para un proceso de fraccionamiento dependiente de la masa a partir de la relación $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ medida, el resultado es bastante próximo a la medida experimental:

$$\frac{\left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{corr} - 1}{\left(\frac{^{22}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{med}} = 2 \times \left(\frac{\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{corr} - 1}{\left(\frac{^{21}\text{Ne}}{^{20}\text{Ne}}\right)_{med}} \right)$$

	Experimental	Teórica
$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	0,002799	0,002799
$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	0,09740	0,0938

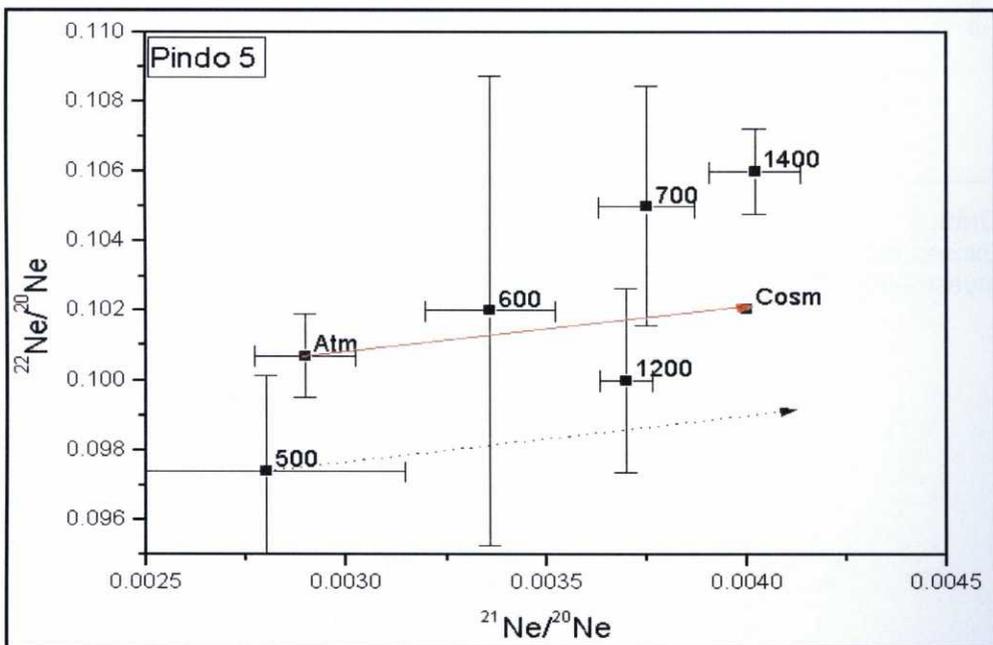
Comparación entre los valores medidos y los obtenidos por la relación teórica de fraccionamiento dependiente de la masa.

Estos datos apoyarían la hipótesis de la composición medida a

600°C, la única que identificamos como cosmogénica, parece alejarse de la recta de espalación como podemos observar en el diagrama triisotópico, aunque el gran error de la relación $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ no permite extraer conclusiones. Al igual que en la anterior muestra, los criterios metodológicos son insuficientes para resolver la concentración del ^{21}Ne cosmogénico, por lo que en un principio calcularemos la concentración a partir de los dos componentes heredados posibles y nos decidiremos por una opción basándonos en el criterio geomorfológico. Aunque como se observa en la tabla 4.15.1, la elección del componente heredado no sería crítica para el cálculo, ya que ambos resultados no difieren demasiado y de hecho concuerdan dentro del rango de error.

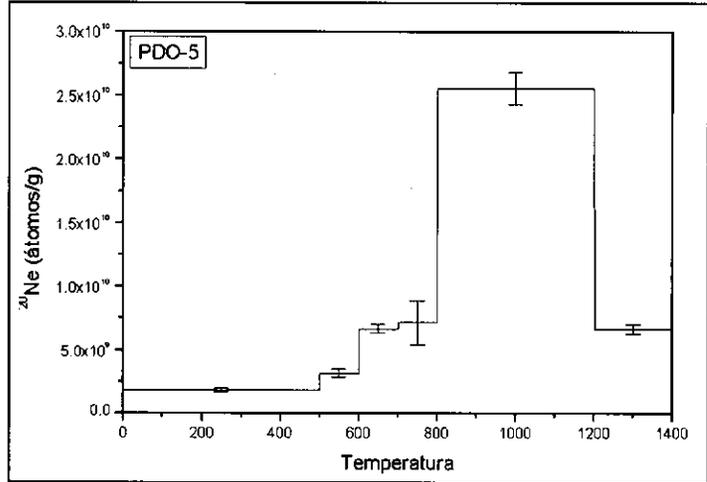
Muestra	^{21}Ne cosmogénico (átomos/g)	Edad de exposición (10^3 años)	Tasa de erosión (cm/año)	^{21}Ne cosmogénico (átomos/g) frente a comp. trapped	Edad de exposición (10^3 años)	Tasa de erosión (cm/año)
PDO-5	1,49E+06	72	7,76E-04	1,83E+06	88	6,31E-04
	$\pm 5,47\text{E}+05$	± 26		$\pm 5,59\text{E}+05$	± 27	

Tabla 4.15.1. Concentración de ^{21}Ne cosmogénico frente a distintos componentes heredados

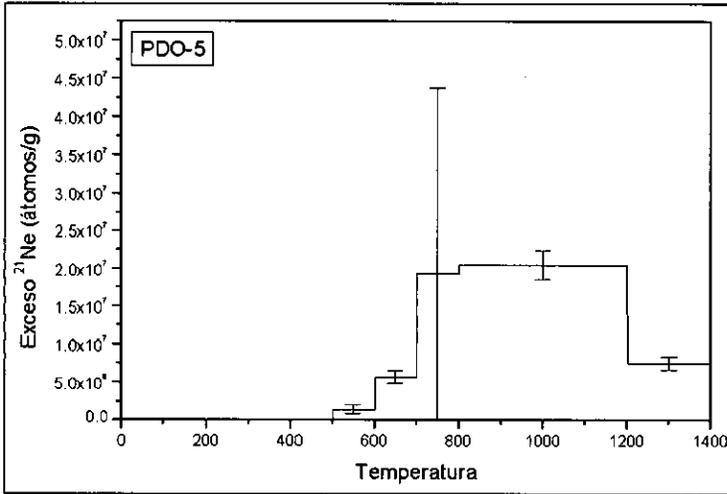


Gráfica 4.18.1. diagrama triisotópico de la muestra PDO-5.

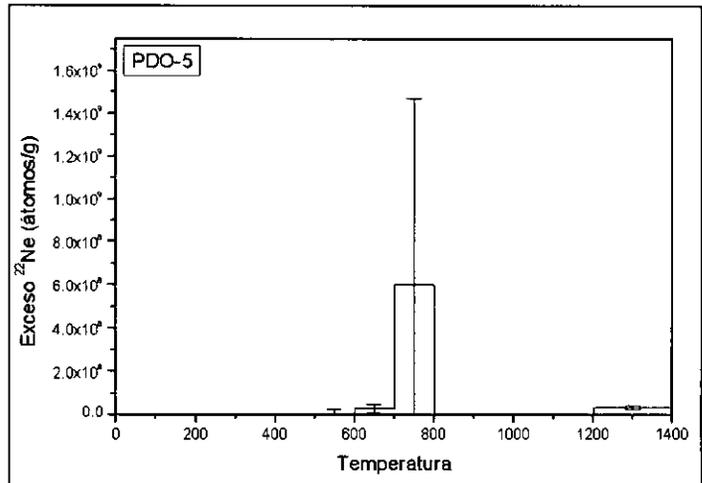
Gráfica 4.18.2.
Liberación de ^{20}Ne en la muestra PDO-5.

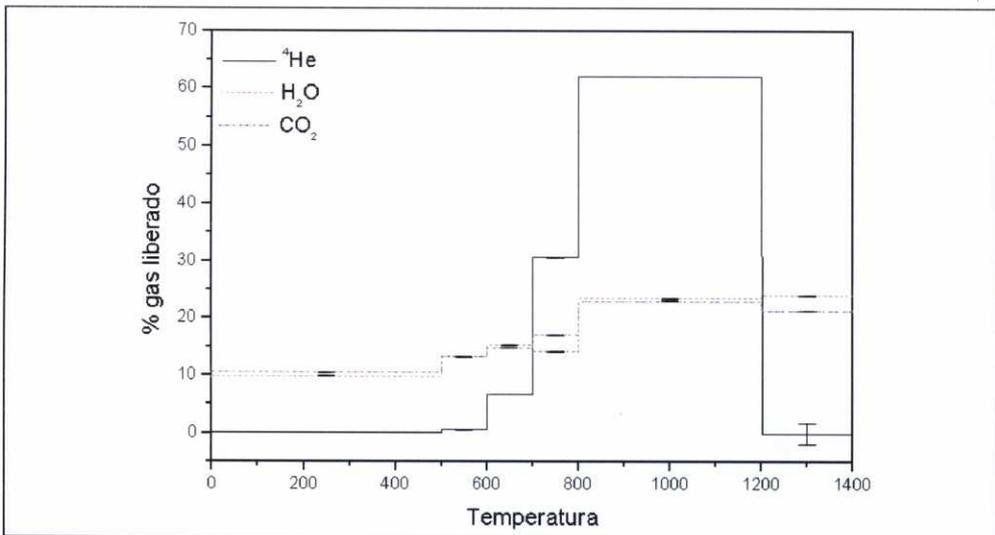


Gráfica 4.18.3.
Exceso de ^{21}Ne en la muestra PDO-5.



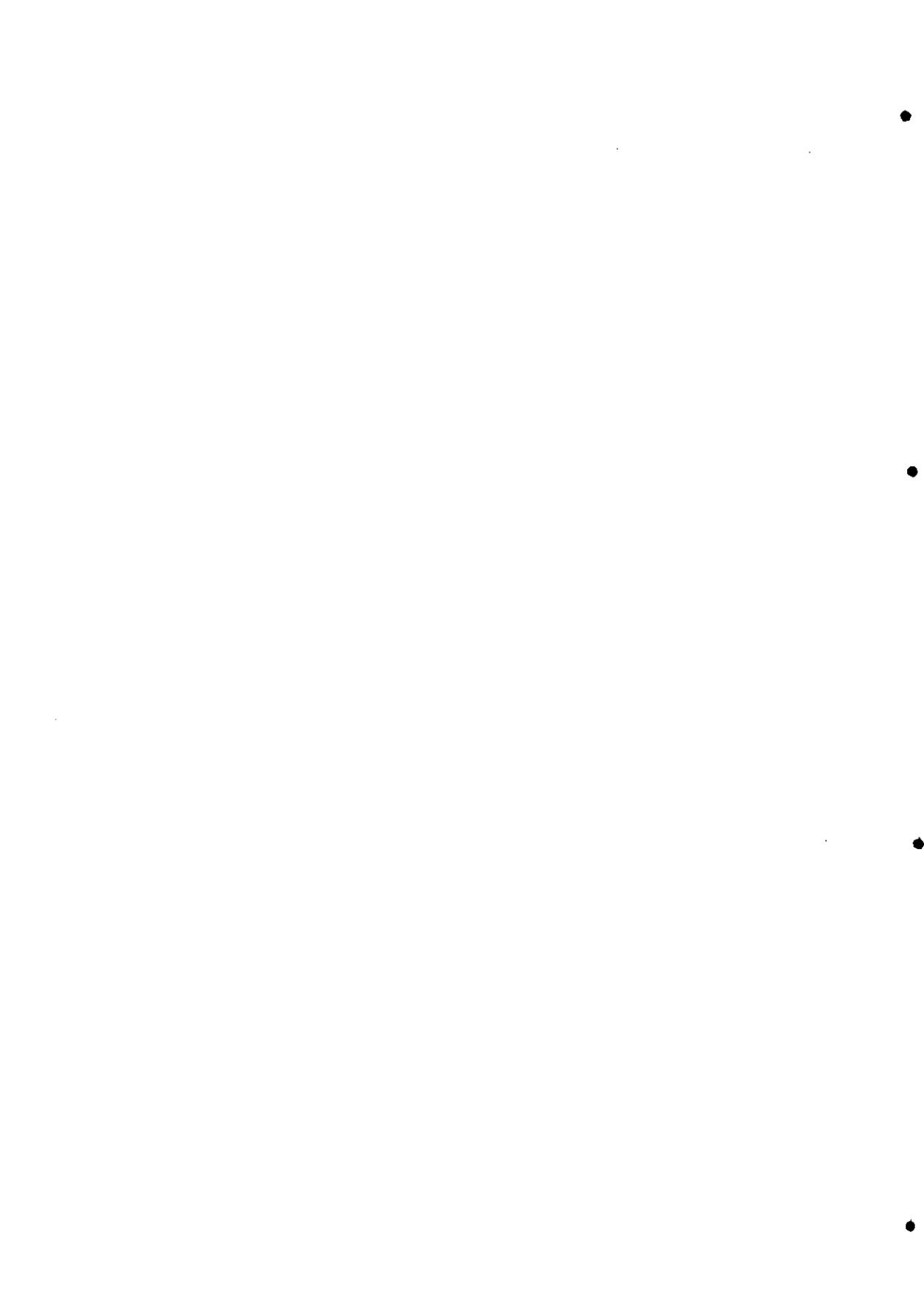
Gráfica 4.18.3.
Exceso de ^{22}Ne en la muestra PDO-5.



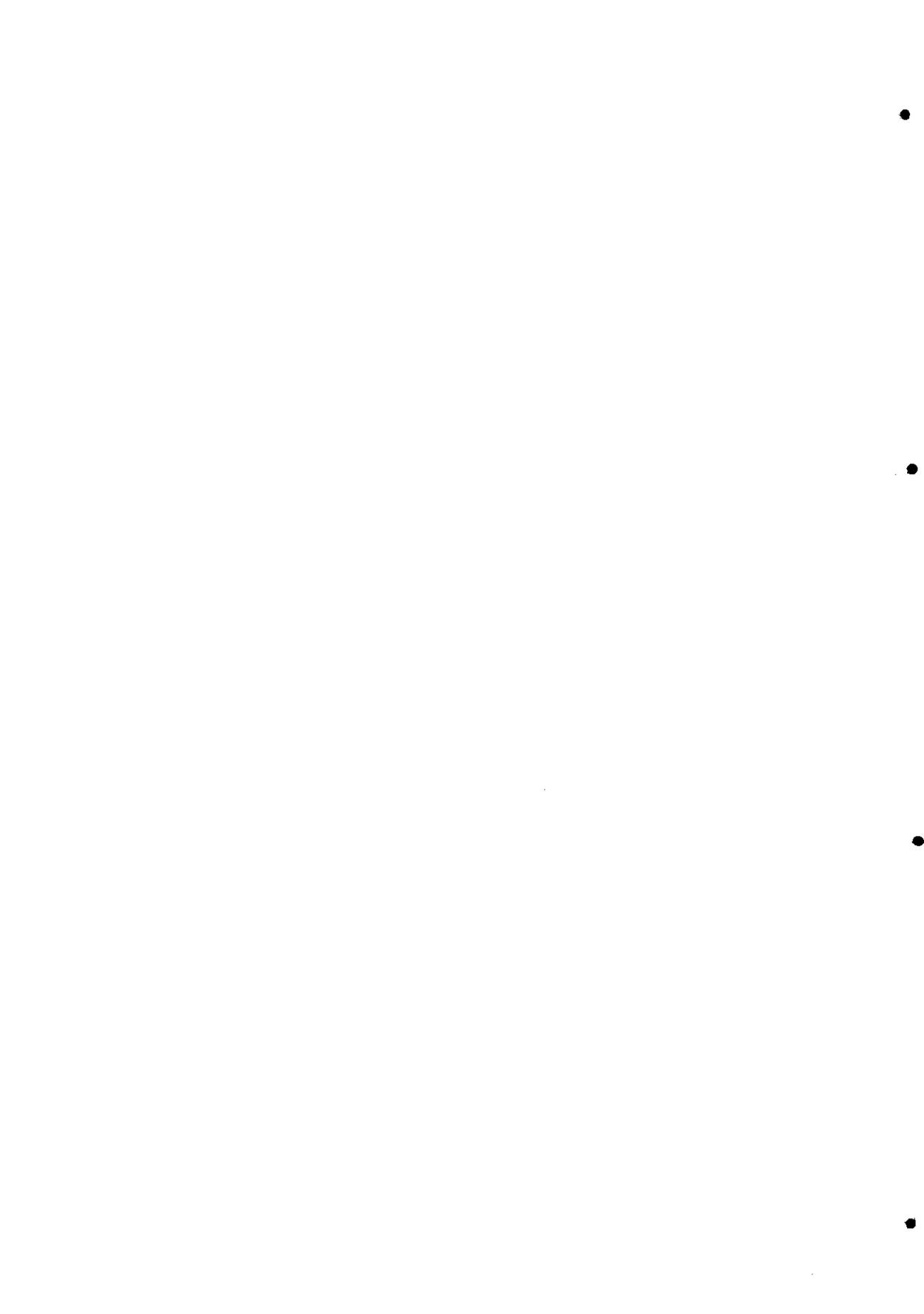
Gráfica 4.18.5. Liberación de ^4He , H_2O y CO_2 en la muestra PDO-5.

Pindo-5 0,3358 g						
Temperatura (°C)	Tiempo (min)	^{20}Ne (átomos/g)	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne (átomos/g)	Exceso ^{22}Ne (átomos/g)
500	30	1,83E+09 $\pm 1,52\text{E}+08$	0,002799 $\pm 0,000346$	0,09740 $\pm 0,00272$	-	-
600	30	3,18E+09 $\pm 3,50\text{E}+08$	0,003365 $\pm 0,000164$	0,10246 $\pm 0,00674$	1,49E+06 $\pm 5,47\text{E}+05$	5,59E+06 $\pm 2,14\text{E}+07$
700	30	6,67E+09 $\pm 3,20\text{E}+08$	0,003749 $\pm 0,000118$	0,10533 $\pm 0,00344$	5,68E+06 $\pm 8,33\text{E}+05$	3,09E+07 $\pm 2,29\text{E}+07$
800	30	7,18E+09 $\pm 1,73\text{E}+09$	0,005592 $\pm 0,003349$	0,18471 $\pm 0,11921$	1,93E+07 $\pm 2,45\text{E}+07$	6,03E+08 $\pm 8,68\text{E}+08$
1200	20	2,56E+10 $\pm 1,25\text{E}+09$	0,003697 $\pm 0,000066$	0,10006 $\pm 0,00263$	2,05E+07 $\pm 1,95\text{E}+06$	-
1400	20	6,66E+09 $\pm 3,71\text{E}+08$	0,004021 $\pm 0,000112$	0,10604 $\pm 0,00121$	7,48E+06 $\pm 8,53\text{E}+05$	3,56E+07 $\pm 8,29\text{E}+06$

Tabla 4.18.2. Resultados de la muestra PDO-5.



5. Discusión



DISCUSIÓN:

El argumento principal de esta Tesis Doctoral es la medida del ^{21}Ne cosmogénico en muestras seleccionadas de dos áreas graníticas del N.O. de la Península Ibérica, donde distintos procesos geomorfológicos actuaron en el pasado geológico reciente. El ^{21}Ne puede ser generado por más de un proceso: (1) puede proceder de la cámara magmática cuando la roca todavía estaba fundida; (2) puede originarse en reacciones debidas a las partículas alfa procedentes de minerales radioactivos contenidos en la roca; (3) puede ser producido debido a la interacción de la superficie rocosa con la radiación cósmica. El ^{21}Ne así producido se acumula de manera continua, especialmente en los granos de cuarzo, mientras persiste la exposición a los rayos cósmicos. Por ello, la cantidad acumulada a lo largo del tiempo es proporcional a la edad de exposición de la superficie, lo que permite el cálculo de su antigüedad.

Los errores introducidos al calcular la edad de una superficie debido al triple origen del ^{21}Ne pueden ser corregidos, o parcialmente evaluados, en lo que respecta a las dos primeras procedencias. Ciertamente otros factores como los petrogenéticos, tectónicos, cristalográficos, exógenos, etc., pueden alterar las reacciones isotópicas del Ne acumuladas en la roca, dificultando aun más el cálculo de la edad. Sin embargo, en condiciones óptimas y con una buena selección de las muestras, es posible determinar la fracción del ^{21}Ne de la roca procedente de la radiación cósmica.

La medida del ^{21}Ne cosmogénico precisa del conocimiento de la edad geomorfológica de la superficie que se estudia, que en muchos casos es una mera aproximación. Por este motivo el planteamiento de esta Tesis Doctoral ha procurado en primer lugar delimitar las variables geomorfológicas con el fin de minimizar en lo posible los otros factores de indeterminación en los resultados obtenidos.

La elección de las dos zonas de trabajo estudiadas responde según este criterio a hipótesis de trabajo totalmente distintas aunque claramente definidas desde el punto de vista geomorfológico. En las zonas glaciares pleistocenas de Queixa y Gerez/Xurés (Zona 1) se ha tratado de dilucidar la cronología de un proceso geodinámico, como es el glaciar, con una antigüedad que no superaría los 2 millones de años, intervalo generalmente asignado al Pleistoceno en la literatura especializada. En este caso se estudiará la edad de superficies afectadas por procesos de erosión glaciar que se sucedieron de forma irregular durante intervalos de tiempo prolongados llamados fases glaciares, con duraciones de decenas de miles de años. En estas etapas los glaciares erosionaron las superficies estudiadas y fueron cubiertas con espesores de hielo de hasta 500 m de grosor. En las etapas subsiguientes, las fases interglaciares, los hielos desaparecen por ablación descubriendo las superficies erosionadas a los efectos de la radiación cósmica. Estos procesos se repitieron muchas veces a lo largo del Pleistoceno (ver figura 5.1), de manera que las edades obtenidas siempre corresponderán al último episodio de retirada glaciar que afectó a la superficie estudiada

En la otra zona seleccionada, la Zona 2 (Macizo de O Pindo), la secuencia de acontecimientos geomorfológicos cuya cronología se pretende definir abarca un intervalo de tiempo mucho más prolongado, (PAGÉS 1996), que supera los 40 millones de años. En la zona elegida se ha supuesto la permanencia del tramo final o tal vez la desembocadura del río Xallas en prácticamente el mismo punto y sin apenas cambios durante todo el intervalo de tiempo que va desde el final del Mesozoico hasta la actualidad (unos 65 millones de años). Durante este prolongado intervalo de tiempo se ha debido producir un encajamiento del río en la vertical de aproximadamente 700 m sobre un mismo tipo de roca: un Granito de biotita. De este proceso se han conservado más o menos degradadas pero claramente reco-

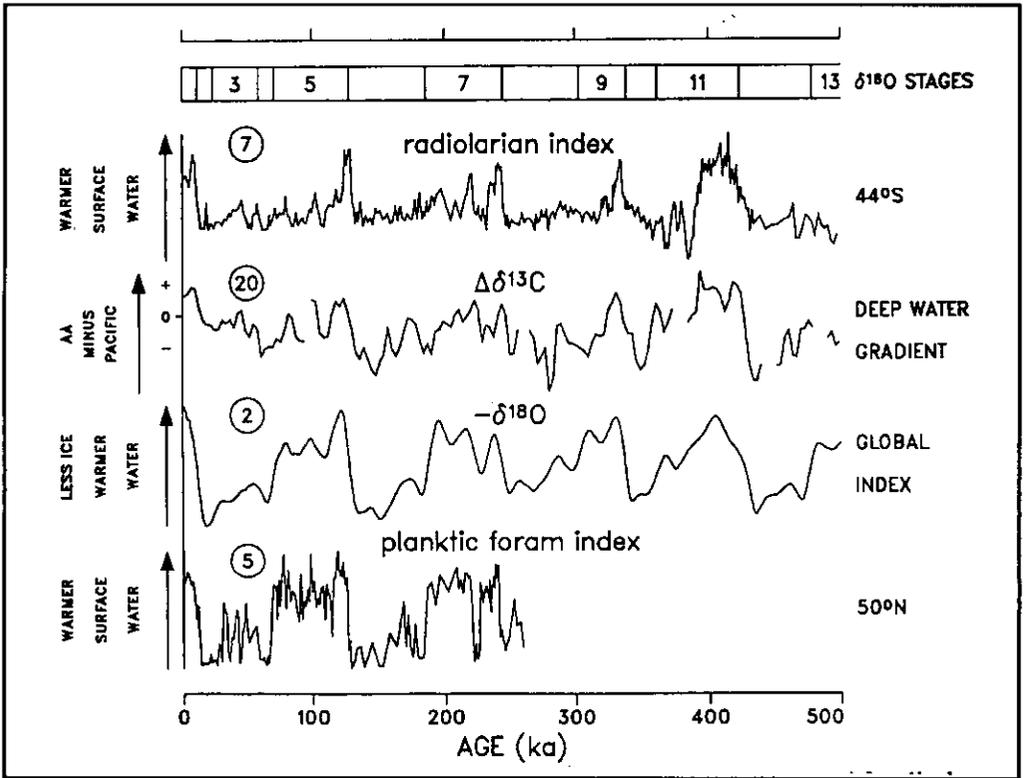


Figura 5.1. Distintos índices paleoclimáticos que muestran la alternancia climática experimentada por la Tierra en los últimos 500Ka (en IMBRIE et alii, 1993) nocibles, una serie de hombreras o replanos, de diferentes dimensiones y correspondientes a los fondos de valle sucesivos ocupados por el río encajante (ver figura 5.2) que son los que se han muestreado para el análisis por nucleidos cosmogénicos y su eventual datación. Además de la cronología otros datos son susceptibles de obtenerse de nuestro trabajo. En concreto las tasas de erosión o levantamiento, la degradación de las superficies por meteorización, etc.

Al contrario de lo que cabe esperar en la Zona 1 donde los procesos geodinámicos estudiados han actuado en un espacio de tiempo mucho mas corto y durante intervalos muy concretos (cabe esperar que el orden de magnitud no supere los 100.000 años por cada evento glaciar), en la Zona 2 los intervalos que se asignan a los procesos geodinámicos que supuestamente actuaron han tenido una

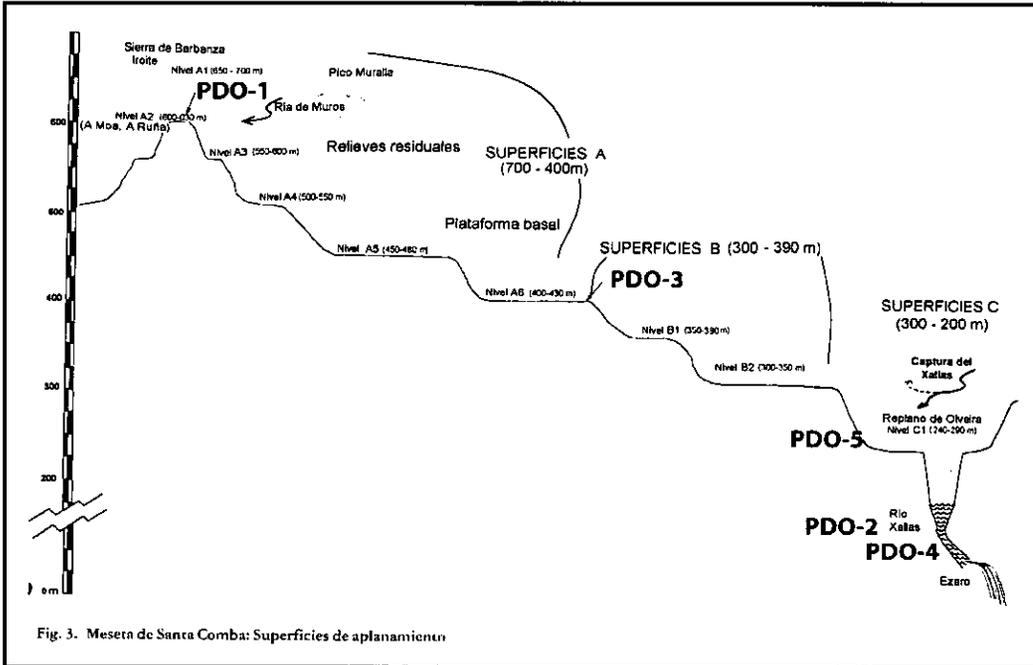


Fig. 3. Meseta de Santa Comba: Superficies de aplanamiento

Figura 5.2. Superficies de aplanamiento de la Meseta de Santa Comba y situación altitudinal de las muestras seleccionadas (de PAGÉS y VIDAL ROMANÍ, 1997).

duración de varios millones de años, (PAGÉS 1996). Además hay otra diferencia importante y es que en la Zona 1 es un único proceso, el glaciar, el que ha actuado (VIDAL ROMANÍ et alii, 1999; FERNANDEZ MOSQUERA et alii, 2000), mientras que en la zona de O Pindo, además de los procesos fluviales se han de considerar otros: edáficos, degradación de las superficies rocosas, incendios, etc., que pudieron producir una alteración post-formación de las superficies estudiadas. Se nos presenta en este caso una disyuntiva y es la de considerar la dicotomía de edades para una misma superficie: edad geomorfológica y edad cosmogénica. La primera es la que se asigna en los trabajos geomorfológicos a una superficie utilizando criterios a veces muy subjetivos si no se apoyan en una datación absoluta o relativa. La segunda o edad cosmogénica, es la que resulta de la acumulación de nucleidos cosmogénicos, y que, como se ha visto en los apartados anteriores, puede responder a la del último aconteci-

miento geológico y geomorfológico que ha afectado a la superficie si este ha sido lo suficientemente enérgico como para eliminar la acumulación correspondiente a exposiciones previas. Disyuntivas como esta han dado lugar a interesantes y a veces cruentas disputas, entre científicos que han pretendido hacer prevalecer sus criterios para la resolución de los problemas cronológicos de superficies rocosas graníticas (BIERMAN y TURNER, 1995; TWIDALE, 1997).

En el caso de tratarse del análisis de superficies, como las correspondientes a la Zona 2, donde los acontecimientos que las han modelado han podido actuar durante intervalos de tiempo muy prolongados es más probable que se produzca la disyuntiva edad geomorfológica /edad cosmogénica. Por el contrario en la Zona 1, donde el episodio geomorfológico que ha originado la superficie fue mucho más breve y también más próximo al momento actual las posibilidades de que las formas producidas no hayan sido modificadas son mayores que en el primer caso. La insuficiencia de trabajos anteriores en cuanto a número de muestras y resultados nos ha obligado en muchas ocasiones a proponer soluciones especulativas, que en todo caso, trataremos de apoyar desde distintos puntos de vista y teniendo siempre en mente que la coherencia geomorfológica en la resolución del problema es la clave de la interpretación finalmente seleccionada.

Aun así, y para facilitar el seguimiento de la discusión metodológica de cuantificación del ^{21}Ne cosmogénico, la hemos separado de su correspondiente interpretación geomorfológica. Por ejemplo, la cronología glacial obtenida debe ser coherente a escala relativa y absoluta en las dos zonas estudiadas: Queixa y Xurés/Gerêz, es decir deben coincidir las edades para los máximos glaciares en ambas zonas ya que se parte del supuesto de que la proximidad hace verosímil el sincronismo de un proceso tan reciente. Pero también debe serlo en ambos casos con los datos obtenidos para los cambios en

el nivel del mar, tanto derivados de los estudios locales y como los procedentes de las curvas paleoclimáticas mundiales. En consecuencia los datos de edad obtenidos por el análisis de ^{21}Ne cosmogénico que inicialmente podrían variar, mas o menos ampliamente, deben ajustarse a este control absoluto o relativo y la fiabilidad de la opción final elegida estará así múltiplemente contrastada.

Para la Zona 2 el problema que se presenta es sin embargo mas complejo. Las superficies generadas durante un largo intervalo de tiempo se han visto afectadas por sucesivos procesos de degradación (meteorización, erosión, tectónica, etc.). Por ello la edad de la superficie, aun siendo una edad real, corresponde al último episodio erosivo que afectó a la superficie (muy distinto al episodio geomorfológico que produjo la superficie estudiada. La superficie geomorfológica en este caso no es exactamente la misma al haber sido afectada por la erosión posterior, pero al ser similar o próxima a ella se la considera como geomorfológicamente igual o aun la misma. En el caso sobre todo de los relieves graníticos, (TWIDALE, 1983; VIDAL ROMANÍ y TWIDALE, 1998), y en especial para el caso de las formas planas (o superficies), se acepta como un mecanismo de evolución la degradación paralela a si misma consecuencia de procesos edáficos que progresan dando sucesión a una serie de relieves paralelos al original y a niveles cada vez mas bajos. La consecuencia es que las cartografías geomorfológicas disponibles en este momento para Galicia (PAGÉS, 1996; YEPES, 1997; VIDAL ROMANÍ y YEPES, 2001) se apoyan, por la misma imprecisión de las dataciones (la mayoría de las veces ni siquiera existen), en sistemas de superficies escalonadas (ver figura 5.2) en las que el rango de algunas de ellas pueden superar varios centenares de metros, siendo consideradas sin embargo como la misma superficie. Se comprende entonces como asignar al Plioceno la edad de un fragmento, con una cota determinada, de una de estas superficies, no sirve de mucha

ayuda cuando se establece su edad por ^{21}Ne cosmogénico. Es por esta razón que en la segunda de las áreas estudiadas las interpretaciones obtenidas a partir de los datos cosmogénicos van más a definir patrones de evolución del relieve: tasas de erosión, levantamiento, edad de evolución de formas graníticas, que valores absolutos que determinen la edad de formación de la superficie considerada.

5.1. Análisis global de la determinación de ^{21}Ne cosmogénico:

En todas las muestras analizadas la cuantificación del ^{21}Ne cosmogénico y su aplicación geomorfológica se ha podido ver influida por distintos factores. En unos casos estos factores son macroscópicos en cuanto a que afectan al medio donde se sitúa la roca muestreada. Pueden ser de dos tipos: exógenos y endógenos. Los factores exógenos pueden tener distinta justificación como: tasas de erosión diferenciadas, apantallamiento temporal de las superficies por sedimentos, nieve o hielo, vegetación, o afectados por incendios. También, dentro de este tipo considerado macroscópico pero ya refiriéndonos a factores endógenos, se puede mencionar el caso de diferentes intrusiones de rocas magmáticas (cuando es esta roca la utilizada para la medida) con diferentes mineralogías, o procesos que incluyan un calentamiento por encima de la temperatura de liberación del Ne cosmogénico (vulcanismo, metamorfismo de contacto, etc...). Dentro de la categoría endógena de modificación de la concentración de Ne cosmogénico, se incluyen también los factores tectónicos que modifican la altura a la que se sitúa la superficie y que para determinados casos puede alcanzar valores notables aún para etapas muy próximas a la actual (p.ej. el caso del levantamiento del zócalo escandinavo durante el post-glacial es evidente), variaciones en la composición isotópica del reservorio de Ne del manto, procesos de fraccionamiento en el magma previos a la cristalización del macizo, etc.

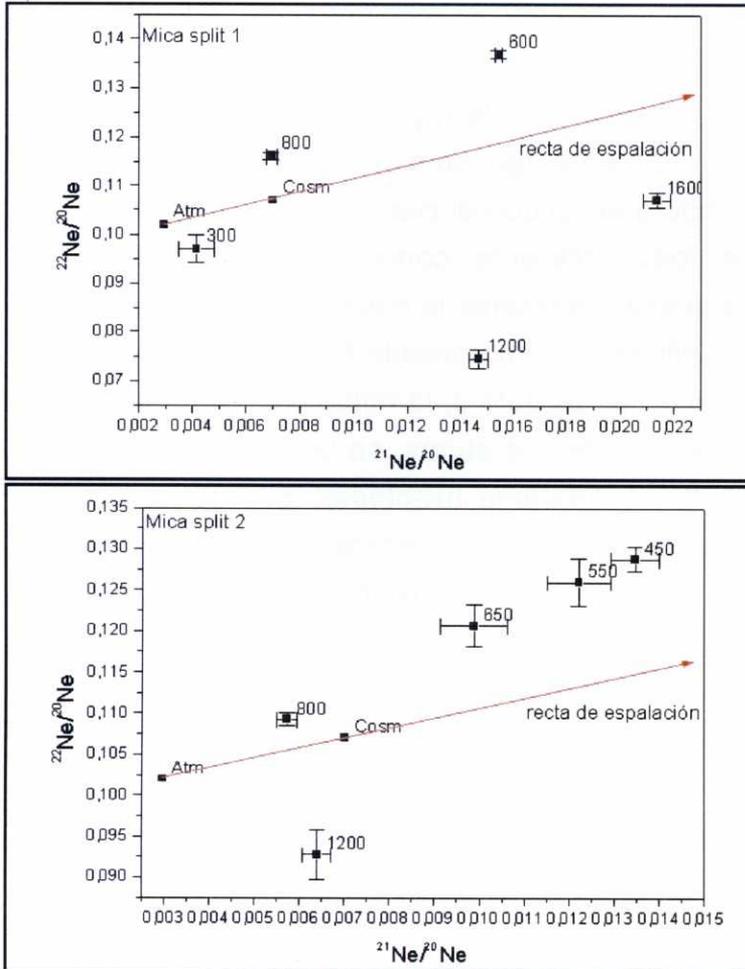
En el dominio microscópico englobamos todos aquellos factores que pueden afectar al análisis de las alícuotas que finalmente representan la localidad seleccionada: desde la concentración de elementos radioactivos, que puede diferir en nuestra alícuota de la que representa al macizo de origen, hasta la ubicación en la red cristalina del ^{21}Ne y su relación con ésta; la presencia de inclusiones fluidas o impurezas y composición de las mismas, especialmente en lo que se refiere a la concentración de ^{19}F como origen de ^{22}Ne ; la existencia de defectos cristalinos que faciliten o alteren la difusión de los gases hacia el exterior, etc. Unos y otros interaccionan entre sí a lo largo de la historia de exposición de la muestra a la acción de los rayos cósmicos con un único resultado, la concentración y relación isotópica del Ne que se mide en el análisis de las muestras.

En lo que a cuestiones metodológicas se refiere, todos estos factores se resuelven en dos exigencias: 1) la corrección de la contribución de ^{21}Ne de origen nucleogénico y 2) la correcta identificación del componente heredado como base de cálculo para calcular la concentración del componente cosmogénico. Ambas cuestiones pueden parecer en un principio independientes, pero a nuestro juicio no lo son. El componente del Ne de origen nucleogénico, al igual que el cosmogénico, crece con el tiempo y se adiciona a la composición isotópica primigenia, (que es la que denominamos heredada) del cuarzo. Por lo tanto, es razonable suponer que al igual que existe una recta de producción de componente cosmogénico a partir del componente heredado, exista otra para la producción del componente nucleogénico. Es evidente que en una misma muestra sólo existe un componente heredado que es la base para el origen de los otros dos. De aquí que la identificación de una recta de producción para el componente nucleogénico sería de gran utilidad para la identificación del componente heredado, (a la postre la base de cálculo del componente cosmogénico).

En esta discusión el análisis de los resultados de las muestras de mica puede ser de gran utilidad. La mica extraída de la matriz granítica está sometida al mismo flujo de rayos cósmicos que el cuarzo que hemos analizado. Sin embargo, su distinta composición mineralógica (mucho más pobre en Si que el cuarzo), su distinta estructura cristalina y, sobre todo, diferente concentración en elementos radioactivos hace que sea interesante la comparación de los resultados, no sólo por su influencia como posible fuente contaminante de ^{21}Ne . Como ya vimos en el capítulo 3, la mica libera la mayor cantidad de ^{21}Ne y ^{22}Ne a bajas temperaturas, en la región cosmogénica del cuarzo. Al analizar el diagrama triisotópico que se obtiene del análisis de las micas separadas en el proceso de purificación del cuarzo, vemos que se puede inferir la existencia de una recta de producción de $^{21,22}\text{Ne}$ nucleogénico y que ésta partiría de un componente heredado de composición igual a la atmosférica (ver gráfica 5.1). La pendiente de esta recta es claramente mayor que la recta de espalación cosmogénica para el cuarzo, pero es importante comprobar que ambos componentes parten del mismo punto, indicando un origen común.

Estos diagramas indican la posibilidad de, al menos en muestras con la suficiente abundancia de Ne nucleogénico, describir el crecimiento de este componente a partir de una composición isotópica primigenia. Si este hecho se cumpliera en el cuarzo, es evidente que sería de gran utilidad, ya que tendríamos un criterio doble para determinar la composición del componente heredado, además de identificar el componente nucleogénico.

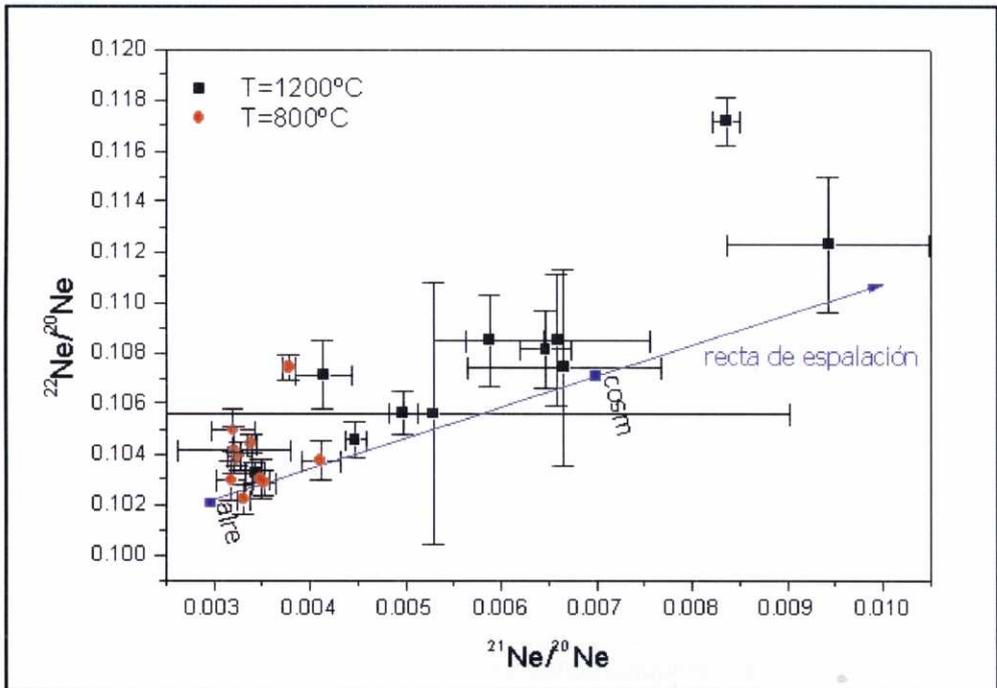
Con el fin de comprobar esta hipótesis, se construyó un diagrama triisotópico (ver gráfica 5.2) con las relaciones isotópicas del Ne identificado como nucleogénico (el liberado a $T > 800^\circ\text{C}$) de la primera tanda de muestras. En esta tanda, como ya se comentó, después de la extracción a 600°C la siguiente etapa es a 800°C , alejada ya



Gráfica 5.1. Diagramas triisotópicos de dos muestras de mica extraídas de los granitos muestreados. Las relaciones isotópicas $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ y $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ son mucho mayores que en el cuarzo analizado. Asimismo, la ordenación respecto a la temperatura es aproximadamente la inversa que la que se observa en el cuarzo.

de la región cosmogénica.

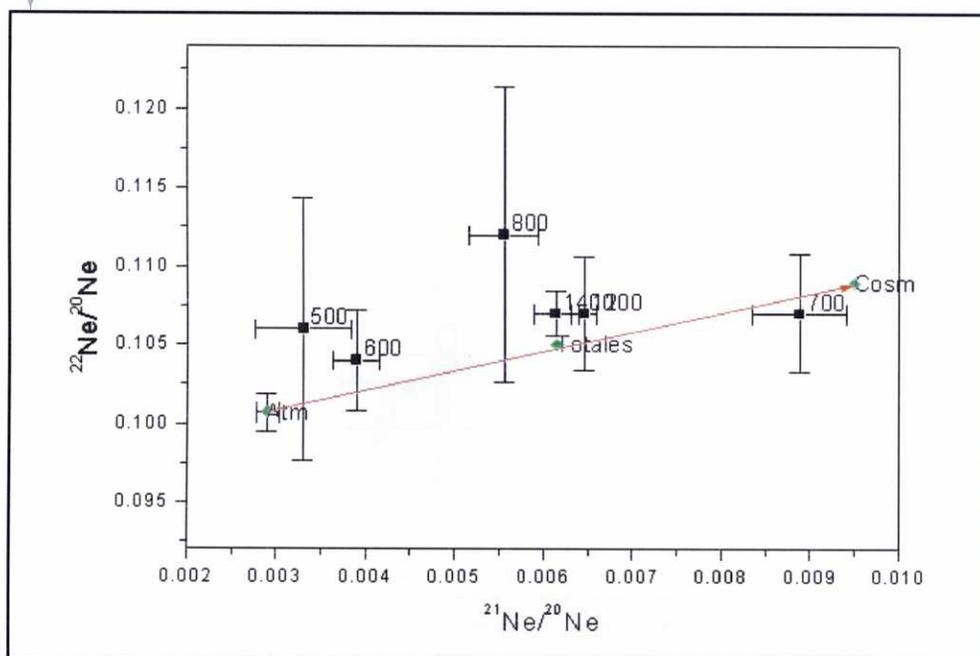
Las relaciones isotópicas a la temperatura de 800°C forman una nube de puntos muy cerca de la composición atmosférica, superior a ella excepto en un caso. Las relaciones a 1200°C muestran una mayor dispersión, pero parece existir una ordenación lineal con respecto a la temperatura, como veíamos en el caso de las micas, que trazaría una recta que parte de la composición isotópica atmosférica. La pendiente de la recta sería mayor que la de espalación, pero la dispersión mostrada en la temperatura de 800°C dificulta la obtención de una pendiente representativa.



Gráfica 5.2. Relaciones isotópicas de las temperaturas 800°C y 1200°C en la primera tanda de muestras.

La gráfica 5.2 muestra como algunas relaciones isotópicas a 800°C o 1200°C de temperatura caen muy cerca o encima incluso de la recta de espalación, lo que sería suficiente para evitar el procedimiento de una única extracción a alta temperatura. Como se puede ver en la muestra PDO-3 (ver gráfica 5.3), la relación isotópica total (incluyendo componente cosmogénico y nucleogénico) equivalente a una única extracción a 1200°C, cae en la recta de espalación.

En PDO-3 podría pensarse que la influencia del componente cosmogénico forzaba semejante resultado. En la gráfica 5.2 son las relaciones isotópicas medidas a temperaturas superiores a 600°C, lo que permite excluir la contribución cosmogénica al resultado final. Quiere esto decir que en algunos casos pudiera ser que la recta de producción del componente nucleogénico tenga la misma pendiente que la de espalación, haciendo imposible la resolución de los distintos componentes si no se tiene en cuenta el criterio de la temperatura de libe-

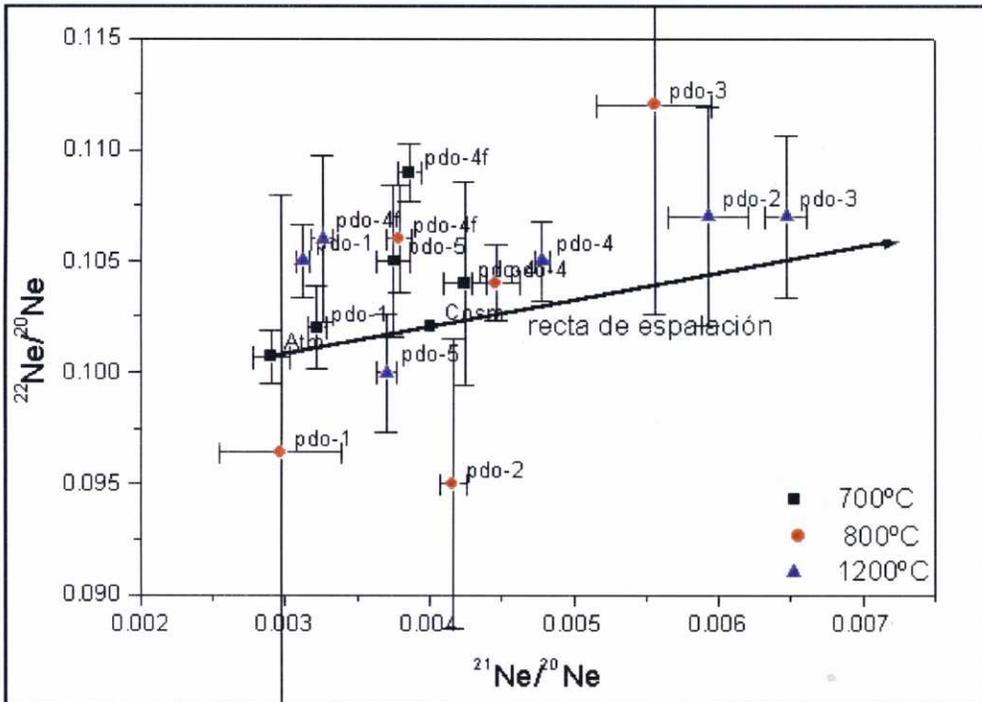


Gráfica 5.3. Diagrama trisiótopico donde se aprecia las relaciones isotópicas de una única extracción a alta temperatura ("Totales").

ración.

Para avanzar en esta hipótesis, en la segunda tanda de muestras analizada, se incluyó una extracción a 700°C entre las temperaturas de 600°C y 800°C. De ser reproducible el ordenamiento del componente nucleogénico con respecto a la temperatura observado en la primera tanda, obtendríamos entonces relaciones isotópicas muy cercanas a las del componente heredado de cada muestra, facilitando de esa manera su identificación. Asimismo, la diferencia entre las relaciones a 600°C y 700°C podrían ser de utilidad en el caso de tener que introducir correcciones por aportes nucleogénicos. En la gráfica 5.4 puede observarse el resultado obtenido con las muestras del macizo de O Pindo (sólo se representan éstas ya que de las muestras de Queixa sólo en Q-6 se logró identificar el componente cosmogénico):

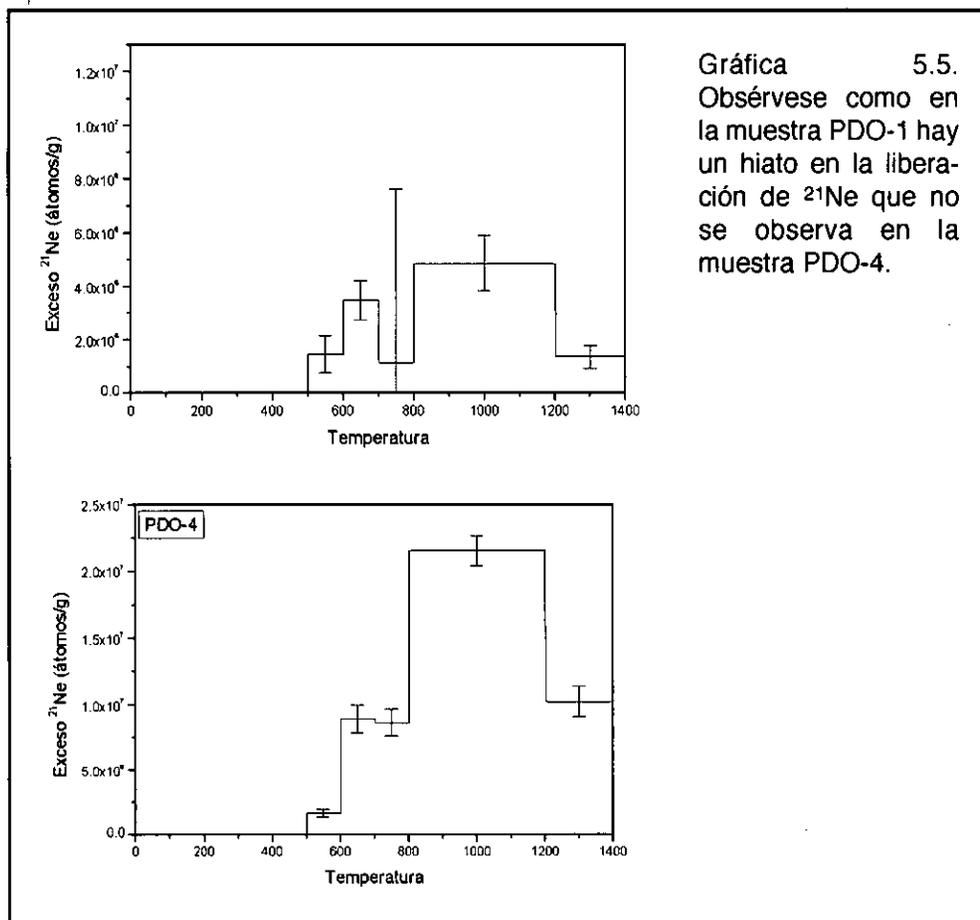
En este caso no se observa el mismo patrón que en la gráfica 5.2



Gráfica 5.4. Diagrama triisotópico de las muestras de O Pindo a 700, 800, y 1200°C

Una primera diferencia que observamos es como algunas relaciones a 800°C están claramente por debajo de la recta de espalación, aunque con gran incertidumbre en la relación $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$. Esto puede ser debido a que la extracción a 700°C afecte a las relaciones medidas a 800°C. En la gráfica 5.5 observamos como en PDO-1, a 700°C hay una mayor liberación (aunque con una gran incertidumbre) de ^{21}Ne que a 800°C, lo que no sucede en PDO-4, donde a su vez, las relaciones isotópicas a 800°C están por encima de la recta de espalación.

Conviene recordar que aunque el cuarzo presente la posibilidad de la metaestabilidad entre 573°C y 840°C, el cuarzo de alta es el polimorfo estable en condiciones normales de presión, para transformarse después en tridimita. En este intervalo de temperatura la liberación del Ne puede adaptarse a los cambios en la estructura y seguir distintos patrones como podemos observar en el gráfico anterior 5.5.



Aun cuando la introducción de una etapa de extracción a 700°C en la segunda tanda pueda significar que las medidas a 800°C en ambas tandas no son comparables, hay otras diferencias significativas entre las gráficas 5.2 (primera tanda) y 5.4 (segunda tanda). Las relaciones a 1200°C que en la primera serie (gráfica 5.2) eran siempre superiores a las correspondientes a 800°C aquí muestran mayor dispersión, y en general, falta la ordenación según las temperatura que se puede observar en la gráfica 5.2. La imposibilidad de trazar una recta de producción, si existiere, para el componente nucleogénico puede explicarse por varias causas. En primer lugar, la determinación de la pendiente de dicha recta resulta prácticamente imposible. La recta de espalación del componente cosmogénico tiene una

pendiente determinable que depende sólo del espectro energético de los rayos cósmicos y del rendimiento de las reacciones que originan el Ne cosmogénico en el cuarzo. Esto no sucede con el componente nucleogénico, ya que si aun consideramos constante la concentración de ^{18}O en el cuarzo, no podemos saber la tasa de producción de ^{21}Ne nucleogénico ya que depende no sólo de la concentración de los elementos radioactivos, sino de su localización y por tanto interacción con el ^{18}O . La situación es aun más complicada en el caso del ^{22}Ne nucleogénico, ya que la concentración y localización del ^{19}F puede diferir mucho de muestra a muestra. En resumen, la pendiente de la recta de producción del componente nucleogénico puede ser diferente en cada muestra y también, dependiendo de la prehistoria de la roca, la composición isotópica del componente heredado puede variar.

A menudo, las relaciones isotópicas menores que la del Ne atmosférico son medidas en las fracciones liberadas a bajas temperaturas. En la primera tanda de muestras analizadas, la concordancia exhibida en las relaciones isotópicas a bajas y altas temperaturas (casi todas ellas mayores que las del Ne atmosférico) parece sugerir que no hay dudas acerca de la composición atmosférica del componente heredado. De hecho, los resultados calculados tomando como base esta composición coinciden con los datos geomorfológicos (VIDAL ROMANÍ et alii, 1999; FERNANDEZ MOSQUERA et alii, 2000). En las muestras de O Pindo, donde no se presenta esta concordancia, es necesario estudiar cual es el componente heredado adecuado. En casos como este el único criterio aplicable es el geomorfológico a la hora de determinar la composición exacta del componente heredado, siempre y cuando la elección de distintos componentes heredados no lleve al cálculo de resultados finales incompatibles con la evidencia geomorfológica.

En las muestras de O Pindo, las concentraciones de ^{21}Ne cosmo-

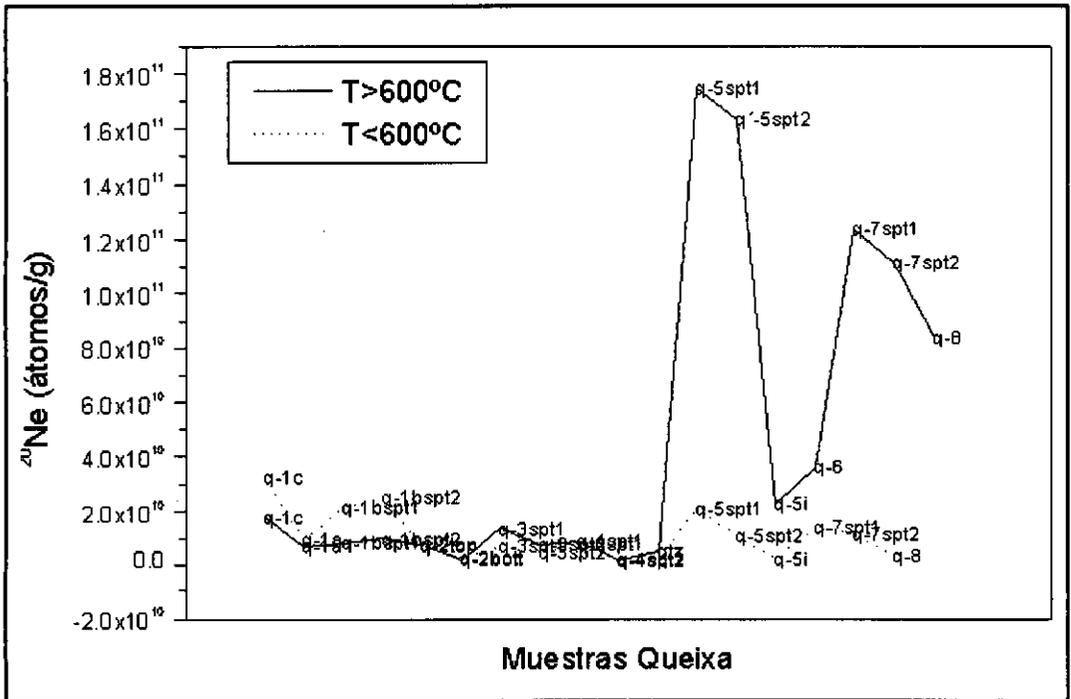
génico obtenidas en base a distintas relaciones del componente heredado (ver tabla 5.1) no serían diferentes desde el punto de vista geomorfológico debido al largo intervalo de tiempo de exposición que se les presume. Sin embargo, estas mismas diferencias sí serían importantes en las superficies glaciadas cuya exposición es mucho más reciente.

Muestra	^{21}Ne cosmogénico (átomos/g)	Edad de exposición (10^3 años)	Tasa de erosión (cm/año)	^{21}Ne cosmogénico (átomos/g) frente comp. trapped	Edad de exposición (10^3 años)	Tasa de erosión (cm/año)
PDO-4	2,60E+06	90	6,16E-04	2,60E+06	144	3,86E-04
	$\pm 3,08\text{E}+05$	± 17		$\pm 3,21\text{E}+05$	± 17	
PDO-5	1,49E+06	72	7,76E-04	1,83E+06	88	6,31E-04
	$\pm 5,47\text{E}+05$	± 26		$\pm 5,59\text{E}+05$	± 27	

Tabla 5.1. Comparación entre los resultados obtenidos considerando distintos componentes heredados en las muestras PDO-4 y PDO-5.

Este sería el caso de las muestras Q-5, Q-7 y Q-8, procedentes de una zona glaciada. En ellas la determinación del componente cosmogénico no es posible, o es incoherente con la evidencia geomorfológica, a partir de un componente heredado de composición atmosférica, lo cual es chocante al pertenecer a la Serra de Queixa donde ya se vio que en las otras muestras analizadas (Q-1, Q-2, Q-3, Q-4 y Q-6) la composición del heredado era igual a la atmosférica. Aun perteneciendo a la misma zona, el componente heredado no tiene porque ser el mismo. La distinta historia petrogenética ayuda a entender estas diferencias. Estas tres muestras proceden de un cuerpo magmático de intrusión tardío, rico en volátiles, lo que puede explicar la gráfica 5.6.

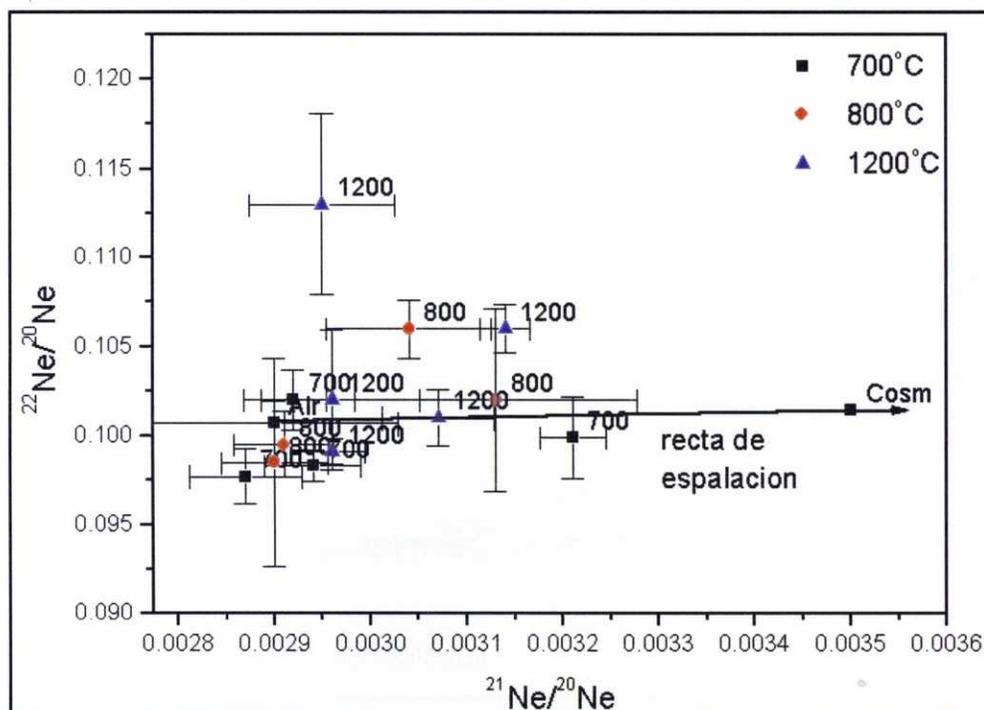
Existe una gran diferencia en la concentración medida de ^{20}Ne a temperaturas mayores de 600°C para esta tres muestras. Dado que la cantidad de ^{20}Ne nucleogénico es despreciable (a diferencia del ^{21}Ne y el ^{22}Ne) frente a la que procede del componente heredado, esta diferencia puede deberse a procesos petrogénicos/mineralógicos que justificarían un componente heredado diferente. De igual



Gráfica 5.6. Comparación entre la concentración de ^{20}Ne liberado en la región cosmogénica ($T < 600^\circ\text{C}$) y a temperaturas mayores para las muestras de Queixa.

manera, las relaciones isotópicas para estas muestras por encima de los 600°C (ver gráfica 5.7) no están ordenadas según la temperatura, con la diferencia importante de ser muchas de ellas menores (aun con incertidumbre) que la atmosférica. Es decir, que no pudieron crecer a partir de ella y por lo tanto existe la posibilidad de que el componente heredado tenga efectivamente una composición diferente al atmosférico.

En la gráfica 5.6 podemos observar como en estas muestras la liberación de ^{20}Ne es mucho mayor a altas temperaturas y similar a temperaturas menores de 600°C . Dado que la cantidad de ^{20}Ne nucleogénico es despreciable en comparación con el componente heredado, esta diferencia puede ser debida a procesos petrogenéticos/mineralógicos que podrían explicar una relaciones isotópica tdel componente heredado distinta de la del Ne atmosférico. Las relacio-



Gráfica 5.7. Diagrama triisotópico de las muestras Q-5, Q-7 y Q-8 para las temperaturas mayores de 600°C.

nes isotópicas a temperaturas mayores de 600°C (ver gráfica 5.7) no están ordenadas según la temperatura, y muchas de ellas son menores (aunque con incertidumbre) que la atmosférica.

En la gráfica 5.6 podemos observar que en esas muestras la liberación de ^{20}Ne es un orden de magnitud mayor a altas temperaturas, pero similar a temperaturas menores de 600°C. El gran aumento en la liberación del ^{20}Ne puede sugerir distinta relación isotópica que sólo podemos explicar considerándolo como procedente de inclusiones cristalinas. A pesar de esta interpretación "ad hoc", el cálculo de la concentración de componente cosmogénico para estas muestras tomando como base distintos componentes heredados da concentraciones (y por lo tanto edades) muy bajas, sin relación con el modelo geomorfológico que postula unas edades mucho más antiguas (corroboradas también por la muestra Q-6, con una edad de 84 Ka

B.P.). Por lo tanto, en estas muestras, el cálculo de ^{21}Ne cosmogénico como exceso frente a un componente heredado de mayor valor que el real, no puede explicar las bajísimas concentraciones que se obtienen.

Hemos visto como el análisis del componente nucleogénico puede ser de ayuda para determinar la composición isotópica del componente heredado. El otro asunto clave para la cuantificación de ^{21}Ne cosmogénico es la medida de la contribución (si existiese) del componente nucleogénico a la concentración medida por debajo de 600°C . En algunas de las muestras analizadas (Q-2, Q-3, Q-4, X-1 y X-2), se pudo corregir la contribución de ^{21}Ne nucleogénico (identificado por el desplazamiento de la recta de espalación en el eje horizontal de la relación $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$) basándonos en el hecho de que por debajo de 600°C el único ^{22}Ne que se libera es de origen cosmogénico, por lo que podemos tomar siempre como cosmogénica la relación $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ y con ella corregir la $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$. En estas muestras, este método funciona correctamente y está avalado no sólo por que el decrecimiento exponencial con la profundidad que se observa con las concentraciones corregidas (ver muestra Q-2) para la misma muestra, pero también porque los resultados son acordes con los datos geomorfológicos previos.

Sin embargo esta corrección no ha podido ser aplicada en las demás muestras. Cuando las relaciones isotópicas en el rango cosmogénico no caen dentro de error en la recta de espalación (Q-1, Q-6, PDO-1, PDO-2, PDO-3 y PDO-4), las relaciones isotópicas medidas no permiten semejante corrección. En el caso de Q-5, Q-7 y Q-8, no se ha podido identificar como cosmogénico el componente por debajo de 600°C para Q-5 y Q-7 y quizás también en Q-8 si consideramos un componente heredado de composición distinta a la atmosférica. Es posible entonces, que el exceso de ^{21}Ne medido a temperaturas tan bajas sea de origen nucleogénico, aunque eso no

se pueda confirmar siguiendo el modelo de difusión con una $E_a=130\text{KJ/mol}$ sugerido por NIEDERMANN et alii, (1994). Si tomamos como nucleogénica la concentración de ^{21}Ne por encima de los 600°C , la proporción que correspondería de componente nucleogénico liberado por difusión respecto a 700°C (973K) sería la expuesta en la tabla 5.2.

Temperature (K)	$\log(D_T/D_{973})=E_a/R(1/973-1/T)$
973	1
873	0,158
773	0,016

Tabla 5.2. Relación del modelo de difusión de Ne nucleogénico a distintas temperaturas tomando como $E_a = 130\text{KJ/mol}$.

Esta proporción no se corresponde con las cantidades medidas en nuestro caso (Q-5, Q-7 y Q-8) a esas temperaturas, que son mayores que las que les correspondería según la proporción teórica. Este resultado no descarta el origen nucleogénico de ese ^{21}Ne , tan sólo que provenga del mismo reservorio que el liberado a mayores temperaturas y que corresponden al determinado en la roca caja. Este dato apunta a la hipótesis de que las condiciones petrogénicas parecen determinantes en los resultados obtenidos con estas muestras. De hecho, los difractogramas de R-X de Q-5 y Q-7, idénticos (ver figura 5.3), sugieren la misma mineralogía en ambas muestras.

Para finalizar con este apartado, hemos de constatar que la corrección de ^{21}Ne nucleogénico liberado por difusión con la $E_a=130\text{KJ/mol}$ no ha podido ser probada en las muestras analizadas, aunque no se haya podido encontrar un patrón diferente. En lo que se refiere a la concentración de ^{21}Ne nucleogénico medida y su relación con la concentración en elementos radioactivos, esta se ilustra en la gráfica 5.8.

Consideramos como nucleogénico todo el exceso de ^{21}Ne medido a temperaturas $>600^\circ\text{C}$. Se puede observar como parece haber cierta correlación entre la concentración de ^{232}Th y el ^{21}Ne nucleogéni-

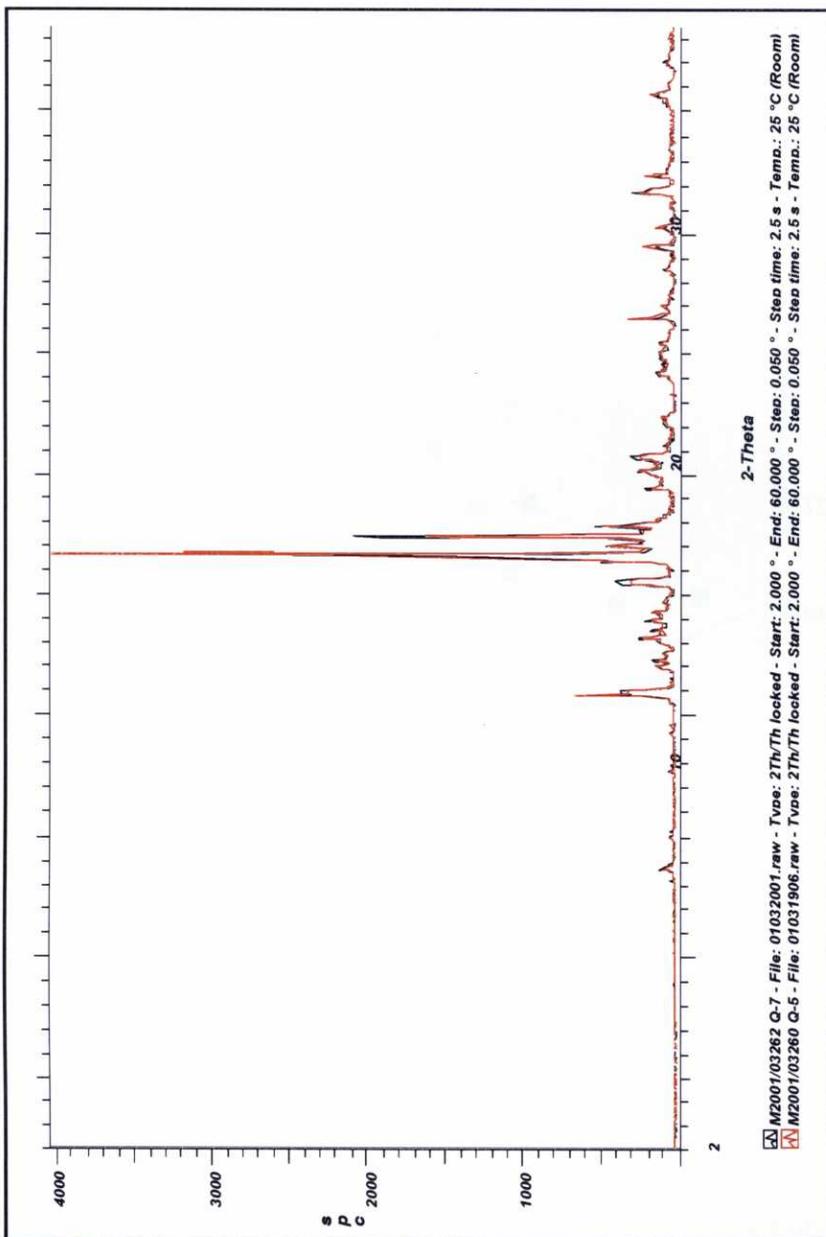
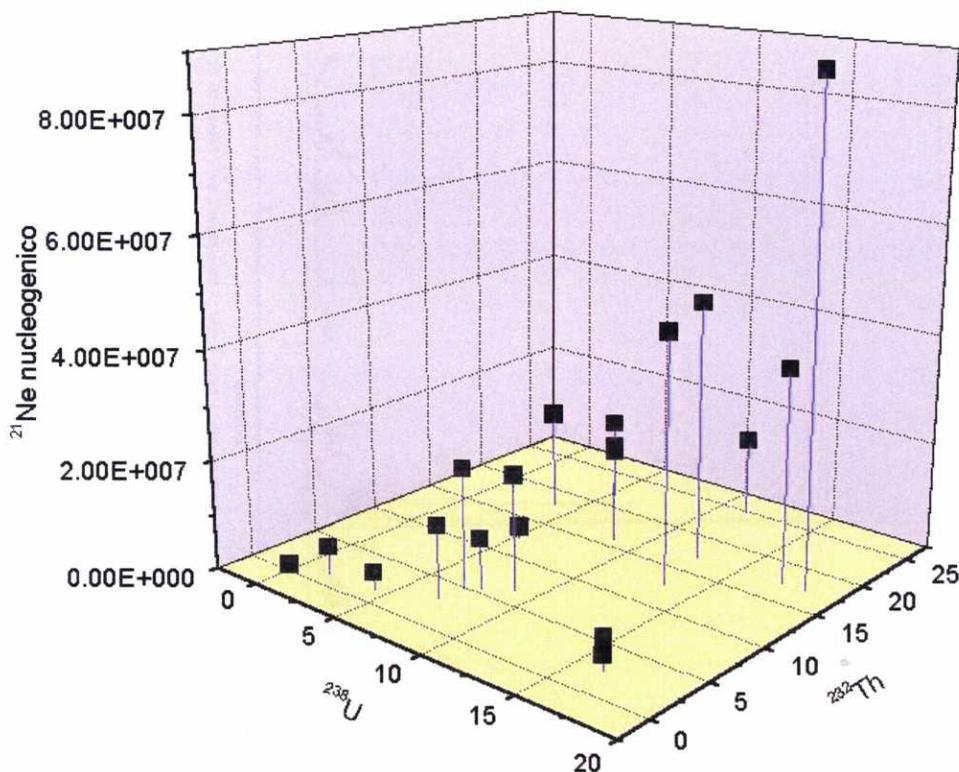


Figura 5.3. Difractogramas de R-X de la muestras Q-7 (negro) y Q-5 (rojo). Se puede apreciar que se superponen casi exactamente.

co, mientras que para el ^{238}U todos los puntos están en un margen más estrecho. Esto puede tener que ver con que la tasa de producción de ^{21}Ne nucleogénico a partir de ^{232}Th es ligeramente mayor que a partir de ^{238}U ($2.30 \times 10^{-26} \text{ cm}^3 \text{ STP desintegración}^{-1} \text{ g}^{-1}$ frente



Gráfica 5.8. Relación entre el ^{21}Ne nucleogénico (exceso a $T > 600^\circ\text{C}$) y la concentración de ^{232}Th y ^{238}U en todas las muestras analizadas.

a $2.04 \times 10^{-26} \text{ cm}^3 \text{ STP desintegración}^{-1} \text{ g}^{-1}$ (LEYA y WIELER, 1999)). De todos modos, la medida de la concentración en elementos radioactivos no aporta datos de interés para la resolución del ^{21}Ne cosmogénico ya que no es posible encontrar una relación cuantitativa entre ambas medidas (ver capítulo 3).

5.2. Efecto de los incendios forestales sobre la concentración de ^{21}Ne cosmogénico:

Con el fin de estudiar la posible influencia de los incendios forestales sobre la concentración de ^{21}Ne cosmogénico, se recogió una muestra de cuarzo (Q-5i) procedente de una superficie de descamación en un bloque adyacente a la muestra Q-5. Algunos autores



(BIERMAN y GILLESPIE, 1991) en base a observaciones de campo de incendios producidos de forma natural en zonas de vegetación arbustiva, estimaron que la temperatura podía llegar a alcanzar los 600°C durante unos 5' en la superficie de la roca, con un doble efecto sobre la concentración de nucleidos cosmogénicos: por un lado pérdida de gas por difusión y por otro, pérdida de la roca misma. La pérdida de gas se debe a que el calor del incendio debe activar la difusión térmica de los gases nobles cosmogénicos (^3He , $^{20,21,22}\text{Ne}$, ^{39}Ar) acumulados en la capa más superficial de la roca. La magnitud de gas perdido de esta manera es sin embargo muy difícil de modelizar pues depende de gran cantidad de factores: tipo de isótopo, relación con la red cristalina, tamaño efectivo de grano, composición de la fase mineral, defectos puntuales de la red,.... En el modelo que estos autores proponen para el ^{39}Ar , dependiendo de la frecuencia de los incendios se podría perder hasta un 50% de la concentración cosmogénica. Obviamente, este efecto es tanto más importante cuanto más ligero es el isótopo, aunque no se pueda estimar su cuantía. Así, TRULL et alii, 1991, estiman que el ^3He cosmogénico se difunde mas de 100 veces más rápido que el ^3He atrapado o el ^4He radiogénico debido probablemente a la distorsión de la estructura cristalina que provoca la reacción de espalación.

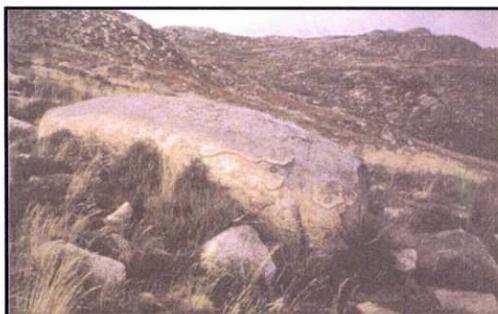
La segunda consecuencia de los incendios sobre la superficie de la roca es la llamada descamación o pérdida de una capa superficial, de distinto grosor según los autores (de 0,5 a 5 cm) (ver fotografía 5.1). La pérdida de esta capa superficial expone a la acción de los rayos cósmicos una nueva superficie con una concentración de componente cosmogénico acorde con su profundidad antes de la descamación, debido a la atenuación exponencial de la radiación al atravesar la roca. El resultado de la descamación a efectos de la concentración de nucleidos cosmogénicos es equivalente al modelo de erosión periódica propuesto por SMALL et alii (ver capítulo 2).



Fotografía 5.1. Superficies descamadas debido al efecto de los incendios. La pérdida de roca se manifiesta por el color más claro de la superficie, en contraste con las zonas tiznadas (Portela de Homem, frontera Galicia-Portugal).

Dependiendo del grosor de la capa eliminada y de su distancia en el tiempo, la edad de exposición, o inversamente la tasa de erosión, será menor, o mayor la tasa de erosión, que la real. Como se puede deducir del modelo explicado en el capítulo 2, una muestra con una exposición larga se vería mucho menos afectada que una muestra de exposición reciente. Si bien nuestras muestras fueron seleccionadas previniendo y evitando esta posibilidad (ver fotografía 5.2), cabe la circunstancia de que uno o más incendios de grandes dimensiones pudieran haber afectado a cualquiera de las muestras a lo largo de una historia expositiva que puede llegar a alcanzar los 230 kaños como en el caso de X-2.

Fotografía 5.2. Todas las muestras seleccionadas en bloques se extrajeron de su zona superior, la más improbable de ser afectada por los incendios como se puede apreciar en la fotografía (Laguna Grande, Serra de Queixa, Ourense).



De todas las muestras estudiadas, sólo las muestras Q-5, Q-7 y Q-8 tendrían una concentración de ^{21}Ne cosmogénico demasiado pequeña de acuerdo con su posición geomorfológica, por lo que tienen que haber perdido el ^{21}Ne cosmogénico de alguna manera. Por

ello vamos a comparar los resultados de estas muestras con los obtenidos para Q-5i

Se realizó el mismo análisis que a las demás muestras, pero con una única etapa de extracción (a 600°C) (ver tabla 5.3) en la región cosmogénica con el fin de observar si había o no liberación en este tramo, que es el de más interés para nuestro objetivo.

Q-5i		0,42336 g				
Temperatura (°C)	Tiempo (min)	^{20}Ne (átomos/g)	$^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	$^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$	Exceso ^{21}Ne (átomos/g)	Exceso ^{22}Ne (átomos/g)
600	30	2,27E+09	0,003064	0,09994	3,78E+05	-
		$\pm 9,13\text{E}+07$	$\pm 0,000098$	$\pm 0,00175$	$\pm 2,22\text{E}+05$	
700	30	4,21E+09	0,005509	0,10288	1,10E+07	9,17E+06
		$\pm 1,81\text{E}+08$	$\pm 0,000343$	$\pm 0,00155$	$\pm 1,52\text{E}+06$	$\pm 6,52\text{E}+06$
800	30	5,11E+09	0,003241	0,09530	1,75E+06	-
		$\pm 2,79\text{E}+08$	$\pm 0,000103$	$\pm 0,00263$	$\pm 5,34\text{E}+05$	
1000	20	6,56E+09	0,003179	0,09682	1,85E+06	-
		$\pm 6,48\text{E}+08$	$\pm 0,000155$	$\pm 0,00278$	$\pm 1,03\text{E}+06$	
1200	20	6,78E+09	0,003061	0,09961	1,11E+06	-
		$\pm 1,75\text{E}+08$	$\pm 0,000041$	$\pm 0,00069$	$\pm 2,80\text{E}+05$	
1600	20	1,03E+09	0,003249	0,10493	3,62E+05	4,36E+06
		$\pm 5,01\text{E}+08$	$\pm 0,000926$	$\pm 0,01208$	$\pm 9,70\text{E}+05$	$\pm 1,26\text{E}+07$

Tabla 5.3. Resultados de la muestra Q-5i.

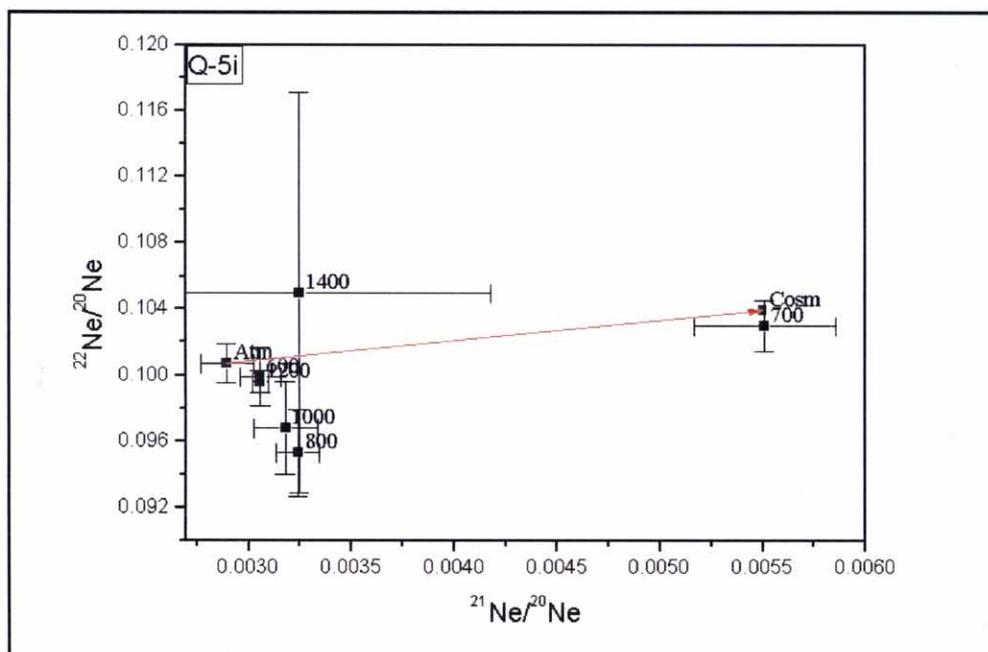
El exceso de ^{21}Ne en la región cosmogénica es comparable al que se obtiene en las tres muestras anteriormente citadas, aunque en estas la concentración de ^{20}Ne es mayor (ver tabla 5.4) que en Q-5i. Este hecho es difícil de evaluar; si hubiera difusión, al ser el ^{20}Ne el isótopo más ligero habría de ser también el que se perdiera con mayor facilidad. Sin embargo las muestras Q-5i y Q-8, que poseen una concentración comparable de ^{20}Ne , son de cuarzo, normalmen-

	^{20}Ne (at/g)		^{21}Ne (at/g)	
Q-5 split1	2,08E+10	$\pm 6,36\text{E}+08$	5,99E+05	$\pm 3,33\text{E}+05$
Q-5 split2	1,06E+10	$\pm 4,31\text{E}+08$	3,09E+05	$\pm 2,55\text{E}+05$
Q-7 split 1	1,38E+10	$\pm 1,57\text{E}+09$	4,60E+05	$\pm 1,25\text{E}+06$
Q-7 split 2	1,15E+10	$\pm 7,83\text{E}+08$	3,23E+05	$\pm 1,19\text{E}+05$
Q-8	3,14E+09	$\pm 2,94\text{E}+08$	8,81E+04	$\pm 4,45\text{E}+05$
Q-5i	2,27E+09	$\pm 9,13\text{E}+07$	3,78E+05	$\pm 2,22\text{E}+05$

Tabla 5.4. Comparación entre las concentraciones de ^{20}Ne y ^{21}Ne en la región cosmogénica de Q-5, Q-7, Q-8 y Q-5i.

te menos abundante en ^{20}Ne que los granitos. Además, los factores ya comentados anteriormente hacen que sea muy difícil estimar la pérdida por difusión, por lo que este único criterio no es de utilidad al estudiar la incidencia de incendios forestales.

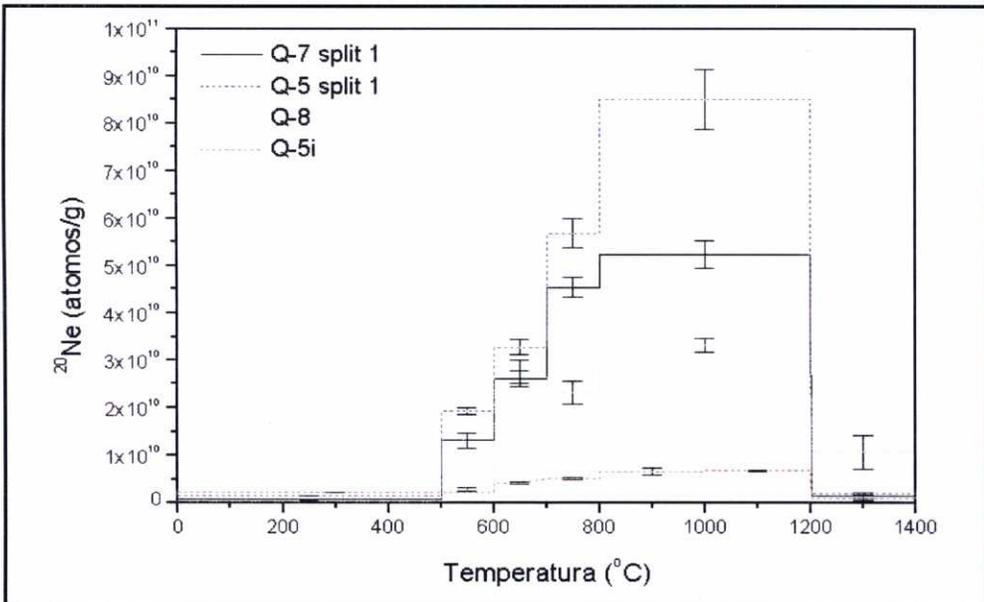
El gráfico triisotópico de la muestra Q-5i (ver gráfica 5.9) muestra las relaciones isotópicas en el rango de 800°C a 1200°C alineadas, intersectándose aproximadamente en el punto de composición atmosférica. La liberación a la temperatura de 600°C está muy próxi-



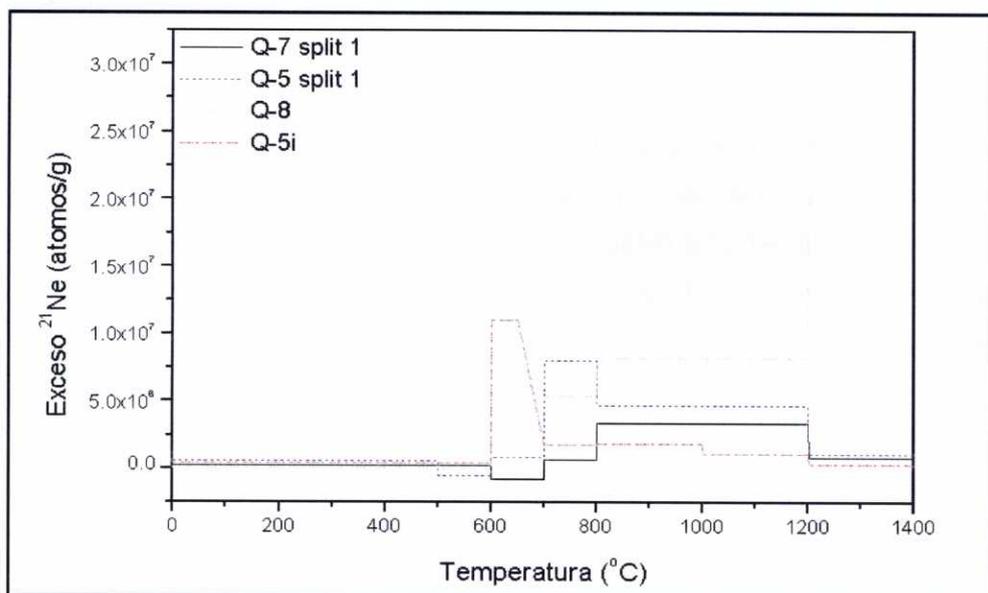
Gráfica 5.9. Diagrama triisotópico de la muestra Q-5i.

ma a la composición atmosférica, lo que ya de por sí explica la el bajísimo exceso de ^{21}Ne en ese rango de temperaturas. En las relaciones isotópicas correspondientes a la liberación de gas a la temperatura de 700°C se registra un fuerte incremento de $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$. En lo que a las relaciones isotópicas se refiere, Q-5, Q-7 y Q-8 coincidirían con Q-5i en tener una relación $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ más baja que la atmosférica, aunque no coincidirían en la ordenación según la temperatura de las mismas.

En lo que sí parece lógico que debería haber buen acuerdo es en el patrón de liberación de los gases, dado que los incendios forestales activarían su difusión, al menos a bajas temperaturas. Las gráficas 5.10 y 5.11 comparan la liberación de ^{20}Ne y ^{21}Ne respectivamente para las muestras Q-5 split 1, Q-7split 1, Q-8 y Q-5i. De las muestras Q-5 y Q-7 se ha escogido una de las alícuotas de cada una por no empastar demasiado el gráfico (además, presentan patrones de liberación similares).



Gráfica 5.10. Patrón de liberación de ^{20}Ne en las muestras Q-5, Q-7, Q-8 y Q-5i.



Gráfica 5.11. Patrón de liberación de ^{21}Ne en las muestras Q-5, Q-7, Q-8 y Q-5i.

La liberación de ^{20}Ne sigue el mismo patrón en todas las muestras comparadas. La diferencia de magnitud ya ha sido comentada para el caso de Q-5i, aunque es interesante comprobar que también aparece entre las demás muestras. Esto podría indicar que en el caso de que todas hubieran sufrido los efectos del fuego, y por lo tanto liberado ^{20}Ne a bajas temperaturas, la cantidad liberada no sería determinable ya que dependería del propio reservorio de la muestra en sí; además, dicha pérdida dista de ser importante para Q-5, Q-7 y Q-8, cuyos valores de ^{20}Ne son comparables a las demás muestras analizadas.

Para el ^{21}Ne el patrón de liberación es similar en todas las muestras hasta los 700°C , dónde la propia Q-5i tiene un máximo de liberación. Una posible interpretación es que de haber sido afectadas por incendios forestales, y la muestra Q-5i de hecho lo ha sido, éstos no llegarían a alcanzar la temperatura de 700°C . En estudios realizados por FIERROS et alii (1990) se midió la temperatura que se alcanza-



ba en suelos forestales gallegos debido a los incendios y se vio que no alcanzaba los 300°C en la mayoría de los casos, a pesar de que la proporción de los materiales combustibles es mayor que sobre una superficie rocosa. También hay que tener en cuenta que los incendios provocan en la roca descamación por termoclastismo. La muestra ahora analizada no corresponde a la superficie original si no a la descamada y por tanto la temperatura que se registra en la superficie de la roca no sería la sufrida por la muestra analizada. Aunque como ya se ha dicho antes, no es posible evaluar la influencia de repetidos incendios de corta duración y baja temperatura que pudieron ocurrir durante toda la historia expositiva de la muestra que a veces pudo haber sido muy larga.

En conclusión, la comparación de una muestra sometida a incendios con las muestras Q-5, Q-7 y Q-8 no es concluyente en el sentido de que éstas se hayan visto afectadas por el fuego. A su favor está el hecho de los similares patrones de liberación a bajas temperaturas y de que las relaciones isotópicas $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ sean menores que la atmosférica en general. Sin embargo, esta similitud no tendría en principio relación con pérdidas por difusión, ya que éstas afectarían principalmente al isótopo más ligero, que es el ^{20}Ne y luego al ^{21}Ne , y se puede observar que la relación $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ es en general mayor que la atmosférica (en Q-5i lo es en todas las temperaturas). Como ya se ha comentado, las bajas relaciones $^{22}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ tendrían su origen en una composición isotópica del componente heredado distinta de la atmosférica. Como última consideración, podríamos tener en cuenta que los tres bloques morrénicos Q-5, Q-6, y Q-7, situados muy cerca entre sí, dan distintos resultados. Los bloques Q-5 y Q-7 muestran resultados similares en los análisis de nucleidos cosmogénicos y también en la difracción de R-X; este hecho puede indicar procedencia común y quizá que fueron depositados en la misma etapa de avance, lo cual no es descartable geomorfológicamente.

Por el contrario Q-6 está en una zona más interior, a apenas 50 m de Q-7, pero da resultados totalmente distintos, con una edad de 84 Kaños B.P.. Por su posición geomorfológica tiene que ser más reciente que las otras dos muestras, por lo que es posible asignar Q-5 y Q-7 una edad más antigua que 84 Kaños.

5.3. Efectos del periglacialismo sobre la concentración de ^{21}Ne cosmogénico:

Otros procesos geodinámicos pueden producir alteraciones en las superficies rocosas muestreadas que afectan a la concentración de los tres isótopos del Ne cuantificados en esta Tesis Doctoral. Es el caso de los procesos de crioclastia producidos por el fenómeno de la helada o cuña de hielo en las rocas situadas a grandes alturas. En las dos áreas de trabajo seleccionadas se observan los efectos del frío cuaternario en el desmantelamiento de las superficies rocosas (caso de A Ruña en O Pindo, o de la localidad Q-1 en Serra de Queixa), en donde además coinciden con valores anómalos de las edades obtenidas. El periglacialismo puede provocar efectos devastadores en las rocas de los macizos rocosos donde las discontinuidades son propicias para este fenómeno, lo que explicaría las anomalías antes señaladas. Una pregunta que queda en el aire es como puede compatibilizarse la persistencia de una superficie glaciada con una antigüedad mayor de 200 Ka y que una superficie rocosa cercana (Q-1) haya sido desmantelada por periglacialismo. Como siempre debe buscarse la explicación en la estructura de la roca y la actuación de la erosión glacial que permite una mejor conservación de las superficies rocosas afectadas.

5.4 Comparación entre distintas muestras de cuarzo:

Una de las conclusiones extraídas de la primera serie de muestras analizadas fue la idoneidad del cuarzo (Q-4 Qtz) como muestra para los análisis de ^{21}Ne cosmogénico (FERNANDEZ MOSQUERA et alii, 2000). Por ello, en la segunda serie de muestras se intentó, siempre que fuera posible, extraer muestras de cuarzo filoniano en vez de obtener el cuarzo por separación desde el granito. Parece pertinente entonces revisar la validez de aquella afirmación comparando los resultados obtenidos entre todas las muestras de cuarzo analizadas: Q-4Qtz, Q-8, PDO-1 y PDO-4F.

La idoneidad de las muestras de cuarzo filoniano se basa en su teórica menor concentración en ^{21}Ne nucleogénico debido a la menor concentración en minerales radioactivos. Comparando los resultados obtenidos entre distintas muestras de cuarzo (ver tabla 5.5) se pueden observar grandes diferencias:

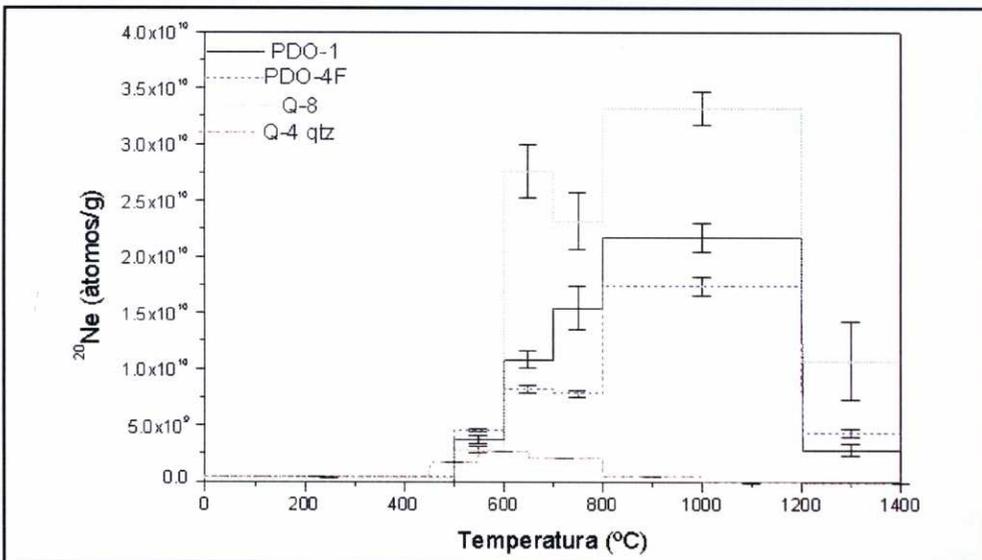
Muestra	$^{21}\text{Ne}_{\text{nu}}$	^{232}Th (ppm)	^{238}U (ppm)
Q-4Qtz	1,13E+06	0,01	0,06
Q-8	2,20E+07	4,8	7,2
PDO-1	9,49E+06	5,3	7,8

Tabla 5.5. Concentración de ^{21}Ne nucleogénico ($T > 600^\circ\text{C}$) y de ^{232}Th y ^{238}U en las muestras de cuarzo.

La muestra Q-4Qtz y las otras dos varían claramente tanto en la concentración en elementos radioactivos como en ^{21}Ne nucleogénico. De aquí se sigue que no todas las muestras de cuarzo filoniano ofrecen los mismos resultados y por lo tanto, que la muestra sea de cuarzo no es decisivo para obtener una mejor resolución del componente cosmogénico. Al comparar los diagramas triisotópicos de las muestras analizadas (Q-4 Qtz, pag 134; Q-8, pag 159; Pdo-1, pag 172; PDO-4F, pag 184) podemos llegar a la conclusión de que las muestras que ofrecen una mejor discriminación entre los componentes cosmogénico y nucleogénico, y se ajustan por ello mejor a la

recta de espalación, son aquellas con mayor concentración de componente cosmogénico. Esta parece ser pues la clave para obtener los mejores resultados. En muestras de exposición reciente, cuanto más puro sea el cuarzo, mejor; pero no podemos elegir por ejemplo entre PDO-1 ($^{21}\text{Ne}_{\text{cosm}} = 1,46 \times 10^6 \pm 7,02 \times 10^5$ at/g) y por ejemplo Q-3 ($^{21}\text{Ne}_{\text{cosm}} = 1,17 \times 10^6 \pm 9,19 \times 10^5$ at/g), ya que ambas presentan problemas de resolución, siendo la primera una muestra filoniana. Una vez más, el factor petrogenético parece decisivo en el análisis de los resultados.

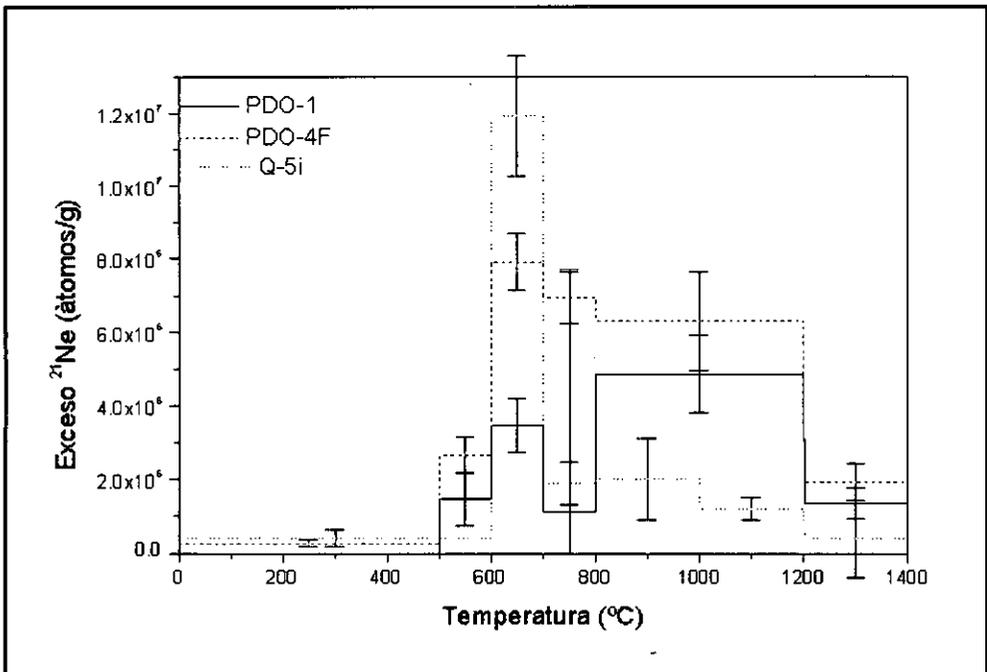
Sin embargo, de la comparación de los patrones de liberación se pueden extraer conclusiones interesantes. En la gráfica 5.12 podemos ver que el patrón de liberación del ^{20}Ne en las muestras filonianas en la región cosmogénica es muy bajo, aunque en esto coincide con las demás muestras tomadas en granitos. Sin embargo, el factor petrogenético se hace evidente en los patrones de liberación a temperaturas mayores. Las muestras PDO-1 y PDO-4F, pertenecientes al mismo macizo muestran el mismo patrón de liberación y apro-



Gráfica 5.12. Comparación del patrón de liberación del ^{20}Ne en todas las muestras de cuarzo filoniano analizadas.

ximadamente la misma abundancia en ^{20}Ne . En cuanto a las muestras Q-4Qtz y Q-8, son claramente diferentes.

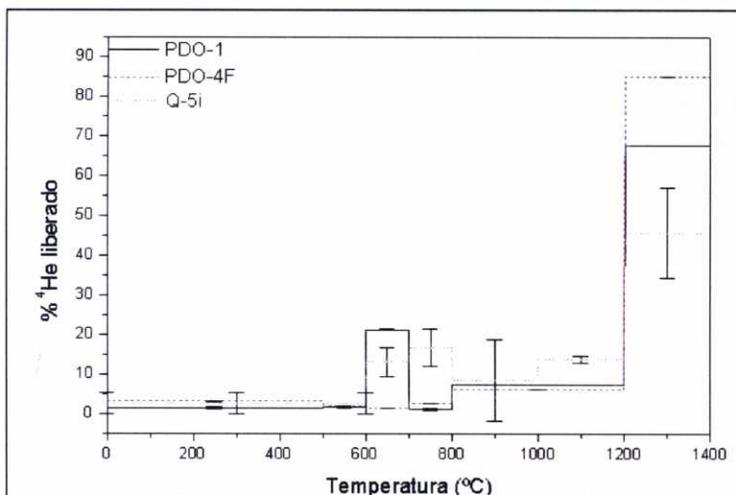
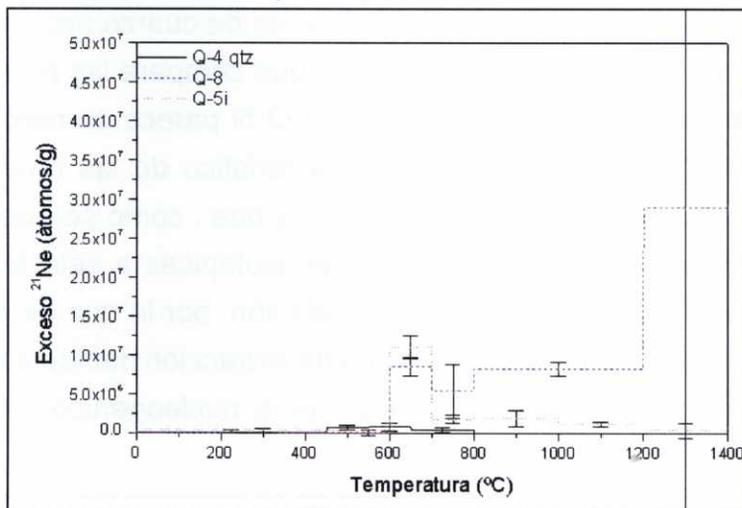
El patrón de liberación de ^{21}Ne lo hemos dividido en dos gráficos y tomamos como referencia la muestra Q-5i debido al excepcional máximo de liberación observado a 700°C , dado que este es un hecho que no se observa en las muestras de cuarzo procedentes de muestras graníticas. La gráfica 5.13 que compara las muestras procedentes del macizo de O Pindo con Q-5i parece corroborar el máximo a 700°C quizá como rasgo característico de las muestras filonianas. Este hecho es muy importante ya que, como se puede observar por ejemplo en Q-5i, las relaciones isotópicas a esta temperatura caen muy cerca de la recta de espalación, por lo que se requiere un control preciso de la temperatura de extracción debido a la proximidad de la liberación de este componente nucleogénico y el cosmogénico liberado a menos de 600°C .



Gráfica 5.13. Exceso de ^{21}Ne (frente a un componente heredado de composición atmosférica) en los cuarzos del macizo de O Pindo y Q-5i.

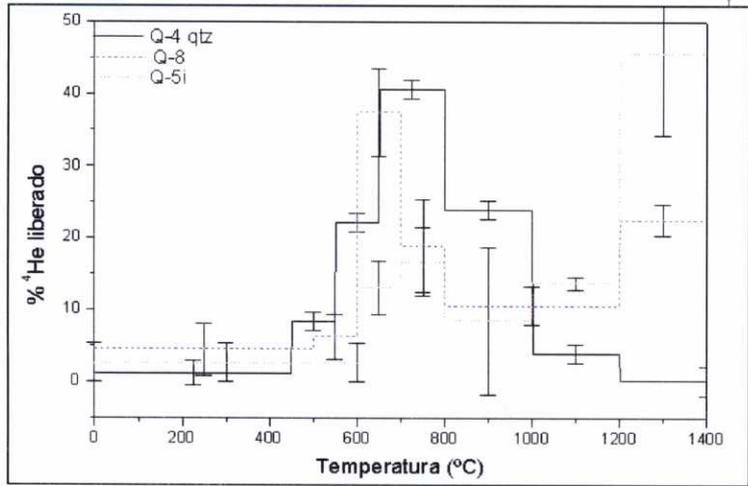
Este máximo (ver gráfica 5.14) se vuelve a observar en la muestra Q-8, pero no en la Q-4Qtz, confirmando su carácter excepcional. Por último, el carácter nucleogénico del componente liberado a 700°C parece corroborarse con la liberación de partículas a (^4He) a esa temperatura (ver gráficas 5.15 y 5.16).

Gráfica 5.14. Exceso de ^{21}Ne (frente a un componente heredado de composición atmosférica) en los cuarzos de Queixa y Q-5i.



Gráfica 5.15. Liberación de ^4He en los cuarzos del macizo de O Pindo y Q-5i.

Gráfica 5.16.
Liberación de ^4He
en en los cuarzos
de Queixa y Q-5i.



5.5 DISCUSION GEOMORFOLOGICA DE LOS DATOS OBTENIDOS:

5.5.1. Zona 1.

Los primeros trabajos sobre el glaciario pleistoceno del NW de la Península Ibérica tienen ya más de un siglo, (HULT, 1873, 1899; FRAGA et al., 1994), aunque se trata de meras descripciones morfológicas. Obviamente las glaciaciones pleistocenas en el NW de la Península Ibérica se desarrollaron siempre sobre una misma superficie aproximadamente. Durante cada etapa del avance glacial se borró total o parcialmente lo que se había depositado o erosionado previamente y las huellas de la dinámica glacial que se han conservado son por tanto una mezcla de depósitos y rasgos erosivos sin otro criterio cronológico distintivo que el de superposición.

En ninguno de los trabajos previos se hicieron dataciones absolutas, pero se aceptaba implícitamente por la mayoría de los autores que el glaciario descrito correspondía al Würm, (véase CARLÉ, 1947, 1949; COUDÉ GAUSSEN, 1978, 1980, 1981; HERNANDEZ-PACHECO 1949, 1957; MALDONADO 1994; NUSSBAUM, & GIGAX,

1953; NUSSBAUM, 1952; PÉREZ ALBERTI et al., 1993,1995; PÉREZ ALBERTI & GUITIÁN RIVERA, 1992; PÉREZ ALBERTI & COVELO ABELEIRA, 1996; PÉREZ ALBERTI & RAMIL, 1996; PÉREZ ALBERTI, 1979, 1990, PÉREZ ALBERTI et al., 1993, 1995 a, 1995 b; RODRÍGUEZ GUITIÁN et al. 1995, 1996; SCHMIDT-THOME, 1973, 1978, 1983 a y b; SCHMITZ, 1969; STICKEL, 1954; VALCARCEL, 1995; VALCARCEL & PÉREZ ALBERTI, 1996; VALCARCEL et al., 1995 a y b). También en esos trabajos el Würm se consideró implícita o explícitamente, como el período mas frío en el NW de la Península Ibérica. Solo algún autor, (HERNANDEZ PACHECO, 1957) para algún caso concreto, (Serra de Queixa, Ourense), llega a postular la existencia de una fase glaciár mas antigua, que asocia sin datarla al Riss admitiéndolo implícitamente como el episodio mas frío, o al menos el mas productivo en hielo al reconocer un avance de los glaciares superior a los posteriores. Este dato es especialmente significativo ya que este autor, (HERNANDEZ PACHECO, 1957), basaba su datación (relativa) en el criterio del grado de conservación de la morrena, muy deteriorada. Por ello era, según él, la mas antigua. En realidad, la morrena mas antigua era una acumulación de escasa altura, muy dispersa a lo largo de una amplia zona. La comparación de esta morrena con la anterior, mucho mas alta (se han contabilizado hasta 30 m de altura), posterior (en el tiempo y en el espacio) ponía en evidencia unas características diferentes. Hasta fechas muy recientes (VIDAL ROMANI et alii 1999), no se había expresado que la considerada mas antigua (HERNANDEZ PACHECO, 1957) no habría sido formada en un solo episodio de avance glaciár, sino en sucesivos avances (y de ahí sus mayores dimensiones y su aparente mejor conservación).

Los datos geomorfológicos, (VIDAL ROMANÍ & SANTOS, 1993; VIDAL ROMANÍ et alii., 1990 a y b; VIDAL ROMANÍ & SANTOS, 1994; VIDAL ROMANÍ, 1996; GRANDAL et alii., 1997; LEIRA et alii.,

1997), habían hecho pensar en la existencia de un gran lapso de tiempo entre el máximo glaciario (correspondiente a los frentes morrénicos más avanzados) y el comienzo de la deposición en las cubetas de sobreexcavación, único lugar en donde se han preservado sedimentos datables (MALDONADO, 1994; SANTOS, 1996; LEIRA, 2000). Este intervalo es llenado parcialmente a partir de los datos presentados en esta Tesis Doctoral que ahora permiten el establecimiento de una cronología absoluta, si bien reducida a los últimos 300.000 años para el NW Peninsular utilizando la única técnica aplicable en nuestro caso: la datación por nucleidos cosmogénicos en cristales de cuarzo.

En las dos zonas glaciadas estudiadas aquí: Serra de Gêrez/Xurés y Serra de Queixa-Invernadoiro, como ya se dijo anteriormente, el substrato es granítico (granodiorita). En ambos casos también, las zonas estudiadas ya estaban fuertemente alteradas antes del Pleistoceno y la erosión glaciaria pleistocénica, (VIDAL ROMANI et al., 1990 a y b), contribuyó, primero a eliminar el regolito y después a erosionar la roca en fases sucesivas. Al final de cada fase de avance glaciario, la ablación posterior dejó amplias áreas rocosas al descubierto. Todo ello permite que se considere como una hipótesis razonable que las superficies rocosas descubiertas por la erosión glaciaria, primero como consecuencia de la degradación edáfica y luego porque se ven cubiertas por los hielos glaciares, no poseían inicialmente ningún componente cosmogénico almacenado en el cuarzo analizado. El que después se almacena es posterior a la exposición de la roca durante las etapas de ablación glaciaria.

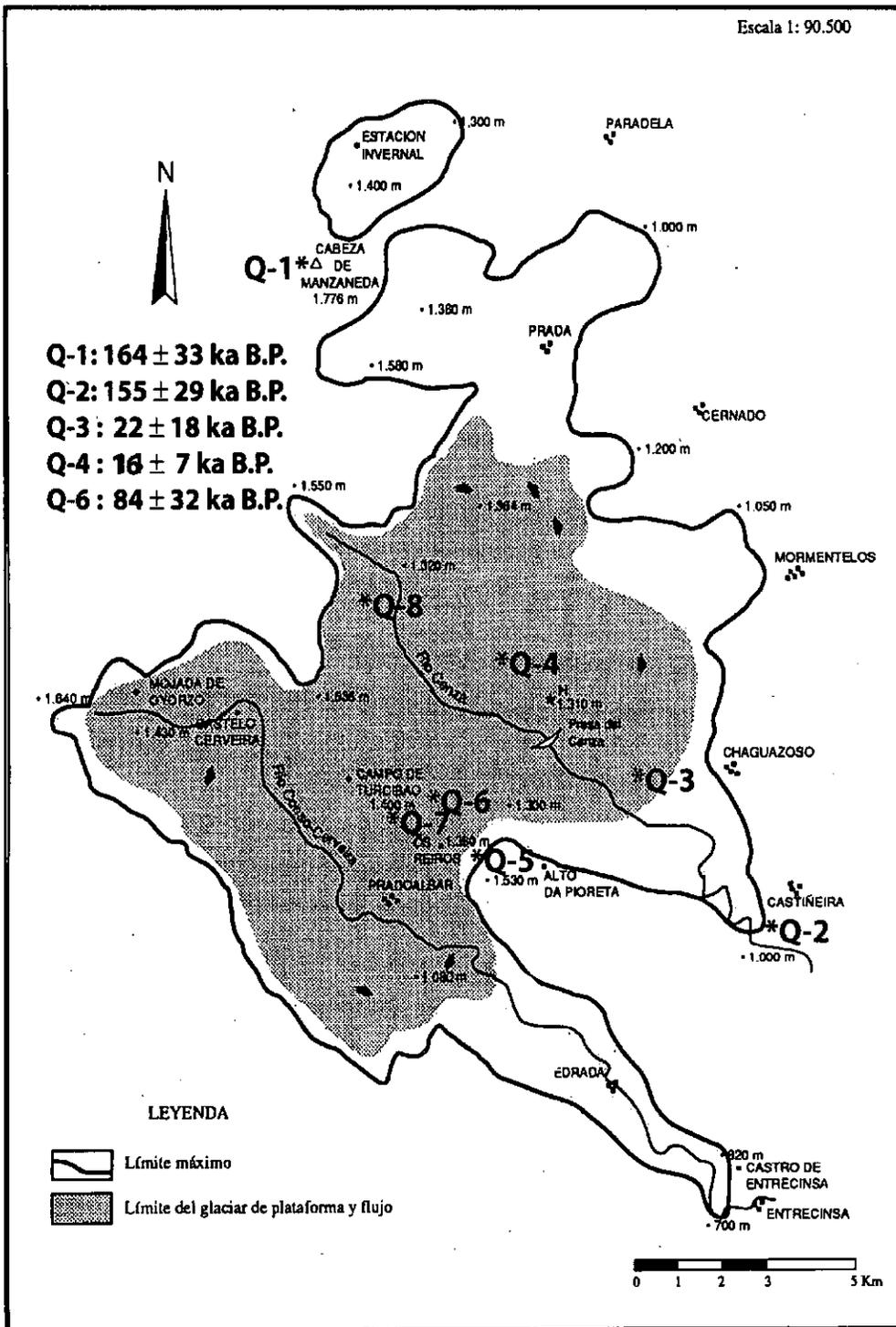
Nuestra hipótesis de partida se basa en la establecida por el modelo geomorfológico que dice lo siguiente. Un paisaje glaciado queda progresivamente al descubierto después del último máximo glaciario y en consecuencia las superficies expuestas van a ser progresivamente más modernas, desde el límite del máximo glaciario mar-

cado por las morrenas correspondientes al máximo avance glaciar hasta el interior del dominio glaciado. En consecuencia, para áreas como las muestreadas en nuestro trabajo en la Zona 1 si se elegían convenientemente las muestras y estas correspondían a elementos generados por la acción glaciar, fueran formas de erosión, (las mas convenientes para nuestro trabajo), o formas de acumulación, (exclusivamente morrenas frontales), era factible obtener una secuencia de edades coherente.

En cualquier caso sólo se podrían registrar los datos correspondientes al intervalo de tiempo entre el último máximo glaciar y la actualidad. Y eso si los procesos de alteración posteriores no hubieran sido tan enérgicos como para destruir y/o degradar los elementos utilizados para la datación. La degradación postglaciar no parece haber sido demasiado severa en ninguna de las dos zonas elegidas en nuestro trabajo. En algún caso concreto (circo glaciar de Cocões de Concelinho, Serra de Gêrez, Portugal Norte, ver SOARES DE CARVALHO & LOPES NUNES, 1981), se había evaluado la erosión postglaciar en no mas de 15 milímetros para los últimos 15.000 años, lo que en cualquier caso era un espesor insignificante para la datación por cosmogénicos. Sin embargo este dato se ha demostrado posteriormente como inexacto al hallarse toda la superficie pulida y ser por tanto toda ella coetánea al pulido glaciar. Ahora pensamos que la degradación ha sido nula en los últimos 15.000 años. Todo esto hace que puedan considerarse las superficies sujetas a la acción erosiva de los hielos como intactas al no haber sufrido degradación superficial. Este dato es de sumo interés para nuestro trabajo pues la fiabilidad de las dataciones obtenidas está limitada por la acción erosiva (CERLING & CRAIG, 1994), por lo que las edades asignadas pueden considerarse válidas para el momento en que los hielos dejan al descubierto la superficie en cuestión. Por otra parte, la acción erosiva de los hielos debió de ser lo suficientemente agre-

siva como para eliminar un espesor de roca que asegurase que la superficies descubiertas tras la fusión no poseían ^{21}Ne cosmogénico acumulado en exposiciones previas. Si bien esto era generalmente aceptado, se desconocía hasta hace poco la magnitud de la abrasión glaciar. Recientemente, BRINER & SWANSON, 1998, por medio de ^{36}Cl cosmogénico sobre litología granítica estimaron esa tasa en unos 80 cm durante aproximadamente 3.000 años de cubierta glaciar. Esta tasa sería suficiente para eliminar varios metros de roca en un período relativamente breve si consideramos la duración de los periodos glaciares durante el Cuaternario y los sucesivos avances y retrocesos que experimentaron los frentes glaciares. De este modo luego de cada etapa glaciar la erosión habría dejado nuevamente "a cero" el reloj cosmogénico del ^{21}Ne .

Las dos zonas glaciares estudiadas en esta Tesis Doctoral se localizan en el NW de la Península Ibérica: Serra de Queixa-Invernadoiro comprendida en la provincia de Ourense, Galicia y la Serra de Gêrez-Xurés situada entre Portugal y la provincia de Ourense, (ver Mapas 5.1 y 5.2). La Serra de Queixa Invernadoiro (Mapa 5.1), corresponde en su totalidad a territorio español. Se eligieron 7 muestras situadas desde la parte mas externa de la zona glaciada a la mas interna. De acuerdo con el modelo geomorfológico previo corresponden a superficies de pulido glaciar cada vez mas modernas. Para esta área existe, (VIDAL ROMANI et alii., 1990 a y b), una fecha mínima, para el fin del glaciario. Se trata de una datación en la base de la cubeta de sobreexcavación de Laguna Grande o Laguna das Lamas de 13.400 años B.P., (VIDAL ROMANI et alii., 1994 a y b). De acuerdo con los datos geomorfológicos, en ese momento aun existían pequeñas masas de hielo glaciar en la zona. De las siete muestras seleccionadas las mas antiguas, geomorfológicamente hablando son Q-2 y Q-5, corresponden ambas bloques morrénicos del frente mas avanzado. La edad de exposición del bloque morrénico Q-2 corresponde al



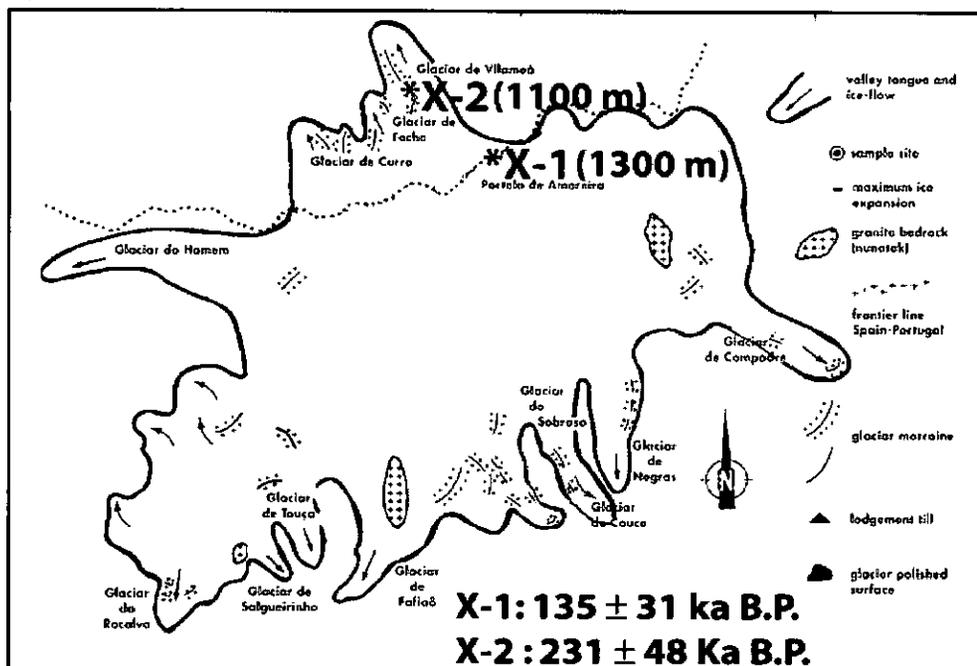
Mapa 5.1. Localización y edades de exposición de las muestras tomadas en Serra de Queixa (Modificado de VIDAL ROMANÍ et alii, 1999).

avance máximo local de los glaciares y sirve para datar el momento en que fue liberado de los hielos. En este caso nos hallamos en el límite del afloramiento de regolito preglaciar y la roca afectada por la erosión glaciar está cubierta por depósitos, (till subglaciar y supra-glaciar). Por ello no fue posible muestrear una superficie de pulido. De la muestra Q-5 no fue posible obtener su edad por medio del ^{21}Ne cosmogénico.

Las siguientes muestras en orden de antigüedad serían Q-6 y Q-7. Estas muestras pertenecen a bloques de morrenas laterales que marcan la difluencia del glaciar hacia el valle anexo de Prado Alvar. La edad obtenida para Q-6 nos sirve como edad mínima para las muestras Q-7, adyacente y más exterior, y para Q-5, en el avance máximo. Así pues Q-5 sería más antigua que 84 Ka B.P., de acuerdo con su posición y con la datación de Q-2.

En la zona mas interna del área glaciada se muestrearon tres superficies de pulido glaciar: el drumlin de Chaguazoso, (Q-3) , el drumlin del Cenza, (Q-4qtz), y Q-8 la más interna de todas, y por tanto, la de exposición mas reciente (ver Mapa 5.1) Finalmente se tomó una muestra mas en la parte mas alta del macizo de Serra de Queixa-Invernadoiro, (Q-1), (ver Mapa 5.1), en una zona, (TRICART & PÉREZ ALBERTI, 1989; VIDAL ROMANÍ & SANTOS 1994), siempre fuera del alcance de la erosión glaciar.

La otra zona glaciar es la Serra do Gêrez-Xurés. Se sitúa entre el Norte de Portugal y el Sur de la provincia de Ourense, (Galicia, España), (Ver Mapa 5.2). Según diversos autores (BRUM et alii., 1992, 1993, 1999; VIDAL ROMANÍ et. alii., 1990 a y b, 1994 a y b), la glaciación de la Serra de Gerêz/Xurés solo afectó a la zona española durante el máximo ya que la alimentación de las lenguas glaciares que dieron lugar a los frentes glaciares de Fecha, Curro y Vilamés (VIDAL ROMANÍ et alii., 1990 a y b), se produjo por difluencia de hielo desde la zona portuguesa.



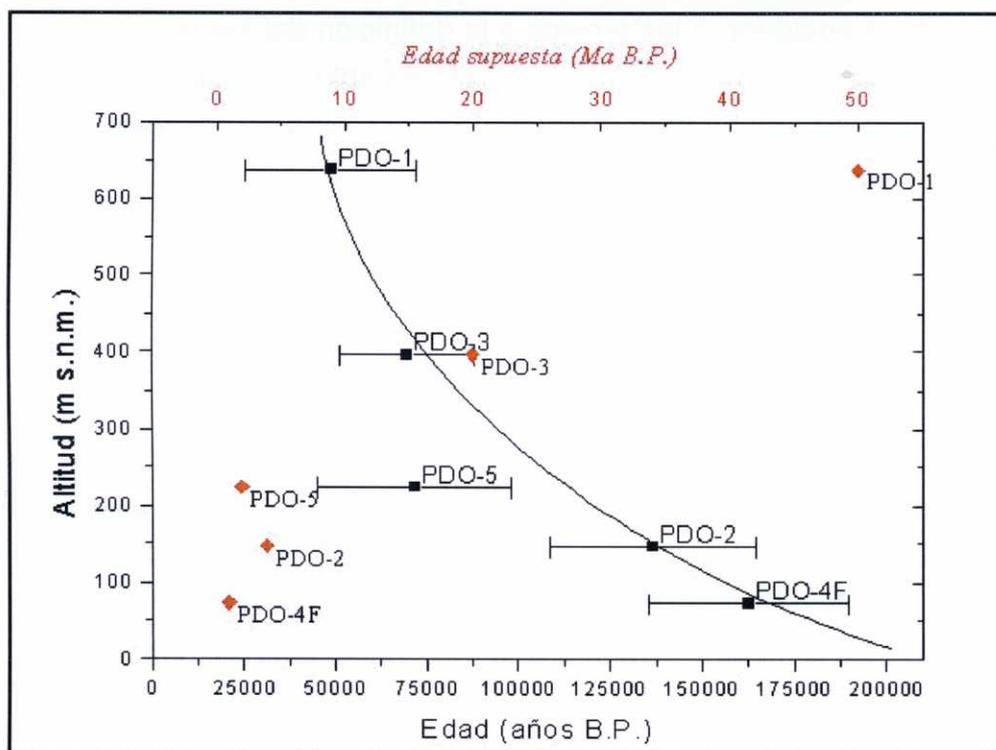
Mapa 5.2. Localización y edad de exposición de las muestras de la serra de Xurés.

La primera muestra, (X-1), corresponde a una superficie de pulido glaciar situada en la Portela da Amoreira (ver Mapa 5.2), en el fondo de un pequeño valle situado en la cabecera del río Vilamés y por encima de la Mina das Sombras. La muestra, X-2 delimitada por 3 cordones morrénicos sucesivos está en la vertiente oeste del valle del Río Vilamés y se trata también de una superficie de pulido glaciar, (ver Mapa 4.2). Según los trabajos previos, (VIDAL et. al., 1990 a y b, 1994 a y b; BRUM et al., 1992, 1993), correspondería a la etapa de máximo glaciar en la vertiente española, y obviamente de todo el área.

5.5.2. Zona 2:

En este caso el modelo geomorfológico de partida es totalmente diferente al anterior. No sólo se está datando un proceso mucho mas

prolongado en el tiempo, (recuérdese que estamos reconstruyendo la incisión del relieve realizada por un río a lo largo de digamos 60 millones de años, sino que como consecuencia del proceso de incisión, tan prolongado, el río por erosión y los procesos de grabado o corrosión química van generando superficies cada vez mas bajas, que son obviamente cada vez mas modernas, pero también abandonando restos de las superficies mas altas generadas previamente. Según ello, al menos lo que se hace aparente en los modelos geomorfológicos establecidos para la zona, (PAGÉS, 1996; YEPES 1997) deberíamos encontrarnos con edades cada vez mas antiguas cuanto mas alta sea la superficie rocosa datada. El resultado de la proyección (ver gráfica 5.17), altura/edad ha sido no solo opuesto, (es decir edades mas modernas para las zonas altas), sino también que las eda-



Gráfica 5.17. Comparación entre las edades esperadas y las obtenidas mediante ^{21}Ne cosmogénico en el Macizo de O Pindo.

des obtenidas son mucho más modernas de lo que cabría esperar. Piénsese que (ver gráfica 5.17), la comparación entre la edad esperada y la edad obtenida no puede ser más dispar.

La explicación a estos resultados aparentemente tan anómalos puede deberse a algunos de los factores que a continuación se enumeran.

1.- Factores relacionados con el método de evaluación del gas liberado.

2.- Factores litológicos

3.- Factores minerales

4.- Factores relacionados con la historia geomorfológica de la zona.

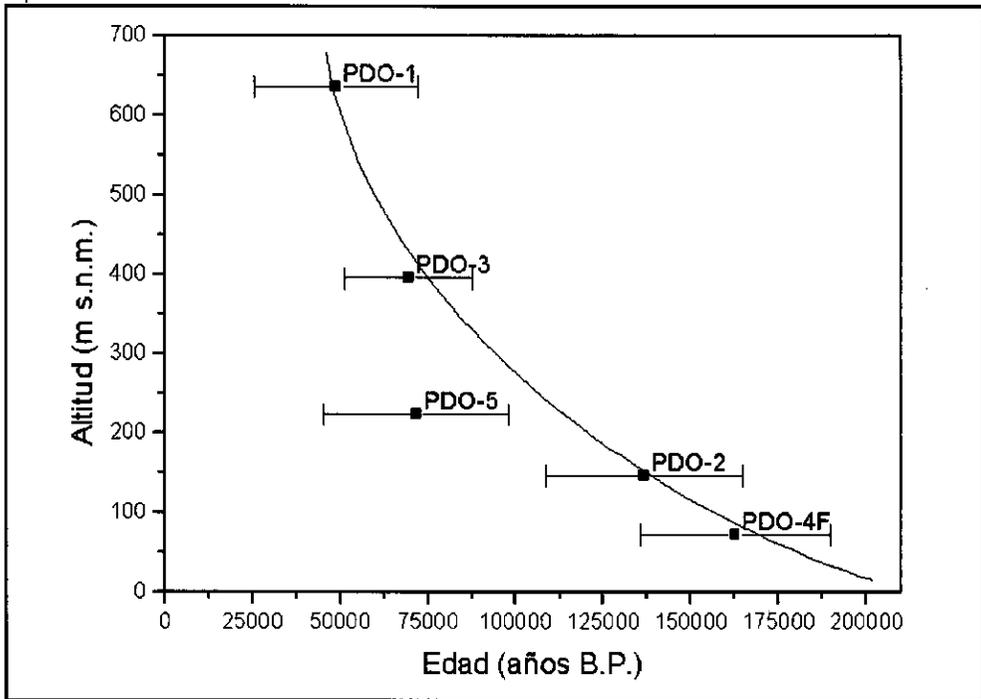
En el tipo 4 podríamos aun diferenciar dos casos: Los debidos a la historia posterior, o los previos a la definición del elemento morfológico muestreado que en nuestro caso es solo una superficie rocosa. Como los tres primeros factores ya han sido discutidos previamente, nos centraremos ahora en el factor geomorfológico.

En principio esta categoría de factores parece la de más sencilla definición. El proceso que se trata de datar es exógeno y por tanto se posee "a priori" un conocimiento de los procesos geodinámicos que han sido soportados por la muestra con antelación a la medida realizada. En la Zona 1 la inmediatez del proceso analizado: el glaciario finipleistoceno, hace que no aparezcan otras interferencias que las debidas a la selección de la muestra aparentemente obviadas con éxito si se consideran los excelentes resultados obtenidos. Los problemas, si se puede hablar así, han surgido para algunas de las muestras (Q-5, Q-7 y Q-8) expresadas principalmente en forma de diagramas con patrones anómalos de liberación y relaciones isotópicas menores que la atmosférica y que parecen justificadas por razones mineralógicas o litológicas. En la zona 2, pese a su historia geo-

morfológica mucho más larga y compleja, no ha habido especial problema en la determinación del componente cosmogénico. La determinación inexacta del componente heredado no afecta de manera sustancial al cálculo de las edades o tasas de erosión, sobre todo si tenemos en cuenta el proceso que descubrió las superficies y su interpretación geomorfológica.

Efecto de apantallamientos por desarrollo de suelos:

Así como en el caso estudiado para la Zona 1 los apantallamientos por desarrollos de suelo o recubrimientos por sedimentos quedan excluidos, en el supuesto estudiado en la Zona 2 si bien se ha partido de un supuesto de generación por erosión fluvial/corrosión química de las superficies muestreadas debido al intervalo temporal mucho mayor, como a las posibilidades de desarrollo de suelos en los fondos de valle, bastante frecuentes, es mas posible que anomalías de este tipo hayan contribuido a alterar las relaciones isotópicas del gas cuantificado. Tal es el caso de la muestra PDO-5 que (ver gráfica 4.36), se sitúa en la misma ordenada que la PDO-3, si bien su edad, teniendo en cuenta el único criterio seguido para determinar su edad relativa es la altura. La muestra fue tomada en una superficie residual (Lugar onde se Adora), con una edad asimilable al Plioceno si se tienen en cuenta superficies con alturas similares (ESCUER y VIDAL ROMANÍ 1987; VIDAL ROMANÍ et alii 1998) habría que haber obtenido un valor para esta superficie superior a los 2 millones de años. Sin embargo, si se tiene en cuenta, (ver gráfica 5.18), que las edades obtenidas para la Zona 2 se adaptan a una curva en la que la única discrepancia corresponde a la muestra PDO-5 que es además la única donde ha sido posible el desarrollo de un suelo (del que aun quedan algunos retazos en niveles ligeramente inferiores al de la toma de la muestra) podría señalarse que en este caso es verosímil esperar una interferencia de éste tipo. Este apantallamiento



Gráfica 5.18. Cuadro Edad/Altitud de las muestras del macizo de O Pindo. Todas las muestras parecen seguir un patrón ordenado por la altitud, mientras que PDO-5 se desvía de este patrón, probablemente debido a su historia geomorfológica.

habría producido un "rejuvenecimiento" de esta superficie en torno a los 40.000 años.

Efecto de erosión por agentes externos:

Dado que según la literatura existente la concentración de cosmogénicos disminuye exponencialmente con la profundidad (disminuye en un factor de $1/e$ en 60 cm de granito), cualquier proceso de erosión que produzca una pérdida de esos 60 cm de manera rápida puede llevar a la desaparición de una parte importante del registro dando lugar a un rejuvenecimiento de la superficie. No obstante conviene recordar que si la pérdida es gradual la acumulación continua de cosmogénicos que se produce en la parte mas externa del macizo rocoso puede suplir en parte las pérdidas por erosión. Ello debería ser así porque si no se produjera la recarga el método de datación

Localidad	Litología	Tasa de erosión (m Ma ⁻¹)	Clima
Mt. Evans (EE.UU.)	Granito	8	Alpino
Grand Tetons (EE.UU.)	Granodiorita	48	Alpino
Himalayas	Granodiorita	14-56	Alpino
George Piedmont (EE.UU.)	Granito	8	Templado
Llano Uplift (EE.UU.)	Granito	12	Semiárido
Alabama Hills (EE.UU.)	Granito	7	Semiárido
Haleakeala y Mauna Loa (Hawaii)	Basalto	7-11	Diverso (altitud 0-3Km)
Pajarito Plateau (EE.UU.)	Tufa	1-10	Templado
Península de Eyre (Australia)	Granito	0,5-1	Semiárido
Antartida	Arenisca	0,1-1	Hiperárido
Luquillo (Puerto Rico)	Cuarzodiorita	25	Baja montaña
Wind River (EE.UU.)	Granito	4-10	Alpino
Beartooth (EE.UU.)	Granito	5-19	Alpino
Front Rage (EE.UU.)	Granito	7-9	Alpino
Sierra Nevada (EE.UU.)	Granito	2-5	Alpino
Diamond Mountains (EE.UU.)	Granito	6-9	Alpino
Puget Lowland (EE.UU.)	Granito	2-3	Alpino
Desierto Central (Namibia)	Granito	4-6	Hiperárido

Tabla 5.6. Tasas de erosión medidas en superficies hasta 1997 (SMALLI et alii, 1997) y la última referencia en 2001 (GRANGER et alii, 2001) mediante nucleidos cosmogénicos.

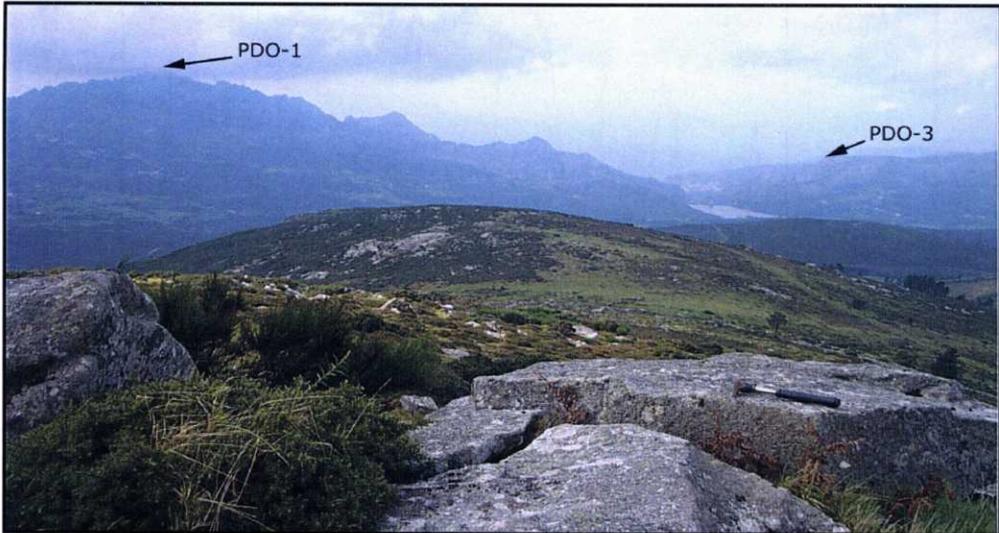
por nucleidos cosmogénicos no sería aplicable para el caso de las superficies geomorfológicas muy antiguas. En cualquier cartografía

geomorfológica existente para esta zona (NONN, 1966; PAGÉS, 1997; YEPES, 1997) puede observarse que los intervalos de altura dados para las superficies cartografiadas oscilan en ocasiones varios centenares de metros. Es obvio que aun para el caso de tasas de erosión como las encontradas en la literatura (ver tabla 5.6) la degradación de una superficie por erosión a lo largo de millones de años (es el caso de las superficies de la zona 2 de esta Tesis Doctoral) pueden suponer un rebajado de la superficie de algunos centenares de metros. Como ya anteriormente se dijo la clave está en la velocidad a la que se produce esta erosión y si es compatible con el proceso de acumulación de los nucleidos cosmogénicos. En nuestro caso son dos las posibles razones que la justifican. Una de ellas es que la erosión ha sido muy acelerada (lo que es lógico al estar situadas las muestras en una zona de gran energía erosiva durante los últimos 65 millones de años). La otra razón es que la degradación se ha realizado a una velocidad lenta, susceptible de ser compensada por la acumulación, pero que se hayan podido intercalar episodios de apantallamiento frecuentes (como en el caso de la muestra PDO-5).

La comparación de dos relieves relativamente cercanos (A Ruña y O Pindo) pone de relieve que los procesos actuantes durante los últimos dos millones de años, a pesar de encontrarnos en una zona muy distante de las áreas glaciadas, han debido ser muy enérgicos en esta zona. En efecto, el Macizo de A Ruña, situado aproximadamente a la misma cota altitudinal y a unos 5 Km de la cima de O. Pindo (ver fotografía 5.3) se puede ver en la actualidad recubierta por un potente manto de gelifractos (ver fotografía 5.4) que han degradado la superficie en varios metros como se puede deducir comparando la cota de los residuales situados sobre la superficie de A Ruña con la de esta.

Aunque hasta el momento no haya sido datada esta superficie, si que existe una fecha para la superficie de cota equivalente de O

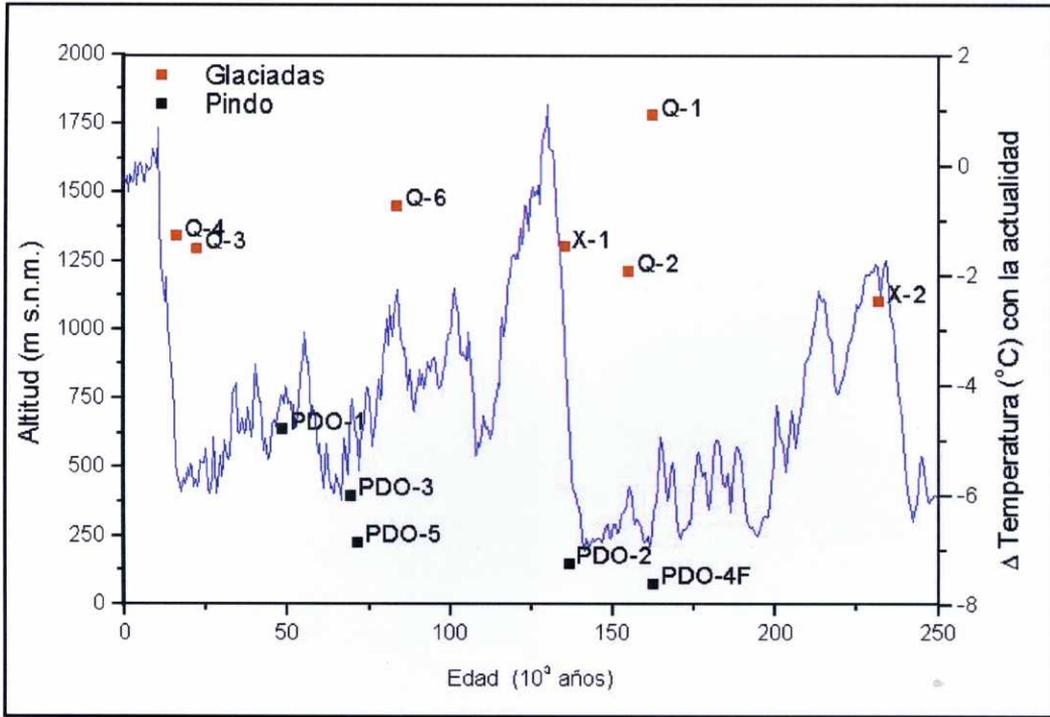
Pindo y que se sitúa en torno a los 45.000 años B.P.. Correspondería a un momento (ver gráfica 5.19) de la última fase fría, si bien no coincide con la mas extrema del Pleistoceno superior de acuerdo con los trabajos mas modernos (FERNANDEZ MOSQUERA et alii, 2000). Similares formaciones de origen periglacial pueden reconocerse en



Fotografía 5.3. Vista de las muestras PDO-1 y PDO-3 desde la cima de A Ruña.



Fotografía 5.4. Manto de gelifractos en la ladera de A Ruña. La mayoría de ellos está cubierto por vegetación.



Gráfica 5.19. Situación de las muestras analizadas en relación con la curva de paleotemperatura de Vostok (Petit et alii, 199-)

todas las elevaciones cercanas al Pindo (Monte Louro, Barbanza, etc). Podría plantearse un problema a la hora de explicar la diferencia de antigüedad entre las superficies glaciadas del interior de Galicia que a veces llegan a superar los 200.000 años (VIDAL ROMANÍ y FERNANDEZ MOSQUERA, 2000) y que se han conservado indemnes hasta el momento, y las que situadas, como es el caso de A Ruña/ O Pindo, a cotas mas bajas se han conservado peor. Debe entenderse (VIDAL ROMANÍ, com. pers.) que se trata de dos ambientes distintos: glaciar/periglacial más frío y seco en el interior, y periglacial mas húmedo en el borde costero lo que quedaría reflejado en los tipos de depósitos descritos desde siempre en la costa (NONN, 1966) como "head" o depósitos de vertiente ligados al mecanismo de hielo y deshielo, mucho mas activos a esta bajas altitudes que en cualquier otra parte de Galicia. Las diferencias de com-

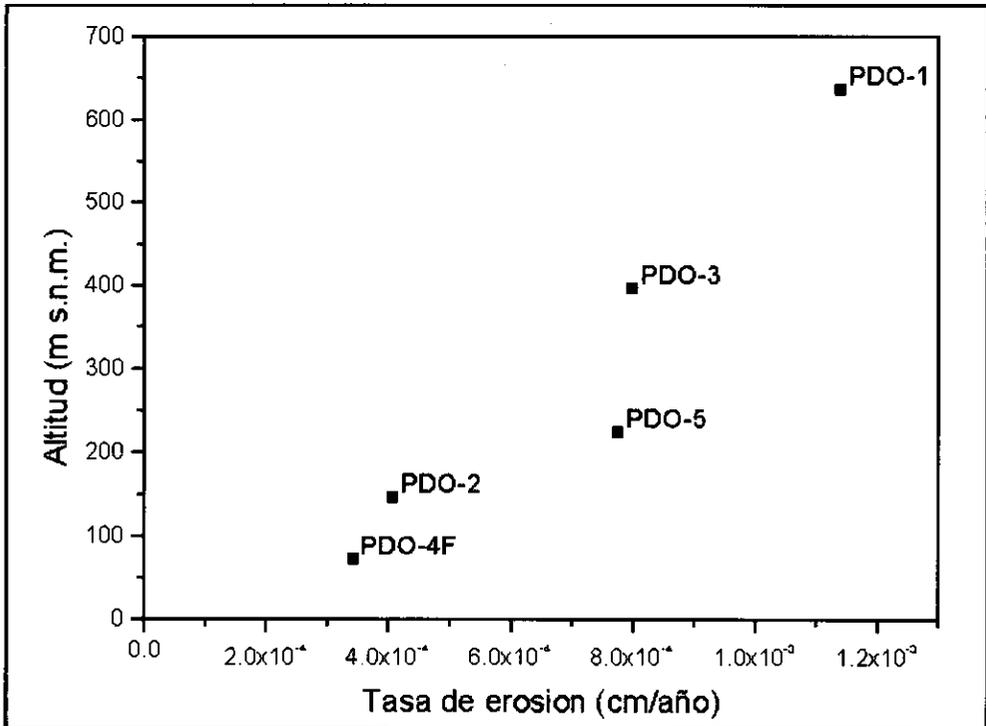
portamiento de la roca ante el periglacialismo en A Ruña y O Pindo para el mismo periodo de tiempo pueden justificarse fácilmente por la estructura diaclasada mas densa en A Ruña que en O Pindo. Un efecto similar serviría para para justificar la preservación de superficies pulidas glaciadas en el interior. La estructura y las condiciones paleoambientales justifican estas diferencias.

La gráfica 5.18 muestra que la erosión sufrida por la superficie es apreciable ya que las edades obtenidas son claramente mas modernas de lo que cabría esperar. Discutidas, ya la posible influencia del Factor litológico, Mineral, Incendios y frío, nos queda únicamente considerar los efectos del apantallamiento por desarrollo de suelos y la erosión. Ambos efectos son claramente justificables en la Zona 2. Algunos autores (TWIDALE, 1995), arguyen sobre la persistencia de superficies durante ciclos del orden de 33 millones de años. Sin embargo, lo cierto es que las primeras cuantificaciones que se han hecho sobre esas mismas superficies con distintos tipo de nucleidos cosmogénicos (BIERMAN y TURNER, 1995), han dado lugar a rectificaciones muy drásticas que aun sin poner en duda las edades geomorfológicas de las superficies si las matizan con las edades reales obtenidas, mucho menores. Entre otras causas por los mencionados apantallamientos o por la erosión sufrida por aquellas durante tan prolongados intervalos de tiempo. Tal parece ser el caso de lo representado por los datos de la Zona 2. Todas las fechas obtenidas parecen ajustarse a una curva en la que los resultados indican una mayor erosión para las zonas altas que para las zonas bajas. La regularidad de la curva no debe sin embargo tomarse mas que como en reflejo de un patrón regular para la incisión de la red en el borde atlántico de la Placa Ibérica durante el Cenozoico. A pesar de que algunos autores (MARTÍN SERRANO, 1994), han abogado por un rejuvenecimiento por elevación tectónica, otros, (PAGÉS y VIDAL ROMANÍ, 1998), mas bien postulan un elevamiento mas gradual. En este sentido lo

que aparecería reflejado sería el resultado de ese levantamiento/encajamiento de la red atlántica gallega con el consiguiente rejuvenecimiento, en edad de las superficies mas altas que geomorfológicamente son sin embargo las mas antiguas. No hay que descartar el efecto del frío periglacial como un agente muy activo en el desmantelamiento de los relieves rocosos, especialmente en los macizos bien diaclasados. De hecho, en la gráfica 5.19 se aprecia que las muestras procedentes del Pindo muestran edades que se sitúan en momentos fríos según la curva de paleotemperaturas de Vostok. Asimismo, parece haber una relación entre la altitud, edad de la muestra y diferencia de temperaturas respecto a la actualidad. La muestra PDO-4, a 74 m de altura es la de mayor edad (162 Ka B.P.) y se sitúa uno de los momentos más fríos de los últimos 250ka B.P, corroborado por el máximo avance de los glaciares en Queixa como muestra la morrena frontal Q-2 de 155 Ka de edad; lo mismo podría decirse de PDO-2, un poco más reciente (137 ka B.P.) y mas alta (149 m s.n.m.) que PDO-4. Es evidente que en estos periodos de frío intenso, si la actividad periglacial actuó a tan baja cota, a mayor altitud este proceso tuvo que ser mucho más severo. El siguiente momento más frío (70Ka B.P.), pero menos que los anteriores está marcado por la muestra PDO-3 (396 m s.n.m.), y por último la muestra mas reciente (49 Ka B.P.) y a mayor altitud (636 m s.n.m.) se sitúa en el período menos frío de todas las muestras analizadas.

Así, parece que en los periodos menos fríos el periglacialismo actúa a mayor altitud desmantelando las superficies altas, es decir, rebajando la concentración de ^{21}Ne y dejando que las mas bajas acumulen nucleidos cosmogénicos, y por tanto posean mayor edad o, inversamente, menor tasa de erosión. Sin embargo, si esto fuera exactamente cierto, el último período frío acaecido a unos 20Ka B.P., (más frío que el correspondiente a PDO-1 y comparable al de PDO-3 según la gráfica 5.19) debió actuar a la cota de estas dos

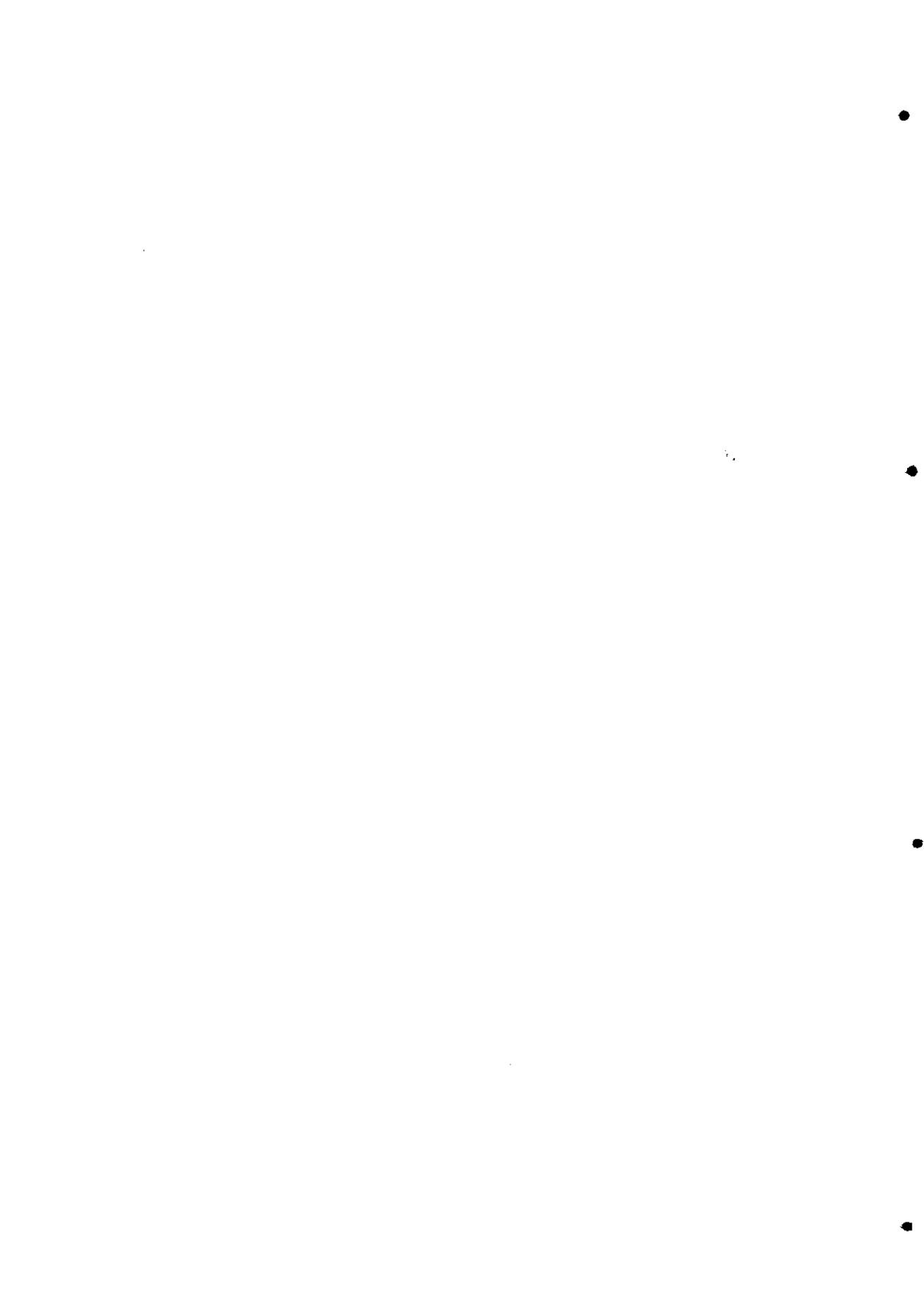
muestras, rebajando por tanto su concentración de ^{21}Ne , sin llegar a eliminarla por completo, ya que si no ambas muestras poseerían la edad de esta última etapa erosiva. Si tenemos en cuenta el modelo de erosión episódica propuesto por SMALL et alii, (1997) (ver capítulo 2), es obvio que esta última etapa al dismantelar la superficie, rebajó la edad de las muestras y por tanto, la erosión aparente que se calcula a partir de la concentración de ^{21}Ne ha de ser mayor que la tasa media que sufrirían estas superficies a mayor largo plazo, por lo que sin duda las tasas de erosión obtenidas para estas dos superficies (ver gráfica 5.20) pueden considerarse tasas máximas mejor que tasas medias. Las localidades PDO-4 y PDO-2, al estar situadas a menor altitud no se habrían visto afectadas por este último episodio acumulando así mayor concentración de ^{21}Ne cosmogénico. La escasez de muestras nos previene sin embargo de intentar definir una relación cuantitativa entre la altitud y la tasa de erosión media



Gráfica 5.20. Tasa de erosión y altitud de las muestras del Macizo de O Pindo.

que debieran mostrar las muestras más altas tomando como base las dos más bajas. Una relación así sólo tendría validez desde el período más frío, que afectase a todas las localidades, hasta el último menos frío que afectaría solo a la de mayor altitud, a partir de la cual esta localidad entraría en la fase de recuperación de la concentración de ^{21}Ne cosmogénico, sumándose así a las otras de cotas más bajas. Según el modelo de erosión episódica, al cabo de cierto tiempo la localidad habría alcanzado la tasa de erosión previa al episodio erosivo. En cuanto una nueva etapa erosiva la aleja de esta tasa, ya no se pueden relacionar las cotas más bajas, acumulando cosmogénico y aproximándose a la tasa de erosión constante, con las más altas, recién desmanteladas.

6. Conclusiones





CONCLUSIONES

Conclusiones metodológicas:

1- La selección de las superficies a muestrear debe tener en cuenta factores topográficos y litológicos. Es importante que las superficies se encuentren en posiciones dominantes del relieve para evitar apantallamientos de la radiación (aunque se puedan corregir) y minimizar en lo posible el efecto de los incendios forestales. La litología preferida ha de ser el cuarzo filoniano, aunque también se han mostrado válidos el cuarzo separado de granitos y el cuarzo de pegmatitas. Por el contrario, el cuarzo de las rocas miloníticas analizadas no ha demostrado retener el ^{21}Ne cosmogénico.

2- La extracción de testigos y el posterior análisis de alícuotas de distintas profundidades de la superficie puede ser de utilidad para confirmar la correcta separación de los componentes cosmogénico y nucleogénico.

3- En el caso de rocas graníticas, el tamaño de grano escogido para el análisis debe ser aquel que muestre mayor proporción de cuarzo libre ya que la digestión química de la matriz granítica no separa de manera eficiente los distintos minerales. La selección manual bajo la lupa binocular es determinante para asegurar la pureza del cuarzo que se va a analizar. Es fundamental evitar la inclusión de mica en la muestra, debido a que aporta $^{21,22}\text{Ne}$ en el rango de temperaturas de liberación del $^{21,22}\text{Ne}$ cosmogénico en cuarzo.

4 -Para la medida de ^{21}Ne cosmogénico es esencial emplear el procedimiento de extracción secuencial con temperaturas crecientes.

Una única extracción a la temperatura de fusión podría invalidar el resultado al incluir el componente nucleogénico en el gas cosmogénico.

5- En el análisis de los datos de ^{21}Ne cosmogénico es necesario el estudio conjunto del diagrama triisotópico como de los patrones de liberación de los gases $^{20,21,22}\text{Ne}$ y ^4He para realizar una correcta identificación de los distintos componentes.

6- Se ha demostrado muy difícil encontrar un patrón sistemático de liberación de ^{21}Ne nucleogénico, y aun más dificultoso para el ^{22}Ne nucleogénico. Aun así, se puede afirmar que la concentración del componente nucleogénico es siempre inferior en cuarzo filoniano que en el extraído de granito (s.l.).

7 -El patrón de liberación del componente cosmogénico observado en las muestras de cuarzo analizadas en esta Tesis Doctoral presenta un máximo por debajo de 600°C . Esta temperatura se corresponde con la transición polimórfica entre cuarzo β y cuarzo α , por lo que parece razonable suponer que el ^{21}Ne cosmogénico es liberado como consecuencia del reajuste estructural que experimenta el cuarzo a esa temperatura.

8- En las muestras de cuarzo filoniano, la máxima liberación de ^4He y ^{21}Ne ese encuentra en el intervalo de 600°C - 700°C , y se interpreta que representa el componente nucleogénico.

9 -Las muestras que ofrecen una mejor discriminación entre los componentes cosmogénico y nucleogénico son aquellas con mayor concentración de cosmogénico. Por ello, la edad de exposición de la muestra puede tener tanta influencia como la litología de la misma.



10-En determinados casos ha sido posible aplicar una corrección para eliminar la contribución de ^{21}Ne nucleogénico a la concentración de ^{21}Ne cosmogénico. Esto es posible cuando se identifica de manera clara el aporte nucleogénico como un desplazamiento en horizontal en el gráfico triisotópico de la relación $^{21}\text{Ne}/^{20}\text{Ne}$ en el rango de liberación cosmogénico.

11- En las muestras analizadas la concentración medida de ^3He cosmogénico fue muy baja, demostrando que a baja altitud y en la latitud del área de trabajo, el ^3He no se retiene sustancialmente en el SiO_2 .

12 -Igualmente, la concentración de ^4He medida es habitualmente inferior a la necesaria para establecer una relación entre el ^{21}Ne nucleogénico y el ^4He . Esta anomalía se debe probablemente a pérdidas por difusión.

13- No se ha podido cuantificar el efecto de los incendios forestales en concentración del ^{21}Ne cosmogénico, debido en parte a que las muestras usadas para la comparación resultaron no ser adecuadas para la medida de ^{21}Ne cosmogénico. La difusión del ^{21}Ne activada por la temperatura no se ha podido cuantificar.

14- Los resultados parecen sugerir que las modificaciones mas importantes en la concentración original de ^{21}Ne se deben a procesos físicos ligados a cambios de temperatura provocados por los incendios o por el fenómeno de cuña de hielo en zonas sujetas a periglaciario. Ambos procesos destruyen por descamación o acuífamiento espesores importantes de las superficies originales degradándolas.

Conclusiones geomorfológicas generales y locales:

Generales.

15- El conocimiento de la historia geomorfológica de la zona donde se ha obtenido la muestra es esencial para la correcta interpretación de los resultados aun cuando los resultados finales difieran mucho de los esperados de acuerdo con el modelo geomorfológico. Este en definitiva aporta un modelo cronológico relativo (la mayor parte de las veces) que es útil para identificar la historia de la superficie.

16- Es aconsejable tomar varias muestras para cada zona estudiada en sucesión geomorfológica (distintas etapas en la degradación de una superficie), con el fin de identificar y segreguar resultados anómalos debidos a causas secundarias (apantallamientos por suelos, cubiertas de vegetación o sedimentarias, episodios erosivos locales, etc.). Este modo de actuación permite obtener secuencias erosivas cuando no es posible deducir la edad de exposición de la superficie por medio del componente cosmogénico.

17 -A partir de las dos áreas estudiadas en esta T.D.: áreas degradadas por glaciario y áreas degradadas por la acción fluvial, el acuerdo entre la edad cosmogénica y la geomorfológica se encuentra en las superficies originadas por los procesos más recientes, en este caso la erosión glaciario (Pleistoceno). En el caso de las superficies de erosión fluvial o grabado (etching) (Mesozoico-Cenozoico ?), el desacuerdo es grande, por lo que en estos casos la edad deducida por la concentración de ^{21}Ne cosmogénico no puede interpretarse como la edad de la superficie.

Locales.



18- Las edades obtenidas para la secuencia de superficies geomorfológicamente más antigua (O Pindo) se encuadran exclusivamente en el Pleistoceno final, lo que indica que estas superficies fueron degradadas por procesos erosivos durante las fases frías pleistocénicas.

19- La asociación de relieves residuales con los depósitos periglaciales en el área de O Pindo parecen confirmar la fuerte degradación física producida por la gelivación (cuña de hielo) en el área. Estos procesos producirían un intenso, profundo y muy reciente desmantelamiento de las superficies rocosas estudiadas.

20- Las pérdidas debidas a este tipo de degradación física se producen en intervalos de tiempo muy cortos y también muy recientemente en la historia geomorfológica de la zona. El grosor de roca eliminada es cuantitativamente importante, por lo que las posibilidades de recarga de las nuevas superficies fueron prácticamente nulas. En estos casos, la concentración de componente cosmogénico no se debe interpretar como edades de exposición, sino como tasas de erosión.

21- La conservación de superficies de erosión glacial en las áreas interiores de Galicia, que no estuvieron sujetas a una degradación significativa por periglaciario, se justifica por razones estructurales (ausencia de diaclasas abiertas, pulido reciente de la superficie), lo que ayuda a explicar el hecho de que las superficies están mejor conservadas en áreas de clima más extremo que en otras con un clima aparentemente más moderado por su altitud y proximidad a la costa.

22- Las muestras correspondientes a zonas glaciadas estudiadas en

esta T. D. permiten identificar al menos tres fases glaciares distintas, consistentes con los estadios isotópicos 2, 6 y 8. Es la primera vez que se han podido identificar estas fases glaciares en la Península Ibérica con datos cronológicos absolutos.

23 -Las edades obtenidas para el desarrollo del glaciario pleistoceno en el NW de la Península Ibérica se han contrastado de forma independiente en dos macizos glaciados: Serra de Queixa y Serra de Xurés(Gêrez) demostrándose la coincidencia de los datos obtenidos.

24 -Asimismo los datos paleontológicos en zonas cársticas y los datos de niveles marinos correspondientes a los últimos 50.000 años son consistentes con la cronología deducida a partir de los nucleidos cosmogénicos en Galicia.

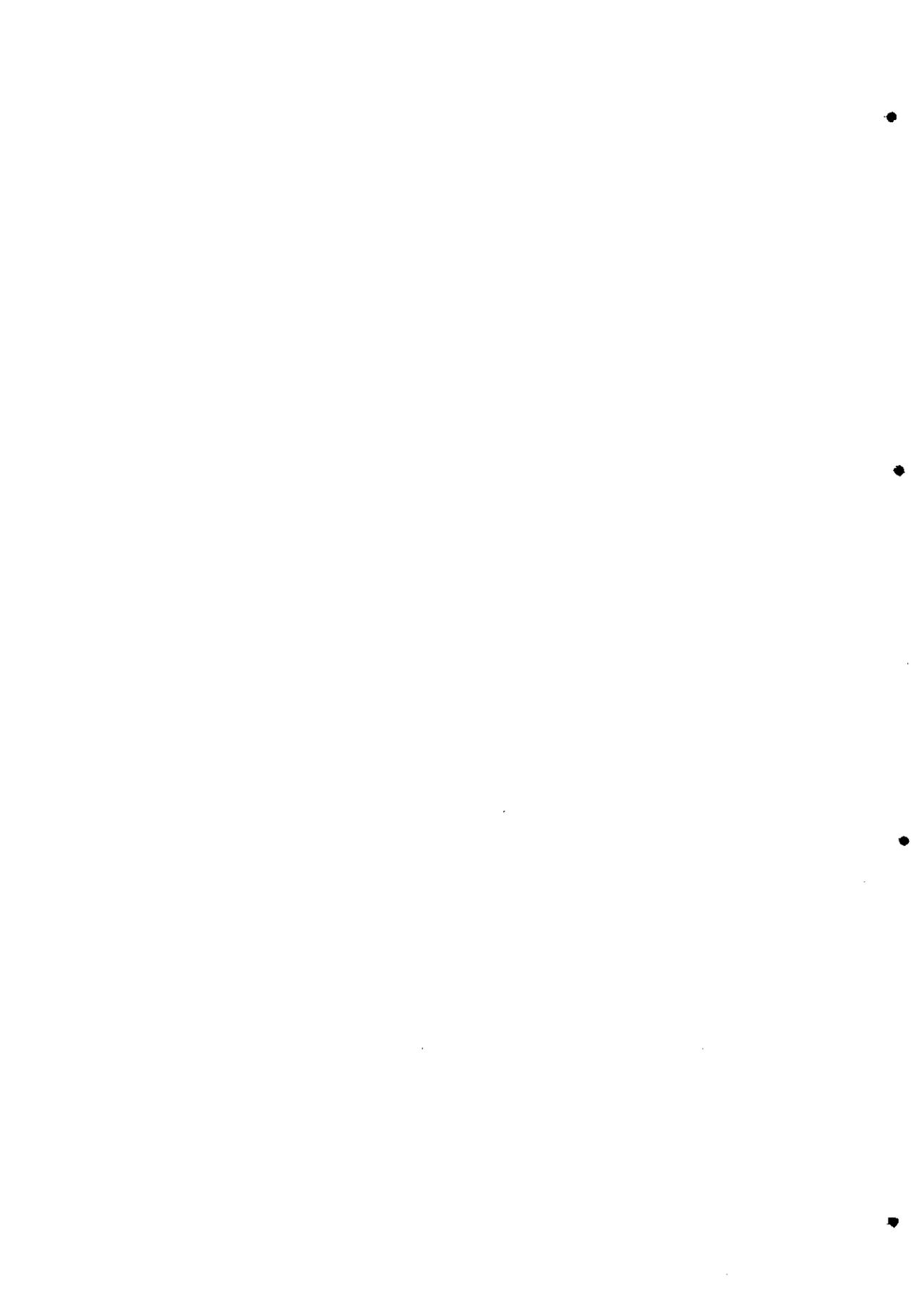
25 -Las muestras procedentes del Macizo de O Pindo correspondientes a un proceso de incisión fluvial en un borde continental creado por la fragmentación de Pangea al final del Mesozoico no han permitido la obtención de una cronología absoluta como se esperaba.

26- Las edades obtenidas muestran una relación entre la altitud y la concentración de ^{21}Ne cosmogénico medida opuesta a la postulada por el modelo geomorfológico: las superficies más altas son las más modernas, las más bajas las más antiguas.

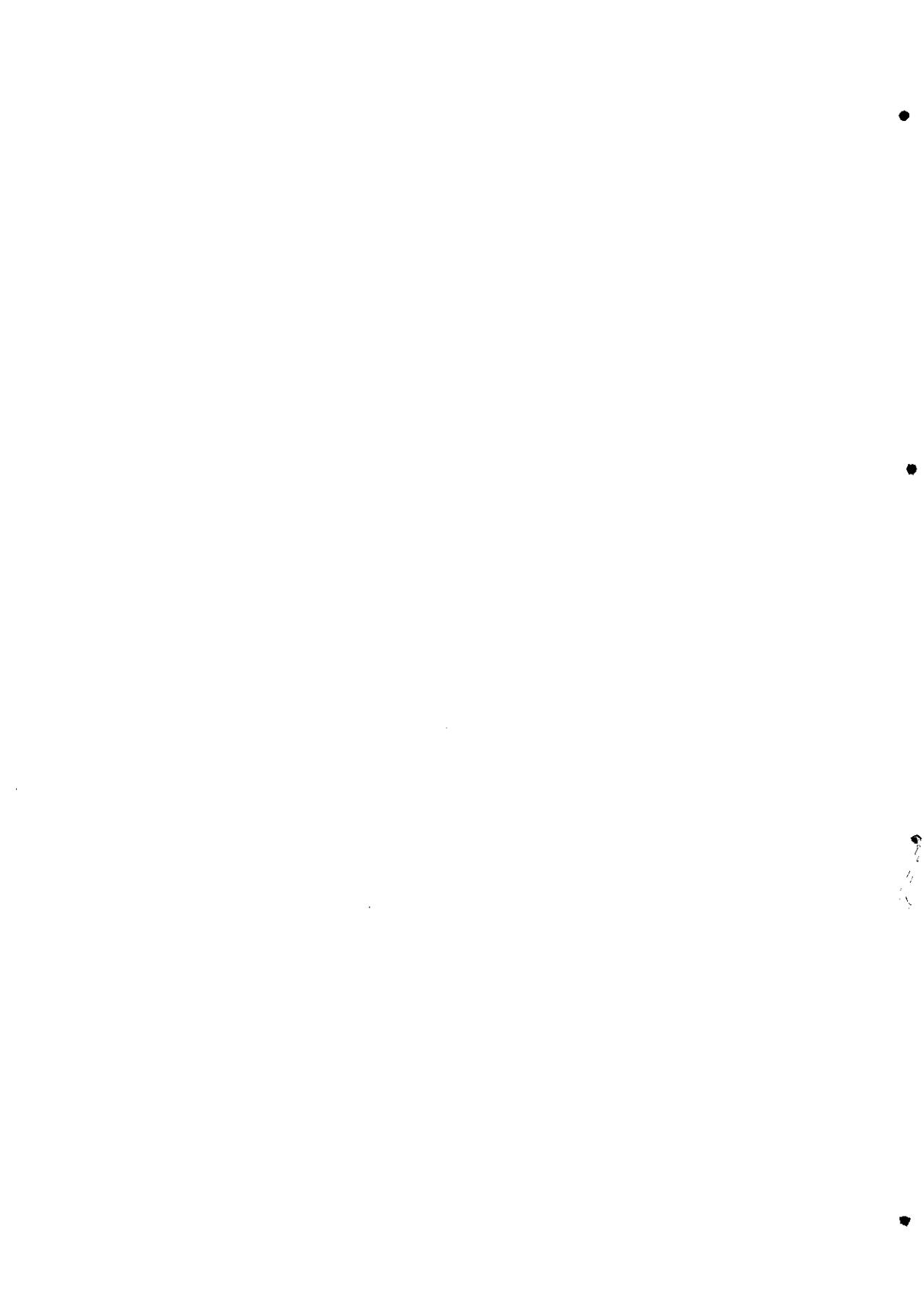
27 -Estos resultados parecen implicar que la tasa de erosión se incrementa con la altitud y por tanto con la antigüedad (geomorfológica), de la superficie.

28 -La correlación entre las fases frías pleistocenas y las edades de las superficies estudiadas parece ser muy buena indicando la gran

influencia de los procesos degradativos ligados al frío (glaciares y periglaciares), con la edad de la superficie. Esta idea viene corroborada por la coincidencia de la edad de las superficies del Pindo con fases frías, (que es cuando tiene lugar el desmantelamiento periglacial) mientras que las edades de las superficies glaciadas coinciden con las fases cálidas, (que es cuando el hielo desaparece dejando al descubierto las superficies de pulido glaciar o liberando las morrenas frontales).



Bibliografía





BIBLIOGRAFÍA

- BEA, F. (1996). Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; Implications for the chemistry of crustal melts. *J. Petrol* **37** (3), 521-552.
- BIERMAN, P. y GILLESPIE, A. (1991). Range fires: A significant factor in exposure-age determination and geomorphic surface evolution. *Geology*, v.19, 641-644.
- BIERMAN, P. y TURNER, J. (1995). ¹⁰Be and ²⁶Al evidence for exceptionally low rates of Australian bedrock erosion and the likely existence of pre-Pleistocene landscapes. *Quaternary Research* **44**, 378-382.
- BIROT P. y SOLÉ, L. (1954). Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la P.I. *Memoires et Documents C.N.R.S.* , 7-61.
- BOILLOT, G. (1986). Comparison between the Galicia and Aquitaine margins. *Tectonophysics*, **129**, 243-255.
- BORDONAU i IBERN, (1992). Els complexos glàcio-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus. *Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona*. 294 pp.
- BRINER, J.P. y SWANSON, T.W. (1998). Using inherited cosmogenic ³⁶Cl to constrain glacial erosion rates of the Cordilleran ice sheet. *Geology*, v.26, 3-6.
- BROWN E.T.; EDMOND, J.M.; RAISBECK, G.M.; BROULES, D.L.; YIOU, F y MEASURES, C.I. (1992). Beryllium isotope geochemistry in tropical river basins. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **56**, 1607-1624.
- BRUM A. DE; VIDAL ROMANÍ J.R.; VILAPLANA J. M.; RODRÍGUES M.L.; ZEZEZE J.L. y MONGE C. (1992). Formas e depósitos glaciários da Serra do Geres-Xurés. Portugal-Galicia. Levantamiento cartográfico. *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe* **17**, 121-135
- BRUM A.; VIDAL ROMANÍ J.R.; VILAPLANA J.M.; RODRÍGUES

M.L.; ZÉZERE J.L. y MONGE C. (1993). Formas e depósitos glacia-
rios e periglacia-rios da Serra. do Gerés-Xurés. Ourense.
Levantamiento Cartográfico. *III Reun. Nac. del Cuater. Ibérico Lisboa*
1993. Actas. 87-98.

BRUM, A. DE; VIDAL ROMANÍ, J.R.; ZÉZERE, J.L. y RODRIGUES
M.L. (1999). A glaciação plistocénica da Serra do Gerês. *Centro de*
Estudos Geográficos. Área de Geografia Física e Ambiente. Relatório
nº 37. Lisboa 1999.

BRUNO L. A., BAUR H., GRAF T., SCHLÜCHTER C., SIGNER P. y
WIELER R. (1997). Dating of Sirius Group of tillites in the Antarctic
dry Valleys with cosmogenic ^3He and ^{21}Ne . *Earth and Planetary*
Science Letters, **147**, 37-54.

CARLÉ W. (1949). Testigos de una glaciación diluvial en la Galicia
Española. *Estudios Geográficos*. v. **37**, 701-706.

CARLÉ W. (1947). Zeugen einer diluvialen vereigung in Spanisch-
Galicien. *Natur und Volk* band 77 seiten 122-130. Frankfurt und Mein.

CERLING T. E. y CRAIG H. (1994). Geomorphology and in-situ cos-
mogenic isotopes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* v. **22**, 273-317

COTTARD F. (1979). Petrologie structurale et métallogénie du com-
plexe granitique de Lovios Geres. Le modele de mise en place de la
mine Las Sombras (Sn-W-Mo-Bi) (Sud Galice-Espagne). *Tesis*
Doctoral. Paris. 226 pp.

COUDE-GAUSSEN G. (1978). Confirmation de l'existence d'une gla-
ciation würmienne dans les montagnes du NW du Portugal. *C.R.*
Somm. Soc. Geol. Fr. **1**, 34-37.

COUDE-GAUSSEN G. (1980). Les serras orientales du Minho
(Portugal): orogenèse modelè granitique altérations. *Rev. Geogr. des*
Pyrénées et du Sud-Ouest. **51-3**, 291-313

COUDE-GAUSSEN G. (1981). Les Serras de Peneda et do Geres.
Estude geomorphologique. *Mem. Centro Est. Geog.* **5**, 254 pp.

CRAIG H., MARTI K. y WIENS R. (1993). A static mass spectrome-

- ter with triple collection for nitrogen and neon isotopes. *Scripta Institution of Oceanography Reference Series*. **93-11**. 20 p.
- DAVIS, R. J. y SCHAEFFER, O.A. (1955). Chlorine-36 in nature. *Annals New York Academy of Science*, **62**, 105-122.
- DIAZ FIERROS, F.; BENITO, E.; VEGA, J.A.; CASTELAO, A.; SOTO, B.; PEREZ, R. y TABOADA, M.T. (1990). Solute loss and soil erosion in burnt soil from Galicia (NW Spain). En: J.G. & Jenkins, M.J. (Eds.). *Fire in Ecosystem Dynamics*: 103-116. SPB Academic Publishing bv. The Netherlands.
- DEN TEX E. (1978). El zócalo policíclico y su importancia en la evolución de la Cadena Varisca en Galicia Occidental. In "Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. Edición Homenaje a Isidro Parga Pondal". Eds. Anthonioz, Baldwin, Bard, Buiskool, Capdevila, Corretgé, Den Tex, Ferragne, Haalebos, Julivert, Martínez, Matte, Minnigh, Overmeeren, Schmidt-Thomé, Teixeira, Vegas, Zamarreño). págs. 139-157. *Cuadernos do Seminario de Estudos Cerámicos de Sargadelos*, nº 27. O Castro, Sada, España.
- DUNAI, T.J. (2000). Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation. *Earth and Planetary Science Letters* **176**, 157-169.
- DUNNE, J.; ELMORE, D. y MUZIKAR, P. (1999). Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology* **27**, 3-11.
- EBERHARDT P.; EUGSTER O. y MARTI K. (1965). A redetermination of the isotopic composition of atmospheric Ne. *Z. Naturforsch.* **209**. 623-624.
- EIKENBERG J.; SIGNER P. y WIELER R. (1993). U-Xe, U-Kr, and U-Pb systematics for dating uranium minerals and investigations of the production of nucleogenic neon and argon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **57**, 1053-1069.

FERNANDEZ MOSQUERA, D., MARTI, K., VIDAL ROMANÍ, J.R. & WEIGEL, A. (2000). Late Pleistocene deglaciation chronology in the NW of the Iberian Peninsula using cosmic-ray produced ^{21}Ne in quartz. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B*. **172**. 832-837.

FERRÚS, B. (1998). Análisis de cuenca y relaciones tectónica-sedimentación en la Cuenca de As Pontes (Galicia). Universitat de Barcelona. *Tesis Doctoral*.

FETCHING H. y KALBITZER S. (1966). The diffusion of argon in potassium-bearing solids. En "*Potassium Argon Dating*". O. A. Schaeffer & J. Zähringer, eds., Springer. 68-106.

FRAGA X.A.; RIKKINEN K. y VIDAL ROMANI J.R. (1994). The visit of the geographer and botanist Ragnar Hult to Galiza in 1899. *Ingenium*. **4**, 7-67.

FRIEDLANDER G.; KENNEDY J. F.; MACIAS E. S. y MULLER J. M. (1981). *Nuclear and Radiochemistry*. Wiley. New York, 684 pp.

GOSSE, J. C. y PHILLIPS, F. M. (2001). Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews*, **20**, 1475-1560.

GRAF T.; KOHL C. P.; MARTI K. y NISHIIZUMI K. (1991). Cosmic-ray produced neon in Antarctic rocks. *Geophysical Research Letters* **v.18**, 203-206.

GRAF T., MARTI K. y WIENS R. C. (1996). The ^{21}Ne production rate in a Si target at mountain altitude. *Radiocarbon*, **v. 38(1)**, 155-156.

GRANDAL D'ANGLADE A. (1993). El oso de las cavernas en Galicia: el yacimiento de Cova Eirós. *Serie Nova Terra* **8**. O Castro. A Coruña. 246 pp.

GRANDAL A.; LOPEZ GONZALEZ F. y VIDAL ROMANI J.R.(1997). Condicionantes en la distribución de macromamíferos en Galicia (NW Península Ibérica) durante el Cuaternario superior. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* **22**, 43-66.

- GRAY M. (1983). The Quaternary Ice Age. *Special Publication 5*. Department of Geography. Queen Mary College. University of London. 83 pp
- GUYODO Y. y VALET J. P. (1999). Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature*, v. **399**, 249-252.
- HERNANDEZ-PACHECO F. (1949). Huellas glaciares en la Sierra de Queija. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* v. **47**, 97-102.
- HERNANDEZ-PACHECO F. (1957). El glaciario cuaternario en la Sierra de Queija (Orense). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* v. **55**, 27-74 .
- HOHEMBERG C. M.; MARTI K.; POSEK F. A.; REEDY R. C. y SHIRCK J. R. (1978). Comparison between observed and predicted cosmogenic noble gases in lunar samples. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* **9**, 2311-2344.
- HONDA M.; McDOUGALL I.; PATTERSON D. B.; DOULGERIS A. y CLAGUE A. (1993). Noble gases in submarine pillow basalt glasses from Loihi and Kilauea, Hawaii: A solar component in the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, 859-874.
- HULT R. (1873). Fran Nord till Syd Kalender Fjällvandringar i Galicien och Zamora. *Geografiska Foreningen i Finland* pp. 30-55. Helsingfors.
- HULT R. (1899). Fjällvandringar i Galicien och Zamora. Peregrinación por los montes de Galicia y Zamora. *Geografiska Foreningen i Finland*. 30-55.
- IMBRIE, J.; BERGER, A.; BOYLE, E.A.; CLEMENS, S.C.; DUFFY, A.; HOWARD, W.; KUKLA, G.; KUTZBACH, J.; MARTINSON, D.G.; McINTYRE, A.; MIX, A.C.; MOLFINO, B.; MORLEY, J.J.; PETERSON, L.C.; PISIAS, N.G.; PRELL, W.L.; RAYMO, M.E.; SHACKLETON, N.J. y TOGGWEILER, J.R. (1993). On the structure and origin

of major glaciation cycles 2. The 100,000 year cycle. *Paleoceanography*, v. 8, 699-735.

I.T.G.E. (1989). Ver PEREZ GONZALEZ A. et alii.

JULL, A.J.T.; DONAHUE, D.J.; LINICK, T.W. y WILSON, G.C. (1991). spallogenic ^{14}C in high altitude rocks and in Antarctic meteorites. *Radiocarbon* 31 (3), 719-724.

KOHL C. P. y NISHIIZUMI K. (1992). Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, 3583-3587.

KURZ M. D., COLODNER D., TRULL T. W., MOORE R. B. y O'BRIEN K. (1990). Cosmic ray exposure dating with in situ produced ^3He : results from young Hawaiian flows. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 177-189.

KURZ, M. D.; O'BRIEN, P.; GARCIA, M. y FREY, F.A. (1985). Isotopic evolution of Haleakeala volcano: Primordial, radiogenic and cosmogenic helium. *EOS* 66, 1120.

LAL D. (1988). In situ produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* v. 16, 355-388.

LAL D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 104, 424-439.

LAL D. (1998). Cosmic ray produced isotopes in terrestrial systems. *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth Planet. Sci.)*, 107, nº 4, 241-249.

LAL D.; ARNOLD J. R. y HONDA M. (1960). Cosmic-ray production rates of ^7Be in oxygen and ^{32}P , ^{33}P , ^{35}S in argon at mountain altitudes. *Phys. Rev.* 118, 1626-1632.

LAL D. y PETERS B. (1967). Cosmic-ray produced radioactivity on the Earth. *Handb. Phys.*, 46, 551-612.

LAVIELLE, B., MARTI, K., JEANNOT, J.-P., NISHIIZUMI, K. y CAFEE, M. (1999). The ^{36}Cl - ^{36}Ar - ^{40}K - ^{41}K records and cosmic ray production rates in iron meteorites. *Earth and Planetary Science Letters*, 170.



93-104.

LEIRA M.; BAO R. y VIDAL ROMANI J.R. (1997). Evolución postglaciar de la laguna de Villaseca, (NW de la Península Ibérica) a partir del análisis de diatomeas. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* **22**, 81-98.

LEYA I. y WIELER, R. (1999). Nucleogenic production of Ne isotopes in Earth's crust and upper mantle induced by alpha particles from the decay of U and Th. *Journal of Geophysical Research*, v. **104**, nº **B7**, 15439-15450.

MARTI K. y CRAIG H. (1987). Cosmic-ray produced neon and helium in the summit lavas of Maui. *Nature* **325**, 335-337.

MARTÍN SERRANO, A. (1989). Rasgos generales y problemática de las superficies de erosión en Galicia. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* **14**, 7-18.

MARTINEZ DE PISON E. y ARENILLAS PARRA M. (1979). Algunos problemas de morfología glaciar en la España atlántica. *Acta Geológica Hispánica* t.14, 445-450.

MARTINEZ DE PISON E. y ARENILLAS PARRA M. (1984). Nuevos problemas de morfología glaciar en la España Atlántica. *Estudios Geográficos* v. **175**, 159-174.

MASARIK J. y REEDY R. C. (1994). Effects of bulk composition on nuclide production processes in meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. **58** (23), 5307-5317.

MORRISON P. y PINE J. (1955). Radiogenic origin of the helium isotopes in rocks. *Ann. N.Y. Acad. Sci.* **62**, 69-92.

NIEDERMANN, S. (2000). The ^{21}Ne production rate in quartz revisited. *Earth and Planetary Science Letters* **183**, 361-364.

NIEDERMANN S.; GRAF T. y MARTI K. (1993). Mass spectrometric identification of cosmic-ray-produced neon in terrestrial rocks with multiple neon components. *Earth and Planetary Science Letters*, **118**, 65-73.

NIEDERMANN S.; GRAF T.; KIM J. S.; KOHL C. P.; MARTI K. y NISHIIZUMI K. (1994). Cosmic-ray-produced ^{21}Ne in terrestrial quartz: the neon inventory of Sierra Nevada quartz separates. *Earth and Planetary Science Letters*, **125**, 341-355.

NISHIIZUMI K.; KOHL C. P.; KLEIN J.; MIDDLETON R.; WINTERER E. L., et al. (1987). In situ ^{10}Be and ^{26}Al in quartz: calibration and application. *Int. Symp. Accel. Mass Spectrom.*, 4th, Niagara-on-the-lake, Ontario, Can. Abstr., ed. H. E. Grove. 38.

NISHIIZUMI K.; KOHL C. P.; ARNOLD J. R.; KLEIN J.; FINK D. y MIDDLETON R. (1991). Cosmic-ray-produced ^{10}Be and ^{26}Al in Antarctic rocks: exposure and erosion history, *Earth and Planetary Science Letters*, **104**, 440-444.

NISHIIZUMI, K.; LAL, D.; KLEIN, J.; MIDDLETON, R.; ARNOLD, J.R. (1986). Production of ^{10}Be and ^{26}Al by cosmic rays in terrestrial quartz in situ and implications for erosion rates. *Nature* **319**, 134-135.

NONN, H. (1966). Les régions cotières de La Galice (Espagne). Étude géomorphologique. *Publ. Fac. Lettres, Université de Strasbourg, III*. Fondation Baulig. Estrasburgo. 591pp.

NUSSBAUM F. (1952). La glaciación cuaternaria dans la Cordillère cantabrique (Espagne du Nord). *Revue de Géographie des Pyrénées et du Sud-Ouest*. **XXIII**, fasc. 1, 36-48.

NUSSBAUM F. y GIGAX F. (1953). La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. *Estudios Geográficos* **14**, 261-270.

PAGÉS J. L. (1996). La cuenca del Xallas y su entorno. Evolución Cenozoica del relieve en el Oeste de la provincia de la Coruña. *Tesis Doctoral*. Departamento de Estratigrafía. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid.

PAGÉS VALCARLOS, J.L. y VIDAL ROMANÍ, J.R. (1997). La extremidad occidental de la superficie fundamental de Galicia: La Meseta de Santa Comba. *Cuadernos do Laboratorio xeolóxico de Laxe* **22**, 133-149.

PÉREZ ALBERTI, A. (1979). Nuevas observaciones sobre glaciario y periglaciario en el NW de la Península Ibérica. La Galicia sud oriental. *Acta Geológica Hispánica* 14, 441-444.

PEREZ ALBERTI, A. (1990). La geomorfología de la Galicia sud-oriental: problemas geomorfológicos de un macizo hercínico de la fachada atlántica ibérica. Centro sudoeste de Galicia. *Tesis Doctoral*. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de Santiago de Compostela. 185 pp.

PÉREZ ALBERTI, A. y GUITIÁN RIVERA, L. (1992). El sector nordeste del Macizo de Manzaneda (SE de Galicia): aproximación al estudio del glaciario, suelos y vegetación. In: R. Rodríguez Martínez-Conde (coord.). *Guía de campo de las VIII Jornadas de Campo de Geografía Física*. Universidad de Santiago de Compostela, pp: 11-39.

PÉREZ ALBERTI, A. y COVELO ABELEIRA, P. (1996). Reconstrucción paleoambiental de la dinámica glaciario del Alto Bibei durante el Pleistoceno Reciente a partir del estudio de los sedimentos acumulados en Pias (Noroeste de la Península Ibérica). (In: *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Ed. Perez, A.; Martini, P.; Chesworth, W.; Martinez, A. Pub. Xunta de Galicia. Consellería de Cultura Cap. II Dinámica y evolución de medios de alta montaña, glaciario y periglaciario.). pp.: 115-130. Santiago (España).

PÉREZ ALBERTI A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN M. y VALCÁRCEL DÍAZ M. (1993). Las formas y depósitos glaciares en las Sierras Orientales y Septentrionales de Galicia (NW Península Ibérica). En: *La evolución del paisaje en las montañas del entorno de los Caminos Jacobeos. Cambios ambientales y actividad humana*. A. Pérez Alberti; L. Guitián Rivera & P. Ramil Rego (eds.). Public de la Xunta de Galicia. Santiago de Compostela pp: 61-90.

PÉREZ ALBERTI A.; RODRÍGUEZ GUITIÁN M. y VALCÁRCEL DÍAZ M. (1995 A). Acción e importancia del frío durante el Cuaternario

- reciente en las Sierras Septentrionales de Galicia (Noroeste Ibérico). *Actas III Reunión del Cuaternario Ibérico*. (Coimbra 1993) pp: 79-84.
- PÉREZ A.; RODRÍGUEZ M. y VALCÁRCEL M. (1995 b). Reconstrucción paleoambiental a partir de las formas y depósitos superficiales en el límite galaico-astur-leonés. In: *Actas III Reunión del Cuaternario Ibérico*. (Coimbra, 1993), pp.: 191-197.
- PÉREZ GONZALEZ A.; CABRA P.; MARTIN SERRANO A.; CAPOTE R.; DE VICENTE G.; RUBIO J. M.; GALLARDO J.; MARTIN DE VIDALES J. L.; AGUIRRE E.; SANTONJA M.; VIDAL ROMANI J. R.; HOYOS M.; SERRAT D.; GUTIERREZ ELORZA M.; PEÑA MONNE J. L.; MOLINA E.; DE PEDRAZA J.; RODRIGUEZ VIDAL J.; DIAZ DEL OLMO F.; GOY J. L.; ZAZO C.; BAENA J.; DEL OLMO P.; MECO J.; REY J.; MEDIALDEA T.; PERALTA M.; DIAZ L. A.; CALDERON V.(1989). Mapa del Cuaternario de España. Servicio de publicaciones I.T.G.E. 279 págs.
- PETIT J.R.; JOUZEL J.; RAYNAUD D.; BARKOV N.I.; BARNOLA J.M.; BASILE I.; BENDER M.; CHAPPELLAZ J.; DAVIS J.; DELAYGUE G.; DELMOTTE M.; KOTLYAKOV V.M.; LEGRAND M.; LIPENKOV V.; LORIUS C.; PÉPIN L.; RITZ C.; SALTZMAN E.& STIEVENARD M., 1999, Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica, *Nature*, **399**, pp.429-436.
- PHILLIPS, F.M.; LEAVY, B.D.; JANNICK, N.O.; ELMORE, D. y KUBIK P.W. (1986). The accumulation of cosmogenic chlorine in rocks: a method for surface exposure dating. *Science* **231**, 41-43.
- PHILLIPS W. M.; McDONALD E. V.; RENEAU S. L. y POTHS J. (1998). Dating soils and alluvium with cosmogenic ^{21}Ne depth profiles: case studies from the Pajarito Plateau, New Mexico, USA. *Earth and Planetary Science Letters* **160**, 209-223.
- REY, J. (1990). Relación morfosedimentaria entre la Plataforma continental de Galicia y las Rías Bajas y su evolución durante el

Cuaternario. *Publicaciones especiales del Instituto Español de Oceanografía*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid, nº 17. 233 pp.

RODRÍGUEZ GUITIAN, M. A.; VALCÁRCEL M. y PÉREZ A. (1996). Morfogénesis glaciár en la vertiente meridional de la Serra do Courel (NW Ibérico): el valle de A Seara. In: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucenses*. A. Pérez & A. Martínez (coords.). Monografías G. E. P. 1, Diputación Provincial de Lugo, pp.: 77-88.

RODRÍGUEZ GUITIAN, M.A.; VALCARCEL M.; PÉREZ A. (1995). El último ciclo glaciár en el valle de Piornedo (Serra dos Ancares, Lugo): hipótesis sobre la deglaciación basada en la cartografía de formas y depósitos glaciares y periglaciares. (In: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense*. Cap. I.I Monografías G.E.P. 1. coord. Perez, A.; Martinez, A. Pub. Dip. Prov. Lugo). pp.: 39-52. Lugo (España).

RUBIO NAVAS J. & RODRIGUEZ FERNANDEZ L. R. (1981). Mapa Geológico de España escala 1:50.000, nº 227/8-11, Manzaneda. Instituto Geológico y Minero. Segunda serie, 1ª edición.

SANTANACH, P. (1994). Las cuencas terciarias gallegas en la terminación occidental de los relieves pirenaicos. *Cuadernos do Laboratorio xeolóxico de Laxe* 19, 57-71.

SCHÄFER, J.M.; BAUR, H.; DENTON, G.H.; IVY-OCHS, S.; MARCHANT, D.R.; SCHLÜCHTER, C. y WIELER, R. (2000). The oldest ice on Earth in Beacon Valley, Antarctica: new evidence from surface exposure dating. *Earth and Planetary Science Letters* 179, 91-99.

SCHÄFER J. M.; IVY-OCHS S.; WIELER R.; LEYA I.; BAUR H.; DENTON G. H. y SCHLÜCHTER C. (1999). Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on Earth: surface exposure ages of the Dry Valleys, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* 167, 215-226.

SCHMIDT-THOME P. (1973). Neue niedrig gelegene zeugen einer wurmeis-zetlichen vergletscherung im norateil der Iberischen halbinsel. *Eizeitaler Und Gegenwart* v. 24, 384-389.

SCHMIDT-THOMÉ P. (1978). Nuevos testigos de una glaciación wurmiense extensa y de altura muy baja en el NW de la Península Ibérica. Ourense-Portugal. Geología de la parte N del Macizo Hespérico. *Cuadernos del Seminario de Estudios Cerámicos Sargadelos* 27, 221-243

SCHMIDT-THOMÉ P. (1983a). Besonders niedrig gelegene zeugen einer wurmeiszeitlichen vereibung in nord-west Spanien und nord Portugal. Spat-imd Postglaziale Gletscherschwankungen. *Glazial und Periglazial Formen Colloquium* 21, 3-230.

SCHMIDT-THOMÉ P. (1983b). Extreme low lying evidences of a wurmian glaciation in NW Spain and N Portugal. (en Alemán). Spat-imd postglaziale gletscherschwankungen. *Glazial und periglazialformer colloquium* 1980 Rotterdam,. Actas. 213-229.

SCHMITZ H. (1969). Glazialmorphologische Untersuchungen im Bergland Nordwestspaniens (Galizien-León). *Kölner Geografischen arbeiten* 23, 1-157.

SMALL, E. E.; ANDERSON, R. S.; REPKA, J. L. y FINKEL, R. (1997). Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from in situ ^{10}Be and ^{26}Al . *Earth and Planetary Science Letters* 150, 413-425.

STICKEL, R. (1954). Observaciones de morfología glaciar en el NO de España. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 297-318.

SOARES DE CARVALHO G. y LOPES NUNES J. (1981a). A problemática dos indicios glaciaRIOS quaternarios na Serra do Gerez e na Serra da Peneda (Portugal). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 2, 289-296.

SOARES G. y LOPES NUNES J.E. (1981b). Comentarios sobre imagens de factos denunciantes de processos glaciaRIOS quaternarios

- nas Serras do Gerés e da Peneda Portugal. *Memorias e Noticias Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*. **91-92**. 164-171.
- STERNBERG, R. (1996). Workshop on "The secular variations on production rates of cosmogenic nuclides on Earth": paleomagnetic averages of geomagnetic latitude. *Radiocarbon* **38(1)**, 169-170.
- SUMMERFIELD, M.A.; STUART, F.M.; COCKBURN, H.A.P.; SUDGEN, D.E.; DENTON, G.H.; DUNAI, T. y MARCHANT, D.R. (1999). Long-term rates of denudation in the Dry Valleys, Transantarctic Mountains, southern Victoria Land, Antarctica based on in-situ-produced cosmogenic ^{21}Ne . *Geomorphology* **27**, 113-129.
- TEIXEIRA C. y CARDOSO J. L. (1979). A nao confirmação de fenomenos glaciarios nas montanhas do norte de Portugal (Peneda-Geres). *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal XXI fasc.II-III*, 163-184.
- TRICART J. y PÉREZ ALBERTI, A. (1989). Problemas de paleoclimatología: importancia e impacto del frío durante el Cuaternario. In: *Act. Simp. Intern. "Otero Pedrayo e a Xeografía de Galicia"*. Pub. Consello da Cultura Galega (Santiago de Compostela), pp.: 74-92.
- TRULL, T.W.; KURZ, M.D. y JENKINS, J.W. (1991). Diffusion of cosmogenic ^3He in olivine and quartz: implications for surface exposure dating. *Earth and Planetary Science Letters* **103**, 241-256.
- TWIDALE, C.R. (1983). Pediments, peneplains and ultiplains. *Revue de Géomorphologie dynamique* **32**, 1-35.
- TWIDALE, C.R. (1997). Comment on " ^{10}Be and ^{26}Al evidence for exceptionally low rates of Australian bedrock erosion and the likely existence of pre-Pleistocene landscapes". *Quaternary Research*. Vol **48 (3)**. pp 381-385.
- VALCARCEL DIAZ M. (1995). Aportaciones al estudio de los procesos glaciares y periglaciares en Galicia (NW Península Ibérica): estado de la cuestión. En: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense*. coord. Perez A.; Martinez A. Pub.

Dip. Prov. Lugo Monografías G.E.P. 1. págs. 11-37.

VALCARCEL DIAZ M.y PEREZ ALBERTI A. (1996). Caracterización y cartografía de las formaciones superficiales de origen periglacial en el Valle de Moia (Cuenca Alta del Rio Navia N.W. Ibérico). En: *Dinámica y evolución de medios cuaternarios*. Ed. Perez A.;Martini P.; Chesworth W.; Martinez A. Pub. Xunta de Galicia. Consellería de Cultura.

VALCARCEL DIAZ M.; PEREZ ALBERTI A.y RODRIGUEZ GUTIÁN M.A. (1995 a). Aportaciones al conocimiento del glaciario pleistoceno en la vertiente norte de la Serra de Airibio (NW Ibérico): implicaciones paleoambientales. (En: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense*. coord. Perez A.; Martinez A. Pub. Dip. Prov. Lugo Monografías G.E.P. 1. págs. 65-76.

VALCARCEL DIAZ M.; RODRIGUEZ GUTIÁN M.A. y PEREZ ALBERTI A. (1995 b). Dinámica glacial pleistocena del complejo Porcarizas-Valongo) Serra dos Ancares N.W. Ibérico). En: *Avances en la reconstrucción paleoambiental de las áreas de montaña lucense*. coord. Perez A.; Martinez A. Pub. Dip. Prov. Lugo Monografías G.E.P. 1. pags. 65-76.

VANNEY J.R.; AUXIETRE J.L. y DUNAND J.P. (1979). Geomorphic provinces and the evolution of the northwestern Iberian continental margin. *Annales de l'Institut Oceanographique de Paris* v.55(1), 5-20.

VIDAL ROMANÍ J.R. (1989) Geomorfología granítica en Galicia (NW España). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 13, 89-163.

VIDAL ROMANÍ J.R. (1996). Geomorfología de Galicia. En: *Historia de Galicia. Tomo de Xeografía*. Hércules de Ediciones A Coruña pp: 7-67.

VIDAL ROMANI J.R.; BRUM A.; ZEZERE J.; RODRIGUES L. y MONGE C. (1990a). Evolución cuaternaria del relieve granítico en la Serra de Gerez-Xurés (Minho Portugal y Ourense Galicia). *Cuaternario y Geomorfología* 4, 3-12.

- VIDAL ROMANI J.R. y FERNÁNDEZ MOSQUERA, D. (1999). Cronología glaciár pleistocena de la Serra de Gerês (Norte de Portugal). *Estudos do Quaternário/Quaternary studies Revista da A.P.E.Q./Journal of the Portuguese Association for Quaternary Research* 2, 57-64.
- VIDAL ROMANÍ, J.R.; FERNANDEZ MOSQUERA, D.; MARTI, K. y BRUM, A. DE (1999). Nuevos datos sobre la cronología glaciár pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 24, 7-30.
- VIDAL ROMANÍ J. y SANTOS M.L. (1993). Cronología relativa del máximo glaciár finipleistoceno en el sector nor-oriental de la Serra de Queixa (Ourense Galicia España). *Actas 3ª Reunião do Quaternario Ibérico*.Coimbra. 215-222.
- VIDAL ROMANÍ J.R. Y SANTOS M. L. (1994 a). La deglaciación finicuaternaria en el NW peninsular. Sierra. de Queixa Ourense. Datos geomorfológicos y paleobotánicos. *Cuaternario y Geomorfología* 8, 33-44
- VIDAL ROMANÍ J.R.; SANTOS L. & JALUT G. (1994 b). Cronología relativa del máximo glaciár fini-Pleistoceno en el sector NE de la Sierra de Queixa Ourense. *III Reun. Cuater. Ibérico Lisboa 1993*. Actas.
- VIDAL ROMANÍ J.R. y TWIDALE, C.R. (1998). Formas y paisajes graníticos. *Servicio de Publicacións da Universidade da Coruña*. A Coruña. 411 pp.
- VIDAL ROMANÍ J. R.; VILAPLANA J. M.; BRUM A.; ZEZERE J.; RODRIGUES M. L. y MONGE C. (1990 b) Estudio de los till subglaciares de la Serra de Gerez-Xurés (Minho Portugal Ourense Galicia). *Cuaternario y Geomorfología* 4, 13-25.
- VIDAL ROMANÍ, J.R. y YEPES TEMIÑO. J. (2001). Las terrazas del río Miño en el tramo Chantada-As Neves (límite de Galicia-Portugal). *Acta Geológica Hispánica* 36, 149-164.

VIDAL ROMANÍ J.R.; YEPES J. y RODRÍGUEZ-MARTÍNEZ R. (1998). Evolución geomorfológica del Macizo Hespérico Peninsular. Estudio de un sector comprendido entre las provincias de Lugo y Ourense (Galicia NW de España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* **23**, 165-199.

YEPES TEMIÑO J. (1998). Geomorfología de un sector comprendido entre las provincias de Lugo y Ourense, Galicia. *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid. Facultad de Geología. 210 pp.

UNIVERSIDADE DA CORUÑA
Servicio de Bibliotecas



1700744338