

UNIVERSIDAD DE LA LAGUNA

**«Variación espacio - temporal del nivel de emisión
de radón en una zona volcánica activa : Tenerife
(Islas Canarias)»**

Autor: M^a Candelaria Martín Luís

Departamento de Edafología y Geología

A Rafael Mascarell Pérez

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas y entidades que de un modo u otro han hecho posible la realización de esta memoria :

Al Dr. Julio de la Nuez Pestana que eligió el tema de investigación y de quien recibí todo el apoyo, dedicación y colaboración científica que las tareas de investigación precisaron a lo largo de estos años.

Al Dr. Vicente Soler Javaloyes, por su asesoramiento y dedicación desde el inicio de este trabajo, por ofrecerme participar bajo su dirección en el proyecto 92/142 financiado por el Gobierno de Canarias y por la ayuda prestada en la resolución de problemas instrumentales.

Al Dr. Gideon Steinitz, por las muchas horas de enriquecedora discusión científica, por su colaboración, su apoyo y su inestimable ayuda durante varios años.

A los Dres. Juan Coello Armenta y M^a Luisa Quesada Alvarez, por ofrecerme la participación bajo su dirección en los proyectos 101/90 y 10/95 financiados por el Gobierno de Canarias, así como a todos los compañeros en los mismos.

Al Dr. Juan Carlos Carracedo Gómez, director de la Estación Volcanológica de Canarias - CSIC, quien siempre puso a mi disposición el laboratorio de espectrometría gamma y los datos de la red sísmica de esta estación, y en general a todos los miembros de la EVC.

Al Dr. Uzi Vulkan, fallecido hace unos meses y que fue investigador del Soreq Nuclear Reseach Center de Israel, así como a Y. Yaffe y Y. Assael, a todos ellos por su colaboración en los últimos años y a quienes debo su enseñanza en la aplicación de diversas técnicas de medida de radón, además de su hospitalidad y amistad.

A todos los miembros del Istituto di Geochimica dei Fluidi - CNR, de Palermo (Italia) y al Dpto. de Petrologia et Geochimica de la Universidad de Palermo, de quienes recibí enseñanza en diversas técnicas de muestreo de gases y en métodos de vigilancia volcánica, y también por su hospitalidad y amistad.

Al Dr. José Hernández Armas, del Dpto. de Física Médica de esta Universidad, así como a sus alumnos de tercer ciclo M^a Jesús Gómez y Antonio Catalán por su colaboración en la medida de radón en aguas.

A todos los miembros del Dpto. de Edafología y Geología, y especialmente a la

A mi familia, a mis hermanos Salvador, Teresa, Margarita y Carmelo, y muy especialmente a mi compañero Rafael, de quien recibí siempre todo el apoyo, comprensión y ayuda, hasta el final de sus días. A Salvador, por resolver mis problemas con el “software”, a Rafael por ayudarme en la informatización de los datos, a Teresa por elaborar la base de datos de referencias bibliográficas, y en general a todos ellos por su desinteresada participación en cada una de las campañas y en el seguimiento de radón llevado a cabo durante años.

Al Consejo Insular de Aguas, a José Fernández Bethencourt como director, así como a Isabel Farrujia de la Rosa y a Mercedes Martínez Abril, a quienes debo además su amistad. A Rafael Hernández Fernández por su colaboración en la realización del mapa del Anexo VII.

Al Instituto Geográfico Nacional en Sta. Cruz de Tenerife, especialmente a su

Al personal del Observatorio Meteorológico de Sta. Cruz de Tenerife.

A D. Agustín, encargado de la galería Los Beltranes, y a su familia, de quienes guardo muy grato recuerdo. A D. Martín, de la Comunidad de Aguas Ancón de Juan

Marrero, y a los Técnicos de Minas Diego Benjumea y Rafael Fenoll por su asesoramiento en materia de seguridad en galerías y por facilitarme el acceso a las mismas.

Al personal del Teleférico del Teide, por facilitarnos el uso del mismo durante el seguimiento en el cráter, así como al personal de ICONA durante las campañas realizadas en el Parque.

Asimismo, queremos agradecer al Gobierno Autónomo de Canarias, la concesión de los proyectos 101/90, 92/142 y 10/95 con los que ha sido posible financiar parte de esta Tesis Doctoral.

Por último, agradezco a la Consejería de Educación, Cultura y Deportes del Gobierno de Canarias la concesión de dos becas de estancias en centros de investigación extranjeros (en el Istituto di Geochimica dei Fluidi (Palermo, Italia) y en el Geological Survey of Israel (Jerusalem, Estado de Israel) y que han contribuido a mi formación investigadora y profesional.

INDICE

ABSTRACT	1
RESUMEN	3

1. Introducción

1.1. INTRODUCCION	5
1.2. HIPOTESIS DE TRABAJO	7
1.3. OBJETIVOS	9

2. El gas radón

2.1 PROPIEDADES	11
2.2 APLICACIONES DEL ^{222}Rn EN EL CAMPO DE LA GEOLOGÍA :	15
EL RADÓN EN AMBIENTES VOLCÁNICOS	15

3. Metodología

3.1 INTRODUCCION	22
3.2 TECNICAS ANALITICAS PARA DE MEDIDA DE RADON EMPLEADAS EN ESTE TRABAJO	23
- detectores de tipo <i>ssntd</i> (<i>solid state nuclear track detectors</i>)	23
- <i>canastillas de carbón activado</i> (<i>activated charcoal canisters</i> (<i>acc</i>))	25
3.3 ANALISIS DE LA ACTIVIDAD DE ^{222}Rn EN AGUAS	28
3.4 ANALISIS DEL CONTENIDO EN ^{238}U , ^{232}Th Y 40K EQUIVALENTE EN ROCAS Y SUELOS	28
3.5 DETERMINACIÓN DE LA EMANACIÓN DE ^{222}Rn DE SUELOS Y ROCAS EN CONDICIONES DE LABORATORIO	29
3.6 OTRAS TECNICAS ANALITICAS EMPLEADAS EN EL PRESENTE ESTUDIO	31

4. Marco geológico y estudios previos de radón en tenerife

4.1 MARGO GEOLOGICO DE LA ISLA DE TENERIFE	33
4.1.1 <i>el archipiélago canario</i>	33
4.1.2 <i>la isla de tenerife</i>	36

- <i>clima</i>	36
- <i>geomorfología</i>	38
- <i>volcano - estratigrafía</i>	39
- <i>estructura del edificio insular</i>	43
- <i>hidrogeología</i>	46
4.2 MANIFESTACIONES DE ACTIVIDAD VOLCANICA LATENTE	48
- <i>sismicidad</i>	48
- <i>anomalías térmicas</i>	51
- <i>emanación de gases</i>	52
- <i>anomalías hidroquímicas</i>	55
4.3 PRINCIPALES FACTORES DE RIESGO VOLCANICO	56
4.4 ESTUDIOS PREVIOS DE RADON EN TENERIFE : ANTECEDENTES	58

5. Resultados

5.1 VARIACION ESPACIAL DEL GAS RADON	65
5.1.1 <i>análisis estadístico de los datos</i>	66
5.1.2 <i>variación de radón en superficie</i>	77
5.1.3 <i>variación de radón en el subsuelo</i>	78
5.2 VARIACION TEMPORAL DEL GAS RADON	103
5.2.1 <i>variación temporal en superficie</i>	109
5.2.2 <i>variación temporal en el subsuelo</i>	118
5.2.3 <i>análisis estadístico</i>	120
5.3 ESTUDIO DE DETALLE DE UNA ZONA ANÓMALA (LA ZONA RN-1)	133
5.3.1 <i>variación espacial de la anomalía</i>	134
5.3.2 <i>variación temporal de la anomalía</i>	143
5.4. VARIACION ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA CONCENTRACION DE ²²² RN EN RELACION CON OTROS PARAMETROS	149
5.4.1. <i>El ²²²rn en relación con la litología</i>	149
5.4.2 <i>el ²²²rn en relación con el contenido en ²³⁸u equivalente en suelos y rocas. Determinaciones de laboratorio de la emanación de radón en suelos y rocas aislados del entorno geológico</i>	153
5.4.3 <i>el ²²²rn en relación con estructuras volcano-tectónicas</i>	159
5.4.4 <i>el radón en relación con el sistema hidrológico subterráneo</i>	169
5.4.5 <i>el ²²²rn en relación con emisiones de co2</i>	172
5.4.6 <i>el radón en relación con anomalías térmicas</i>	187

<i>5.4.7 variación temporal del radón en relación con parámetros temporales : variables meteorológicas y sismicidad</i>	192
---	-----

6. Discusión y modelo propuesto

6.1 SÍNTESIS DE LOS RESULTADOS: DESCRIPCIÓN DE LA VARIACIÓN ESPACIO- TEMPORAL DE GAS RADÓN EN EL EDIFICIO VOLCÁNICO INSULAR	213
6.2 EL PROBLEMA DEL ORIGEN DE LAS ANOMALÍAS	218
6.3 POSIBLES MECANISMOS DE TRANSPORTE	221
6.4 FACTORES QUE DETERMINAN LA VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL DEL NIVEL DE RADÓN EN EL EDIFICIO INSULAR	222
6.5 COMPARACIÓN CON OTROS CONTEXTOS	226
6.6 EL RADÓN EN EL EDIFICIO VOLCÁNICO DE TENERIFE : MODELO PROPUESTO ...	228
6.7 IMPLICACIONES EN EL USO DEL ^{222}Rn COMO PRECURSOR DE ACTIVIDAD VOLCÁNICA	229

7 CONCLUSIONES FINALES

8 BIBLIOGRAFIA

ABSTRACT

Very large radon anomalies have been detected on Tenerife, clearly associated with the volcano-tectonic structure of the island and with its latent volcanic activity. These anomalies, for which no clear source can be suggested at this stage, have been mapped on the surface and in the subsurface.

The surface expression of the Rn anomalies ($Rn > 1000$ pCi/l) extends at several places inside the Cañadas Caldera (i.e. at fumaroles of Teide volcano) and outside the Caldera rim, covering an area of about 4 square km, forming a roughly concentric distribution to the Caldera contour.

Anomalous zones in galleries are wider in extension and intensity than those detected at the surface. In several cases the increase on radon flux in galleries is associated with zones of intense fracture formation (structural axes) and areas with high CO_2 concentrations, which coincide with zones of recent volcanism.

Temporal variations on radon flux have been studied during three years at resolutions from 1 month to 2-3 days. Radon levels exhibit long term (annual) and short term (months to days) variations. These last ones have been called “radon events”. At the long term variations, several pattern are observed, both at surface and subsurface (galleries) sites, some of them seem to be conditioned by atmospheric changes. In the short term fluctuations, the events are correlated sometimes in more than 50 % of the stations. These correlated fluctuations, which are not related to atmospheric changes, suggest that such events could be due to internal processes.

Present knowledge points out that radon is transported from depth by geophysically controlled processes, probably associated with the residual volcanic activity of the island.

RESUMEN

En Tenerife han sido detectadas amplias zonas con intensas anomalías en radón (> 1000 pCi/l), cuya distribución parece estar relacionada con la estructura volcánico-tectónica de la isla y con manifestaciones de actividad volcánica residual. Estas anomalías, para las cuales no se ha podido determinar con seguridad un origen o roca fuente, han sido delimitadas tanto en superficie como en el subsuelo.

La expresión superficial de dichas anomalías ocupa algunas áreas del interior de la Caldera de Las Cañadas (p.e. en la zona de fumarolas del Teide y base de la pared de la Caldera) y, más ampliamente, el exterior de la misma, cubriendo una superficie total de unos 4 km^2 , con una distribución *grosso modo* concéntrica con el borde de pared.

En el subsuelo (galerías) las anomalías son de mayor extensión e intensidad que en superficie. El incremento del nivel de radón se produce en zonas de intensa fracturación e inyección filoniana (dorsales) y en áreas con emisiones de CO_2 , coincidentes a su vez con las zonas de vulcanismo reciente.

El estudio de la variación temporal de los niveles de radón realizado durante unos 3 años, con resoluciones de 1 mes a 2-4 días, muestra fluctuaciones de largo (anuales) y corto periodo (meses o días). A éstas últimas se les ha denominado “eventos”. En las variaciones de largo periodo (años) se observan distintos tipos de comportamiento o pautas, tanto en superficie como en el subsuelo, algunas de las cuales parecen estar condicionadas por variaciones atmosféricas. En las fluctuaciones de corto periodo, la coincidencia de eventos en la emisión del gas, en ocasiones en más del 50 % de las estaciones, sin relación con variables atmosféricas, sugieren que dichas fluctuaciones pueden ser debidas a procesos de origen interno.

El estado actual de conocimientos parece indicar que el radón es transportado desde zonas profundas, y que su transporte está regulado por procesos geofísicos posiblemente relacionados con la actividad volcánica latente de la isla.

1 INTRODUCCIÓN

1.1. INTRODUCCION

El trabajo está dirigido a investigar la posible aplicación del seguimiento del gas ^{222}Rn) como método de vigilancia volcánica en Tenerife que complemente otras técnicas actualmente en uso, como la actual red sísmica y el muestreo periódico de las

Se ha elegido el estudio de la emisión de ^{222}Rn porque es un elemento cuya producción es continua en el interior de la corteza terrestre y, al ser un gas, tiende a escapar de las rocas donde se genera e incorporarse a los sistemas fluidos, en los que se ha observado que su concentración puede variar en relación con el desarrollo de actividad sísmica y/o volcánica (Gasparini y Mantovani, 1978 ; King, 1980, 1985 ; Wakita et al., 1988, Martinelli y Ferrari, 1991 ; Connor et al., 1996 ; Heiligmann et al., 1997 ; Nishizawa et al., 1998)

Este trabajo presenta los resultados del estudio del comportamiento de la emisión del gas radón en la isla de Tenerife a lo largo de los años 1991 a 1995. Para la

realización del mismo se hicieron determinaciones en el gas del suelo (medidas de superficie) y en el interior de sondeos y galerías (medidas en el subsuelo).

Las galerías son excavaciones para la captación de agua subterránea que suelen tener dimensiones de 2 por 2 m de sección y varios kilómetros de longitud horizontal. La extraordinaria profusión de este tipo de perforaciones nos ha brindado la oportunidad única de poder realizar mediciones en la estructura profunda de la Isla, permitiendo prospectar dicho gas en relación con las directrices volcano-tectónicas principales del edificio insular, así como estudiar su relación con otras anomalías, tales como la presencia de otros gases, o la existencia de anomalías térmicas y/o hidroquímicas en el subsuelo profundo de la isla.

En una primera fase se realizaron varias campañas de medidas a escala regional y local para conocer la variabilidad espacial (tridimensional) de la concentración de radón y su rango de variación en el edificio insular.

En base a los resultados obtenidos, se seleccionaron varios puntos en los que se llevó a cabo un seguimiento de la concentración de radón, con el objeto de conocer su variabilidad temporal y a la vez, estudiar su relación con otras variables temporales

Como resultado se ha obtenido, por vez primera, una cartografía tridimensional (3D) de la concentración de radón sobre una determinada estructura, en este caso, un edificio insular volcánico, y se han definido distintos tipos de comportamiento temporal

1.2. HIPOTESIS DE TRABAJO

La hipótesis de trabajo para estudiar la aplicabilidad de un seguimiento de radón como método de prevención del riesgo volcánico en Tenerife se basa en los siguientes puntos :

A. El radón como elemento trazador de procesos geofísicos

1) El radón (^{222}Rn) es un gas noble que se está formando continuamente a partir de la cadena de desintegración de uranio (^{238}U) en la roca fuente. Una vez liberado por emanación e incorporado al fluido intersticial (líquido o gas) que ocupa los poros y grietas de la roca, es susceptible de ser transportado sin reaccionar con el medio.

2) Al ser un gas noble de concentración ultra-traza, su ocurrencia en lugares lejanos a la roca fuente (más allá de su distancia de difusión en aire, que es del orden de pocos metros) necesita de la existencia de un fluido transportador, normalmente un gas o agua. La existencia de concentraciones de radón en el gas intersticial de suelos o en la atmósfera de cavidades subterráneas (en nuestro caso en galerías), que no se corresponden con la concentración local de U (o Ra), se asume como anómala (es decir, el radón debe ser transportado desde un área fuente distante del punto de medida).

3) Siendo un gas radioactivo, de 3.82 días de periodo de semidesintegración, su concentración en un determinado punto alejado de su fuente depende de :

- a) el poder de emanación de la fuente
- b) la velocidad de flujo y grado de dilución con el fluido transportador
- c) la distancia a la fuente

Estos factores están controlados, en un contexto volcánico, por variaciones temporales de parámetros geofísicos y geoquímicos. Los cambios en el flujo de radón en una determinada zona anómala pueden por tanto reflejar procesos de origen interno y sus variaciones en profundidad.

4) Siendo un gas radiactivo y usando técnicas de desintegración nuclear, la sensibilidad con que puede ser medido, especialmente en medios naturales, es muy alta.

B. Manifestaciones actuales de actividad volcánica en Tenerife

1) Tenerife es un edificio volcánico complejo cuya actividad volcánica ha sido continua desde el Mioceno hasta tiempos históricos (Hernández-Pacheco, 1983 ; Ancochea et al., 1990). El estratovolcán Teide-Pico Viejo que culmina la cúspide de este edificio, está considerado por la comunidad científica internacional como volcán activo y potencialmente peligroso, y ha sido incluido en el programa internacional Decade Volcano Programme de la IAVCEI, iniciado en el año 1990.

2) La actividad volcánica latente en la isla se manifiesta también por la existencia de amplias zonas con anomalías térmicas y emanaciones distales de CO₂ (Bravo et al., 1976 ; Valentín, 1988) así como por la presencia de un nivel de actividad microsísmica constante, especialmente en la región central y en los fondos submarinos cercanos (Mezcua et al., 1992).

3) Datos previos (Carracedo et al., 1990 ; Soler et al., 1991 y 1992 ; Coello et al., 1993 ; de la Nuez et al., 1995) sugieren que hay niveles de radón anómalos asociados a la estructura volcánica de la isla.

Este objetivo engloba el estudiar el rango de los niveles de concentración de radón y la distribución que presentan en el edificio insular, así como determinar los parámetros geológicos, estructurales y geoquímicos principales que condicionan su

2) Estudiar la variación temporal del flujo de radón

Este segundo objetivo incluye la caracterización del rango de variación temporal de los niveles de emisión de radón durante el periodo actual de calma eruptiva, así como los distintos tipos de pautas temporales que pueda presentar dicha variación. También se enmarca dentro de este objetivo el estudio de los posibles factores geofísicos y ambientales que regulan dichas variaciones.

3) Evaluar la aplicabilidad de un seguimiento del flujo de gas radón en la isla de Tenerife, y por extensión, en el resto del Archipiélago, como método de previsión del riesgo volcánico, complementario a la actual red sísmica.

2 EL GAS RADÓN

2.1 PROPIEDADES

El radón (^{222}Rn) es un gas noble radiactivo, incoloro e inodoro, de densidad 9.73 g/l en condiciones normales, siendo el gas más pesado que existe en la naturaleza. Se produce en la serie radiactiva del ^{238}U (Fig. 2.1), por emisión de radiación alfa del ^{226}Ra . Su periodo de semidesintegración es de 3.82 días y emite partículas alfa con 5.5 MeV de

La unidad de actividad radioactiva es la desintegración por segundo, a la que se denomina Becquerelio (Bq). Otra unidad es el Curio (Ci), que es la actividad que presenta un gramo de ^{226}Ra y equivale a 3.7×10^{10} Bq. Esta unidad es muy grande y normalmente se utiliza el pCi (10^{-12} Ci), que equivale a 0.037 Bq.

La concentración de radón se expresa como actividad por unidad de volumen. Las unidades más utilizadas son el Bq/m³ y el pCi/l ($1 \text{ pCi} / 1 = 37 \text{ Bq} / \text{m}^3$ y $1 \text{ Bq} / \text{m}^3 = 2.7 \times 10^{-2} \text{ pCi/l}$). En este trabajo las medidas de radón se han expresado en pCi/l.

^{222}Rn existen otros dos isótopos naturales, el ^{220}Rn o torón, producido en la serie de desintegración del ^{232}Th , con un periodo de semidesintegración de 55.6 segundos y el ^{219}Rn o actinón, producido en la serie de desintegración del ^{235}U , con un periodo de semidesintegración media de 4 segundos.

Las posibles interferencias en la medida del ^{222}Rn debidas al ^{219}Rn son despreciables debido a la baja abundancia natural del ^{235}U . En cambio las debidas al ^{220}Rn sí deben ser tenidas en cuenta en aquellos métodos de medida en los que pudiera interferir (métodos basados en la detección de partículas alfa).

El hecho de que sea un gas prácticamente inerte hace que sea uno de los radioelementos naturales más utilizados en investigación, dado que una vez formado en la cadena de desintegración del uranio en el interior de la corteza terrestre, se difunde libremente a través del aire (o agua) intersticial, escapando a la atmósfera bien mediante flujo convectivo (Mogro-Campero y Fleischer, 1977 ; Cox et al., 1980 ; Williams, 1985 ; Steinitz et al., 1995) o advectivo (Kraner et al., 1964 ; Clements y Wilkening, 1974 ; Israelsson, 1980 ; Schery et al., 1982, 1984 ; Holford et al., 1993), en el seno de algún gas transportador (gases fumarólicos, CO_2 , etc) (Fleischer et al., 1980; Irwin y Barnes, 1980 ; Hauksson, 1981 ; Kristiansson y Malmqvist, 1982 ; King et al., 1996); o por simple difusión (Tanner, 1964 ; 1980 ; Schery et al., 1984).

La difusión de radón en suelos varía desde unos 2 m en suelo seco hasta valores tan bajos como 1 cm en suelos saturados en agua (Tanner, 1964, 1980), siendo aún más bajos en agua, donde en el periodo de una vida media el radón recorre tan sólo 1 mm de distancia (Graustein y Turekian, 1990 ; Appleby y Oldfield, 1992). Por tanto, la

migración de radón sobre distancias mayores necesariamente requiere de mecanismos de

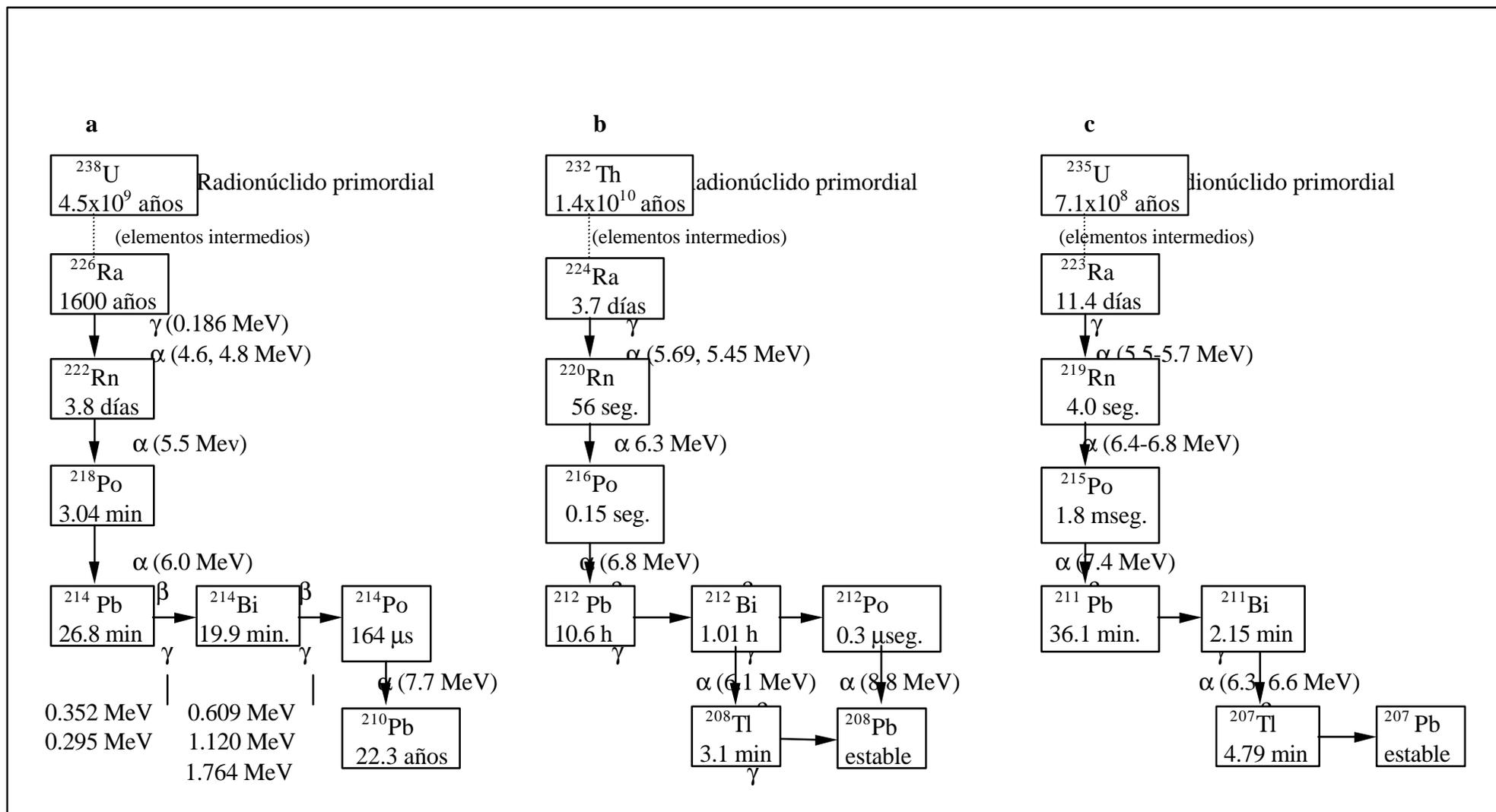


Fig. 2.1. : Series radiactivas : a) ^{238}U ; b) ^{232}Th ; c) ^{235}U (Basado en Adams y Gasparini 1970 ; NCRPM, 1988 y Nazaroff, 1992)

transporte más eficaces, generalmente mediante un fluido transportador, normalmente agua u otro gas, que en medios volcánicos suele ser CO₂ (Shapiro et al.,1982).

El fenómeno básico que permite que un átomo de ²²²Rn se libere y escape de un grano mineral es el movimiento de retroceso (recoil) que le impele la emisión de la partícula alfa emitida por el átomo de ²²⁶Ra en el proceso de desintegración. En un grano mineral, el rango de movimiento por retroceso de un átomo de radón es del orden de 20 a 70 nm.. Por lo tanto, sólo los átomos de ²²⁶Ra localizados a una distancia al borde de grano inferior a la anteriormente indicada, pueden producir átomos de ²²²Rn susceptibles de escapar hacia el espacio intersticial (Tanner, 1980). Se han invocado otras posibilidades para explicar el escape de los átomos de ²²²Rn y la observación de coeficientes de emanación relativamente elevados, más relacionadas con procesos de difusión a través de las redes cristalinas y difusión preferencial a través del material dañado por la radiación (Nazaroff et al., 1988 ; Nazaroff, 1992). Otras consideran la existencia de poros submicrónicos (Rama y Moore, 1990).

A la fracción de la actividad del radio que es efectiva en la incorporación de radón al aire intersticial se le denomina coeficiente de emanación o poder emanador de una roca o mineral. Los valores típicos dados en la literatura varían entre fracciones inferiores al 0.01 % y próximos al 70 %, dependiendo de diversos factores como la composición, granulometría, temperatura y grado de humedad en el caso de los suelos (Baretto, 1973 ; Megumi y Mamuro, 1974 ; Wilkening, 1974 ; Strandén et al., 1984 ; Nazaroff et al., 1985 ; Rama y Moore, 1990).

El rango normal de actividad de radón en gases de suelos varía entre 300 a 1400 pCi/l (10 a 50 kBq/m³), aunque los extremos pueden oscilar entre cercanos a cero y 120.000 pCi/l (4.5 MBq/m³), pudiendo superarse esta concentración en más de un orden de magnitud en las menas de uranio.

Las aguas subterráneas contienen no sólo el radón procedente de la desintegración del radio disuelto, sino también el emanado de los minerales de la roca almacén. El rango típico de la concentración de radón en aguas subterráneas varía bastante, generalmente entre 200 y 20.000 pCi/l (7 a 700 kBq/m³).

Aunque la solubilidad del ²²²Rn en agua es relativamente alta, el radón tiene preferencia por la fase gaseosa. El coeficiente de reparto entre el agua y el aire es inversamente proporcional a la temperatura, y siempre inferior a 1. Así por ejemplo, el valor de este coeficiente a 0 °C es de 0.506, a 10 °C de 0.340 y de 0.245 a 20 °C (Boyle, 1911).

Por otra parte, la concentración de radón en un determinado lugar puede variar por cambios en las condiciones atmosféricas (precipitación, variaciones en la temperatura y/o presión atmosféricas, humedad del suelo, viento, etc.) (Shapiro et al., 1980 ; Schery y Petschek, 1983 ; Schery et al., 1984 ; Owczarski et al., 1990 ; Schumann et al., 1992) o por cualquier proceso o mecanismo que cambie el estado de esfuerzos del terreno o modifique la porosidad y/o el volumen de grietas y fisuras, tales como la actividad sismo-tectónica (Mogro-Campero y Fleischer, 1977 ; King, 1980 ; Teng, 1980 ; Sugisaki et al., 1983), actividad volcánica y sismo-volcánica (Baubron et al., 1990, 1991 ; Connor et al., 1996 ; Heiligmann et al., 1997) o la deformación del edificio volcánico (Thomas et al., 1986).

2.2 APLICACIONES DEL ²²²Rn EN EL CAMPO DE LA GEOLOGÍA :

EL RADÓN EN AMBIENTES VOLCÁNICOS

La utilización del radón en el campo de las Ciencias de la Tierra es de gran interés debido a sus múltiples aplicaciones. Junto con la predicción de terremotos (Ulomov y Mavashev, 1971 ; King, 1980 ; Teng, 1980 ; Shapiro et al., 1980 ; Fleisher y Mogro Campero, 1985 ; Thomas et al., 1986 ; Wakita et al., 1989 ; Virk y Singh, 1993), se utiliza

también en la prospección de uranio (Fleischer et al.,1980 ; Ramola et al.,1988), hidrocarburos (Garzón, 1987 ; Llamas y Mazadiego, 1992; Mazadiego, 1994) y campos geotérmicos (Cox, 1980 ; Whitehead et al.,1983 ; Segovia et al.,1991), en la detección de sistemas de fallas o fracturas (Crenshaw et al.,1982 ; Aubert y Baubron, 1988 ; Fuentes et al.,1995), en zonas afectadas por deslizamientos (Purtscheller et al.,1994 ; Purtscheller et al.,1995), como trazador atmosférico (Junge, 1963 ; Guedalia et al.,1980), en la determinación del sistema de circulación y ventilación en minas y cuevas (Wilkening y Watkins, 1976 ; Hunyadi et al.,1991), en hidrogeología (Berelson et al.,1982 ; Cable et al., 1996), etc.

En ambientes volcánicos, se ha utilizado el estudio de desequilibrios radiactivos entre el radón y sus productos radiogénicos para la determinación del grado de desgasificación del magma durante una erupción (Sato et al.,1980 ; Gill et al.,1985) y en la estimación del volumen de magma emitido durante una erupción explosiva, como fue el caso del St. Helens (Lambert, 1983 ; Le Cloarec et al.,1986).

El número de investigaciones centradas en el estudio de anomalías de radón asociadas a la actividad volcánica propiamente dicha es más reducido. Aunque desde el trabajo de Shiratoi en 1927 se conoce la existencia de altas concentraciones de radón en gases fumarólicos y fuentes termales, el primer trabajo que muestra cambios bruscos en la concentración de radón en relación con el desarrollo de la actividad eruptiva fue publicado por Chirkov en 1976, al estudiar la emisión de este gas durante una erupción

Posteriormente, la aplicación de diversas técnicas de seguimiento de radón en éste y otros volcanes activos, como en Vulcano (Italia) (Del Pezzo et al.,1981 ; Cioni et al., 1984 ; Baubron et al., 1990 y 1991; Toutain et al., 1992), el Kilauea (Hawaii, USA) (Cox et al.,1980 ; Cox y Cuff, 1981 ; Thomas et al., 1986), el Krafla (Islandia) (Hauksson, 1981), el Etna (Italia) (Seidel y Monnin, 1984 ; Baubron et al., 1991 ; Parello et al., 1995 ; Ciodini et al., 1996 ; D´Alessandro et al., 1997), el Pitón de la Fournaise (Is. Reunión, Francia) (Seidel et al., 1988), el Izu-Oshima (Japón) (Sato et al., 1992), el Cerro Negro (Nicaragua) (Connor et al., 1996), el Galeras (Colombia) (Heiligmann et al., 1997),

entre otros, han puesto de manifiesto distintos tipos de anomalías de radón en relación

Las posibles fuentes de generación de radón en sistemas volcánicos son el magma, la roca de caja y los fluidos hidrotermales. En estos últimos, los principales factores que controlan la concentración de radón dependen de la removilización de los radionúclidos productores del radón (^{226}Ra), de su posterior deposición en las superficies de los conductos de circulación de fluidos (Flexser et al., 1987 ; Wollenberg et al., 1984/85) y de una más rápida migración de radón por difusión de la roca fuente en los fluidos hidrotermales circulantes, favorecida por la alta temperatura (Gasparini et al., 1984).

Por tanto, en contextos volcánicos, un incremento en el flujo de radón se puede producir directamente por un aumento de desgasificación de radón del magma o, indirectamente, por removilización de los radionúclidos padres (^{238}U , ^{226}Ra) en los sublimados de los conductos de emisión. Por otra parte, la formación de fracturas en las rocas de caja produce un aumento de la superficie emanante efectiva, generando así una

También los cambios en la concentración de radón en los gases de los suelos, pueden ser el resultado de fluctuaciones en la temperatura del agua subterránea, debido a la disminución de la solubilidad del radón en el agua con el aumento de la temperatura. Por tanto, además de por inyección de magma e hidrofracturación, los aumentos en la concentración de radón en niveles cercanos a la superficie pueden ser producidos por un aumento de la temperatura del sistema hidrotermal. Cada uno de estos procesos puede contribuir a incrementar la concentración de radón en el suelo durante la corta duración de los episodios volcánicos (Connor et al., 1996).

La heterogeneidad de la permeabilidad de las rocas en niveles cercanos a la superficie puede dar como resultado la aparición de variaciones bruscas en la concentración de radón en distancias muy cortas. Durante una etapa de deformación, el incremento en la permeabilidad total producido por la formación de fracturas puede

originar nuevas vías de escape de radón hacia la superficie. Inversamente, diversos mecanismos, incluyendo la deformación y precipitación de minerales, pueden actuar disminuyendo la permeabilidad total en sistemas volcánicos activos (Heiligmann et al., 1997). Otros factores que pueden afectar a la concentración de radón en niveles superficiales incluyen cambios en la profundidad del nivel freático y el efecto de bombeo de la presión atmosférica (Schery y Gaeddert, 1982).

Aunque se han observado anomalías de radón en relación con el desarrollo de erupciones volcánicas, el número de correlaciones reconocidas es escaso. Las fluctuaciones de radón en suelos y aguas subterráneas relacionadas con la actividad volcánica poco intensa a menudo están oscurecidas por interferencias debidas a procesos de origen no volcánico (Shapiro et al., 1984/85 ; Segovia et al., 1987a).

Por otra parte, los mecanismos propuestos para explicar las anomalías de radón en contextos volcánicos son diversos y dependen de las condiciones de cada sistema volcánico y del medio en el que se mide el nivel de radón.

Así por ejemplo, variaciones en la actividad de radón en emisiones fumarólicas han sido atribuidas a cambios en el tiempo de transporte de corrientes de vapor enriquecidas en radón desde su fuente original en el sistema hidrotermal hasta el punto de descarga en superficie. Hauksson (1981) sugiere este mecanismo para explicar las observaciones de ascensos simultáneos del nivel freático, mientras Cioni et al (1984) interpretan el resultado de una anomalía inversa de radón en fumarolas como debida a mezclas de gases entre una fuente de vapor somera rica en radón y otra profunda, empobrecida en radón, pero rica en gases magmáticos.

En cuanto a anomalías de radón en aguas subterráneas, Chirkov (1976) propone a partir de estudios en el volcán Karimsky, que los esfuerzos inducidos por nuevas intrusiones de magma en una cámara magmática somera, generarían una importante microfracturación y un consecuente incremento en la emisión de radón.

En el mismo volcán, Flerov et al., (1986) interpretan, en cambio, que las vibraciones ultrasónicas que se generan en las rocas debido al ascenso de magma pueden potenciar la emanación de radón. Este mecanismo, observado en experimentos de laboratorio (Barsukov et al., 1985), fue propuesto por estos autores para explicar los cambios en la actividad de radón en aguas subterráneas asociados a episodios eruptivos.

Otros autores indican la posibilidad de que un flujo magmático rico en gas radón penetre directamente en el sistema acuífero superficial (Gasparini y Mantovanni, 1978 ; del Pezzo et al., 1981). Este mecanismo requiere que el tránsito sea rápido para que puedan preservarse cantidades significativas de radón durante su transporte hasta la superficie. En este caso, cabe esperar que se produzcan concentraciones anómalas de carbonatos, sulfatos, ácidos halógenos o incrementos de la temperatura. Si estas especies faltan, no es probable que se pueda considerar un origen magmático del radón.

Entre los mecanismos propuestos para explicar las variaciones del radón en gases del suelo, se encuentra la hipótesis de colapso de poro, propuesta por King (1979 ; 1986). El autor sugiere que el colapso o reducción del volumen de poro inducido por esfuerzos en el terreno generaría un flujo ascendente del gas del subsuelo, más enriquecido en radón, incrementando la concentración de radón en niveles superficiales. Este mecanismo fue propuesto para explicar anomalías de radón relacionadas con terremotos, pero parece ser aplicable también cuando se alcanzan condiciones de alta presión y temperatura, como en el caso de un ascenso de magma (Monnin y Seidel, 1988).

Se han propuesto también como mecanismos que producirían un incremento del flujo de radón en superficie, la microfracturación de rocas inducida por esfuerzos provocados a causa de eventos intrusivos (Thomas et al., 1986), así como el aumento del flujo térmico o de las descargas de vapor (Cox, 1980 ; Cox et al., 1980 ; De la Cruz Reina, 1985).

En general, algunos de los modelos propuestos para explicar las anomalías en radón, o bien no están suficientemente apoyados por los procesos geofísicos y

geoquímicos conocidos que ocurren en un sistema volcánico o quedan por demostrar bajo condiciones naturales. Por tanto, el potencial real de la aplicación del seguimiento de radón en la predicción de erupciones no ha sido aún totalmente evaluado. Por otra parte, la diversidad de modelos propuestos para explicar las anomalías de radón relacionadas con la actividad volcánica indica que los procesos geofísicos que provocan su aparición están todavía poco comprendidos. Bajo estas circunstancias, es difícil hoy en día demostrar que la prospección de radón o los programas de seguimiento de este gas puedan realmente ser de utilidad en la predicción de eventos volcánicos. Sin embargo, es posible mejorar substancialmente la cantidad de datos actualmente disponible, incrementando el número de sistemas volcánicos en observación y mejorando el protocolo de seguimiento (Thomas, 1989).

3 METODOLOGÍA

3.1 INTRODUCCION

Todas las técnicas de medida de radón y de sus productos de desintegración se basan en la detección de emisiones producidas en el proceso de desintegración radiactiva. La mayoría de los métodos se basan en la detección de partículas alfa emitidas en el proceso de desintegración del ^{222}Rn , y otros, los menos, en la emisión gamma de sus descendientes radiogénicos.

Así, una primera división se puede establecer entre aquellas técnicas que detectan el radón directamente, de aquellas otras que miden sus productos de

Otra característica fundamental es el tiempo de resolución, según el cual las técnicas de medida se pueden subdividir en tres grandes grupos : a)
donde se mide el contenido en elementos radiactivos de una muestra limitada de gas, generalmente tomada en un corto periodo de tiempo en un lugar determinado ; b)

Técnicas en continuo, especialmente diseñadas para dar información de concentraciones en función del tiempo, y c) *Técnicas de integración*, que determinan la concentración media en un cierto periodo de tiempo, generalmente desde unos pocos

El grado de precisión y eficiencia varía de unos métodos a otros, no obstante, la mayor parte de los niveles de error radican en la propia naturaleza aleatoria del proceso de desintegración, en variaciones en la respuesta del detector, interferencias entre especies medidas, etc., pero en general suelen ser inferiores al 15%.

A continuación se describen las técnicas de medida de radón que se ha utilizado en este trabajo, así como las empleadas en la medida de otros gases y de parámetros físico-químicos que se realizaron paralelamente a las determinaciones de radón.

Se describe así mismo, la técnica utilizada en la determinación del contenido en ^{238}U equivalente en rocas y suelos y el método para determinar la emanación de radón de los materiales aislados de su entorno geológico. Estas determinaciones se realizaron con objeto de caracterizar los valores de fondo de ^{222}Rn de los materiales presentes en la zona de estudio.

3.2 TECNICAS ANALITICAS PARA DE MEDIDA DE RADON EMPLEADAS EN ESTE TRABAJO

- Detectores de tipo SSNTD (Solid State Nuclear Track Detectors)

Todas las determinaciones de radón en gases de suelos y parte de las realizadas en galerías y sondeos, se hicieron mediante detectores de tipo SSNTD (Solid State Nuclear Track Detectors) (Alter y Price, 1972 ; Fleischer et al., 1972 ; Fleischer y Mogro-Campero, 1978).

Esta técnica es simple de usar y relativamente barata. Es especialmente útil en las campañas de prospección por ser un método de integración que da el promedio de la concentración de radón durante el tiempo total de exposición (normalmente entre unos pocos días y un año), con lo cual la medida está menos afectada por variaciones ambientales de corto periodo.

Este método se basa en la detección de partículas alfa emitidas por los átomos de radón (o por sus descendientes radiactivos), que al incidir sobre ciertos tipos de policarbonatos (LR-115, CR-39, etc.) dañan la superficie del material, dejando trazas o huellas de impacto. Estas trazas se pueden hacer detectables al microscopio óptico por revelado químico o electroquímico. El número de trazas en el material equivale al número de partículas alfa que han alcanzado la superficie plástica (normalmente tienen un umbral de energía mínima o sensibilidad, que varía entre 1 y 5 MeV, y un nivel de saturación) y es directamente proporcional a la concentración de alfa-emisores en el

Las partículas alfa tienen un corto alcance en aire, alrededor de 5 cm, por lo que el detector debe estar situado muy cerca del punto de medida. Por el mismo motivo, la radiación de fondo es muy baja.

Conociendo el número de trazas (determinado por contaje al microscopio o bien por métodos computerizados), la superficie expuesta del detector y el tiempo de exposición, se puede calcular la concentración media de radón en la atmósfera de estudio.

En el presente estudio se han utilizado detectores SSNTD de radón en aire marca Radtrack de la casa Landauer, Inc., con un rango de detección entre 0.4 y 60000 pCi/l. Para las concentraciones consideradas en este estudio (superiores a 50 pCi/l) el error es inferior al 14%. El análisis de los detectores ha sido realizado en los laboratorios de la casa suministradora.

En el estudio a escala local de una zona anómala (ver apartado 5.3) se emplearon detectores SSNTD de características similares a los anteriores, suministrados y analizados por el Soreq Nuclear Research Center de Israel.

En ambos casos, los detectores estaban provistos de una membrana que impedía la interferencia del ^{220}Rn en la medida, (Fleischer y Mogro-Campero, 1978).

En las medidas de radón en suelos, el detector estaba adherido a la base interior de un vaso de volumen conocido. Siguiendo el método de Alter y Price (1972), el vaso se enterraba (en posición invertida) a unos 50 cm de profundidad aproximadamente, durante el periodo de exposición deseado (en este trabajo entre unos pocos días y un mes). En el caso de las estaciones de seguimiento, se colocó un tubo de PVC de unos 12 cm de diámetro y 50 cm de profundidad, en el fondo del cual se situó el vaso con el detector. El tubo se rellenaba con espuma de polietileno y se tapaba su extremo superior (Fig. 3.1).

Cuando el suelo era escaso o nulo, el detector se colocaba directamente sobre el terreno y se cubría con una lámina de plástico de 1 m² de superficie para minimizar la dilución con aire atmosférico (Fig. 3.2), siguiendo el método OSCAT (“On Surface Covered Alpha Track”) de Lang et al. (1995).

Para las medidas de radón en el subsuelo, el detector se colgaba del techo de la galería o del brocal del sondeo, según el caso.

activado (Activated Charcoal Canisters (ACC))

Esta técnica se utilizó en el interior de galerías y sondeos. La determinación de radón en aire por medio de canastillas de carbón activo (Countess, 1976 ; Cohen y Cohen, 1983; George, 1984; Wilson, 1989) constituye un método pasivo de integración de corto periodo, (unos pocos días, en este trabajo unas 72 horas), que se basa en la

fuerte capacidad de adsorción de radón que el carbono activado presenta a temperatura ambiente.

Normalmente la canastilla tiene una barrera de difusión que separa el carbón del aire a analizar. De forma similar a como ocurre en otros métodos pasivos, se establece a lo largo de la barrera un gradiente de concentración, siendo la velocidad de captación de radón proporcional a la concentración de radón en el aire. La medida es sensible a la humedad, por lo que ésta ha de ser tenida en cuenta e introducir un factor de corrección en los resultados.

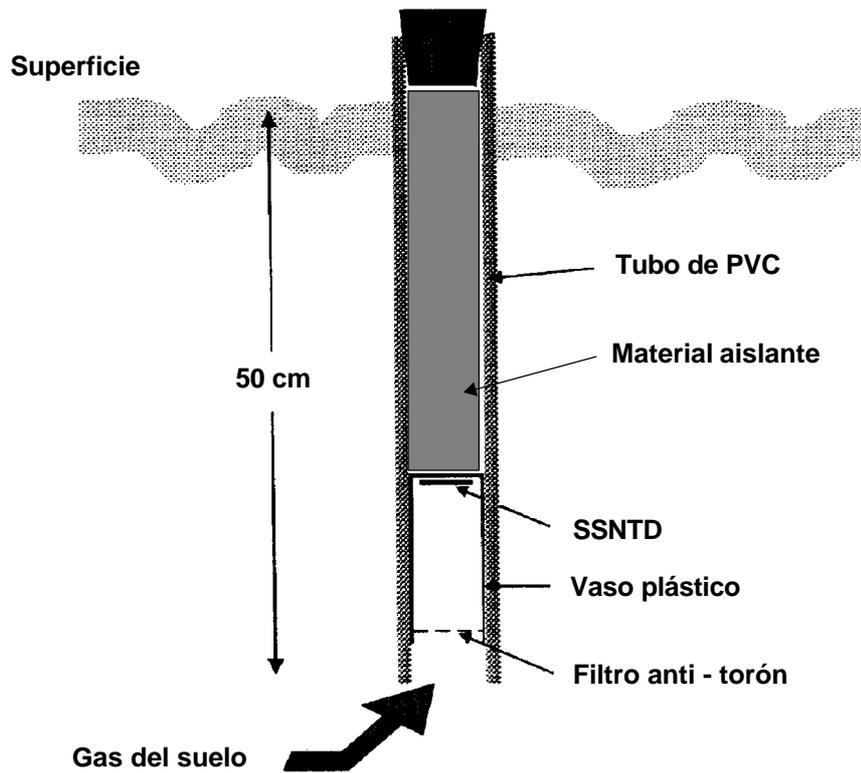


Fig. 3.1.: Sistema de medida de ^{222}Rn en suelos

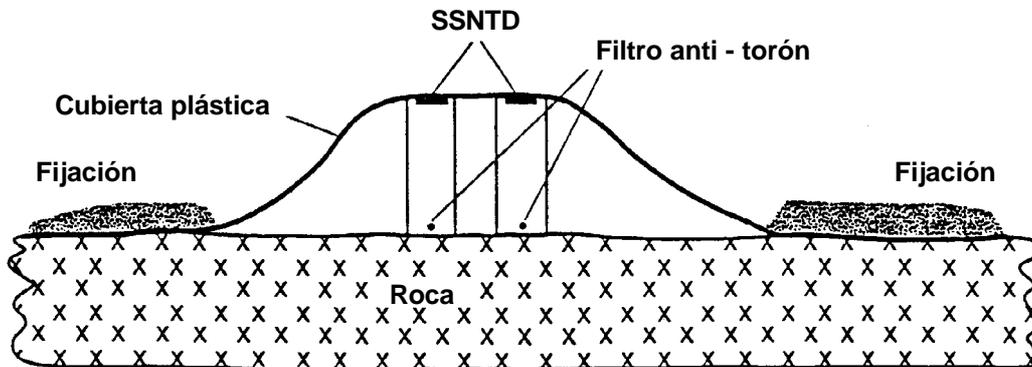


Fig. 3.2.: Sistema empleado para la medida de ^{222}Rn en zonas con suelo escaso o nulo (Método OSCAT = On Surface Covered Alpha Track detector, Lang et al., 1995)

Por otra parte, la naturaleza pasiva del carbono activado permite la continua adsorción y desorción del radón, por lo que en realidad, esta técnica no integra uniformemente las concentraciones de radón durante el periodo de exposición, especialmente en lugares donde la concentración de radón presenta gradientes importantes. Por esta razón debe tenerse en cuenta que los datos de radón obtenidos con este método no son exactamente comparables con los obtenidos mediante detectores de tipo SSNTD.

Posteriormente a la exposición y una vez sellada la canastilla, la cantidad de radón adsorbida, tras el periodo de exposición, se determina en laboratorio mediante el análisis por espectroscopía gamma de los productos de desintegración del radón, ^{214}Pb y ^{214}Bi , una vez transcurridas unas 4 horas desde el sellado de la canastilla y se alcance el estado de equilibrio radiactivo. Para ello se utilizó un sensor de $\text{INa}_{(\text{Tl})}$ BRICRON de 3 x 3 " y un analizador multicanal CANBERRA Serie 35 plus conectado a un equipo informático. Como referencia se empleó un patrón de Radio de 21.2 nanocurios de actividad, marca Canberra. El procedimiento seguido fue similar al indicado por la Environmental Protection Agency (EPA) de los Estados Unidos (Gray y Windham, 1987).

Es importante señalar que este método además de ser sensible a la humedad lo es también a la temperatura del medio de exposición. Un incremento en estos parámetros disminuye la eficiencia de adsorción de radón en el lecho de carbón (Ronca-Battista y Gray, 1988 ; Luetzelschwab et al. 1994).

Se hizo un prueba para contrastar este método con el anterior (SSNTD), colocando ambos tipos de detectores en el interior de dos galerías, Ancón de Juan Marrero y Madre del Agua, ésta última con anomalía térmica (ver en Resultados las Figs. 5.10.m) y 5.10.l) respectivamente). Los resultados del contraste muestran que en galerías sin anomalías térmicas las medidas obtenidas con uno y otro método son similares, pero en aquellas donde la temperatura y humedad ambiente son elevadas,

como es el caso de Madre del Agua, donde se alcanzan los 36 °C y la atmósfera está saturada en humedad, las canastillas pierden drásticamente eficiencia.

Por tanto, deben ser tomadas con reservas las determinaciones de radón realizadas por este método en galerías con anomalías térmicas (ver en Resultados el apartado 5.4.6).

3.3 ANALISIS DE LA ACTIVIDAD DE ²²²Rn EN AGUAS

El análisis de la concentración de ²²²Rn disuelto en el agua de las galerías se realizó mediante espectroscopía gamma de su descendiente radiactivo el ²¹⁴Bi (pico de 609 KeV), siguiendo el método indicado por Garzón y Quintana (1987). Se utilizó para ello un sensor de INa_(TI) BICRON de 3 x 3 " y un analizador multicanal CANBERRA Serie 35 plus conectado a un equipo informático.

Las muestras se tomaron directamente en los puntos de surgencia en recipientes de polietileno de 1 l de capacidad, y fueron analizadas transcurridas unas cuatro horas para permitir que las muestras alcanzasen el equilibrio radiactivo entre el ²²²Rn y su descendiente radiactivo el ²¹⁴Bi. El tiempo de acumulación empleado fue de 10 h por espectro en cada una de las muestras y de 1 día para el espectro de fondo.

3.4 ANALISIS DEL CONTENIDO EN ²³⁸U, ²³²Th Y ⁴⁰K EQUIVALENTE EN ROCAS Y SUELOS

Previamente a la realización de los análisis, las muestras, tanto de suelos como de rocas, fueron secadas, trituradas y tamizadas a un tamaño inferior a 2 mm, con el objeto

de homogeneizar las condiciones de medida. Luego se sellaron y se dejaron en reposo al menos durante 20 días, para permitir que desapareciera el posible desequilibrio radiactivo producido por el escape de radón durante el proceso de preparación de la muestra.

Posteriormente se realizó un análisis semicuantitativo del contenido en ^{238}U , ^{232}Th y ^{40}K mediante espectroscopía gamma, utilizando un sensor de $\text{INa}_{(\text{TI})}$ BICRON de 3 x 3 " y un analizador multicanal CANBERRA Serie 35 plus conectado a un equipo

El contenido en ^{238}U se midió en el pico del ^{214}Bi (1.764 MeV), el ^{232}Th en el pico del ^{208}Tl (2.614 Me V) y el ^{40}K en su propio pico a 1.461 MeV, siguiendo la metodología indicada por Adams (1964) y Adams y Gasparini (1970).

Al hacer la determinación del contenido en Uranio mediante la medida del pico del ^{214}Bi , se determina el contenido total en elementos radiactivos pertenecientes a la cadena de desintegración del ^{238}U anteriores al ^{214}Bi que contiene la muestra, expresados en actividad equivalente de ^{238}U . Con ello, la determinación es independiente de si existe o no equilibrio secular entre el ^{238}U inicial y los descendientes radiactivos intermedios hasta el ^{226}Ra (Barreto, 1975).

El tiempo de conteo para cada muestra fue de 20 h por término medio. Las muestras se analizaron intercalándolas entre dos medidas del espectro del fondo radiactivo, obtenido con un recipiente vacío de igual geometría que los de las muestras. Para la descomposición y análisis del espectro se utilizó el algoritmo propuesto por Meakins et al. (1979) y la conversión de cuentas a concentraciones se realizó mediante la calibración con patrones naturales de concentración conocida para los distintos elementos.

3.5 DETERMINACIÓN DE LA EMANACIÓN DE ^{222}Rn DE SUELOS Y ROCAS EN CONDICIONES DE LABORATORIO

Esta prueba se realizó en 12 muestras, 5 de suelos y 7 de rocas, seleccionadas en función de su composición, del nivel de radón obtenido en el campo y del contenido en ^{238}U equivalente.

Con el fin de obtener valores máximos de emanación, previamente se incrementó artificialmente la superficie emanante efectiva por trituración de las muestras a tamaño inferior a 2 mm (Barreto, 1975).

Luego se depositó un volumen de unos 700 ml de cada muestra en recipientes herméticos de vidrio de 1 l de capacidad y se dejaron en reposo al menos durante 20 días, para permitir que desapareciera el posible desequilibrio radiactivo producido por el escape de radón durante el proceso de preparación de la muestra.

Posteriormente, se determinó la concentración de radón emanada por la muestra en el volumen de aire que quedaba en el interior del recipiente, colocando un detector de tipo SSNTD adherido a la parte interna de la tapa (Fig. 3.3). El tiempo de exposición fue

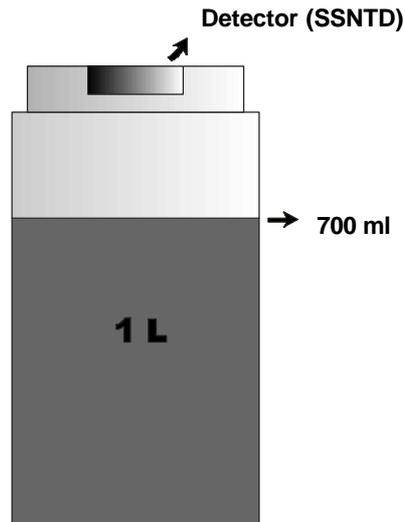


Fig.: 3.3. : Sistema utilizado para la medida de la emanación de ^{222}Rn en rocas y suelos bajo condiciones de laboratorio. Cada recipiente, de vidrio con cierre hermético de 1 L de capacidad, contenía 700 ml de muestra triturada a tamaño inferior a 2 mm. El detector se adhería a la tapa del recipiente dejándose en exposición durante al menos un mes.

3.6 OTRAS TECNICAS ANALITICAS EMPLEADAS EN EL PRESENTE ESTUDIO

Las medidas de otros gases en galerías y suelos se hicieron utilizando analizadores portátiles de gases, un LFG 10 de la casa Analytical Development Company Ltd., para la medida de CO_2 y CH_4 en % vol. por infrarrojos y un analizador de gases marca Dräger, para la medida de CO_2 por infrarrojos y O_2 mediante una célula galvánica, también en % vol. Las medidas eran calibradas con patrones de concentración conocida.

También, durante la prospección y seguimiento de radón en galerías se llevó a cabo un control de la temperatura, conductividad y pH del agua, así como de la temperatura del aire en el interior de las mismas mediante sensores específicos.

4 MARCO GEOLÓGICO Y ESTUDIOS PREVIOS DE RADÓN EN TENERIFE

4.1 MARGO GEOLOGICO DE LA ISLA DE TENERIFE

4.1.1 El Archipiélago Canario

El Archipiélago Canario está situado entre 100 y 500 km de la costa noroeste del continente africano. Está compuesto por siete islas entre las cuales Tenerife ocupa una posición central, siendo la de mayor superficie, con 2.078 km², y la de mayor altura, con 3.718 m, que corresponde al pico del volcán Teide (Fig. 4.1).

Las Islas Canarias pertenecen a la provincia volcánica del Atlántico oriental, y se localizan en la placa Africana, no lejos de su límite difuso con la placa Euroasiática (Fig. 4.2). El archipiélago está situado próximo al margen pasivo africano, pero su formación es considerablemente más reciente, unos 60 Ma (Balogh et al., en prensa), que la de la litosfera oceánica sobre la que se asientan, de edad jurásica, (Hayes y Rabinowitz, 1975 ;

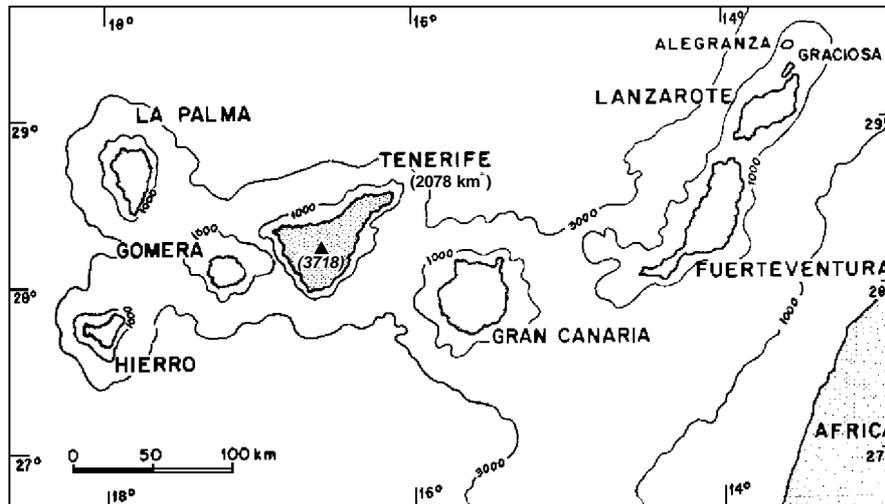


Fig. 4.1.: Mapa de situación y batimetría simplificada de las Islas Canarias

El basamento de las islas y los edificios insulares están afectados por una red de fracturas que han servido de conductos de ascenso y emisión de magmas generados en profundidad. Estas fracturas han sido detectadas por métodos geofísicos en los fondos marinos interinsulares y zonas cercanas, y por observaciones geológicas de las redes filonianas y la distribución de centros eruptivos (Bosshard y MacFarlane, 1970 ; Rona et al., 1970 ; Hernández-Pacheco e Ibarrola, 1973 ; Hernández-Pacheco, 1979 ; Coello y Bravo, 1981 ; Coello, 1982 ; Feraud et al., 1985 ; Araña y Ortiz, 1986). Esta red de fracturas puede clasificarse en dos grandes grupos: Africanas y Atlánticas, según sea su relación con la tectónica del Atlas en el continente africano o con el proceso de apertura del Atlántico (Anguita y Hernán, 1975 , 1988).

Respecto a las directrices africanas, una de las principales familias de fracturas sigue una dirección NNE-SSO. Según esta directriz están alineadas las islas de Lanzarote, Fuerteventura, las Isletas y el Banco de La Concepción. Constituye la

principal dirección de inyección filoniana en la formación submarina (Complejo Basal) de Fuerteventura, así como de numerosas alineaciones de conos volcánicos en dichas islas (Stillman, 1987 ; Marinoni y Pascuaré ; 1994 ; De la Nuez et al.,1997).

Otra familia de fracturas es la de dirección NE-SO. Según esta directriz están alineadas las islas de El Hierro, Gomera y Tenerife y numerosas alineaciones de conos volcánicos e inyecciones filonianas en Tenerife y El Hierro, familias de diques del complejo basal de La Gomera, etc. (Cendrero, 1971 ; Rodríguez y Hernández-Pacheco, 1996).

También sigue esta dirección una de las fracturas más activas en la actualidad, localizada entre las islas de Tenerife y Gran Canaria, donde se han registrado los sismos de mayor intensidad del Archipiélago en los últimos años y se concentra la mayor parte de los epicentros. Esta estructura ha sido detectada también por métodos gravimétricos (Boshard y MacFarlane, 1970), y en el levantamiento aeromagnético realizado en 1996 por el Instituto Geográfico Nacional. A lo largo de esta misma fractura se ha detectado, mediante estudios batimétricos por ecosonar, la presencia de morfologías subcónicas, de posible origen volcánico, algunas de ellas de unos 500 m de altura (Muñoz et al., 1996). Estudios sismológicos recientes indican a su vez, la existencia de un máximo en la atenuación anelástica de las ondas sísmicas coincidente con la zona anómala entre ambas islas (Canas et al., 1994).

En relación con las directrices atlánticas, se detectan otras familias como la N-S, especialmente clara en las dorsales sur de La Palma y El Hierro, y la NO-SE, que coincide con la alineación de islas de La Palma, Tenerife y Gran Canaria y de gran número de alineaciones volcánicas y de diques en amplios sectores de las islas (De la Nuez, 1983) , y de una importante zona de cizalla dúctil que afecta al complejo basal de Fuerteventura (Fernández et al. 1997).

Para algunos autores, la zona del Archipiélago se encuentra actualmente bajo un régimen general de esfuerzos compresivo horizontal en la dirección NO-SE, compatible con la tectónica del noroeste del continente africano (Falla Trans-Agadir Nekor) (Scheidegger, 1978 ; Mezcúa et al., 1992) (Fig. 4.2)

Respecto a la actividad volcánica reciente (pocos miles de años), ésta se ha producido en todas las islas a excepción de La Gomera, mientras que en los últimos 500 años (vulcanismo histórico) han tenido lugar 18 erupciones, 8 en Tenerife, 7 en La Palma, 2 en Lanzarote y 1 en el Hierro (Cabrera y Hernández-Pacheco, 1987). Hoy en día permanecen manifestaciones de actividad latente o residual en estas islas, con amplias zonas de anomalías térmicas y emisión de gases (Bravo et al., 1976 ; Cioni et al., 1985 ; Carracedo y Soler, 1983 ; Pérez et al., 1992).

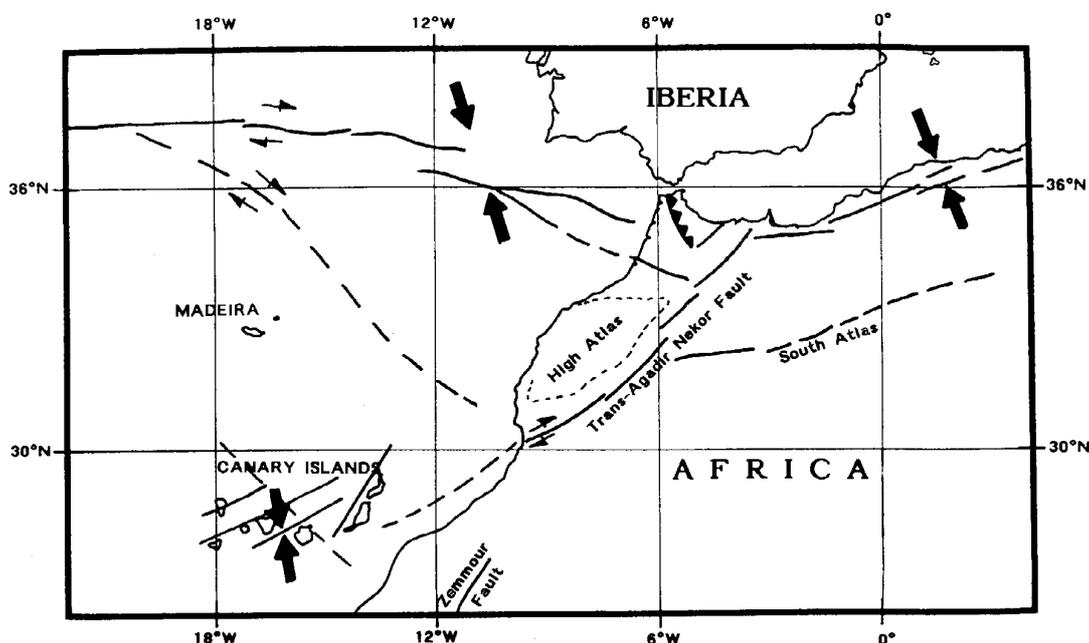


Fig. 4.2.: Esquema simplificado del contexto tectónico del Archipiélago Canario. Las flechas indican el régimen de esfuerzos compresivos horizontales de orientación NO-SE que afecta a toda la región (Mezcua et al., 1992)

4.1.2 La Isla de Tenerife

- Clima

El clima de la isla de Tenerife, al igual que del resto de las islas, está condicionado principalmente por la topografía y por los vientos alisios, cuya acción

provoca una marcada diferencia climática según la orientación respecto a los mismos, entre la vertiente noreste, más húmeda y nubosa, y la suroeste, más seca y con más

El régimen pluviométrico se define por la escasez e irregularidad de las precipitaciones, siendo los meses de noviembre a enero los más lluviosos, con lluvias intensas y de escasa duración. La precipitación media anual oscila en torno a los 425 mm/año (PHI, 1997), pero está muy desigualmente repartida, con grandes diferencias dependiendo de la orientación y la altura, con lluvias más frecuentes en la vertiente norte y, dentro de ésta, más abundantes en la zona de medianías.

Debido a la influencia oceánica, la oscilación térmica, tanto diurna como anual, es escasa, aunque ésta varía con la altura, registrando su máximo en la zona de cumbres. En general, el mes más cálido es agosto y febrero el más frío.

Otro aspecto del clima de Tenerife es la existencia de una marcada inversión térmica en torno a los 1500 m de altura, debida a la propia estructura del alisio, formada por dos niveles, uno inferior con vientos de dirección NE, húmedo y algo más frío debido al contacto con el océano, y otro superior seco y cálido, de dirección NO.

Teniendo en cuenta la distribución de temperaturas y precipitaciones, se pueden definir a grandes rasgos, cuatro zonas climáticas en la isla :

- La franja costera hasta los 500 m, se caracteriza por presentar temperaturas medias entre 18° y 22° C, escasa variación térmica anual, en torno a los 5° C, y una pluviometría baja, entre 100 y 500 mm/año.

- La zona de medianías, entre los 500 y 1500 m de altitud, con temperaturas medias que oscilan entre los 11° y 18° C y precipitaciones que alcanzan en algunas zonas los 1000 mm/año, especialmente en la vertiente norte.

- La zona de cumbres entre los 1500 y 2500 m, con predominio de un clima de montaña, con escasa humedad (48% de media), semiárido y con temperaturas relativamente elevadas (entre 4 y 15° C de media) debido a la inversión del alisio.

- La zona de alta montaña, por encima de los 2500 m, con características subalpinas, llegando a alcanzar temperaturas inferiores a los -15 °C, y precipitaciones en forma de nieve y heladas.

- Geomorfología

La morfología general de la Isla semeja una gigantesca pirámide de base triangular, cuyo vértice, el Pico del Teide, se eleva a 7.000 m sobre el fondo oceánico. Las aristas mejor definidas de esta morfología piramidal son la NE y la NO, por lo que han recibido el nombre de dorsales ; la arista sur en cambio está menos marcada. Esta morfología es reflejo de su estructura volcano-tectónica y del propio proceso constructivo, que ha formado el edificio insular por acumulación de materiales volcánicos a lo largo de un dilatado periodo de tiempo, que data, al menos en la parte emergida, desde el Mioceno hasta la actualidad, (Fúster et al., 1968; Abdel-Monen et al., 1972 ; Coello, 1973; Carracedo, 1979; Navarro y Coello, 1989 ; Ancochea et al., 1990) (Fig. 4.3).

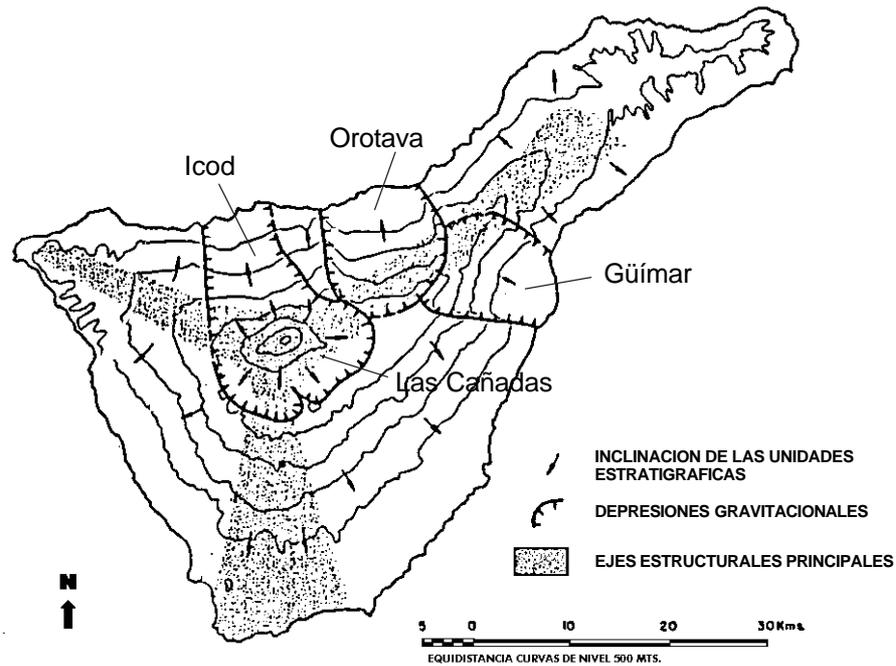


Fig. 4.3.: Elementos estructurales que conforman el edificio insular (Navarro y Coello, 1989)

Esta regularidad morfológica está truncada en su cima por la formación de la Caldera de Las Cañadas, que se continúa en el Valle de Icod hacia el norte, y por dos amplias depresiones localizadas en ambas vertientes de la Dorsal NE, los Valles de La Orotava y Güímar.

La Caldera de Las Cañadas es una gran depresión limitada por escarpadas paredes de hasta 700 m de altura en algunos puntos. A grandes rasgos tiene forma de anfiteatro semielíptico, con unos 18 km de eje mayor. La Caldera está dividida por el espigón de Los Roques de García, que se adentra en la depresión unos dos km, dividiéndola en dos grandes cubetas, la occidental y la oriental, ésta última 200 m topográficamente más elevada que la anterior. La pared está bien definida sólo en su parte meridional. En la mitad septentrional no se observan restos de pared, y su lugar aparece ocupado por los grandes estrato-volcanes Teide y Pico Viejo, cuyas alturas

; Carracedo 1975 y 1979 ; Ancochea et al., 1989 y 1990 ; Bravo y Bravo, 1989 ; Martí et al., 1989 ; Martí et al., 1994 ; Ancochea et al., 1995 ; Martí et al., 1997). Los materiales del mismo, que llegaron a cubrir un área equivalente a un círculo de casi 40 km de diámetro, se apoyan sobre los restos erosionados de las formaciones volcánicas anteriores. Se ha descrito la existencia de al menos tres fases de construcción en este gran edificio (Ancochea et al., 1995).

La primera, ocurrida hace al menos 3.3 m.a., dio lugar a la construcción de un edificio compuesto fundamentalmente por materiales basálticos, que alcanzó unos 23 km de diámetro y 2.300 m de altura, y su cima se situaría dentro del actual circo de las Cañadas (Huertas et al., 1994). Esta fase finaliza con la destrucción parcial de dicho edificio debido a grandes avalanchas hacia el norte, dando lugar a la formación de un nivel de brechas volcánicas muy potente que aparece en la base del macizo de Tigaiga y en la zona de los Roques de García.

La segunda y tercera fase tuvieron su máximo de actividad entre los 2.45 - 1.8 y 1.5 - 0.17 M.a. respectivamente y terminaron de conformar el complejo Edificio

Cañadas, de morfología cupuliforme alargada en la dirección NNE-SSW, y alcanzando al menos 3.000 m de altura (Araña, 1971). La emisión de lavas basálticas, traquíticas y fonolíticas, episodios volcánicos extremadamente explosivos con emisión de ignimbritas, formación de depósitos plinianos de gran extensión, etc, se fueron sucediendo hasta conformar este complejo edificio que termina con la formación de la actual Caldera de las Cañadas hace unos 170.000 años (Ancochea et al., 1990).

El origen de esta caldera ha sido ampliamente debatido por muchos autores. Se ha interpretado como una caldera de origen erosivo (Lyell, 1864), de explosión y erosión (Fritsch y Reiss, 1868), cráter de explosión (Gagel, 1910), de erosión marina (Benítez, 1946), depresión formada por la formación de una fosa tectónica (Mingarro, 1963), caldera de origen tectónico de tipo “trap-door” (Ridley, 1971), etc. . Actualmente las dos hipótesis más aceptadas son las que invocan una génesis por colapso debido al brusco vaciamiento de una cámara magmática como consecuencia de importantes erupciones de tipo pliniano (Friedlander, 1915 ; Hausen, 1956 y 1961 ; Fúster et al., 1968 ; Booth, 1973 ; Carracedo, 1979 ; Martí et al., 1988 ; Martí et al., 1994 ; Martí et al., 1997) y las que interpretan su origen por gigantescos deslizamientos gravitacionales en el primitivo Edificio Cañadas, (Bravo, 1962 ; MacFarlane y Ridley, 1968 ; Coello ; 1973 ; Navarro y Coello, 1989 ; Carracedo, 1994). Estudios batimétricos (Watts y Masson, 1995 et al., 1996) y sísmicos (Acosta et al., 1996) realizados recientemente en la costa norte de Tenerife parecen confirmar esta segunda hipótesis.

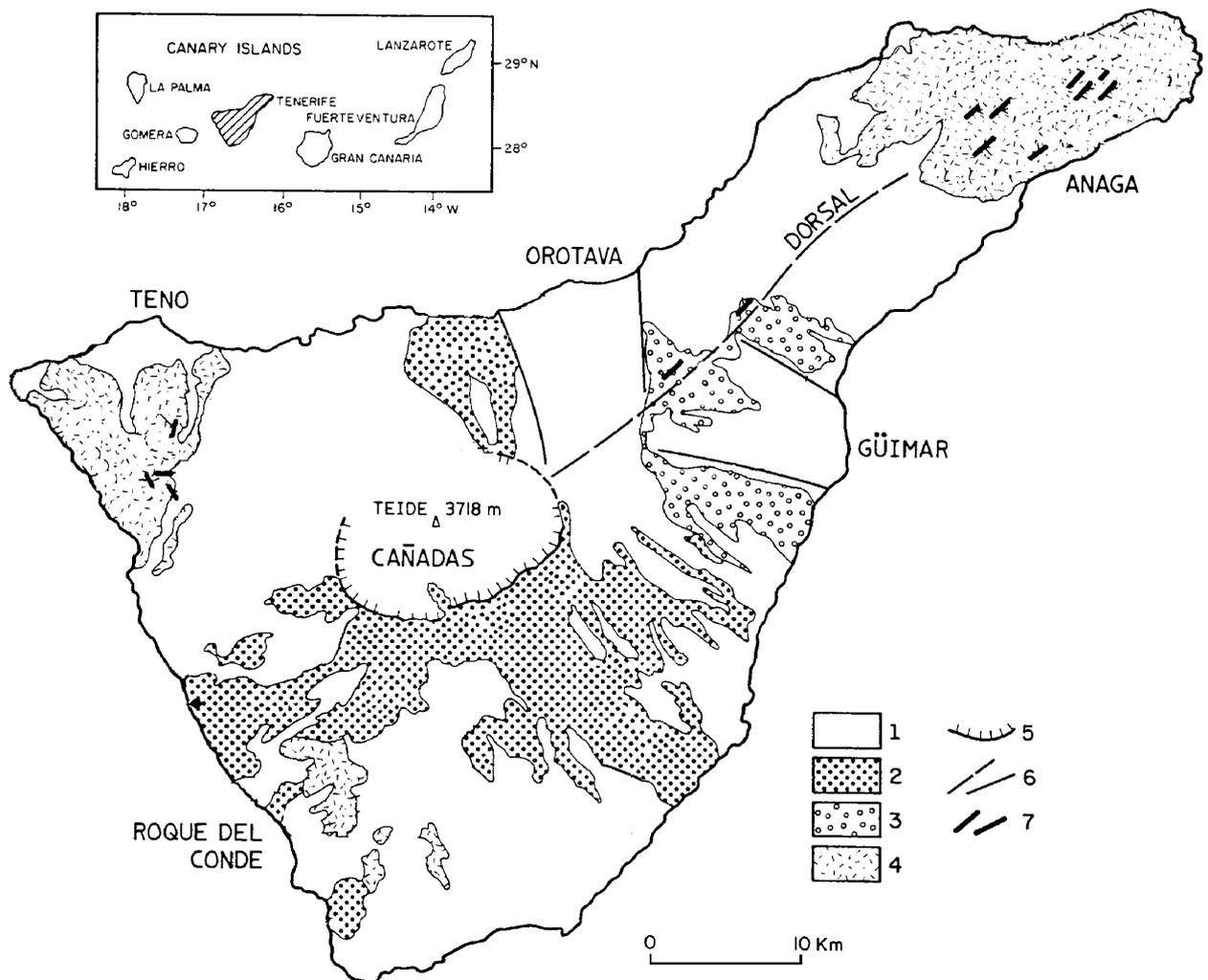


Fig. 4.4.: Mapa geológico simplificado (Basado en Ancochea et al., 1990)
1= Series Recientes; 2= Series Cañadas; 3 = Series de la Dorsal; 4 = Series Basálticas Antiguas; 5 = Borde de Caldera; 6 = Escarpes de las paredes de los Valles de Güimar y La Orotava; 7 = Diques

En la actualidad el interior de esta caldera está rellena por las lavas procedentes del estratovolcán Teide-Pico Viejo. Este gran estratovolcán se podría considerar quizás como la última fase de construcción del complejo Edificio Cañadas. La actividad eruptiva en el mismo se ha prolongado hasta la actualidad, con dos erupciones en época histórica, exhibiendo hoy en día una actividad fumaroliana estacionaria.

Solapándose en el tiempo con el desarrollo del Edificio Cañadas, las dorsales NE, NO y S se fueron construyendo en sucesivas erupciones de carácter basáltico, desde hace 1 M.a. hasta la actualidad (en el mapa de la Fig. 4.4, Series de la Dorsal y Series Basálticas Recientes). La Dorsal NE aparece parcialmente destruida por la formación, en ambas vertientes, de dos depresiones, los Valles de Güímar y de La Orotava. Estos valles se han interpretado como depresiones originadas por grandes deslizamientos gravitacionales (Navarro y Coello, 1989), ocurridos hace 0.8 y 0.6 m.a. respectivamente (Ancochea et al., 1990) y cuya topografía resultante ha sido suavizada por rellenos lávicos de emisiones posteriores.

La actividad volcánica más reciente acaecida en el edificio Teide-Pico Viejo ha sido la erupción del Chahorra en 1798, una erupción de carácter fisural desarrollada en el flanco NO de Pico Viejo. El cono terminal del Teide (últimos 400 m), constituido por lavas traquíticas que se derramaron cubriendo las laderas edificio y llegaron a la costa por el Valle de Icod, ha sido datado por Soler et al. (1984) mediante métodos paleomagnéticos en una edad inferior a los 600 años. La última erupción con actividad subpliniana ocurrida en Tenerife fue hace tan sólo 2,000 años, en Montaña Blanca - Los Gemelos, centros eruptivos adventicios de Teide-Pico Viejo, cuya columna eruptiva debió alcanzar los 15 km de altura (Ablay et al., 1995).

También se ha producido actividad volcánica muy reciente a lo largo de dos de las dorsales principales de la isla con actividad de tipo basáltico-fisural.. Estas han sido la (?), con tres centros eruptivos en el Valle de La Orotava, los volcanes de Fasnía, Siete Fuentes y Las Arenas (1704-1705), el volcán de Garachico (1706) y la última, la erupción del Chinyero en 1909. Todos estos centros eruptivos están alineadas siguiendo dos de las directrices volcano-tectónicas dominantes en la isla : NE-

SO y NO-SE (Cabrera y Hernández-Pacheco, 1987 ; Hernández-Pacheco, 1983 ; de Vicente y Fernández, 1988).

- Estructura del edificio insular

Los datos de sísmica de refracción (Bosshard y MacFarlane, 1970 ; Banda et al., 1981) y magnetotelúricos (Ortiz et al., 1986 ; Astiz y Valentín, 1986) parecen indicar que el límite corteza - manto bajo la isla está en torno a los 13 -15 km de profundidad. La corteza oceánica es por tanto más gruesa de lo normal, que para esta región se ha estimado en torno a los 6-8 km. Sin embargo, la corteza engrosada concuerda con los datos de gravedad e inflexión realizados en esta zona (Watts, 1994 ; Dañobeitia et al., 1994). Estos estudios señalan que la carga volcánica ha sido suficiente como para deprimir la corteza oceánica preexistente bajo la isla en valores cercanos a los 2-3 km sobre una región que se extiende radialmente en unos 200 km desde el centro de la isla.

En general, la estructura del edificio volcánico insular viene definida por dos elementos principales: los ejes estructurales y la formación de grandes depresiones gravitacionales (Fig. 4.3).

Estos elementos han sido identificados mediante estudios geomorfológicos, distribución de centros de emisión, orientación y densidad de la red filoniana, y por métodos geofísicos. Un resumen de dichos estudios se expone a continuación.

Ejes estructurales :

En Tenerife existen tres ejes estructurales o directrices volcano-tectónicas principales, con direcciones generales NE-SO, NO-SE y N-S, separados entre sí unos 120°, y que convergen en la zona central de la isla, reflejando una unión triple de fracturas del basamento oceánico (Navarro, 1974 ; Navarro y Farrujia, 1989 ; Carracedo, 1994 ; Ancochea et al., 1995). Estas franjas, de unos 4 - 6 km de anchura, se manifiestan en superficie por una elevada concentración de conos volcánicos y por ser las líneas de cumbre del relieve, mientras que en el subsuelo corresponden a zonas de intensa

inyección filoniana, donde la densidad de diques aumenta hacia el núcleo de la estructura, llegando a valores de 1 dique cada 4-5 m. Como consecuencia de la intensa intrusión filoniana, se ha desarrollado paralelamente una notable fisuración secundaria. La microfisuración es en general elevada y aparece en múltiples direcciones. Las macrofisuras tienen separación de bordes de 5-20 cm, pudiendo llegar a los 2 m. Sus direcciones coinciden con las de la red filoniana, y pueden aparecer con frecuencias de 1 macrofisura cada 200-300 m en el núcleo del eje. Las fallas son relativamente frecuentes, pero su salto no suele exceder de 1 m ; las direcciones son las mismas que las de la red de diques (Navarro, 1974).

Por otra parte, en el sector central de la isla, donde confluyen dichos ejes, Coello y Bravo (1981 y 1989) determinan también mediante el análisis de alineaciones de centros de emisión, dos direcciones fundamentales en este sector, las N66° y N 104°, y otras de menor entidad que son las N 39°, N 6° y N 129°.

De estos tres ejes, el noroeste parece ser el más activo en la actualidad, pues además de la existencia de anomalías en gases y térmicas, se ha detectado mediante perfiles sísmicos una zona anómala de baja velocidad, entre los 4 y 6 km de profundidad bajo dicho eje (Suriñach, 1986). Esta zona coincide así mismo con una anomalía gravimétrica negativa (Vieira et al., 1986 ; Camacho et al., 1991). Estas anomalías han sido interpretadas por estos autores como evidencias de una posible cámara magmática en profundidad.

Depresiones gravitacionales :

En Tenerife existen al menos tres grandes depresiones de tipo gravitacional, los Valles de Güímar, La Orotava y Las Cañadas-Icod. Son depresiones abiertas hacia el mar, que se caracterizan por presentar una base en forma de “silla de montar”, suavemente inclinada hacia la costa y de varios kilómetros de anchura. Las paredes laterales son rectilíneas y muy escarpadas, de varios centenares de metros de altura, y divergen ligeramente hacia tierra, con lo que el valle es algo más ancho en la cabecera que en la costa. La cabecera tiene forma de anfiteatro y está emplazada en algún

segmento de los ejes estructurales, es decir, en zonas de máximo crecimiento vertical. La base de estos valles está rellena por lavas mucho más jóvenes que los materiales de las paredes y que proceden de centros de emisión situados en la región de cabecera. Bajo el relleno de lavas jóvenes aparece sistemáticamente un nivel muy potente de brecha o aglomerado volcánico, denominada por Bravo (1962) como “fanglomerado”. Este nivel de brecha está compuesto por clastos angulosos, muy heterométricos, en el seno de una matriz arcilloso-arenosa, que se comporta de modo plástico ante esfuerzos prolongados.

Estas depresiones han sido interpretadas por varios autores (Bravo, 1962 ; MacFarlane y Ridley, 1968 ; Siebert, 1984 ; Navarro y Coello, 1989) como depresiones originadas por gigantescos deslizamientos de masas debidos a la desestabilización gravitacional de las laderas de edificios volcánicos de gran desarrollo vertical. Este proceso, común a muchas regiones volcánicas - Mt. St Helens (Estados Unidos), Volcán Socompa (Chile), volcanes de Bandai y Ontake, (Japón), etc. - puede ser desencadenado por fenómenos frecuentes en regiones con volcanismo activo, como movimientos sísmicos, nuevas intrusiones o vaporización de acuíferos, debido a la inestabilidad propia de edificios volcánicos de grandes dimensiones y a la poca coherencia de los materiales que los componen (Siebert, 1984 ; Francis, 1993).

Estudios batimétricos (Watts y Masson, 1995 ; Muñoz et al., 1996) y sísmicos (Acosta et al., 1996) realizados recientemente en la costa norte de Tenerife parecen confirmar la génesis por deslizamiento de estos valles, al poner de manifiesto la existencia de un importante depósito tipo brecha que cubre una superficie de unos 5,500 km² de fondo marino y un volumen de unos 1,000 km³.

La depresión central de Las Cañadas es la más importante de estas tres estructuras, no sólo por sus dimensiones, sino por ser la zona donde la actividad volcánica ha sido especialmente intensa a lo largo de toda la historia geológica de la isla, dando lugar a la formación de complejos aparatos volcánicos de grandes dimensiones, el último de los cuales es el actual estrato-volcán Teide-Pico Viejo.

Araña et al., (1985) y Araña (1985), basándose en estudios petrológicos y geoquímicos de los materiales emitidos en el complejo Teide-Pico Viejo, estiman el emplazamiento de una cámara magmática residual de unos 30 km³ de volumen, localizada a unos 2-3 km bajo la base de la actual caldera, es decir, entre 0 y 1,000 m por debajo del nivel de mar.

Esta hipótesis está apoyada por estudios microgravimétricos (Vieira et al., 1986 ; Camacho et al., 1991), quienes detectan un fuerte gradiente gravimétrico horizontal (80 mgal en 8 km) en el interior de La Caldera, con un mínimo gravimétrico localizado bajo Teide -Pico Viejo. También observan una prolongación de este mínimo de densidad hacia el este del Teide (Montaña Blanca) y hacia el sur (Ucanca). Las zonas de alta densidad coinciden con el borde de la depresión. Cabe destacar dos anomalías negativas localizadas fuera del borde de caldera, una hacia el sureste y otra bajo la dorsal NO. Estos mínimos se prolongan en profundidad y parecen estar conectados con la raíz de baja densidad del Teide. El límite inferior de esta raíz se sitúa a unos 3,000 m por debajo del nivel del mar. Los autores señalan que estos mínimos pueden tener relación con las erupciones históricas de Fasnía - Siete Fuentes (1704-1705) y con las del Chinyero (1909) y Arenas Negras (1706) respectivamente.

- Hidrogeología

Las aguas subterráneas de la Isla conforman un sistema hídrico bastante complejo. Prescindiendo de los acuíferos colgados, que se encuentran muy cerca de la superficie topográfica, la gran masa de reservas hídricas se encuentra en el acuífero general.

La superficie freática se asemeja en términos generales a la superficie topográfica, presentando un perfil escalonado impuesto por los diques con un gradiente medio muy fuerte, de unos 10° - 15° hacia el mar. La cota más alta del acuífero se sitúa en el área de Las Cañadas a unos 1,800 m de altitud (unos 450 m por debajo de la superficie). En general, la distancia entre la superficie freática y la superficie del terreno está en torno a los 300 - 400 m, alcanzando un máximo de unos 600 m en la dorsal NE,

que es la zona más deprimida. Esta geometría ha podido ser deducida con bastante precisión gracias al gran número de obras de captación de agua subterránea (pozos y galerías) que existen en la isla (Avance del PHI, 1989)

El funcionamiento y características de este sistema acuífero está condicionado por la disposición de las distintas unidades volcano-estratigráficas, superpuestas y suavemente inclinadas hacia el mar en las vertientes, que permiten, como primera aproximación, establecer un modelo en capas de permeabilidad decreciente hacia abajo, si bien no todas ellas son homogéneas internamente ni se extienden a la totalidad del

La presencia de diques y fracturas modifica este comportamiento hidrogeológico general, haciendo que este modelo en capas sólo tenga validez fuera del ámbito de los ejes. Por otra parte, las grandes depresiones gravitacionales (Valles de Güímar, La Orotava y Cañadas-Icod) imponen acusadas diferencias laterales de permeabilidad y capacidad de almacenamiento e inducen una anisotropía que condiciona el flujo subterráneo del agua (Navarro y Farrujia, 1989).

Los datos fisicoquímicos disponibles de las aguas subterráneas de la Isla (más de 3,000 análisis según la base de datos del Consejo Insular de Aguas del Cabildo de Sta. Cruz de Tenerife) reflejan la gran complejidad hidroquímica del acuífero.

En general, las aguas que no están afectadas por aportes volcánicos (gases, anomalías térmicas), ni por intrusión salina, presentan conductividades bajas, en general inferiores a 400 - 500 μ Siemens, aumentando el contenido en iones en función del tiempo de residencia en el acuífero.

Por otra parte, las aguas subterráneas de zonas afectadas por vulcanismo reciente están mucho más mineralizadas. La actividad volcánica reciente incorpora al agua subterránea distintos gases, en especial CO₂, y en menor medida flúor, cloro y SO₄⁻. El aporte de CO₂ al agua aumenta su agresividad sobre la roca de caja, favoreciendo la

disolución de bicarbonatos (HCO_3^-), fundamentalmente de tipo sódico, llegándose a concentraciones de 2.000 mg/l de CO_3H^- y 500 mg/l de Na^+ (Farrujia et al., 1994).

La explotación del agua subterránea se lleva a cabo fundamentalmente mediante pozos y sondeos en las zonas bajas y por galerías a partir de los 500 m de cota aproximadamente. Precisamente las observaciones y medidas en el subsuelo hechas en este trabajo han sido posibles gracias a la densa red de galerías existente. Estas galerías son excavaciones subhorizontales (5‰ de pendiente media), de unos 2 x 2 m de sección y una longitud media de unos 3,000 m, llegando algunas a alcanzar los 6 km de longitud. Sólo en Tenerife hay unas 1,000 obras de este tipo, con una longitud de perforación acumulada de unos 1,500 km, alcanzando muchas de ellas niveles bastante profundos de la estructura del edificio insular (Fig. 4.5).

4.2 MANIFESTACIONES DE ACTIVIDAD VOLCANICA LATENTE

Actualmente se pueden observar tanto en Tenerife como en otras islas del Archipiélago algunos signos de actividad volcánica residual o latente, como son la presencia de un nivel de sismicidad más o menos constante y localizado, anomalías térmicas, anomalías hidroquímicas y amplias áreas con emanación difusa de CO_2 .

- Sismicidad

La sismicidad en la zona del Archipiélago es en general baja, pero se ha incrementado a centenares de sismos durante semanas o meses en periodos pre-eruptivos y eruptivos en el área donde la erupción tenía desarrollo. Durante el periodo de tiempo en el que se tiene registro, tanto histórico (últimos 500 años) como instrumental (últimos 25 años), se ha producido una importante concentración de epicentros en la isla de Tenerife y entre esta isla y la de Gran Canaria (Mezcua et al., 1992).

En Tenerife, el nivel de microsismicidad (magnitud inferior a 2) es más o menos constante, con epicentros dispersos en la zona central y una frecuencia de unos 10-20 microsismos al mes (Mezcua y Buforn, 1984 ; Mezcua et al., 1989) (Fig. 4.6).

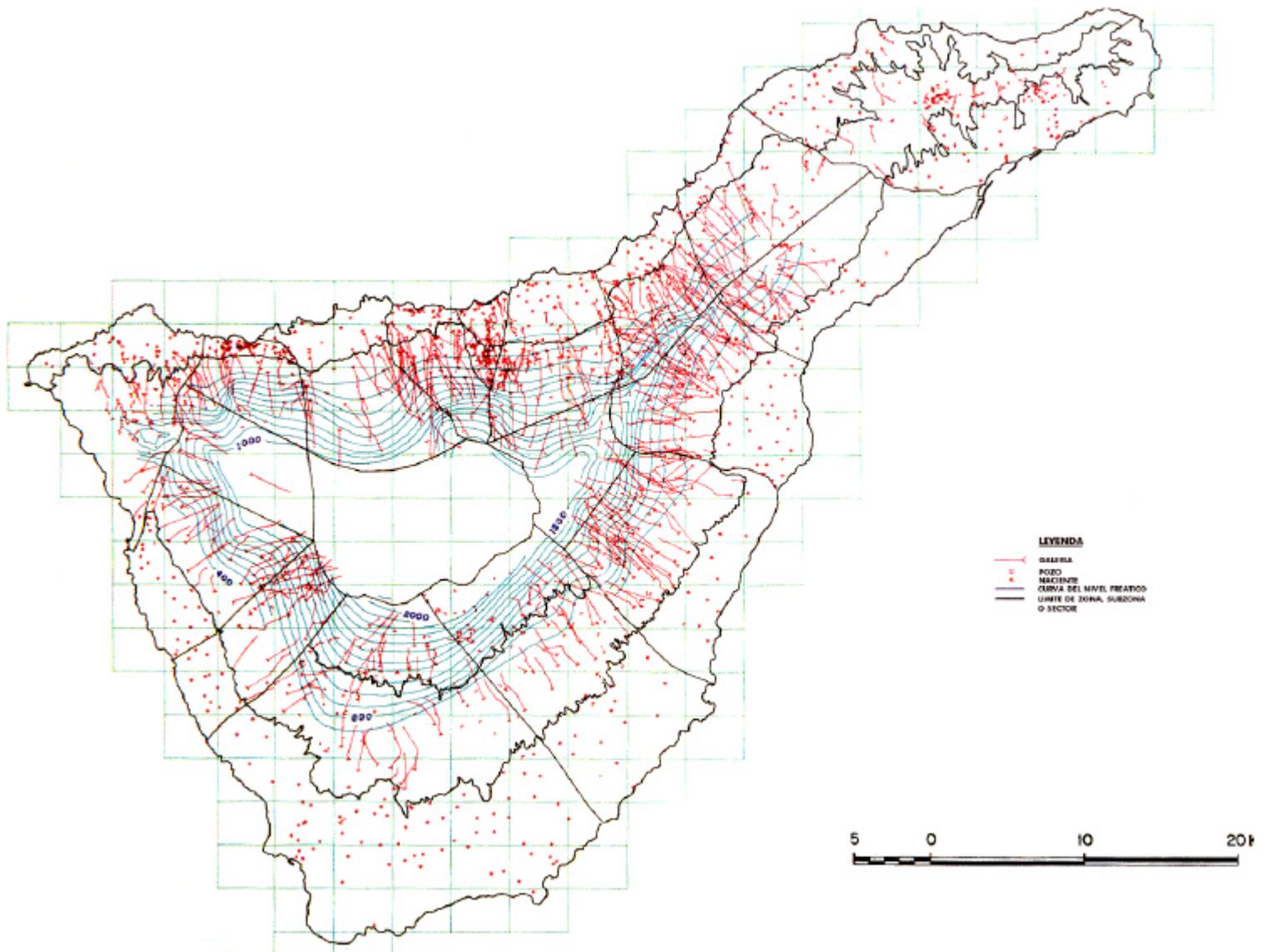


Fig.: 4.5.: Mapa de situación de las galerías y pozos de Tenerife (Avance del Plan Hidrológico Insular, 1989)

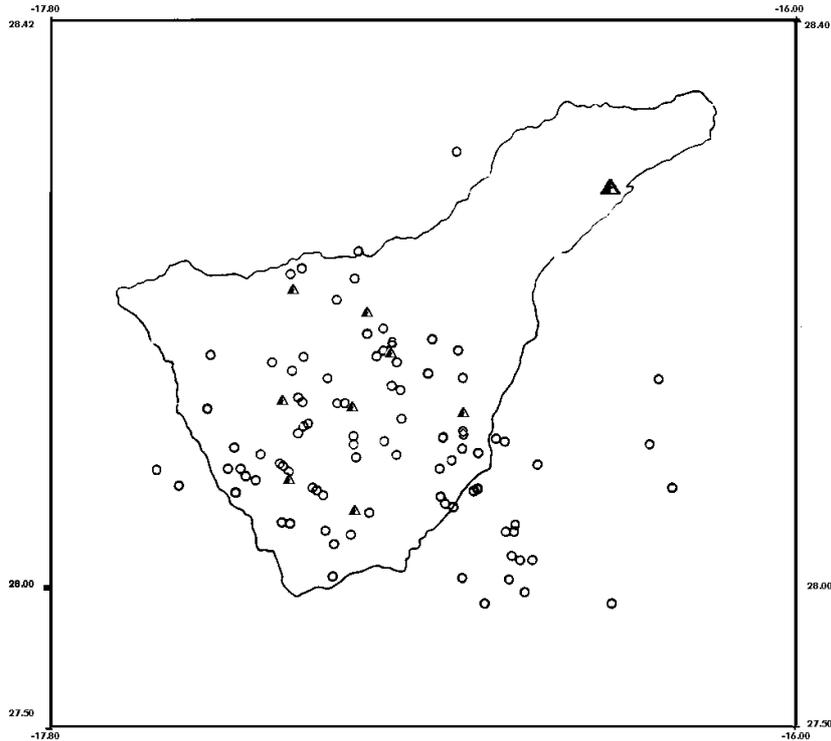


Fig. 4.6. : Distribución de estaciones sísmicas (triángulos) y localización de los epicentros (círculos) registrados en las campañas de 1981, 82 y 83 (Mezcua y Buforn, 1984)

- Anomalías térmicas

En Tenerife, las únicas anomalías térmicas detectadas en superficie se localizan en el cono terminal de Teide, asociadas al campo fumaroliano, con una temperatura máxima estacionaria en torno a los 85°C. Estudios sobre la distribución espacial de esta anomalía realizados por Carracedo y Soler (1983) mediante medidas directas sobre el terreno y por García de la Noceda et al., (1989) mediante termometría de infrarrojos, reflejan una distribución a lo largo de fisuras radiales y dos máximos localizados uno en el cráter actual y otro a unos 150 m más bajo y hacia el NE.

Mediante la aplicación de métodos magnetotelúricos en La Caldera de Las Cañadas, se ha detectado un horizonte conductor superficial muy potente en el interior

de La Caldera, que podría estar asociado a un acuífero geotérmico, responsable de la débil emisión fumaroliana presente en la zona (Ortiz et al., 1986 1986).

En el subsuelo, existen amplias zonas con anomalías térmicas, detectadas a través de la red de galerías, donde en algunas de ellas la temperatura del agua alcanza valores de 45° - 50°C (Fig. 4.7). Cabe señalar que esta temperatura debe considerarse como un valor por defecto de las condiciones reales, pues depende del tiempo de contacto con la roca y de la temperatura de ésta, del tiempo de circulación en el medio y del grado de mezcla con aguas más frías (Valentín et al., 1989).

Valentín et al., (1990) interpretan el origen de estas anomalías como debidas a la interacción con el acuífero de gases endógenos calientes, con transporte de calor por

En el cráter sumital del Teide existe una actividad fumaroliana estacionaria, a unos 85°C de temperatura, constituida por un 60-83% de vapor de agua y un 32-17% de H_2 principalmente y cantidades menores de especies de azufre, H_2 , CH_4 y He) (Albert-Beltrán, 1986 ; Albert-Beltran et al., 1990).

acuífero colgado muy somero, mientras que la componente endógena estaría ligada a residuos magmáticos en fase de enfriamiento (Albert-Beltrán, et al., 1990). El origen $^3\text{He}/^4\text{He}$ $7.23 \pm 0.05 \text{ Ra}$ ($\text{Ra} = ^3\text{He}/^4\text{He}$ en la atmósfera) indicando una componente mantélica importante (Pérez et al., 1994).

Albert-Beltrán et al., (1990) estiman que la temperatura inicial de emisión sería de unos 450°C, sufriendo posteriormente un doble proceso de enfriamiento debido a

procesos de vaporización al atravesar la zona saturada regional y la pérdida de calor por conducción a través de las paredes del conducto. Estos mismos autores estiman el aporte de gas en unos 29 kg /m² día.

Además de las emisiones fumarólicas del Teide, existen zonas de emanaciones distales, tanto en la superficie de la Caldera de Las Cañadas (Hernández et al., 1996 ; Hernández, 1997) como en el subsuelo de toda la región central de la isla (Bravo et al., 1976). En el subsuelo, muchas galerías y pozos presentan altas concentraciones de CO₂ y muy localmente CH₄ (Fig. 4.8), así como trazas de H₂ y He (Valentín et al., 1990). Las cotas de estas obras de captación varían desde cercanas a los 2,000 m hasta el nivel de mar. Estas zonas con contenidos anómalos en gases coinciden a su vez con zonas de

Las concentraciones de CO₂ más frecuentes están en torno al 10 % vol., aunque a veces se ha llegado a medir hasta un 85 % vol. en algunas fisuras (Valentin 1988). La concentración varía según el flujo de gas a la galería y la velocidad de renovación del aire en la misma, la cual viene determinada por los cambios de presión barométrica (Coello, 1973).

Por otra parte, Valentín et al. (1990) estiman que estos gases, que se detectan en el subsuelo de la isla, se generan a temperaturas de 300 °C, interfiriendo con el acuífero basal a unos 130-150°C, y con acuíferos colgados de zonas altas a unos 24-40°C. Estos autores estiman que el conjunto total de anomalías térmicas y geoquímicas afecta a una extensión superficial de al menos 95 km² y emite un flujo total mínimo de gases de 1245 - 6105 kg/m² día.

Los análisis isotópicos del ¹³C (-5 a -6.7 ‰ PDB, donde PDB es el estándar *Bellefleuritella americana* de la formación Peedee del Cretácico de Carolina del Sur en Estados Unidos) en el CO₂ indican un origen endógeno, mientras que otros valores de ¹³C en CO₂ en torno a -10 a -12 ‰ PDB, y de ¹³C en CH₄ (-55 ‰ PDB), indican una contaminación orgánica (Valentin et al., 1990). Los valores de ³He/⁴He (Ra) indican en

la mayoría de los casos una importante componente de He mantélico, reflejando el ascenso de fluidos de origen profundo en toda esta región (Pérez et al., 1996).

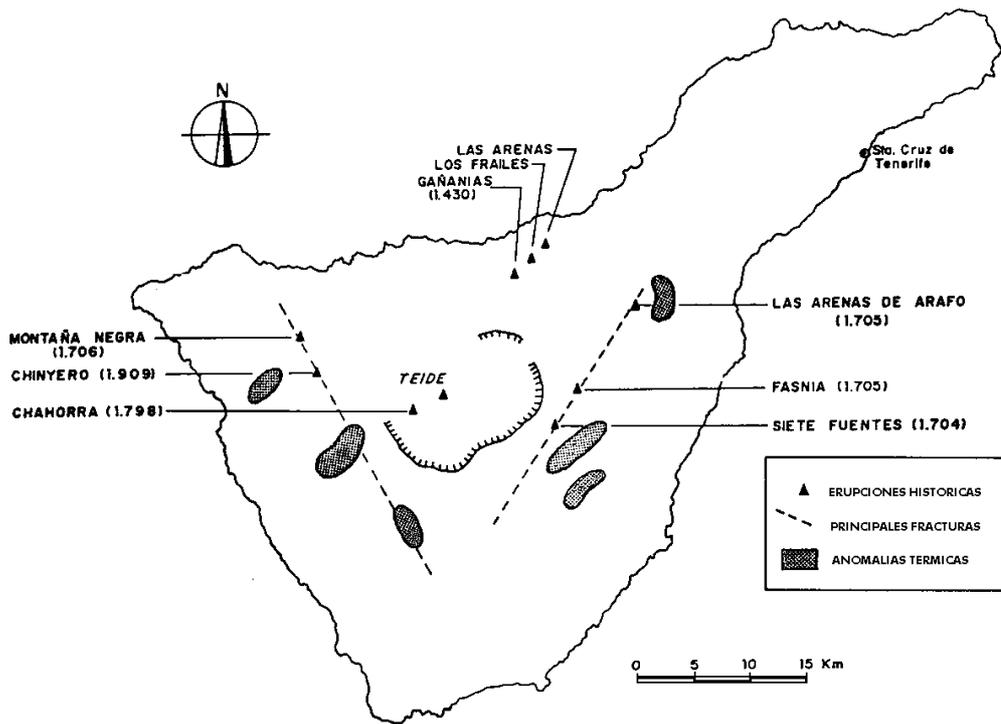


Fig. 4.7. : Mapa de anomalías térmicas y su relación con el vulcanismo histórico (Valentín et al., 1990)

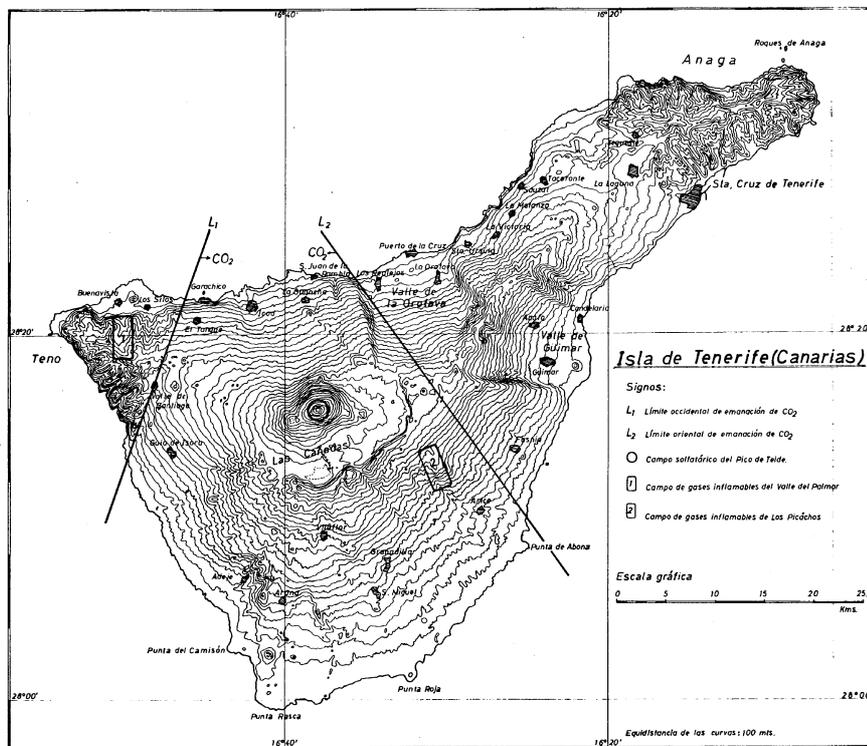


Fig. 4.8. : Localización de las zonas de emisión de CO₂ y CH₄ en Tenerife (Bravo et al., 1976)

- Anomalías hidroquímicas

En coincidencia con el área de emisión difusa de CO₂ en el sector central de la isla, aparecen una serie de anomalías hidroquímicas que reflejan el aporte de fluidos de origen profundo. Estas emisiones se detectan por la presencia de contenidos anómalos en determinados elementos en las aguas subterráneas de zonas con vulcanismo reciente, evidenciando la presencia de emanaciones residuales activas.

Así por ejemplo, se han medido concentraciones de Cl⁻ y SO₄⁼ mayores de 1,000 ppm atribuidas al aporte de fluidos endógenos (CIH y especies azufradas), indicado ³⁴S (+ 4.0‰ a + 6.0‰ CDT, donde CDT son las siglas del estándar de azufre “Canon Diablo Troilite”) (Valentín, 1988). Por otra parte, el aporte de CO₂ al agua aumenta su agresividad sobre la roca de caja, favoreciendo la disolución de bicarbonatos.

En coincidencia con estas anomalías existen valores anómalos en indicadores ², B y NH₄ en las zonas de Santiago del Teide y Fasnía-Arico, (Valentín, 1988)

También se detectan contenidos anómalos en flúor (hasta 9 ppm), cuya distribución parece responder a una doble pauta. En ocasiones coinciden con la posición de edificios volcánicos recientes (anomalías atribuidas a emanaciones gaseosas) y en otras su origen podría estar relacionado con el lavado de potentes depósitos pumíticos recientes (Farrujia et al., 1994).

Todas estas anomalías se localizan, preferentemente, en relación con las franjas de intrusión filoniana y, en especial, en los sectores de mayor actividad volcánica (Dorsal NO, extremo occidental de la Dorsal NE y mitad meridional de la Dorsal Sur) y en el área de confluencia de éstas (Las Cañadas del Teide). Superponiendo las isolíneas de estos iones (CO₃H⁻, Na⁺, SO₄⁼ Cl⁻) a la actividad eruptiva reciente, se confirma la

coincidencia entre el máximo de contenido en iones y la posición de los centros de

4.3 PRINCIPALES FACTORES DE RIESGO VOLCANICO

Los mayores índices de riesgo volcánico en esta isla están ligados fundamentalmente a dos elementos : las zonas de eje estructural y el complejo estrato-volcánico Teide-Pico Viejo.

La mayor parte del vulcanismo cuaternario y todo el histórico se ha localizado a lo largo de los tres ejes estructurales de la isla, el NE, el NO y el S, constituyendo las zonas de mayor probabilidad de desarrollo de futuras erupciones volcánicas.

De estas tres directrices, la NO parece ser la que revierte un mayor grado de riesgo. Según datos geofísicos, bajo esta dorsal se ha detectado una zona de atenuación de las ondas sísmicas localizada entre los 4 y 6 km de profundidad (Suriñach, 1986), que coincide con una anomalía gravimétrica negativa (Camacho et al., 1991). Además son frecuentes en todo el área las emanaciones difusas de CO₂ y anomalías térmicas e hidroquímicas. En el presente trabajo se han detectado también fuertes anomalías en

El tipo de vulcanismo en estas zonas de dorsal ha sido en su mayoría de carácter basáltico, con actividades de tipo efusivo y estromboliano. El riesgo volcánico asociado a este tipo de erupciones, es por lo general, de escasa magnitud. Los daños están frecuentemente originados por caída de piroclastos en un radio de unos pocos centenares de metros alrededor del centro de emisión, y por flujos de coladas de lava, cuyo curso está controlado por la topografía. No obstante, el alto índice de población de la isla (307 habitantes/km², según datos del censo de 1991), hacen que, desde el punto de vista de la mitigación del riesgo volcánico, sean una de las zonas de preferencia en la

Por otra parte, el complejo estrato-volcánico Teide-Pico Viejo se levanta sobre la zona de confluencia de estos tres ejes. Es un edificio volcánico de gran magnitud y activo, que en la actualidad presenta actividad fumaroliana de baja temperatura. En su historia eruptiva se han sucedido numerosos episodios de erupciones de carácter explosivo, el último de los cuales, una erupción de tipo subpliniana, se produjo hace tan sólo unos 2,000 años (Ablay et al., 1995). En época más reciente este edificio ha sufrido dos erupciones, una en el siglo XV (Soler et al., 1984), que dió lugar a la formación del cono terminal del Teide y cuyas lavas en la vertiente norte llegaron a alcanzar la costa, y la erupción de Chahorra o Narices del Teide, en 1798, erupción basáltica que se desarrolló en el flanco NO de Pico Viejo.

Este edificio constituye por tanto una de las zonas de alto riesgo en la isla, especialmente por la probabilidad, aunque baja, de ocurrencia de nuevas erupciones de carácter explosivo. Por otra parte, el extraordinario crecimiento en altura de este edificio (3,718 m s.n.m., y 1700 m sobre la base de la Caldera) y la fuerte asimetría en sus flancos, más largo y mucho más pendiente su flanco norte, hacen que nuevas inyecciones de magma que alcancen niveles suficientemente próximos a superficie, puedan desencadenar el colapso gravitatorio de este edificio (Navarro y Coello, 1989). La magnitud del proceso eruptivo que en este caso podría producirse y la gran extensión que previsiblemente quedaría afectada, justifican el prestar una especial atención al seguimiento del nivel de actividad de este edificio volcánico.

Aunque Canarias no está situada en una zona de especial peligrosidad sísmica, la corteza sobre la que se asienta presenta una serie de fracturas, paralelas a las alineaciones volcánicas en las islas, que evidencian la estrecha relación entre el fenómeno sísmico y volcánico. A estas fracturas se asocian la mayoría de los hipocentros de los terremotos

Si bien la microsismicidad es un fenómeno continuo en Canarias, especialmente en Tenerife, la ocurrencia de terremotos de intensidad apreciable es más raro. No obstante, desde 1989 hasta la fecha se han sucedido en el ámbito del Archipiélago tres terremotos de mediana magnitud, de los cuales dos se han localizado entre las islas de

Gran Canaria y Tenerife (magnitud Richter 5,2 y 4,1) y el otro al suroeste de la isla de El Hierro (magnitud 5,6), aunque ninguno de ellos ha causado daños (Sansón, 1993).

4.4 ESTUDIOS PREVIOS DE RADON EN TENERIFE : ANTECEDENTES

A lo largo de los últimos años se han realizado en la isla de Tenerife algunos trabajos preliminares de medidas de radón en diferentes medios y ambientes (Ortiz y Valentín, 1988, 1989 ; Carracedo et al.,1990 ; Soler et al.,1991a, 1991b ; Soler et al.,1992 ; Coello et al.,1993 ; Martín et al.,1994 ; de la Nuez et al.,1995) con el objeto de estudiar su posible relación con la actividad volcánica, algunos de los cuales forman parte del presente trabajo de tesis.

Ortiz y Valentín (1983) realizan las primeras medidas de radiactividad ambiental en las Islas, con medidas puntuales mediante escintillometría en el Parque Nacional de Timanfaya (Lanzarote) y Las Cañadas del Teide (Tenerife). En Lanzarote obtienen valores muy bajos, con un fondo de 3 $\mu\text{R/h}$ y un máximo de 10 $\mu\text{R/h}$ en la zona del Islote de Hilario y Camelleros. Para Las Cañadas del Teide en Tenerife, obtienen un $\mu\text{R/h}$, con un máximo en la zona del Llano de Ucanca. Estos autores explican las diferencias en los valores de fondo obtenidos por variaciones en la composición litológica predominante.

Valentín (1988 y 1989) realiza algunas determinaciones de radón en suelos de Las Cañadas del Teide como experiencia inicial para poner en marcha una metodología de trabajo. Los valores obtenidos varían entre 6 y 195 trazas/ $\text{cm}^2\text{día}$ en una primera prueba realizada con 15 muestras y entre 15 y 679 trazas/ $\text{cm}^2\text{día}$ en una segunda realizadas tres meses después con 14 muestras. La autora interpreta los valores más altos obtenidos en la segunda prueba como debidos a efectos meteorológicos y que la distribución de máximos podría estar relacionada con zonas de fractura.

Carracedo et al (1990) llevan a cabo las primeras determinaciones de ^{222}Rn en el subsuelo de la isla mediante la medida de este elemento en aire y en aguas en el interior de una galería (Vergara), cuyo frente se aproxima bastante a la base del Edificio Teide. El método utilizado es el de canastillas de carbón activado. Los valores medidos muestran un perfil de incremento del nivel de radón hacia el frente de la galería, alcanzando un máximo de 864 pCi/l a los 2600 m, en coincidencia con un aumento en la

2. Por otra parte, la concentración de radón obtenida en el agua fue de 244 pCi/l, más baja que las obtenidas en aire, por lo que los autores descartan la posibilidad de que el agua sea el origen de la anomalía.

Soler et al. (1991a, 1991b) amplían los datos existentes de radón en el interior de galerías, muestreando tres más en la isla de Tenerife (San Fernando, Las Breñas y Catalanes), encontrando valores de radón mucho más altos (800 pCi/l) en zonas de vulcanismo reciente que en galerías excavadas en materiales antiguos (150 pCi/l). El método utilizado son canastillas de carbón activado con periodo de integración de tres

Posteriormente, Soler et al., (1992) realizan en la galería Vergara una prueba de medidas de radón en continuo mediante un emanómetro portátil, con toma de datos cada 30 minutos durante 4 días. El registro obtenido muestra variaciones relativamente fuertes (40-350 pCi/l) que parecen estar relacionados con la marea barométrica diaria. Este mismo método lo aplican a otra galería, Aguas de San Andrés, excavada en los materiales de las Series Antiguas, reflejando variaciones más débiles (20-100 pCi/l) que en el caso anterior. Los autores explican las diferencias de comportamiento entre ambos registros como debidas a diferencias en la permeabilidad del terreno en uno y otro caso y a la existencia de un flujo más activo de radón en las zonas de vulcanismo reciente.

Coello et al., (1993) elaboran el primer mapa de distribución de ^{222}Rn en suelos en las Cañadas del Teide, a partir de 400 puntos de medida sobre una superficie de unos 400 km², utilizando detectores de trazas (SSNTD) con periodos de integración de un mes. En general, los valores medios obtenidos reflejan los cambios litológicos y el grado de desarrollo del suelo, dando valores algo más altos en materiales sálicos y en zonas

con suelos más desarrollados. El mapa refleja además una serie de anomalías (> 750 pCi/l), sin aparente relación con el tipo de material, cuya distribución parece estar relacionada con directrices volcano-tectónicas principales de la isla.

Martín et al., (1994), en una continuación del trabajo anterior, llevan a cabo un seguimiento de la concentración de radón en 13 estaciones seleccionadas en base a los resultados obtenidos en la elaboración del mapa anterior, utilizando detectores de trazas con periodos de integración de un mes. Las series temporales presentan, en general, mínimos en invierno y máximos en verano, mostrando una correlación negativa con la precipitación y la humedad relativa, y en algunos casos, con la presión atmosférica.

Hernández et al., (1993) realizan un estudio en laboratorio de la emanación de radón en 24 muestras de suelos de Las Cañadas del Teide, encontrando una correlación positiva con la humedad del suelo, el contenido en carbono orgánico y las propiedades ándicas, y negativa con el contenido en fracción arena.

De La Nuez et al., (1995) realizan una segunda campaña de medidas de radón en suelos de Las Cañadas del Teide, mediante detectores de trazas (SSNTD) en unos 300 puntos de muestreo. Los resultados son similares a los obtenidos por estos mismos autores en un trabajo anterior (Coello et al.,1993). En este mismo trabajo llevan a cabo un estudio de detalle en una de las principales zonas anómalas, de 1 km² de extensión superficial, situada en el flanco sudeste del edificio Cañadas, con medidas en superficie, y en el subsuelo. Los máximos en superficie aparecen alineados según una dirección N40-45E, y continúan en el subsuelo reproduciendo la misma pauta. Esta distribución parece coincidir con directrices volcano-tectónicas dominantes en la zona, representadas por la alineación de centros de emisión basálticos históricos (erupción de Fasnía - Siete Fuentes, 1704-1705) y subhistóricos y de centros de emisión fonolíticos. La zona anómala en radón coincide además con anomalías térmicas (> 40 °C) en el subsuelo.

Hernández et al., (1996) realizan otra campaña de medidas de ²²²Rn en suelos de Las Cañadas con 300 puntos de medida utilizando un emanómetro portátil y medidas de He y ²²⁰Rn/²²²Rn en algunas zonas. El mapa de distribución de radón que obtienen es

similar a los aportados en los trabajos descritos anteriormente (Coello et al., 1993 ; De la Nuez et al., 1995), si bien los valores son mucho más bajos. Según estos autores, los niveles de emisión relativamente altos de ^{222}Rn y He así como de $^{220}\text{Rn}/^{222}\text{Rn}$, parecen reflejar una importante desgasificación difusa en profundidad que asciende a lo largo del sistema de fracturas.

Martín y Soler (1997) estudian la variación temporal del nivel de ^{222}Rn en tres sondeos situados en la Dorsal Sur, Valle de Güímar y en la Caldera de Las Cañadas, encontrando niveles de radón muy bajos (< 150 pCi/l) y fluctuaciones estacionales en los dos primeros, y niveles muy altos (> 1000 pCi/l) con fluctuaciones irregulares sin relación con variables meteorológicas en el sondeo de Las Cañadas. Los autores interpretan estas diferencias como debidas a la existencia de un flujo de radón transportado por emisiones de CO_2 de origen volcánico en el interior de la Caldera.

Martín et al., (1997) elaboran un estudio espacial de la variación de ^{222}Rn en el edificio insular de Tenerife combinando medidas en superficie (suelos) y en el subsuelo (galerías). En el subsuelo, de una longitud acumulada total de unos 45 km, detectan que unos 4 km (10 %) presentan valores extremadamente anómalos (> 1000 pCi/l). Los autores indican que el incremento en los niveles de radón se produce de forma brusca en zonas muy fracturadas y/o en áreas de emisión de CO_2

5 RESULTADOS

A lo largo de este capítulo se exponen los resultados del estudio realizado sobre la variación espacio-temporal de la concentración de ^{222}Rn en el edificio insular y su relación con diversos parámetros.

Este estudio se llevó a cabo a escala regional abarcando la totalidad de la isla mediante la realización de varias campañas de prospección y el seguimiento de la emisión del gas en varios puntos en superficie y a diversas profundidades en el subsuelo.

También se hizo un estudio a escala local de la variación espacio-temporal de una zona anómala, mediante la realización de una prospección de alta densidad de muestreo y el seguimiento de la emisión de radón con periodos de integración cortos (3-4 días) en varias estaciones cubriendo un volumen aproximado de anomalía de unos 0.6 km^2 .

Las variaciones encontradas fueron estudiadas en relación con parámetros espaciales (litología, estructuras volcano-tectónicas, acuífero, zonas de emisión de CO_2 y de anomalías térmicas) y con variables temporales (condiciones meteorológicas y ocurrencia de sismos).

En este capítulo se exponen los resultados obtenidos desglosados en cuatro apartados principales : Distribución espacial del gas radón en el edificio insular, variaciones temporales en la concentración de gas, estudio a escala local de una zona anómala y relación con otros parámetros espaciales y temporales .

5.1 VARIACION ESPACIAL DEL GAS RADON

El uso de la densa red de galerías existente en Tenerife para la realización de medidas a distintos niveles (profundidades) y la combinación con medidas obtenidas en superficie, ha permitido llevar a cabo un estudio tridimensional de la distribución y transporte del gas en la estructura profunda de la isla, con la oportunidad de observar la variación espacial de la concentración de radón en el edificio insular y de analizar su posible relación con características estructurales, litológicas e hidrogeológicas del mismo, así como con la edad del vulcanismo y, en el caso de zonas de vulcanismo reciente, estudiar su relación con manifestaciones de actividad volcánica residual (emanaciones de gases y anomalías térmicas).

En el muestreo se han utilizado unos 900 puntos de medida y cerca de 1.000 análisis. Abarca la totalidad de la isla, cubriendo un amplio rango de cotas, desde 0 m s.n.m. hasta la máxima altura de 3718 m en el Pico del Teide, y profundidades cercanas a los 1000 m respecto a la superficie topográfica. La relación de datos figura en los Anexos I y II (superficie y subsuelo respectivamente) y el mapa de localización de los puntos de medida en el Anexo VII (mapa general).

En este apartado se analizan los resultados obtenidos tanto en superficie (medidas de radón en el suelo) como en el subsuelo (medidas realizadas en el interior de galerías y sondeos).

5.1.1 Análisis estadístico de los datos

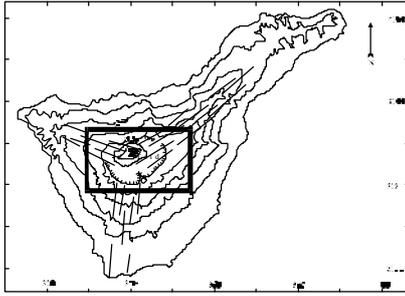
Las medidas realizadas en superficie se llevaron a cabo en dos prospecciones a escala regional durante los veranos de 1992 y 1993 sobre el complejo volcánico central de Las Cañadas. Para ello, se emplearon un total de 651 detectores (379 y 272 respectivamente), con una densidad de muestreo de unos 2-3 puntos por km^2 , cubriendo un área de unos 400 km^2 (Fig. 5.1). Los detectores (SSNTD) fueron enterrados en el suelo a unos 50 cm de profundidad y se dejaron en exposición durante un mes. Una descripción más detallada del método se da en el capítulo de Metodología.

En el subsuelo, se analizó la concentración de radón mediante perfiles longitudinales a lo largo de 24 galerías y 3 sondeos, seleccionados según su distribución geográfica, profundidad alcanzada por la excavación, relación con estructuras geológicas principales en la isla y/o la existencia de otras anomalías (térmicas, gases, hidroquímicas). La longitud total estudiada fue de 51.5 km. y se emplearon unos 326 detectores en 230 puntos de medida, con una densidad media de muestreo de un detector cada 200 m aproximadamente (Fig. 5.2).

En las galerías, algunos datos iniciales fueron tomados en los años 1991 y 1994, aunque la mayoría de los perfiles se realizó en el verano de 1995. En cada una de las galerías y sondeos se efectuó al menos un perfil longitudinal de la concentración de radón, y en algunos de los puntos se pusieron dos o más detectores para comprobar la dispersión de la medida. En algunos perfiles se combinó el uso de detectores de trazas con canastillas de carbón activado (SSNTD y ACC) para contrastar ambos métodos. Paralelamente se llevó a cabo un control de la concentración de CO_2 , CH_4 , O_2 y de la temperatura del aire en el interior de las galerías.

En este caso las condiciones de medida son mucho más heterogéneas que en superficie, pues no solo se emplearon métodos diferentes (SSNTD y ACC) y diferentes tiempos de integración (1 mes y 3-4 días en uno y otro método), sino que además, dadas

las dificultades en la realización de este tipo de medidas, los perfiles no son simultáneos en el



Estudio de la distribución espacial del gas ^{222}Rn - Superficie

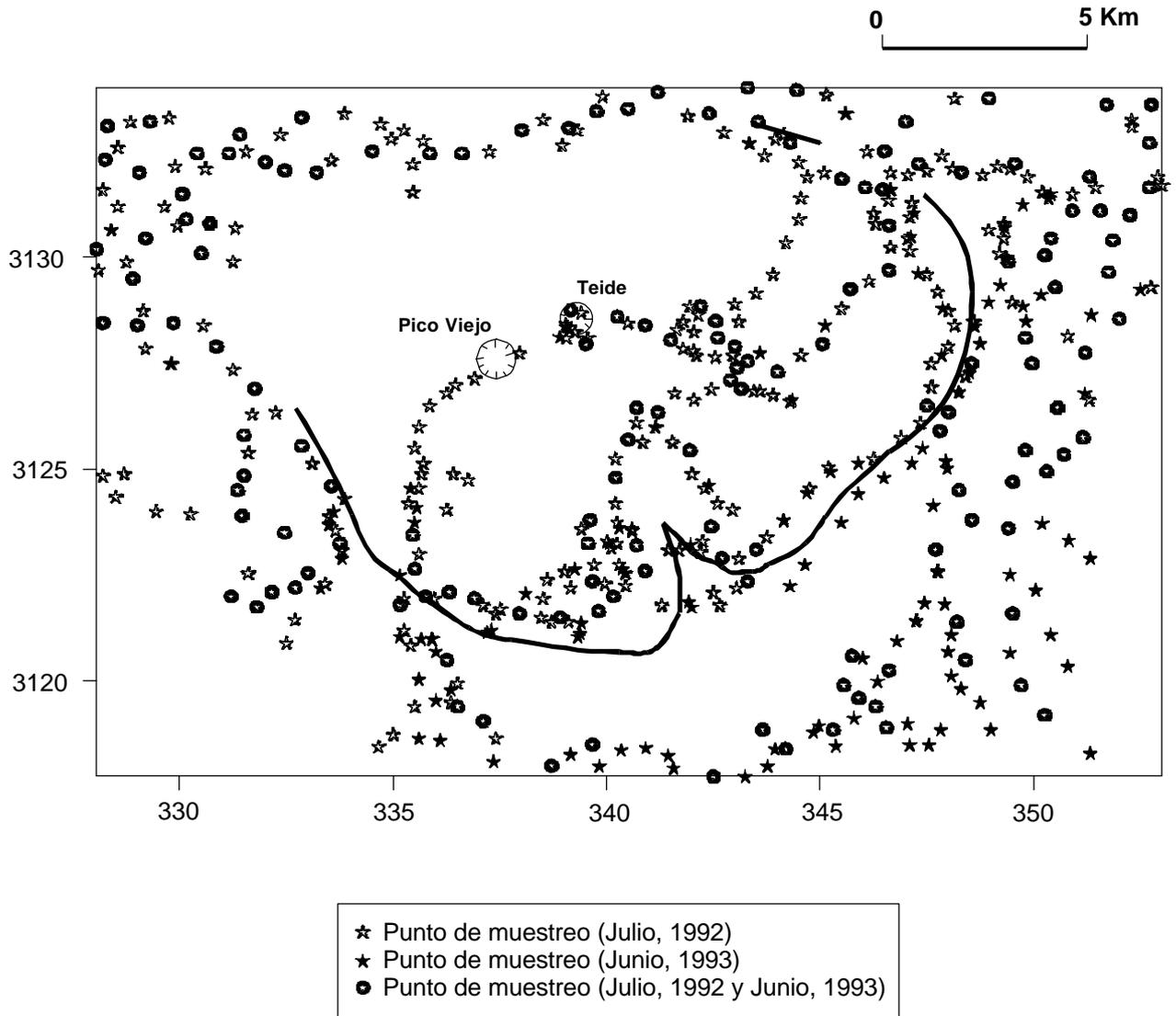


Fig. 5.1. Mapa de localización de los puntos de muestreo en superficie durante las prospecciones de escala regional sobre el complejo volcánico central de Las Cañadas

Estudio de la distribución espacial del gas ^{222}Rn - Subsuelo

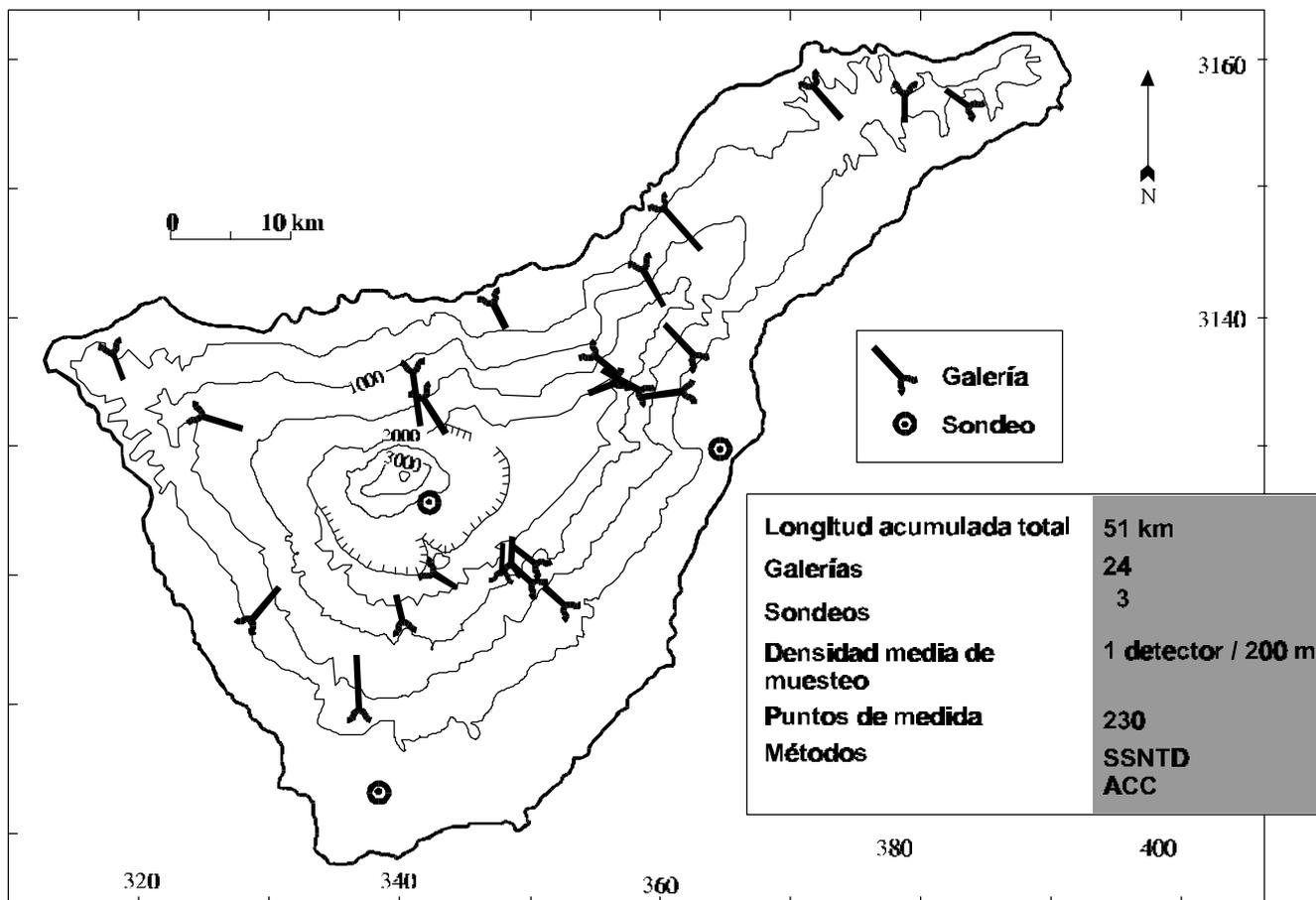


Fig. 5.2: Localización de las galerías y sondeos muestreados en la prospección de radón en el subsuelo del edificio insular

tiempo, y como se verá en apartados posteriores, la existencia de variaciones temporales en la concentración del gas dificulta la comparación entre perfiles obtenidos en

Por otra parte, la ventilación natural decrece normalmente hacia los tramos más profundos de las galerías, y por tanto, hay que tener en cuenta al comparar los niveles alcanzados en una misma galería, que las medidas en los perfiles están afectadas por distintos grados de dilución atmosférica, mayor cuanto más próximas estén de la bocamina. Esta situación se complica aún más cuando la galería cuenta con un sistema de ventilación artificial. En este caso, las concentraciones obtenidas deben corresponder a valores mínimos y por tanto cabe esperar que sean superiores en condiciones naturales.

Por estas razones, los datos de las medidas obtenidas en el subsuelo no se han analizado estadísticamente del mismo modo que las obtenidas en superficie y cuyos resultados se exponen a continuación, no obstante se hacen algunas consideraciones al final de este apartado.

La Tabla 5.1 resume los datos estadísticos de cada una de las campañas realizadas en superficie y las medidas obtenidas en el subsuelo.

Tabla 5.1 : Resumen estadístico de las prospecciones de ^{222}Rn (en pCi/l)

	Superficie		Subsuelo
	C-1992	C-1993	
<i>Tamaño de la muestra</i>	379	271	326
<i>Máximo</i>	1990	2044	3831
<i>Mínimo</i>	1	1	0
<i>Rango</i>	1989	2043	3831
<i>Media</i>	157	216	457
<i>Mediana</i>	97	127	223
<i>Desviación estándar</i>	193	271	666

En las medidas realizadas en superficie, las concentraciones de ^{222}Rn muestran un rango de variación entre valores cercanos a 0 pCi/l y superiores a 2000 pCi/l, con una media de 157 pCi/l en la prospección realizada en 1992 y de 216 pCi/l en 1993.

En el subsuelo, el rango de variación es más amplio y se alcanzan niveles más altos que en superficie, con concentraciones que varían desde prácticamente 0 pCi/l hasta valores cercanos a los 4000 pCi/l.

En la Fig. 5.3 los diagramas de cajas muestran la simetría de cada una de las poblaciones y permiten comparar gráficamente las medianas, rangos, valores extremos y valores atípicos obtenidos en cada campaña.

Como se ha indicado anteriormente, en el caso de las medidas realizadas en el subsuelo, los parámetros estadísticos generales como la mediana, medias y la desviación estandard tienen poco significado, no obstante se han incluido como primera aproximación. Por la misma razón, no se han considerado en los siguientes análisis

Con el objeto de determinar si existen diferencias significativas entre las dos campañas realizadas en superficie en diferentes años, se ha aplicado el test estadístico de t-Student con la hipótesis de que la diferencia de medias entre ambas poblaciones es cero en un intervalo de confianza del 95% y un nivel de significación alpha del 0.05.

El valor de t obtenido ($t = -3.26$, nivel de significancia = 0.001) indica que la diferencia de medias (-59.45) es significativa. Sin embargo, si se aplica este test sólo a las medidas realizadas en los puntos comunes a ambas campañas (166 puntos), se obtiene un valor de $t = 0.05$, con un nivel de significancia del 0.96, lo que nos indica que la diferencia de medias (1.55) entre las dos poblaciones es despreciable y por tanto los resultados obtenidos en los dos años son similares.

El hecho de que los datos de medidas realizadas en puntos comunes muestren poblaciones estadísticamente equivalentes, indica que la distribución espacial de radón

es constante en el tiempo, es decir, que constituye una característica estable del edificio volcánico. Por otra parte, el que se obtenga una diferencia de medias significativa al incluir en el análisis estadístico las medidas obtenidas en puntos no comunes, refleja la

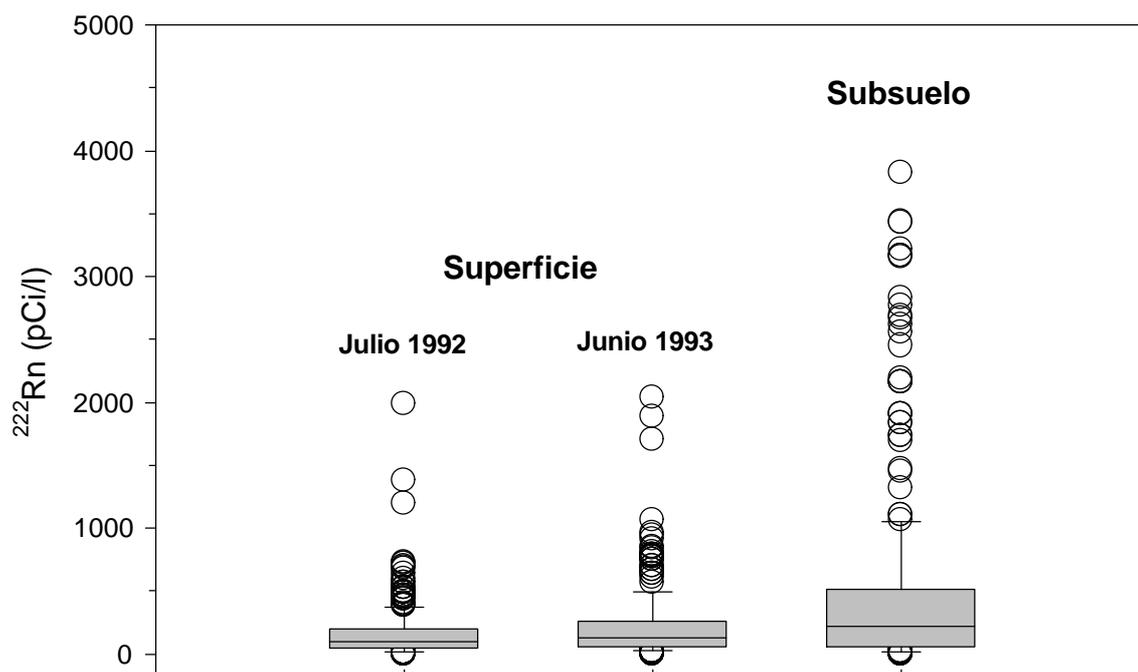


Fig. 5.3: Gráficos Box-and-wisker de las concentraciones de ^{222}Rn en las prospecciones realizadas en superficie y en el subsuelo

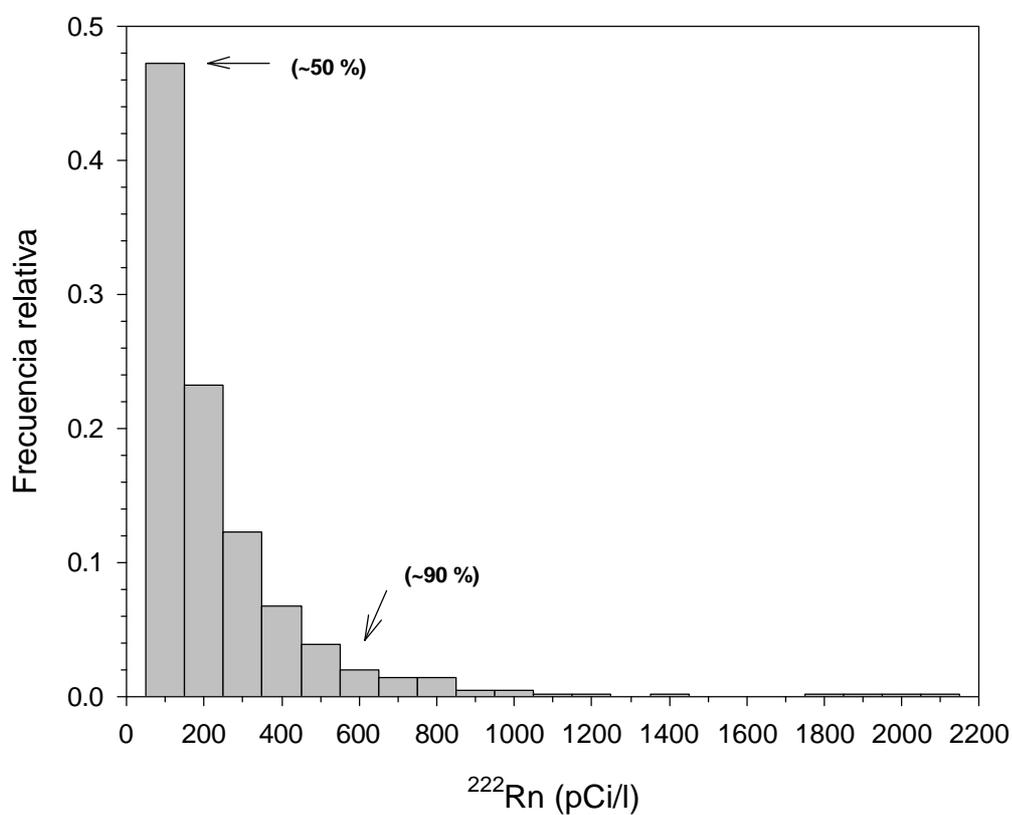


Fig. 5.4 : Histograma de frecuencias relativas de la concentración de ^{222}Rn en suelos de Las Cañadas (Julio 1992 y Junio 1993)

complejidad de la variación espacial de la concentración de este gas en la zona de estudio.

Combinando estas dos observaciones se deduce que la variación espacial de la concentración de radón en Las Cañadas es compleja pero estacionaria a la escala de

Una primera estimación de los posibles valores anómalos se puede obtener del análisis del histograma de frecuencias relativas realizado con el total de los datos (Fig. 5.4), donde se observa que en casi el 50% de las medidas presentan concentraciones inferiores a 100 pCi/l, y el 90% son inferiores a 500 pCi/l, existiendo un 10% aproximadamente del total de medidas que presentan valores claramente anómalos.

No obstante, para una mejor definición de los valores de fondo y anomalía, se ha aplicado el método estadístico definido por Sinclair (1974) (Fig. 5.5). El método, de aplicación en el tratamiento de datos geoquímicos, está basado en la representación gráfica de la frecuencia acumulada de los datos frente al rango de valores en escala logarítmica. En este tipo de gráficos, una población con distribución normal o lognormal queda representada como una línea recta, mientras que una distribución polimodal compuesta por dos o más poblaciones lognormales queda representada como una curva, donde las zonas de inflexión señalan el cambio de una población a otra. El cambio de curvatura más o menos acusado indica el grado de solapamiento entre dos poblaciones, menor cuanto mayor es la pendiente de la zona de inflexión.

Se ha elegido este método por ser bastante conservador, ya que para la definición de los valores anómalos considera la media geométrica para la definición de los valores anómalos, en vez de la media aritmética o la mediana. Además ofrece la ventaja de diferenciar gráficamente poblaciones con significado estadístico, siendo relativamente fácil su interpretación en un determinado contexto en base a criterios físicos o

Como resultado de la aplicación de este método a los datos de radón en suelos de Las Cañadas, considerados globalmente, una vez comprobada la equivalencia estadística de las dos campañas, se obtienen cuatro poblaciones diferenciadas, según se observa en la Fig. 5.5. Estas poblaciones se han interpretado como anomalías negativas (Pob.-I), fondo (Pob. II), población intermedia (Pob. III) y anomalías positivas (Pob. IV y V).

El número de muestras y la proporción relativa de cada población respecto al total de datos, figuran en la Tabla 5.2. La media geométrica se calculó proyectando el 50 percentil de frecuencia acumulada sobre cada población y los 16 y 84 percentiles para los valores de dos veces la desviación estandar.

Tabla 5.2: Tratamiento estadístico (basado en Sinclair, 1974) de las concentraciones de radón en suelos de Las Cañadas (Julio, 1992 y Junio, 1993)

	<i>Nº muestras</i>	%	<i>pCi/l</i>		
			$X_g - 2s$	X_g	$X_g + 2s$
Pob. I (Anomalía negativa)	176	30.0	6	15	30
Pob. II (Fondo)	334	48.0	65	110	190
Pob. III (Intermedia)	134	21.0	250	380	600
Pob. IV (Anomalía positiva)	3	0.5	1050	1400	1750
V	4	0.5	1900	2000	2100
Total	651	100.0			

X_g = media geométrica

s = desviación standard

Los valores umbral que separan cada una de las cuatro poblaciones se sitúan aproximadamente a 50, 250 y 750 pCi/l, es decir, las anomalías negativas se situarían mayoritariamente por debajo del nivel de 50 pCi/l, el fondo estaría comprendido entre 50 y 250 pCi/l, una población intermedia, donde se solapan valores de fondo y anómalos, comprendida entre 250 y 750 pCi/l (2 a 6 veces la media geométrica del fondo) y finalmente, la población de anomalías positivas quedaría situada mayoritariamente por encima de los 750 pCi/l (más de 6 veces la media geométrica del fondo).

Según las anteriores estimaciones estadísticas, en el presente trabajo se ha tomado un límite inferior de 500 pCi/l para la definición de niveles de radón anómalos. Concentraciones de este orden o superiores se asume que no están relacionadas con la

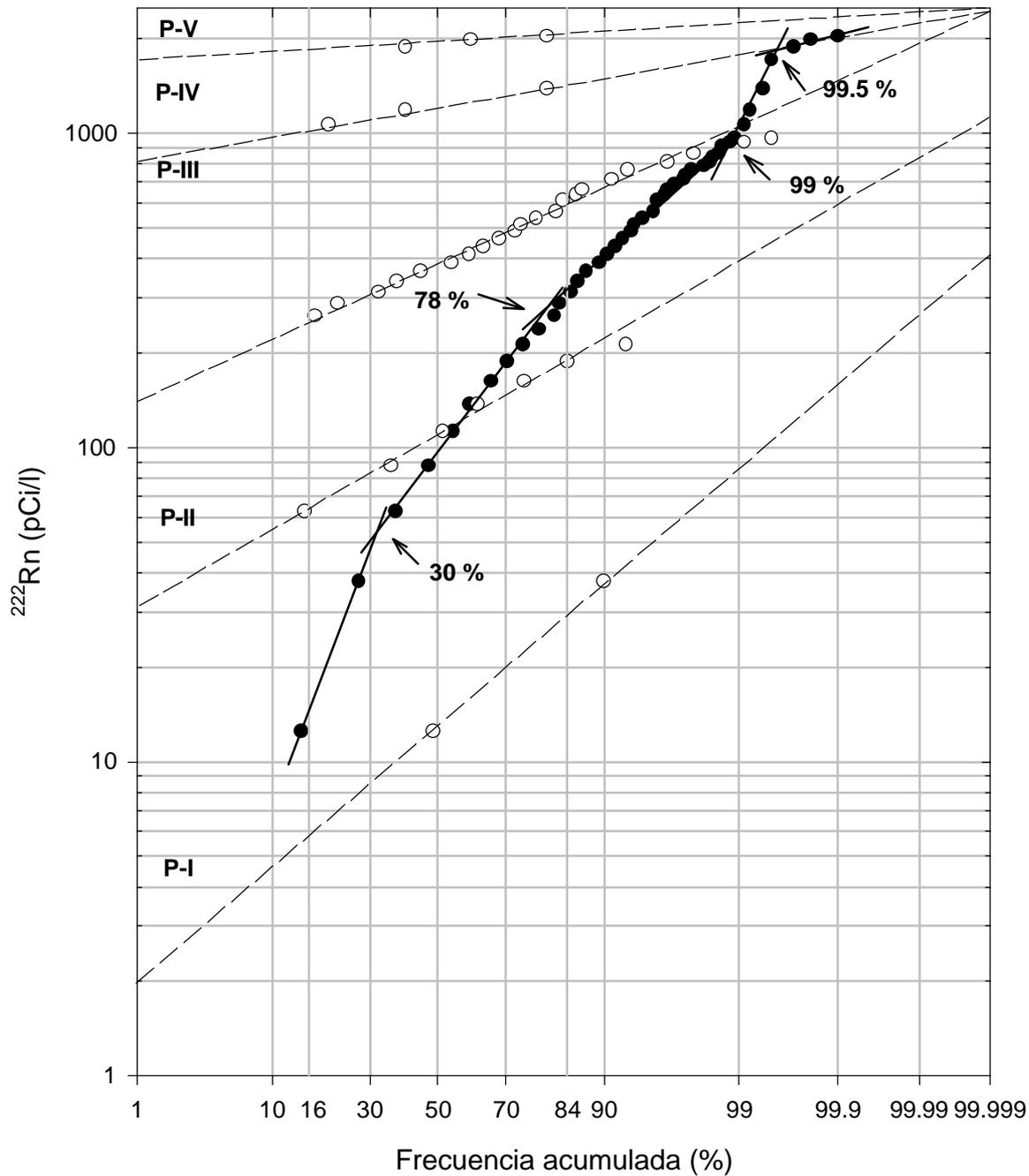


Fig. 5.5 : Gráfico de frecuencias acumuladas de la concentración de ^{222}Rn (pCi/l) en suelos de Las Cañadas (Julio de 1992 y Junio de 1993) (Basado en Sinclair, 1974).

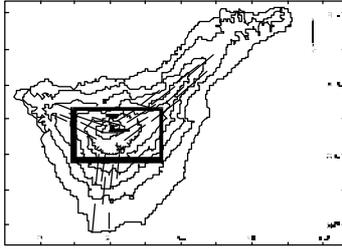
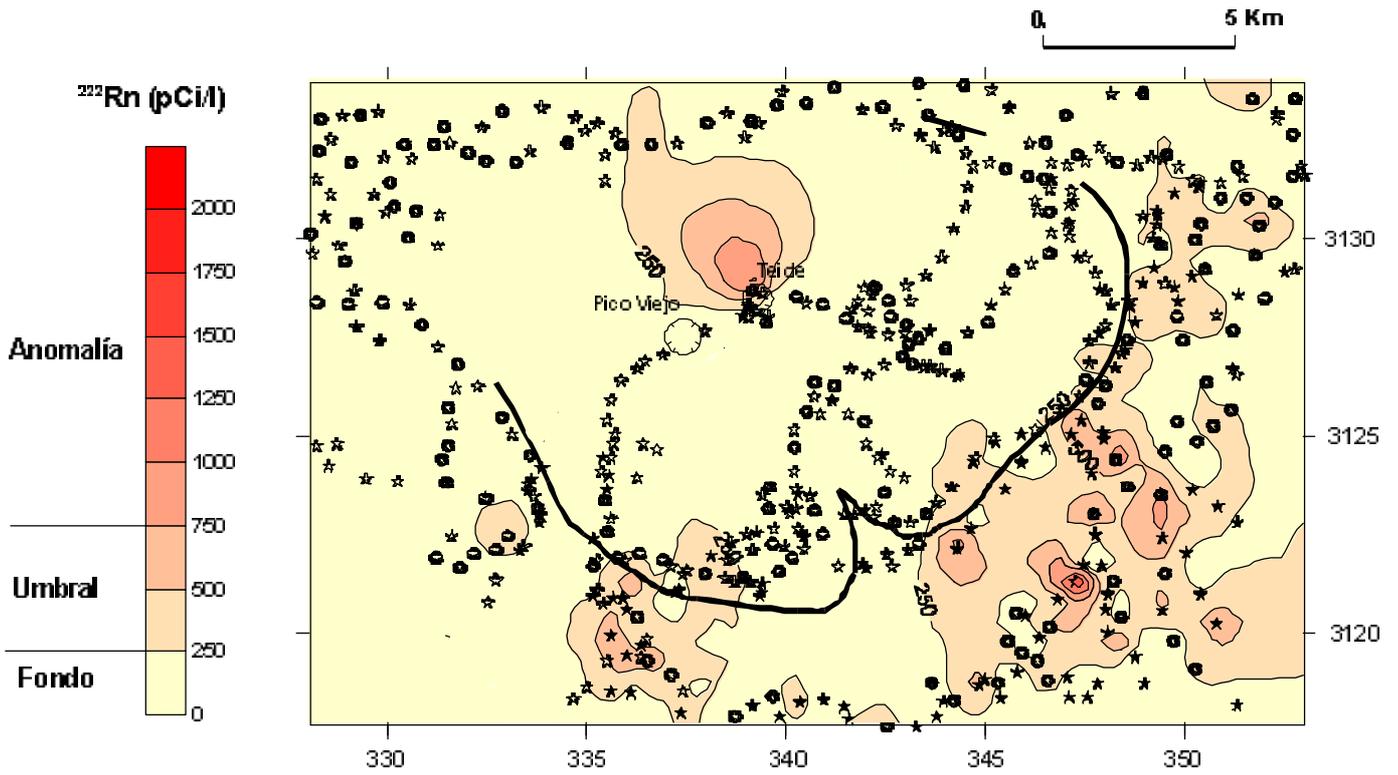


Fig. 5.6: Mapa de isocontenidos de ^{222}Rn en suelos sobre el complejo volcánico central de Las Cañadas



emanación directa de los materiales del entorno al punto de medida y por tanto, deben representar áreas de emisión de radón de origen profundo.

El mismo límite de 500 pCi/l se ha asumido también para la definición de niveles anómalos en el subsuelo, dada la imposibilidad de una estimación estadística, como ya se ha indicado anteriormente.

5.1.2 Variación de radón en superficie

En base a los valores umbral definidos en el apartado anterior se ha realizado el mapa de isocontenidos de radón representado en la Fig. 5.6, donde se observa que, en general, el nivel de emisión de radón es más bajo en el interior de la Caldera que en exterior de la misma, donde se sitúan la mayor parte de las anomalías, con una distribución groseramente concéntrica con el escarpe de la pared.

La anomalía de mayor intensidad (> 2000 pCi/l) aparece en el flanco sur del antiguo edificio Cañadas, a unos 3 km del borde de caldera, extendiéndose sobre una superficie de 1 km^2 aproximadamente. Otras zonas anómalas menos intensas (< 1200 pCi/l) aparecen de forma dispersa a lo largo del borde exterior sur y sudoeste de la caldera. En el interior de la caldera los niveles de radón son bajos en general, excepto en la zona de borde de pared (> 250 pCi/l) y los obtenidos en el cono sumital del Teide (> 1500 pCi/l).

Analizando la distribución que presentan las poblaciones en el contexto de Las Cañadas, las anomalías negativas (zonas con concentraciones inferiores a 50 pCi/l), situadas en una banda que se extiende en la base sur del edificio Teide-Pico Viejo y continúa hacia la dorsal NO, podrían representar áreas donde la elevada permeabilidad de los materiales permite un alto grado de dilución del gas, presentando concentraciones inferiores al valor normal de emanación, representado en la población de fondo (50 - 250 pCi/l). Dicho fondo representaría el nivel de emisión de radón característico de las rocas

del entorno. Las anomalías positivas (> 750 pCi/l) se interpretan como zonas de emisión de radón anómala, es decir, zonas que reciben un aporte de radón adicional diferente al emitido por los materiales del entorno. La población umbral o intermedia (250-750 pCi/l) podría representar zonas donde el fondo es más elevado, debido al tipo de roca, o bien zonas con anomalías de menor intensidad.

5.1.3 Variación de radón en el subsuelo

La situación de las galerías estudiadas aparece en el mapa de la Fig. 5.7 y los gráficos de las Figs. 5.8 a 5.10 muestran los perfiles de la concentración de radón a lo largo de las mismas. Los códigos de identificación de cada excavación utilizados en el mapa y en el texto se indican en la Tabla 5.3, junto con los datos de cota, distancia máxima a la superficie (montera), longitud total muestreada, número de puntos de muestreo y método utilizado, fecha de muestreo, existencia de otras anomalías, geología simplificada de los materiales que atraviesa la perforación, distancia estimada al acuífero general y caudal.

En los gráficos, las coordenadas horizontal y vertical de los puntos de medida aparecen indicados por la distancia a la bocamina y la cota de la galería. Las líneas verticales discontinuas cada 1.000 m se han trazado como referencia para comparar las dimensiones de las galerías. Así mismo, en caso de que la concentración de radón sea elevada, una línea horizontal marca como referencia el nivel de 500 pCi/l, definido en el apartado 5.1 como límite inferior de concentración anómala. Se indican además la fecha de puesta y recogida de los detectores, y en caso de galerías con anomalías térmicas o en gases, figura además la concentración del gas y/o la temperatura en el punto de medida, tomando la media de dos medidas puntuales realizadas durante la puesta y recogida de los detectores.

Los perfiles se han agrupado y analizado según el contexto geológico en el que se encuentran, definido de modo genérico en Macizos Antiguos (Anaga y Teno), Dorsal

Nordeste y Región Central, indicados también en el mapa de la Fig. 5.7 como zonas A, B y C respectivamente.

Fig. 5.7.: Variación del nivel de ^{222}Rn en el subsuelo
 (La relación de códigos de las galerías figura en la Tabla 5.3)

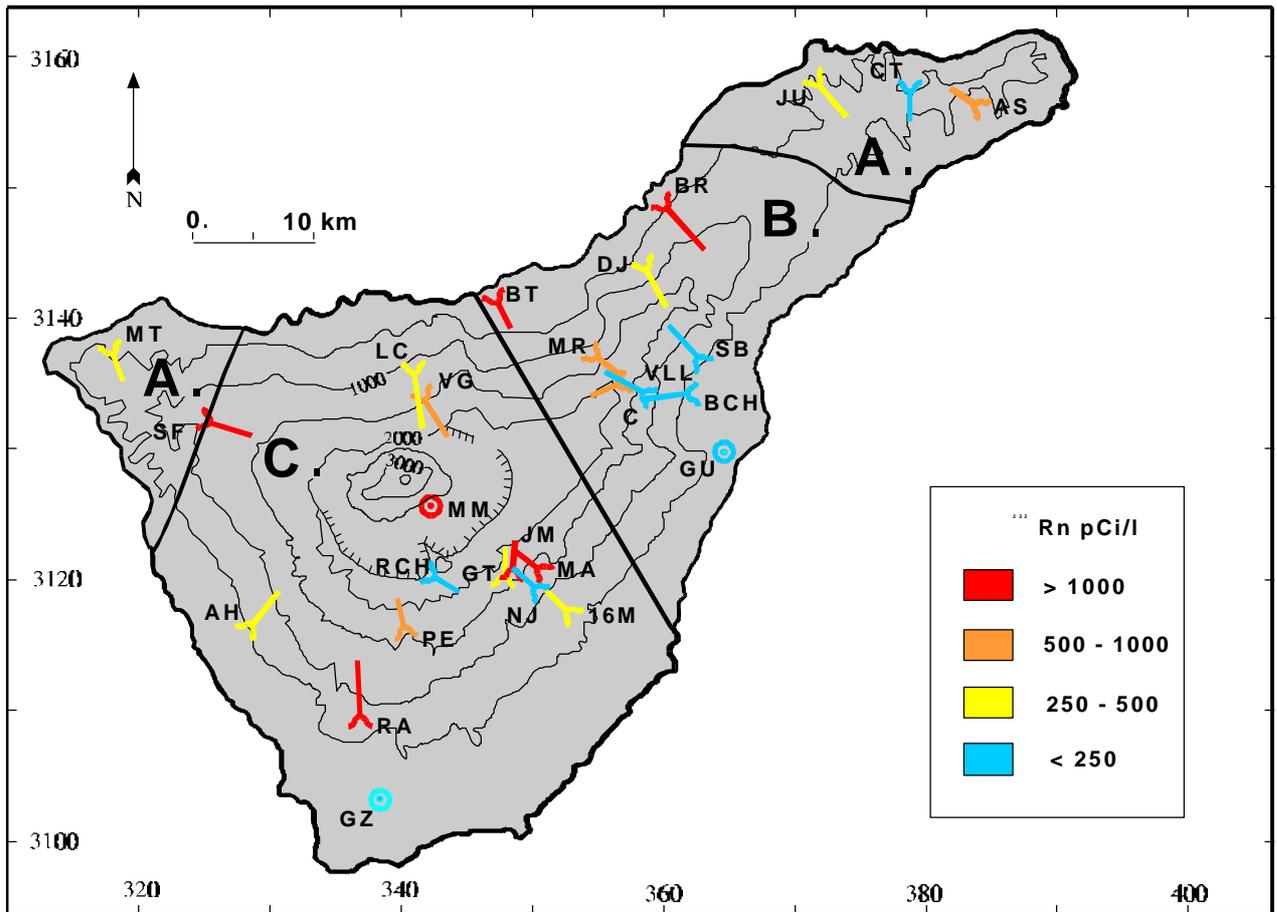


Tabla 5.3.: Relación de galerías y sondeos muestreados

Obra	Código	Tipo	Geología	Cota (m)	Long. Tot. Muestreada (m)	Montera (m)	Nº de puntos de muestreo	Fecha de muestreo	Método	Otras anomalías	Distancia estimada al acuífero (m)	Cauda l (l/s)
El Monte	MT	G	S.Bas. Antiguas	330	3860	525	6	08.12.93-11.01.94	SSNTD		?	2
San Fernando	SF	G	S Bas Antiguas/ S. Cañadas	1070	3000	305	4	18-22.03.91	ACC	CO ₂ , SO ₄ ⁼ , HCO ₃ ⁻	zona saturada	47
Mña. Majúa	MM	S	entubado	2100	425	425	11	06.05-14.06.94 24.03-27.02.95	SSNTD ACC	CO ₂ (12%) HCO ₃ ⁻ F ⁻	zona saturada	
Fuente del Riachuelo	RCH	G	S. Cañadas	2120	225	130	2	11-14.07.95 04.08-03.09.95	SSNTD ACC	CO ₂ (2.5%)	?	0.4
Vergara	VG	G	S Recientes del Compl. T-PV	1460	2600	525	5	16-19.02.90 18-21.05.90	ACC	CO ₂ HCO ₃ ⁻ F ⁻	zona saturada	264
Lomo Colorado	LC	G	S Recientes del Compl. T-PV	1140	3000	525	10	01.07-06.08.93	SSNTD	T(>32°C) SO ₄ ⁼ HCO ₃ ⁻	?	1
Guaza	GZ	S	?	140	120	120	1	14.06-12.07.94	SSNTD		zona saturada	
Madre del Agua	MA	G	S Bas. Antiguas	1360	1760	465	9	04.04-07.04.95	ACC	T(> 36°C)	zona saturada	7
A. de Juan Marrero	JM	G	S. Cañadas/ S Bas. Antiguas	1575	1174	165	15	16-20.08.95	ACC SSNTD	CO ₂ (1%)	475	1
Las Gotas	GT	G	S. Cañadas/ S Bas Antiguas	1480	1200	470	7	04-07.04.95 01-04.08.95	ACC	T(> 36°C)	330	0
Los Naranjos	NJ	G	S. Cañadas/ S Bas. Antiguas	1175	900	300	7	29.8-01.09.95	ACC	T(> 33°C)	325	0
Dieciséis de Mayo	16M	G	S. Cañadas/ S Bas Antiguas	580	2100	280	10	17.02-22.03.93	SSNTD	CH ₄ T(>29°C)	zona saturada	16
El Peral	PE	G	S. Cañadas	1535	1000	240	3	08.07-01.08.94	SSNTD	CO ₂ (15%)	165	0.3

(Continuación)

Obra	Código	Tipo	Geología	Cota (m)	Long. tot. Muestreada (m)	Montera (m)	Nº de puntos de muestreo	Fecha de muestreo	Método	Otras anomalías	Distancia estimada al acuífero (m)	Caudal (l/s)
Risas de Arona	RA	G	S Bas Reciente/ S. Cañadas	735	3700	440	15	21-24.06.95 03.08-02.09.95	ACC SSNTD	CO ₂ (3.5%)	?	0
Aguas de Herques	AH	G	S. Cañadas/ S. Bas. Antigua	460	2991	525	13	24-27.06.95 03.08-02.09.95	ACC SSNTD	T(30°C)	20	0
El Moral	MR	G	S. Bas. Antigua	1165	300	135	3	19-22.08.95	ACC		565	4
Beltranes	BT	G	S. Bas Reciente	120	2070	180	15	01-04.07.94	ACC SSNTD	CO ₂ (0.8%)	zona saturada	23
Güimar	GU	S	?	100	90	90	6	21.04-14.06.94	SSNTD		zona saturada	
Binchelche	BCH	G	S. Bas Reciente	535	2500	615	10	12.05-12.07.93	SSNTD	SO ₄ ⁼	zona saturada	9
Salto del Barrero	SB	G	S. Bas Reciente	575	2000	475	9	13-16.06.95 03.08-03.09.95	ACC SSNTD	O ₂ ↓(<14%)	zona saturada	8
El Valle	VLL	G	S. Bas Antigua	1225	750	475	7	07-09.09.95	ACC		615	4.5
Cazme	CZ	G	S. Bas Reciente	1650	1738	495	10	04-07.06.95	ACC		675	0.5
Dornajos	DJ	G	S Bas Reciente/ S. Bas. Antigua	770	3000	940	13	17-20.07.95	ACC		70	0
Las Breñas	BR	G	S Bas Reciente/ S. Bas. Antigua	435	5500	865	6	15-18.03.91	ACC		zona saturada	38
Los Catalanes	CT	G	S. Bas. Antigua	435	1350	340	4	12-15.03.91	ACC		?	8
Aguas de San Andrés	AS	G	S. Bas. Antigua	275	1100	200	16	28-31.01.93	ACC		?	0.6
Janidú	JU	G	S. Bas. Antigua	375	3000	475	13	23-26.06.95 31.07-01.09.95	ACC SSNTD		?	0

(G) Galería ; (S) Sondeo

SSNTD = Solid State Nuclear Track Detectors

ACC = Activated Charcoal Canistares

El rango de concentraciones obtenidas varía desde prácticamente 0 pCi/l hasta valores cercanos a los 4000 pCi/l, con una media de unos 450 pCi/l.

En cuanto a la forma o pauta de los perfiles, se observan tres tipos principales :

- a) perfiles donde la concentración de radón aumenta hacia las partes más profundas,
- b) perfiles inversos, en los que, al contrario que en el caso anterior, los niveles más bajos se registran en las zonas más profundas, y
- c) perfiles con variaciones irregulares

Los perfiles más frecuentes son del primer tipo, con incrementos más o menos graduales hacia el frente de la galería, reflejando una disminución del efecto de dilución atmosférica con el exterior, aunque en algunos casos, este aumento se produce de forma brusca a partir de una cierta profundidad. Estos últimos y especialmente los inversos, podrían considerarse como perfiles anómalos.

Para la comparación de niveles de radón entre distintas galerías se ha adoptado como criterio el tomar la concentración máxima obtenida en cada perfil. Según esto y teniendo en cuenta las estimaciones estadísticas del apartado 5.1.1, se pueden definir : galerías con bajas concentraciones de radón (menos de 250 pCi/l a lo largo de todo el perfil), consideradas como galerías con niveles de fondo, concentraciones medias (entre 250 y 500 pCi/l) y galerías anómalas (concentraciones superiores a 500 pCi/l). El mapa de la Fig. 5.7 muestra la distribución que presentan estos valores en el subsuelo de la isla.

En los Macizos Antiguos sólo se muestrearon cuatro galerías, todas con niveles entre 150 y 400, excepto AS, que alcanza los 850 pCi/l en el frente (Fig. 5.8.a)). Los perfiles muestran incrementos del nivel de radón hacia los tramos más profundos, salvo la galería JU (Fig. 5.8.b)), que presenta un perfil de tipo inverso, con una concentración relativamente constante en torno a los 350 pCi/l a lo largo de los primeros 2000 m, para

luego descender a niveles próximos a los 125 pCi/l en los últimos 1000 m, constituyendo el ejemplo más claro de perfil inverso entre los estudiados.

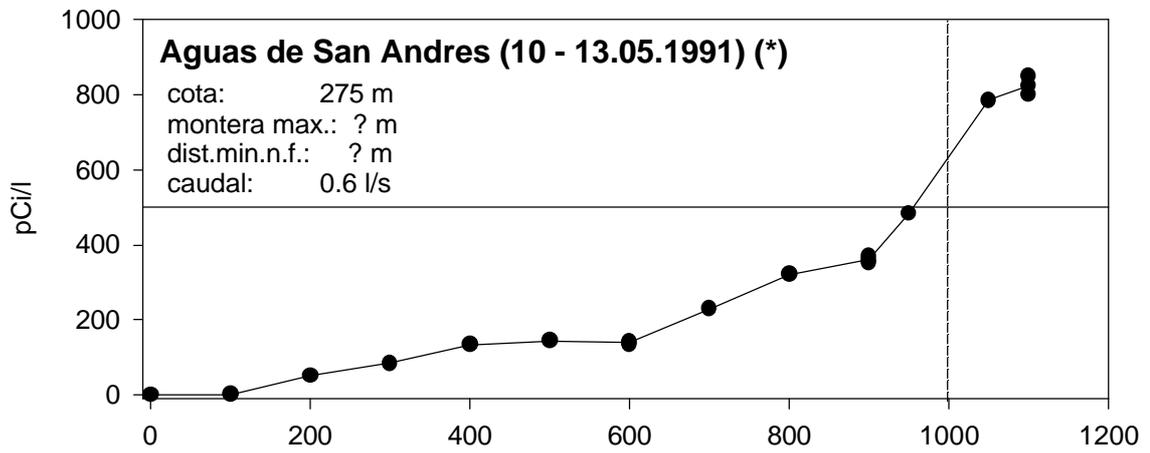
En la Dorsal NE se obtuvieron concentraciones entre 25 y 1260 pCi/l y las anomalías son relativamente frecuentes, con 4 galerías anómalas sobre un total de 9 excavaciones muestreadas (8 galerías y 1 sondeo). Cabe señalar que las galerías con niveles de radón más altos (> 1000 pCi/l en BT y BR) están excavadas en la vertiente norte de la dorsal y a cotas bajas (120 y 435 m respectivamente). A cotas altas de la franja central de la dorsal, los niveles son medios, (máximos entre 325 y 750 pCi/l en DJ, C y MR) mientras en las de la vertiente sur, situadas en el valle de Güimar (BCH, VLL, SB y GU), presentan valores muy bajos, en general inferiores a 150 pCi/l (Fig. 5.7).

Todas ellas, exceptuando la galería DJ (Fig. 5.9.d)) que muestra una pauta irregular y niveles de radón relativamente bajos (< 325 pCi/l), presentan pautas de aumento del nivel de radón hacia el frente. En algunos casos, como en la galería BR, este aumento se produce de forma muy brusca a partir de los 4000 m de distancia a bocamina, pasando de niveles inferiores a 50 pCi/l en todo ese tramo, a concentraciones de más de 1100 pCi/l en los últimos 1000 m (Fig. 5.9.a)).

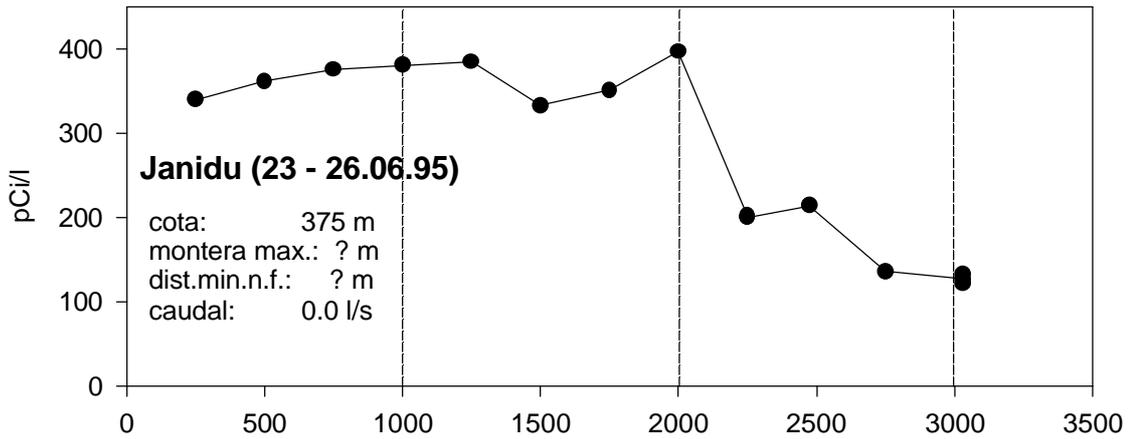
En la Región Central (Fig. 5.7), los niveles de radón varían entre 130 y 3800 pCi/l, y las anomalías son más frecuentes y de mayor intensidad que en las otras zonas. De 14 excavaciones muestreadas (12 galerías y 2 sondeos), 7 (el 50 %) son anómalas (> 500 pCi/l), de las cuales 5 presentan concentraciones superiores a 1000 pCi/l. Los máximos de 2195 y 3831 pCi/l registrados en las galerías de RA (Fig. 5.10.a)) y JM (Fig. 5.10.m)) respectivamente, son las concentraciones más elevadas detectadas en la isla. Cabe señalar que ésta última galería (JM) se sitúa a unos 100 m de profundidad bajo la zona de máxima anomalía detectada en superficie (ver el apartado 5.1.2).

En esta zona, las galerías situadas en la vertiente norte (LC y VG) y las situadas en los ejes NO y S (SF, RCH, PE y RA) presentan perfiles con incrementos más o menos graduales hacia el frente, mientras que el sondeo situado en el interior de la

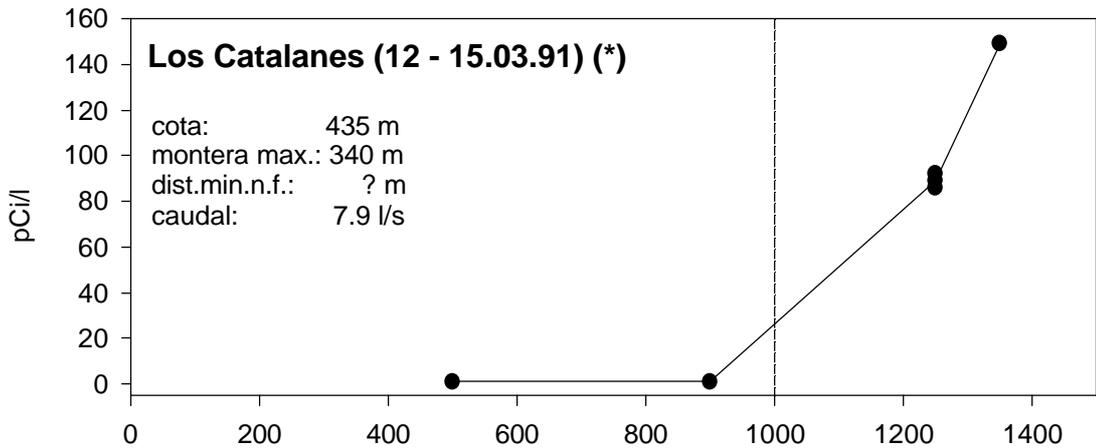
Caldera (MM) y las galerías situadas en los flancos suroeste (AH) y sureste del antiguo Edificio Cañadas (GT, JM, NJ, MA y 16M) muestran perfiles irregulares.



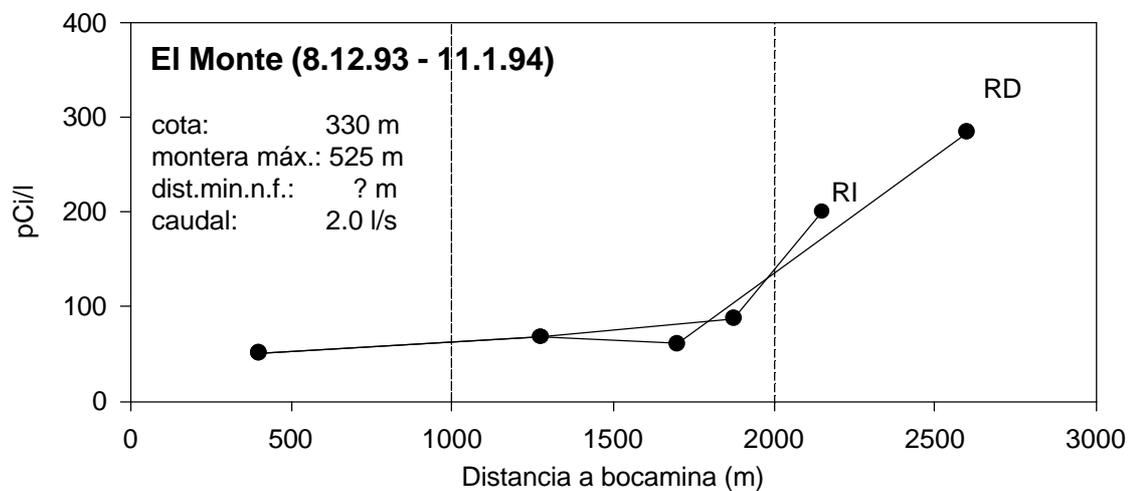
a)



b)

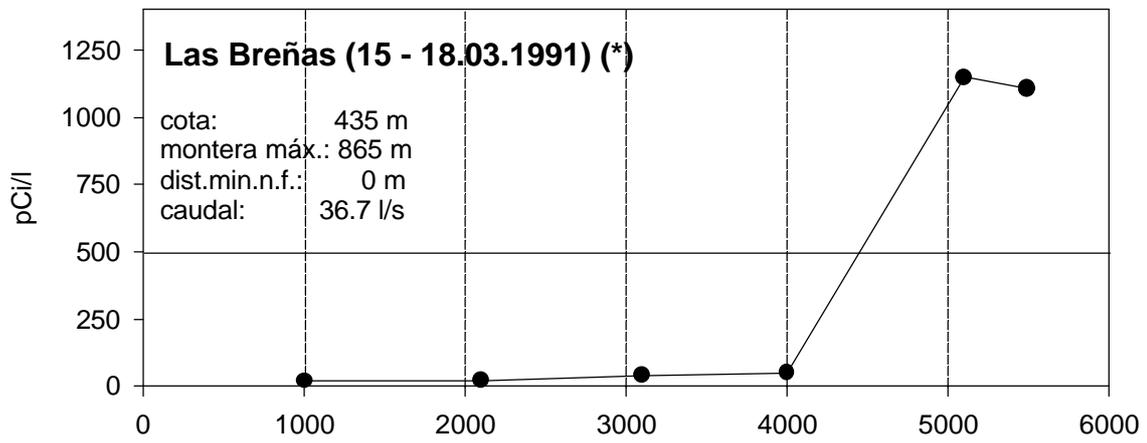


c)

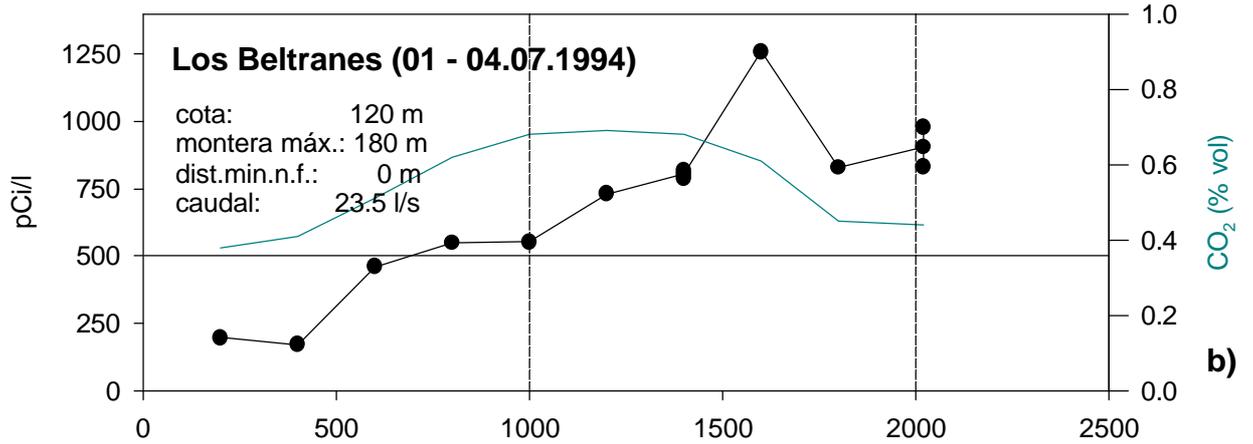


d)

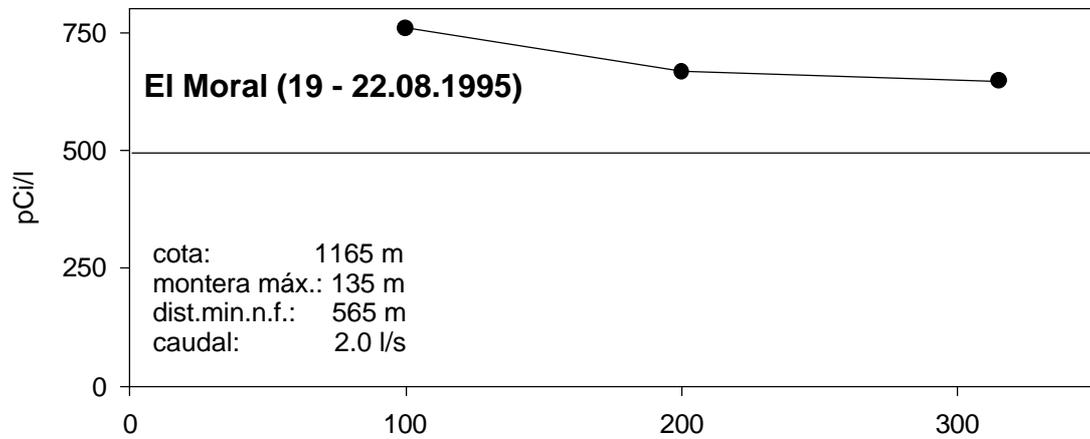
**Figs. 5.8 :Perfiles de ^{222}Rn en galerías excavadas en las Series Antiguas de Anaga y Teno (Zona A)
 (RD = Ramal Derecho, RI = Ramal Izquierdo)
 (* Modificado de Soler et al , 1991)**



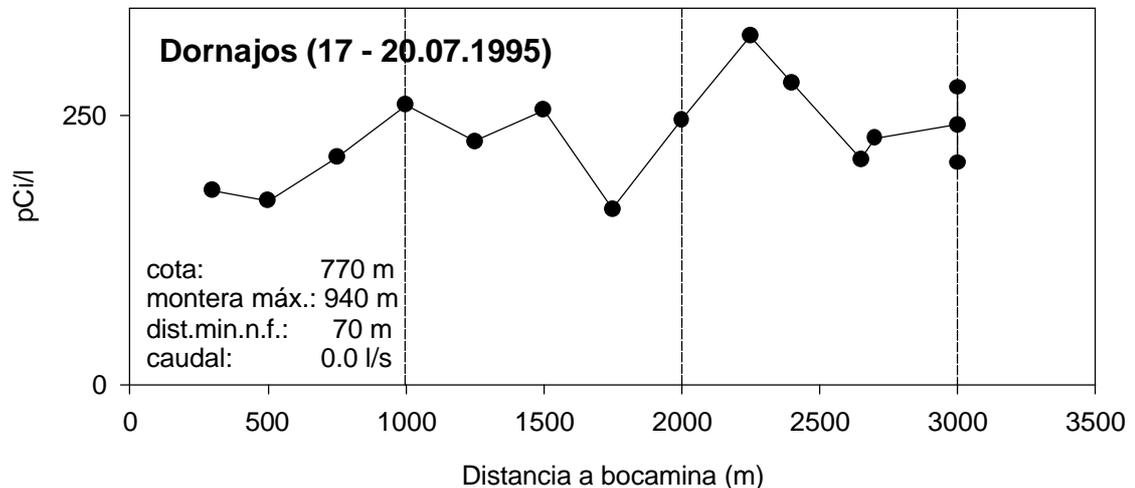
a)



b)

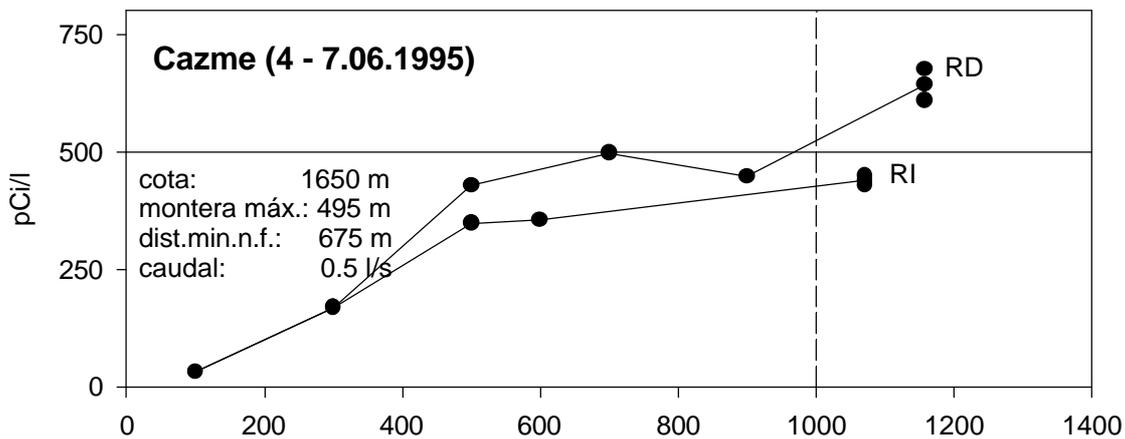


c)

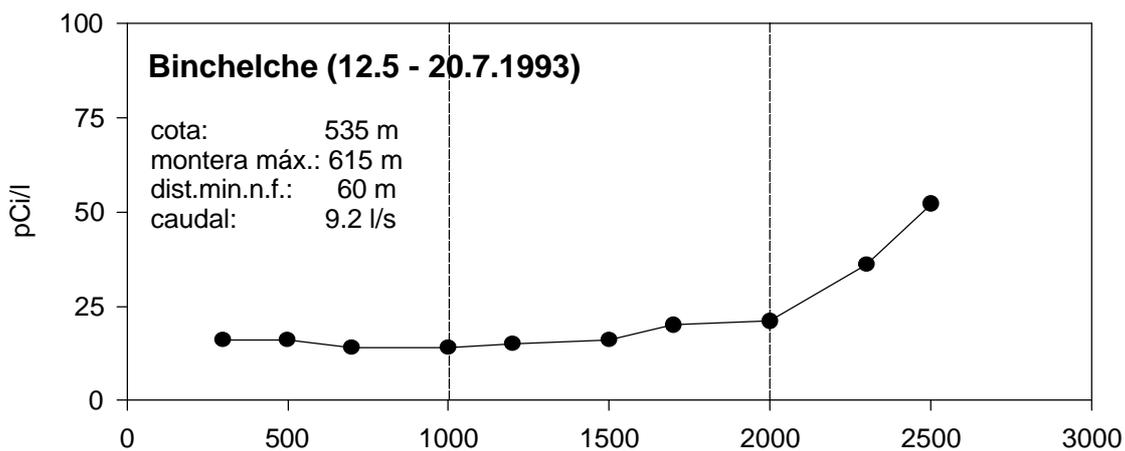


d)

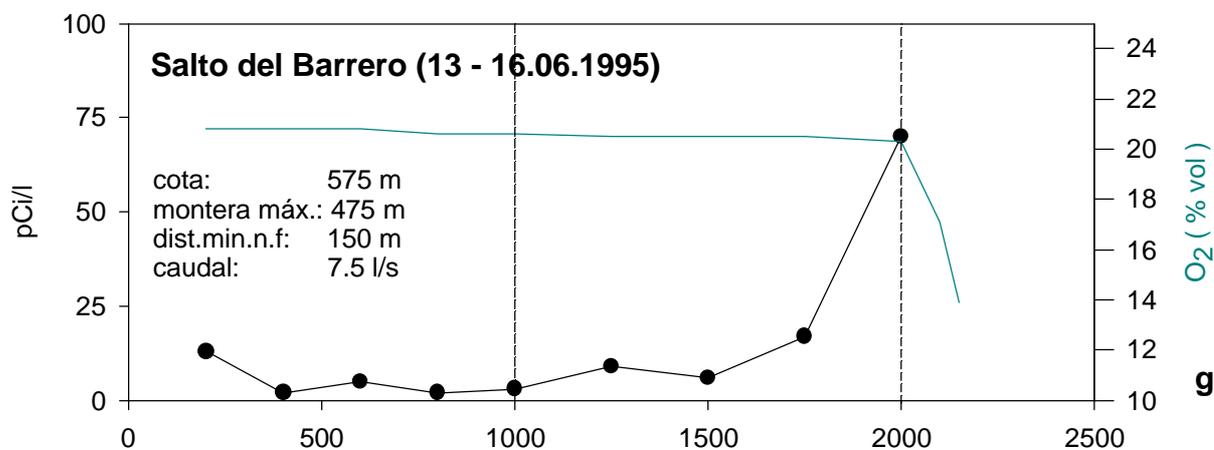
Figs. 5.9: Perfiles de ²²²Rn en galerías excavadas en la Dorsal NE (Zona B) (RD = Ramal Derecho, RI = Ramal Izquierdo) (* Modificado de Soler et al, 1991)



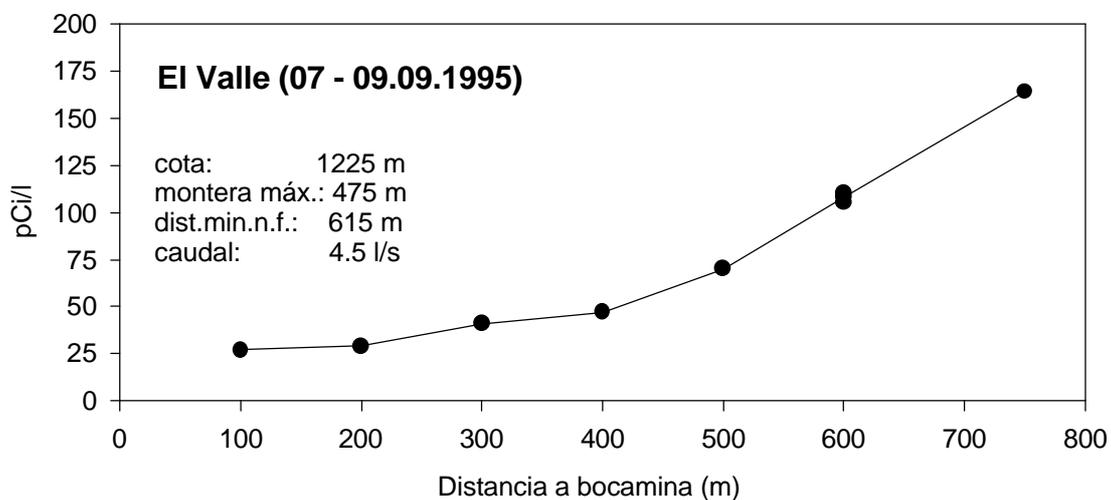
e)



f)

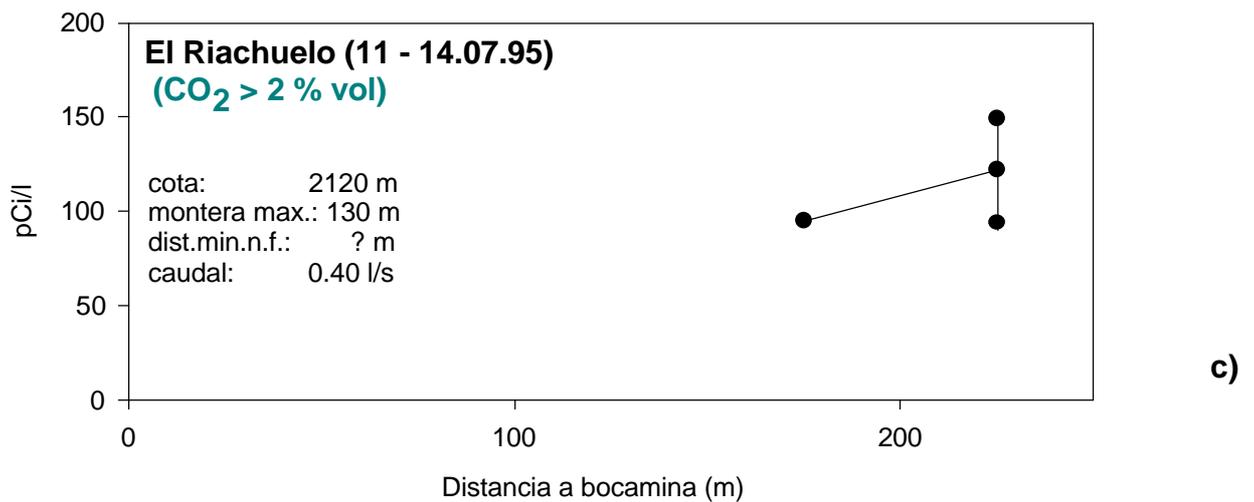
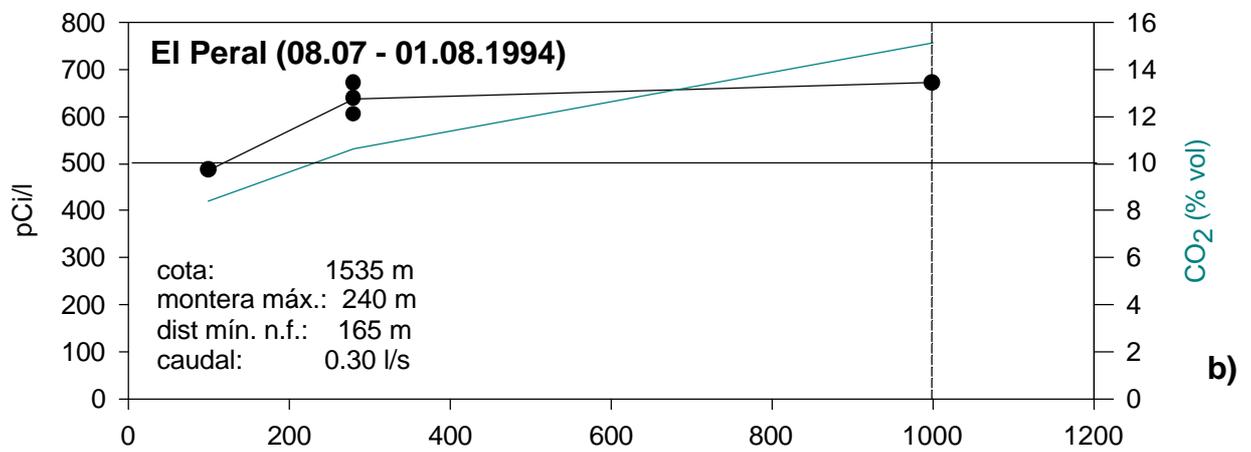
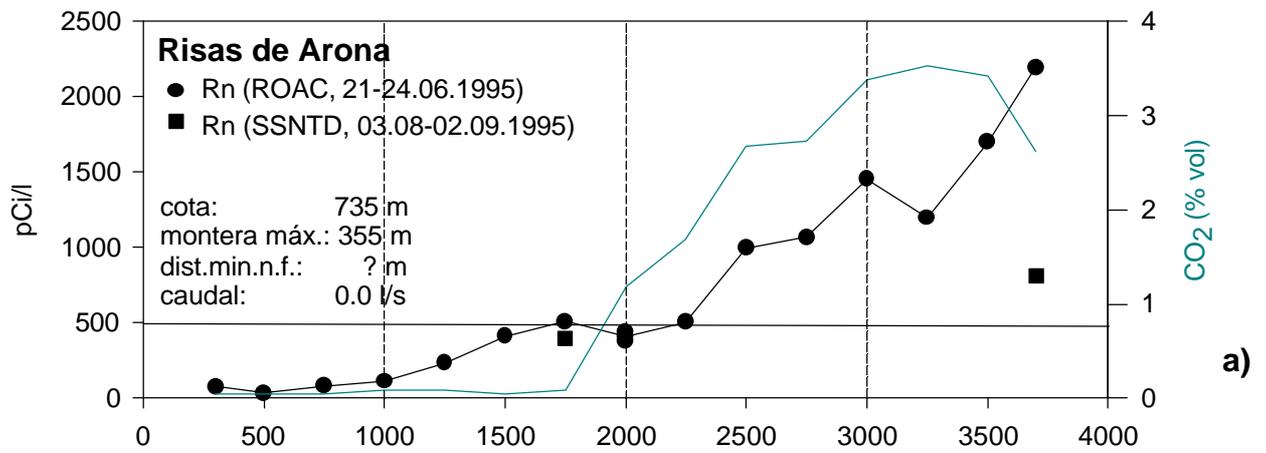


g)

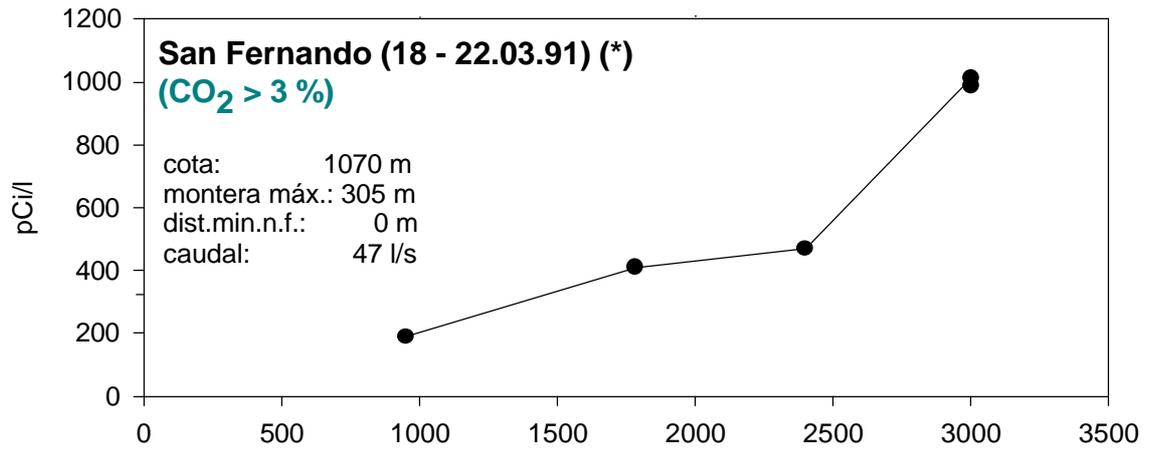


h)

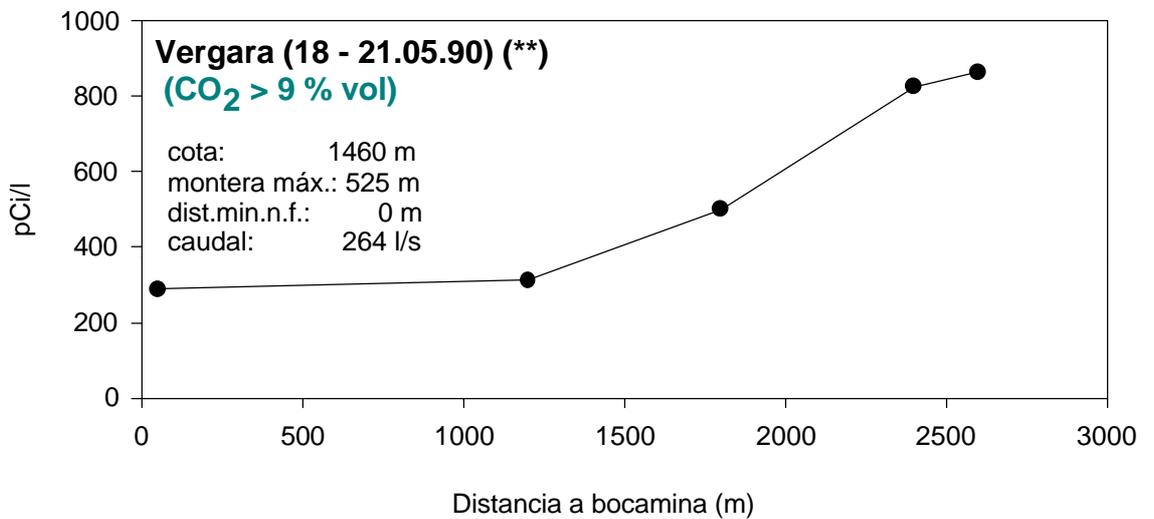
Figs. 5.9: Perfiles de ²²²Rn en galerías excavadas en la Dorsal NE (Zona B) (RD = Ramal Derecho, RI = Ramal Izquierdo)



Figs.: 5.10.: Perfiles de ²²²Rn en galerías excavadas en la Región Central (Zona C) con contenidos anómalos en CO₂

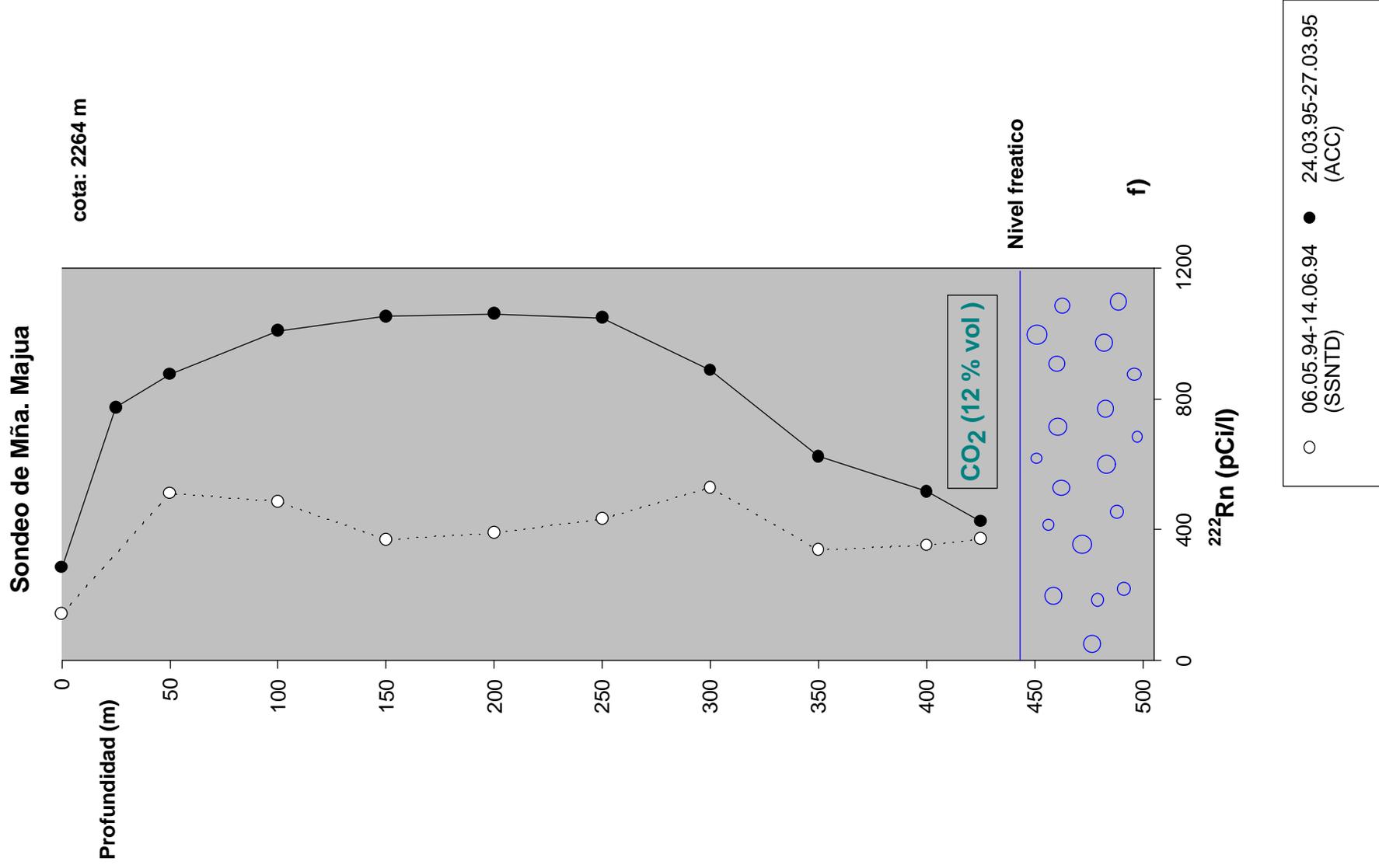


d)



e)

Figs.5.10.: Perfiles de ²²²Rn en galerías excavadas en la Región Central (Zona C) con contenidos anómalos en CO₂. Las medidas de la concentración de CO₂ se realizaron en condiciones dinámicas (con sistema de ventilación artificial) y por tanto indican niveles mínimos. También es posible que las medidas de radón estén afectadas.
(* Modificado de Soler et al., 1991; ** Modificado de Carracedo et al., 1990)



Figs. 5.10.: Perfiles de ²²²Rn en sondeos excavados en la Región Central (Zona C) con contenidos anómalos en CO₂

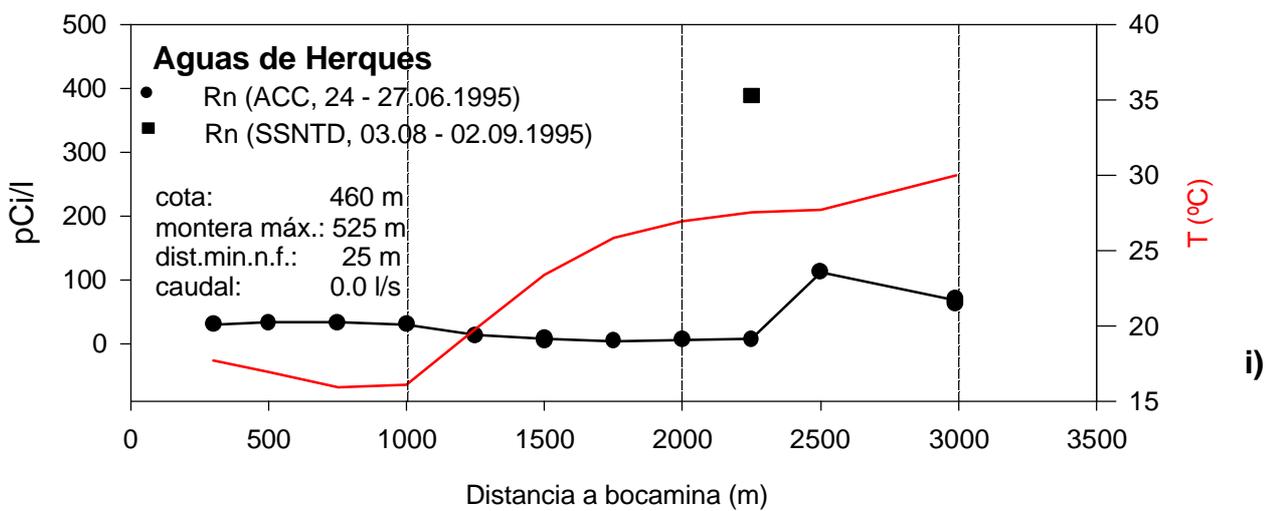
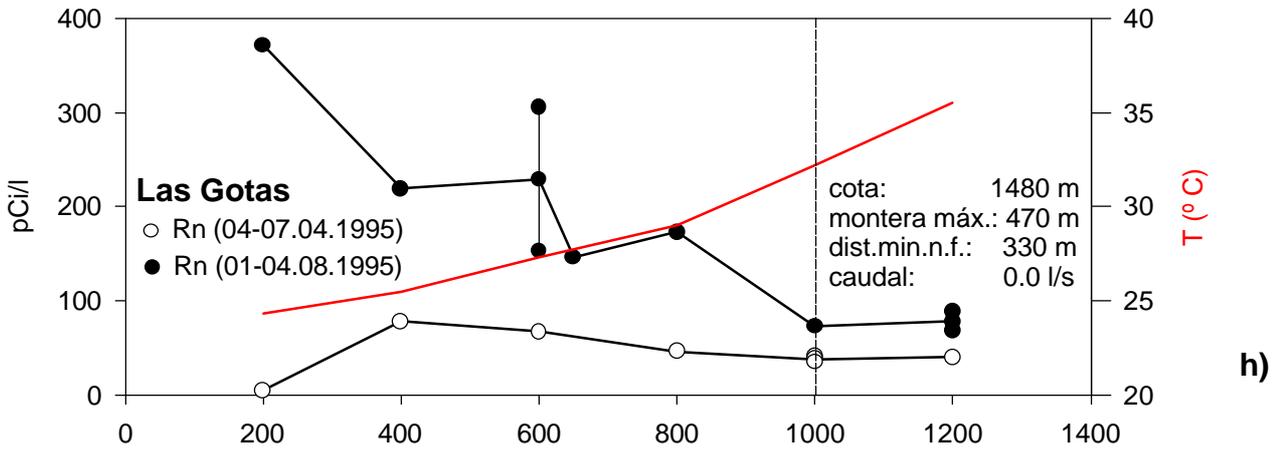
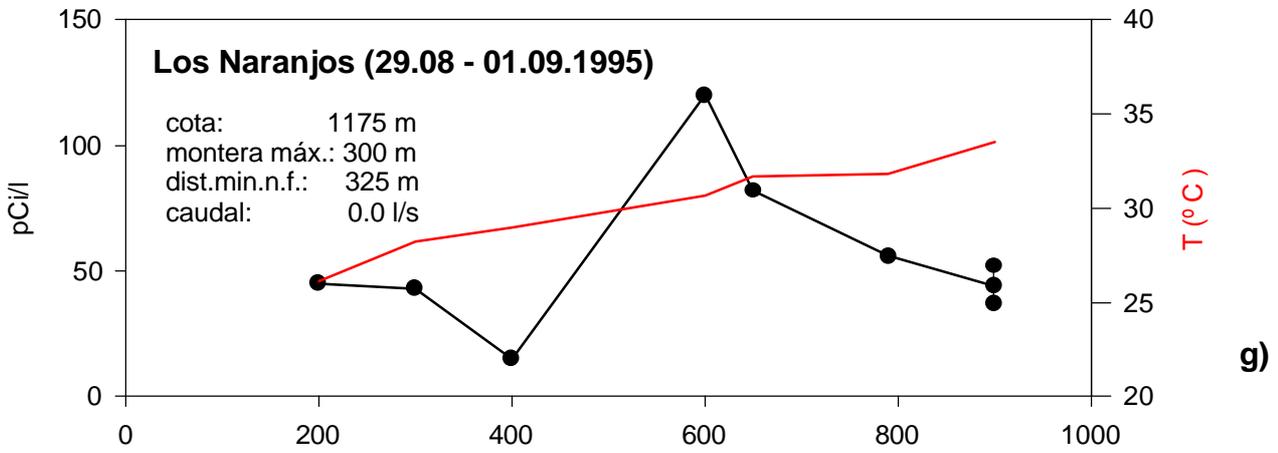
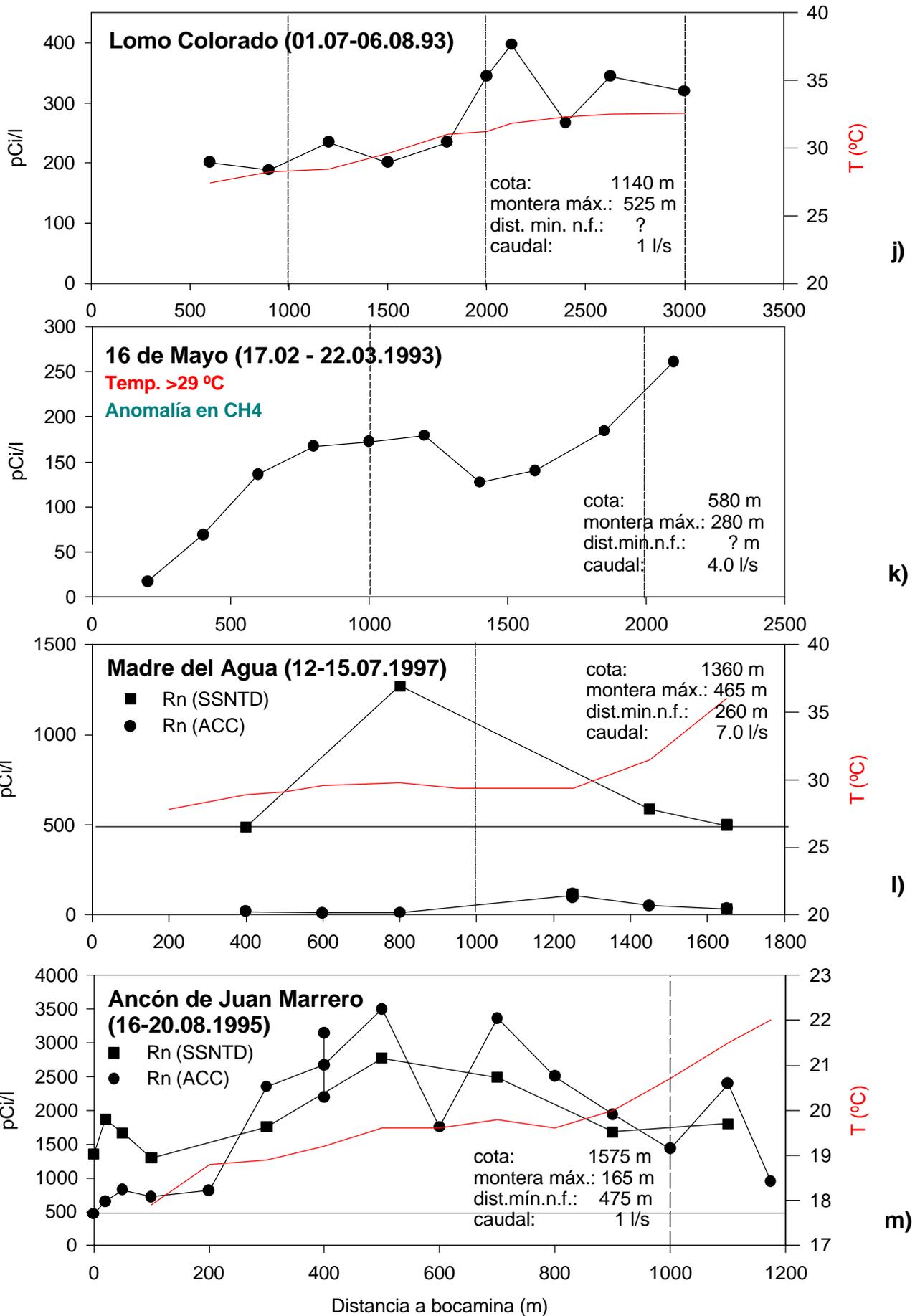


Fig. 5.10.: Perfiles de ^{222}Rn en galerías excavadas en la Región Central (Zona C) con anomalías térmicas. Estos perfiles fueron realizados utilizando detectores de tipo ACC (Activated Charcoal Canisters)

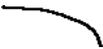


Figs. 5.10: Perfiles de ^{222}Rn en galerías excavadas en la Región Central (Zona C) con anomalías térmicas. Los perfiles fueron realizados utilizando detectores de tipo SSNTD, salvo en Madre del Agua y Ancón de Juan Marrero, donde se contrastaron ambos métodos (SSNTD y ACC) (Ver comentarios en texto)

Por otra parte, las galerías estudiadas en esta zona presentan altos contenidos en CO₂ (Figs. 5.10.a) - f)) y anomalías térmicas (Figs. 5.10.g) - m)), fenómenos que, por otra parte, no se observan conjuntamente, al menos en las galerías muestreadas durante este trabajo. El análisis de las posibles relaciones de la emisión de radón con estas anomalías se expone en los apartados 5.3.5 y 5.3.6 respectivamente.

La Tabla 5.4 resume el número de galerías analizadas en cada zona, el rango de concentraciones de radón y tipos de perfiles encontrados.

Tabla 5.4 : Rango de niveles de radón y tipos de perfiles en Los Macizos Antiguos, Dorsal NE y Región Central

Zona	Nº de obras muestreadas	Rango del nivel de radón (pCi/l)	Tipos de perfiles encontrados
Macizos Antiguos (Anaga y Teno)	4	150 - 850	a)  b) 
Dorsal EN	9	25 - 1260	a)  c) 
Zona Central	14	130 - 3800	a)  c) 

En general, y aunque las zonas de emisión anómala están ampliamente distribuidas en gran parte del edificio insular, se pueden hacer las siguientes observaciones :

- Existe una tendencia a un aumento en la frecuencia e intensidad de las anomalías desde zonas periféricas hacia la zona central, con niveles más bajos en los Macizos Antiguos, intermedios a lo largo de la Dorsal NE y altamente anómalos en la Región Central. Esta distribución coincide, *grosso modo*, con la progresión en edad del vulcanismo, siendo los niveles de radón más altos en zonas de vulcanismo reciente, y

especialmente, en zonas donde aún existen manifestaciones de actividad volcánica residual. La relación con estos factores así como con características litológicas y estructurales serán analizadas en el apartado 5.3

- Por otra parte, en la Dorsal NE se observa un desplazamiento de las principales anomalías hacia la vertiente norte respecto al eje topográfico de la dorsal.

5.2 VARIACION TEMPORAL DEL GAS RADON

La concentración de radón en un determinado lugar puede variar a lo largo del tiempo debido a cambios en las condiciones atmosféricas (precipitación, variaciones en la temperatura y/o presión atmosféricas, humedad del suelo, viento, etc.) (Shapiro et al., 1980 ; Schery y Petschek, 1983 ; Schery et al., 1984 ; Owczarski et al., 1990 ; Schumann et al., 1992) o por cualquier proceso que induzca un cambio en el estado de esfuerzos del terreno o modifique la porosidad y/o el volumen de grietas y fisuras, tales como la actividad sismo-tectónica (Mogro-Campero y Fleischer, 1977 ; King, 1980 ; Teng, 1980 ; Sugisaki et al., 1983), la actividad volcánica y sismo-volcánica (Baubron et al., 1990, 1991 ; Connor et al., 1996 ; Heiligmann et al., 1997) o la deformación del edificio volcánico (Thomas et al., 1986 ; Badalamenti et al., 1993).

El conocimiento del rango de las oscilaciones temporales de los niveles de radón en una determinada zona volcánica durante periodos de calma eruptiva es fundamental para la posterior identificación de posibles variaciones precursoras de actividad volcánica

Según esto, en este trabajo se realizó un estudio de la variación temporal del radón mediante el seguimiento de largo periodo (años) de la concentración del gas, tanto en superficie como en el subsuelo, a fin de caracterizar las oscilaciones del fondo y estudiar el comportamiento temporal en zonas anómalas en periodos de calma eruptiva, como es el actual.

El seguimiento se llevó a cabo a escala regional en 13 estaciones en superficie y 15 en el subsuelo, estas últimas en 5 galerías y 3 sondeos, empleando detectores de tipo SSNTD con periodo de integración de un mes, durante tres años en los registros más largos y de un año en los más cortos. La relación de datos obtenidos figura en los Anexos IIIa y IIIb para las estaciones de superficie y del subsuelo respectivamente.

La elección de estas estaciones se hizo tratando de cubrir una amplia gama de situaciones en cuanto a nivel de radón (tanto zonas anómalas como valores considerados como fondo), contexto volcano-tectónico (edificio Teide, dorsales, borde de pared, zona intracaldera, zonas de vulcanismo reciente y macizos antiguos), zonas de elevado gradiente térmico, presencia de anomalías en CO₂, y localización geográfica (amplio rango de cotas y extensión cubierta). En el caso de galerías con anomalías ², se realizó también un seguimiento de la temperatura y de la concentración de dicho gas.

Además, con el objeto de estudiar posibles fluctuaciones de corto periodo, se hizo un estudio a escala local de la zona de máxima anomalía detectada en el estudio de la variación espacial. En esta zona se llevó a cabo un estudio tridimensional de la variación espacio - temporal de la anomalía, mediante la realización en superficie y en el subsuelo, de una prospección de alta densidad y el seguimiento de la concentración de radón con periodos de integración cortos (2-4 días). Estos datos figuran en los Anexos IV (prospección) y Va y Vb (seguimiento de corto periodo en superficie y subsuelo respectivamente).

Las Tablas 5.5 y 5.6 resumen los datos de localización, litología y periodo en el que estuvieron operativas cada una de las estaciones. La localización de las mismas aparece en las Figuras 5.11 y 5.12.

Las series temporales obtenidas se compararon con los datos meteorológicos y sísmicos durante el periodo de observación. El análisis respecto a estas variables se expone en el apartado 5.3.

En los siguientes apartados se exponen los resultados desglosados en tres puntos principales: variación temporal en superficie, variación temporal en el subsuelo y análisis

Tabla 5.5 : Estaciones de seguimiento en superficie

			Cota (m)	Periodo de seguimiento
Rn-0	Flanco Sur del Edif. Cañadas	3	1800	En 93 - En 95
Rn-1	Flanco Sur del Edif. Cañadas	2	1650	En 93 - Dic 95 Jul 95 - Dic 95 (*)
Rn-1-bis	Flanco Sur del Edif. Cañadas	2	1680	Jul 95 - Dic 95 (*)
Rn-2	Dorsal NO, próximo a T-PV	3	1510	En 93 - Dic 95
Rn-3	Dorsal NO, próximo a T-PV	3	1700	En 93 - En 95
Rn-4	Flanco SO del Edificio Cañadas	2	2175	En 93 - Dic 95
Rn-5	Interior de Caldera	5	2110	En 93 - Dic 95
Rn-6	Interior de Caldera	4	2120	En 93 - En 95
Rn-7	Borde de la Pared de la Caldera	2	2300	En 93 - Dic 95
Rn-8	Dorsal NE, próximo al borde de Caldera	3	2270	En 93 - En 95
Rn-9	Interior de Caldera	4	2050	En 93 - Dic 95
Rn-10	Interior de Caldera	5	2150	En 93 - En 95
Rn-11	Dorsal NE, próximo al borde de Caldera	4	1840	En 93 - En 95
Rn-12	Interior del cráter del Teide	4	3700	En 93 - En 95

(*) Seguimiento de corto periodo (3-4 días)

Litología : 1 (Series Basálticas Antiguas) ; 2 (Serie Cañadas) ; 3 (Series Basálticas Recientes) ; 4 (Complejo volcánico Teide-Pico Viejo) ; 5 (Sedimentos)

Tabla 5.6 : Estaciones de seguimiento en el subsuelo

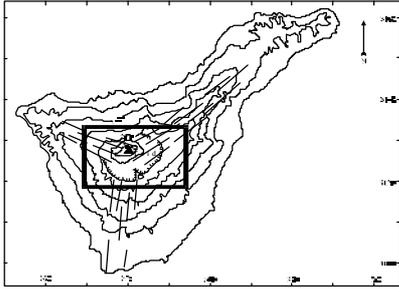
	Obra	Localización	Cota (m)	Distancia a bocamina (m)	Profundidad (montera) (m)	Distancia estimada al nivel freático (m)	Litología	Periodo de seguimiento
M1275S M2150IS	El Monte (G)	Zona A	330	1275 2150	300 490	? ?	1 1	Dic 93-Dic 95 Dic 93-Dic 95
MM425S	Mña. Majúa (S)	Zona C	2264	425	425	22	Entubado	My94-My 95
LC1500S LC2125S	Lomo Colorado (G)	Zona C	1140	1500 2125	185 335	340 190	4 4	Ag 93-Dic 95 Ag 93-Dic 95
PE100S PE280S	El Peral (G)	Zona C	1535	100 280	40 90	310 275	2 2	Feb 93-Dic 94 Feb 93-Dic 95
GZ120S	Guaza (S)	Zona C	150	120	120	pocos metros	?	Jun 94-Jun 95
JM200S (*) JM400S (*) JM600S (*) JM800S (*) JM1000S (*) JM1174S (*)	Ancón de Juan Marrero (G)	Zona C	1575	200 400 600 800 1000 1174	15 65 110 140 165 165	560 540 510 500 490 475	2 2 2 2 1 1	Jul 95-Nov 95 Jul 95-Dic 95 Jul 95-Nov 95 Jul 95-Nov 95 Jul 95-Nov 95 Jul 95-Dic 95
BT1400S BT1600S BT2020S	Beltranes (G)	Zona B	120	1400 1600 2020	130 145 180	15 0 0	3 3 3	Sep 93-Jul 95 Jul 95-Dic 95 Sep 93-Dic 95
GU90S	Güímar	Zona B	110	90	90	20	?	May 94-Ab

	(S)							96
C520IS	Cazme	Zona B	1650	520	170	795	3	Nov 93-Ab
C800IS	(G)			800	320	725	3	94
C1071IS				1070	495	675	3	Dic 93-Dic 95 Ab 94-Dic 95

(G) Galería ; (S) Sondeo

(*) Estación de seguimiento de corto periodo (3-4 días)

Litología: 1 (Series Basálticas Antiguas); 2 (Serie Cañadas); 3 (Series Basálticas Recientes); 4 (Complejo volcánico Teide-Pico Viejo); 5 (Sedimentos)



Estudio de la variación temporal del gas ^{222}Rn - Superficie

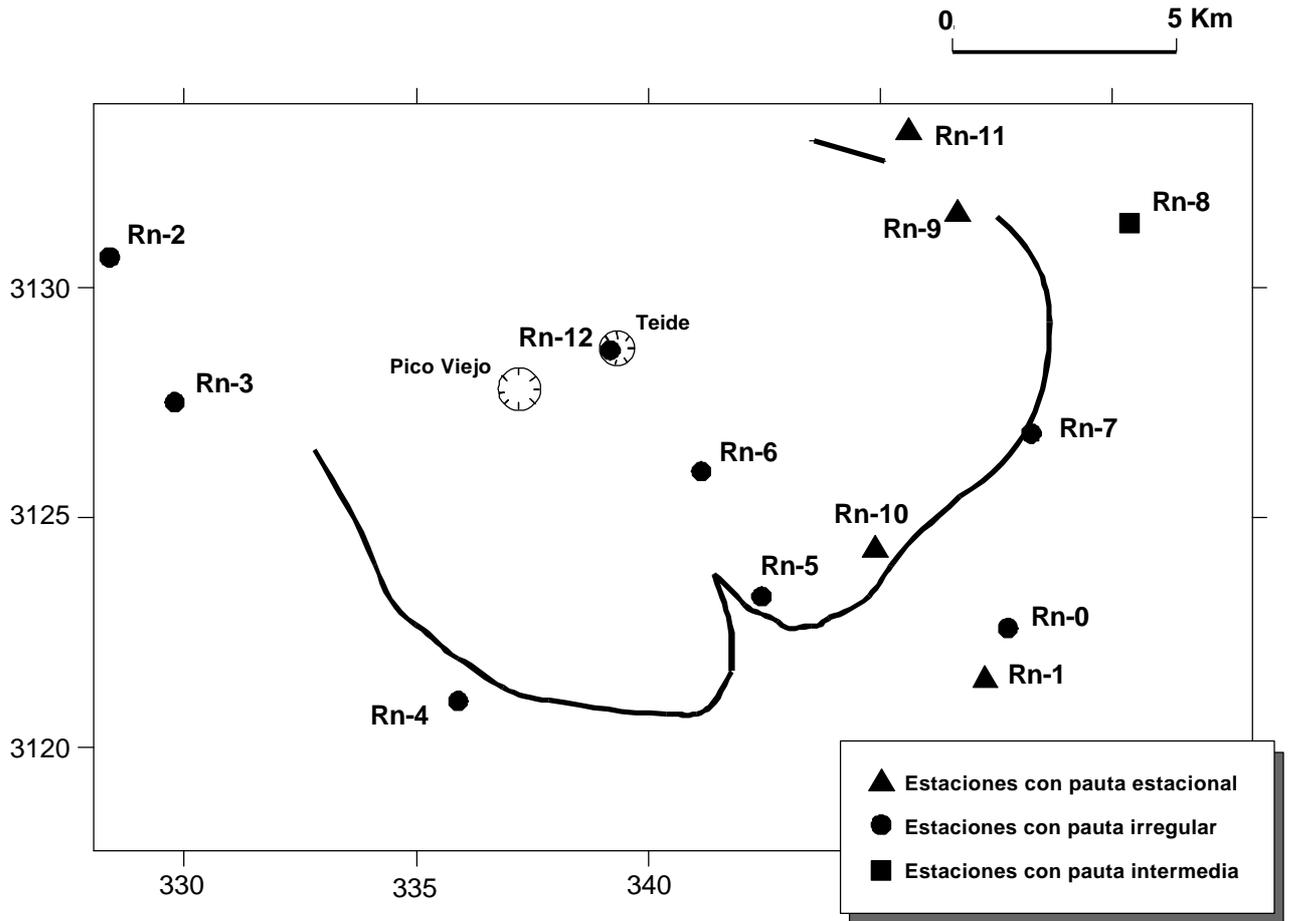


Fig. 5.11.: Mapa de localización de las estaciones de seguimiento en superficie. Los símbolos indican las distintas pautas de comportamiento temporal observadas durante el periodo de seguimiento.

Estudio de la variación temporal del gas ^{222}Rn - Subsuelo

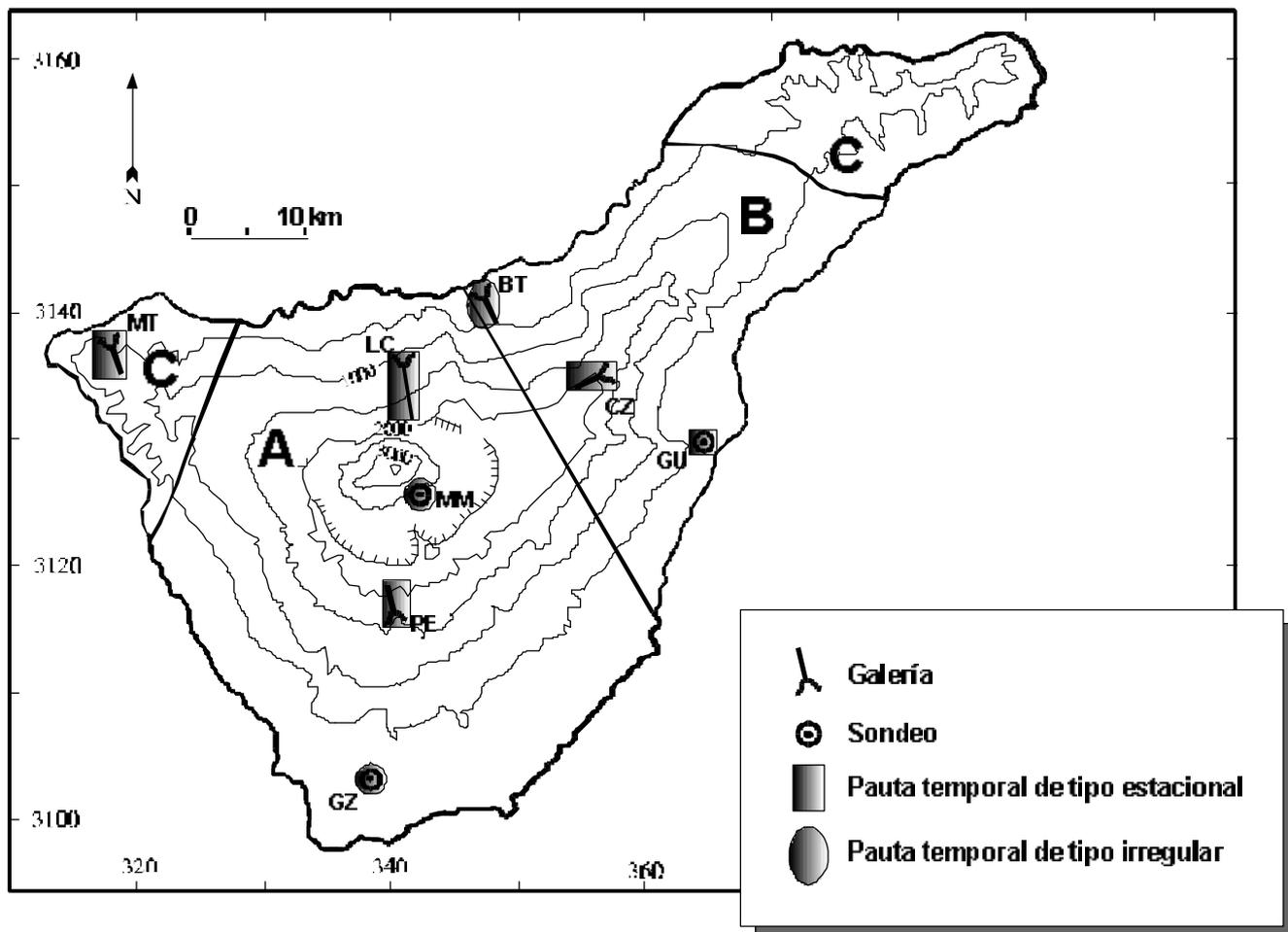


Fig. 5.12: Localización de las galerías y sondeos en las que se llevó a cabo el seguimiento en el subsuelo. Igual que en las estaciones de superficie, se observan dos tipos de comportamiento temporal: estacionales e irregulares.

5.2.1 Variación temporal en superficie

En superficie el seguimiento se hizo en 13 estaciones, todas operativas durante dos años, y solamente en 6 de ellas se continuó durante un año más. El cambio de detectores se realizaba al inicio de cada mes, aunque en la estación del cráter del Teide fue algo más irregular debido a que en ocasiones las condiciones climáticas (viento, nieve) dificultaban el acceso al cono.

En los gráficos de las Figs. 5.13 A y B se han representado los registros obtenidos. Estos aparecen agrupados en base al tipo de serie temporal que presentan y el nivel medio de radón durante el periodo de seguimiento. La escala temporal en el eje de abscisas indica el número de día (asignando el día medio durante el periodo de integración) de cada medida contado a partir del 1 de enero de 1993. Se indica además, el nombre y la cota de cada estación.

Básicamente se observan dos tipos de comportamiento temporal: Series temporales con pauta de tipo estacional y pautas de tipo irregular. Los niveles medios de radón varían de unas estaciones a otras independientemente del tipo de comportamiento.

La mayor parte de las estaciones (Rn-0, Rn-2, Rn-3, Rn-4, Rn-5, Rn-6, Rn-7 y Rn-12) son de tipo irregular o no sistemáticas, mientras que sólo cuatro (Rn-1, Rn-9, Rn-10 y Rn-11) muestran pautas claramente de tipo estacional, con máximos en verano y mínimos en invierno. La estación Rn-8 se podría considerar como de carácter intermedio entre uno y otro tipo.

En las series temporales con pauta de tipo estacional (Figs 5.13-A), las variaciones de largo periodo (un año) son más amplias y se superponen a fluctuaciones relativas de periodo más corto (mensuales). El rango de variación oscila entre dos órdenes de magnitud (19 - 2044 pCi/l) en el caso más extremo (Rn-1) y uno (59 y 235

En las series temporales de tipo irregular (Figs. 5.13-B) las variaciones en el nivel de radón no parecen ser debidas a cambios en parámetros ambientales externos (ver apartado 5.3.7), y en principio podrían ser consideradas como fluctuaciones del nivel de fondo, más altos (niveles medios entre 400 y 700 pCi/l) en las estaciones Rn-0, 4, 7 y 12, intermedios en la Rn-5 (media de 175 pCi/l) y bajos (media inferior a 50 pCi/l) en las estaciones Rn-2, 3 y 6.

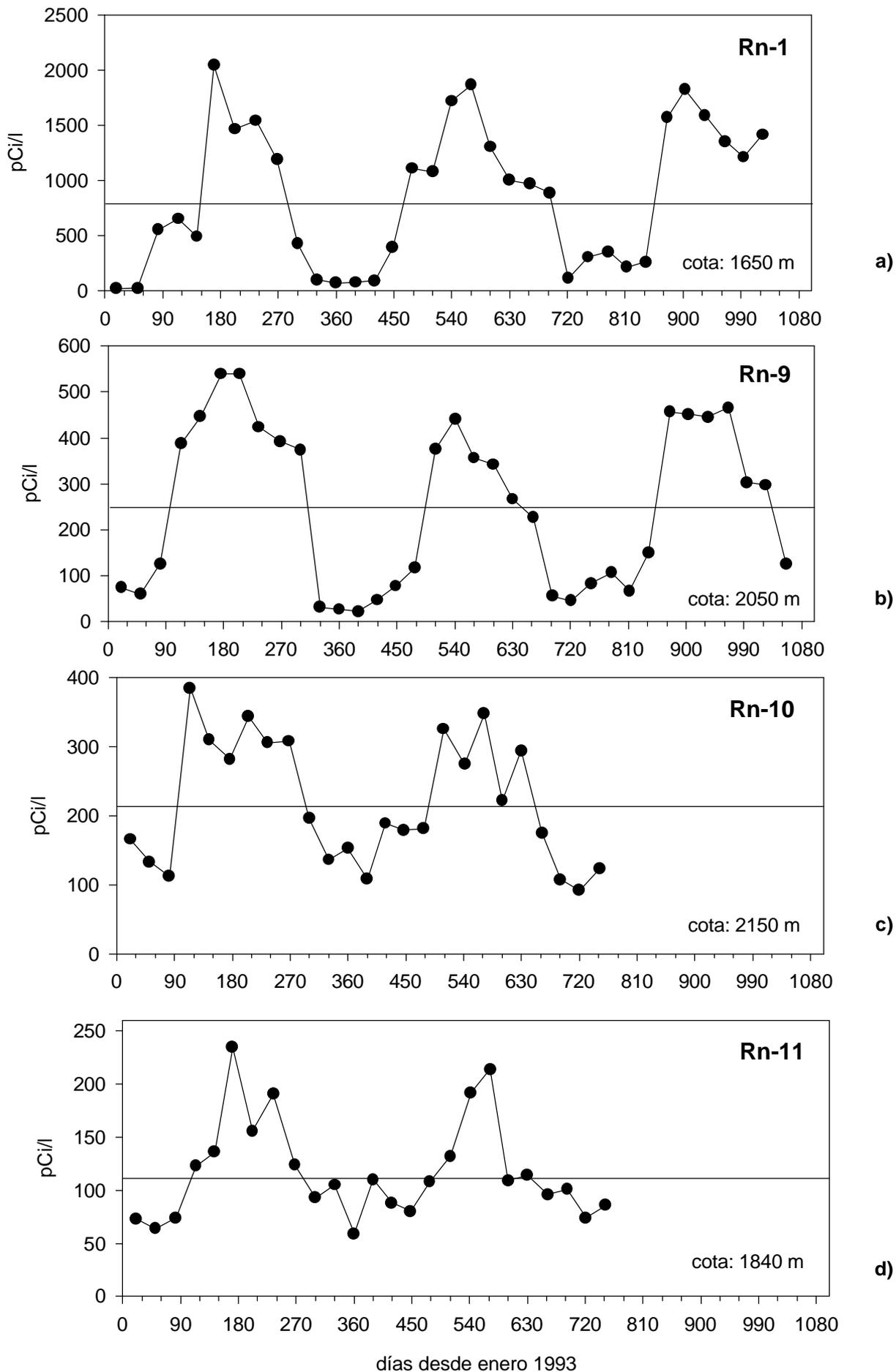
Sin embargo, las siguientes observaciones, sugieren que no se trata solamente de fluctuaciones del nivel de fondo de cada estación:

- En las estaciones Rn-2 y 3 (Figs. 5.13-B.a) y b)), situadas sobre la Dorsal NO y distantes unos 4 km, presentan bajos niveles de radón (media inferior a 50 pCi/l) pero durante el periodo de observación se registraron en mayo de 1993 y agosto de 1994, dos picos coincidentes en ambas estaciones, de magnitud superior a 5 y 2 veces el fondo medio respectivamente.

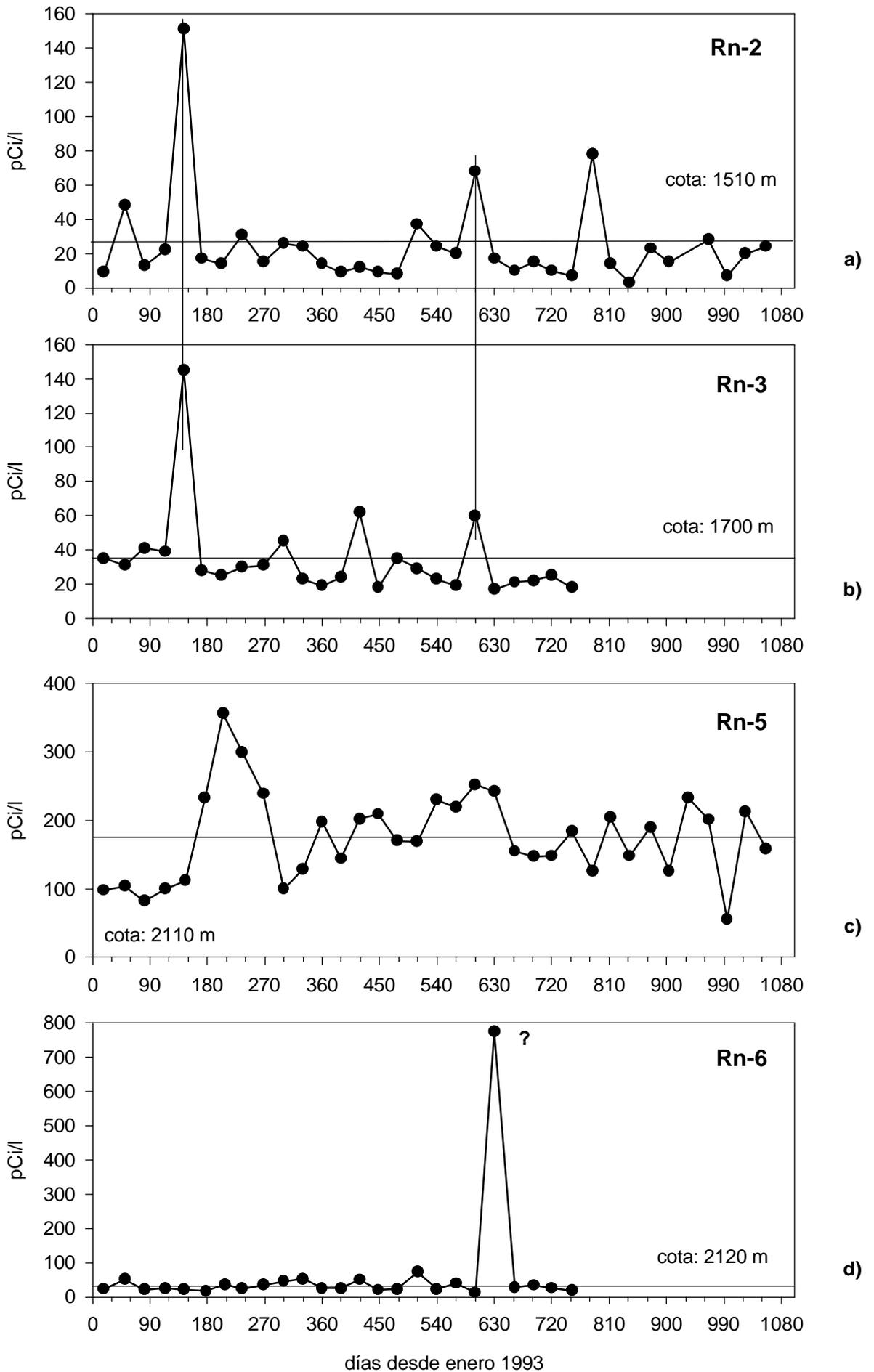
- En la estación Rn-5 (Fig. 5.13-B.c)) se registra un máximo de amplitud dos veces el fondo y cuatro meses de duración, permaneciendo luego con poca variación relativa durante los tres años de seguimiento.

- La estación Rn-12 (Fig. 5.13-B.h)), situada próxima a las fumarolas del cráter del Teide, presenta este tipo de comportamiento, con un nivel medio próximo a los 400 pCi/ y fluctuaciones muy fuertes e irregulares. En este caso, parece evidente que el régimen de emisión de fluidos en las fumarolas debe afectar al nivel de radón, y por tanto, estas fluctuaciones pueden estar reflejando en alguna medida, cambios en el sistema volcánico interno.

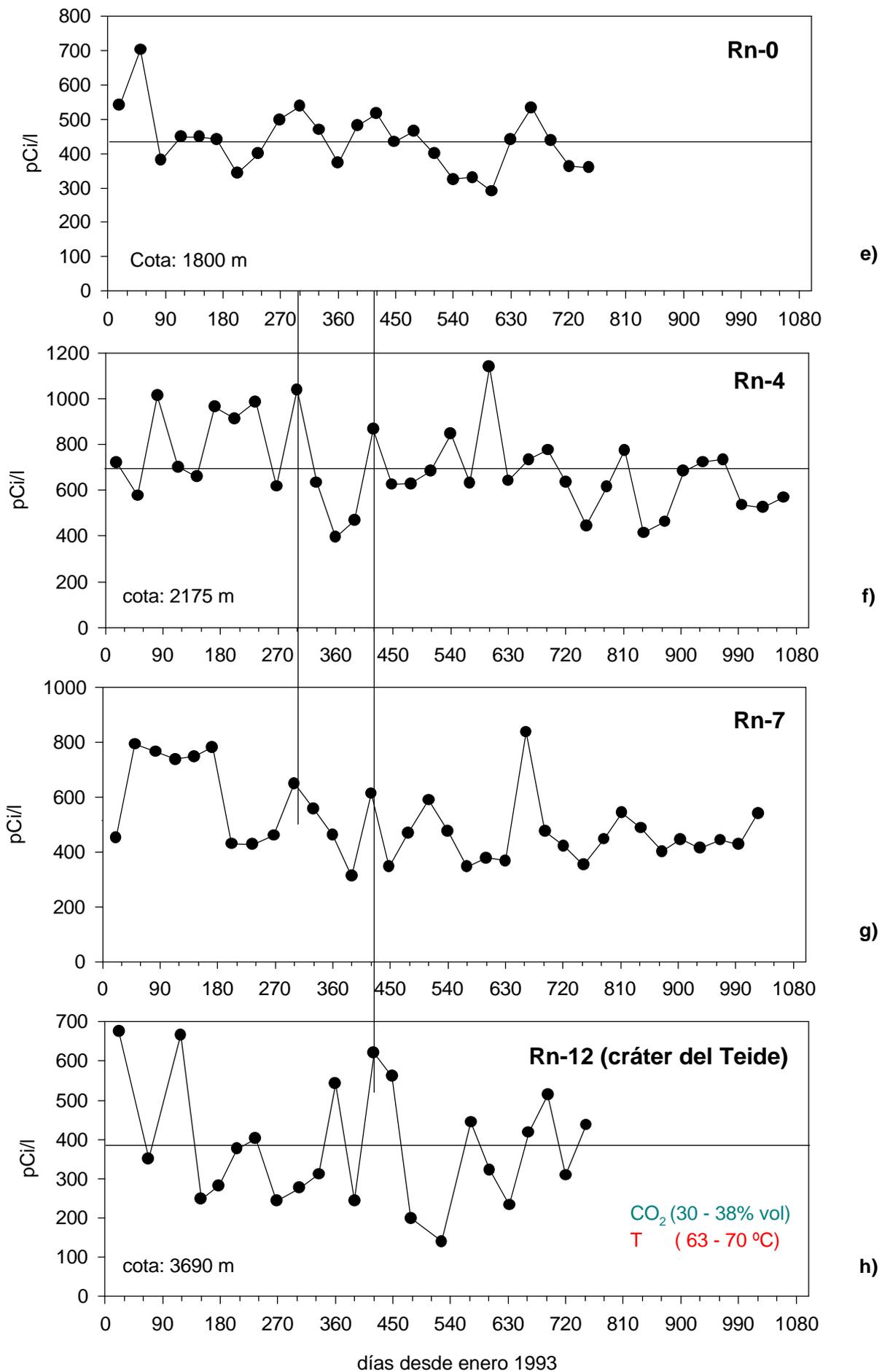
- La ocurrencia de picos en otras estaciones sincrónicos con las del cráter (Figs. 5.13-B), a veces hasta en cinco estaciones, distantes varios kms, (p. ej. máximos en



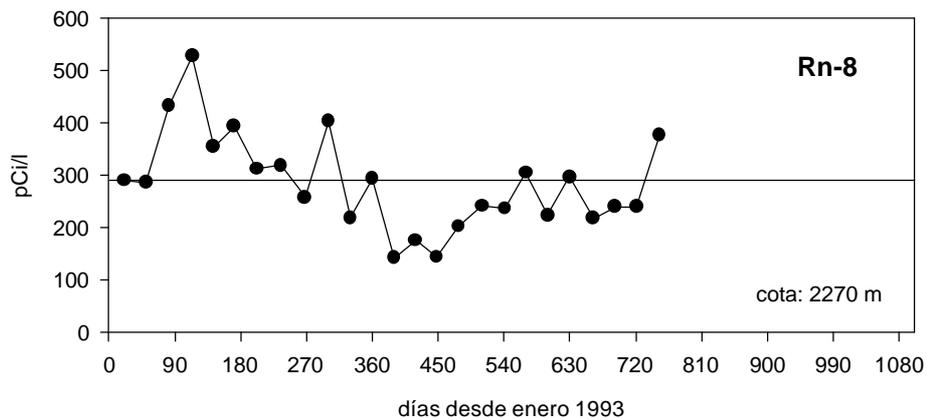
Figs. 5.13-A): Series temporales de tipo estacional. Las líneas horizontales indican el nivel medio de ^{222}Rn durante el periodo de seguimiento en cada estación.



Figs. 5.13.B): Series temporales de tipo irregular y bajos niveles medios de ^{222}Rn . Las líneas verticales señalan picos sincrónicos. El pico señalado en la estación Rn-6 pudiera tratarse de un error analítico (ver comentarios en el texto)



Figs. 5.13-B): Series temporales de tipo irregular y niveles medios de ^{222}Rn altos
 Las líneas verticales señalan picos sincrónicos en varias estaciones



i)

Figs. 5.13.B): Serie temporal de carácter intermedio entre las de tipo estacional y las irregulares

Febrero de 1994 en las estaciones Rn-3, Rn-4, Rn-7, Rn-0 y Rn-12) y no correlacionables con cambios meteorológicos (ver apartado 5.3.7), sugieren que dichas fluctuaciones podrían reflejar procesos internos a escala regional, posiblemente ligados

En la estación Rn-6 (Fig. 5.13-B.d)) se registraron siempre niveles muy bajos durante los dos años de seguimiento, en general inferiores a 70 pCi/l, pero en septiembre de 1994 se registró un máximo de más de 700 pCi/l. Dado lo anómalo de este dato y el que no se observase ninguna variación significativa ese mes en otras estaciones, pensamos que puede tratarse de un error en el análisis del detector.

Estudiando la distribución de las estaciones que muestran un tipo u otro de comportamiento (Fig. 5.11) y las características de los materiales en los que están situadas (Tabla 5.5), no se observa ninguna relación con la localización geográfica ni con las características del terreno o las condiciones climáticas locales. Así por ejemplo, la estación Rn-1, de tipo estacional, está situada en materiales con características litológicas (composición, granulometría, permeabilidad) muy parecidas a las de las estaciones Rn-4 y Rn-7 de tipo irregular, las tres están situadas en el mismo contexto (flanco sur del Edificio Cañadas) y bajo condiciones climáticas similares (ver apartado 5.3.7), sin embargo, el comportamiento es completamente diferente. En cambio, dicha estación se

comporta del mismo modo que las estaciones Rn-9 y 10, situadas en el interior de la Caldera y a mayor distancia que las anteriores, en materiales diferentes y bajo una climatología local más extrema.

Por tanto, aunque se desconoce las causas que condicionan la aparición de un determinado tipo de comportamiento, lo que parece evidente es que su ocurrencia es independiente de las condiciones climáticas locales y de las características del terreno (composición, permeabilidad y granulometría local). Esto podría indicar la existencia de un control a escala regional (megapermeabilidad ?) sobre el flujo de radón en toda el área.

5.2.2 Variación temporal en el subsuelo

En el subsuelo se llevó a cabo un seguimiento en 15 estaciones emplazadas en 5 galerías y 3 sondeos, con un número variable de 1 a 3 estaciones por galería y 1 en cada sondeo. Las estaciones de una misma galería están separadas a distancias variables entre 300 y 900 m, y en conjunto cubren un amplio rango de cotas, desde prácticamente 0 m s.n.m. hasta los 1675 en la estación situada en el interior del Sondeo de Mña. Majúa. Las distancias a bocamina varían entre 100 (PE100) y 2150 m (MT2150) y la profundidad máxima alcanzada (distancia a la superficie) fue de 500 m (CZ) (Tabla 5.6)

La elección de las mismas se hizo tratando de cubrir los tres contextos definidos en el estudio de la variación espacial, Macizos Antiguos, Dorsal NE y Región Central (Fig. 5.12), así como las distintas situaciones encontradas en dicho estudio, tanto en relación con el nivel de radón (altos, medios y bajos), como por la presencia de otras anomalías (CO₂ y térmicas).

Así por ejemplo, la galería MT está situada en el Macizo de Teno y presenta niveles de radón medios-bajos ; BT, CZ y GU se sitúan en la Dorsal NE y los niveles de radón son alto, medio y bajo respectivamente, y GZ, PE, MM y LC se sitúan en la

Región Central, de las cuales PE y MM presentan altas concentraciones de CO₂ y LC es anómala en temperatura (> 50 °C).

Los periodos de integración fueron mensuales igual que en las estaciones de superficie, pero debido a dificultades en el acceso, no se pudo comenzar el seguimiento en todas las galerías y sondeos a la vez y con la misma regularidad que en las estaciones de superficie.

Los siguientes gráficos (Figs. 5.14) muestran las series temporales de la concentración de radón en las estaciones de cada galería y/o sondeo. La escala temporal en el eje de abscisas es la misma que la empleada en las de superficie. Se indica además, la cota de la galería o sondeo, la distancia a la entrada de cada estación y el periodo en el que se realizó el seguimiento. En el caso de galerías con altas temperaturas o emisión de CO₂, se llevó a cabo también un seguimiento de estas variables, aunque en este caso, las medidas corresponden a la media de los datos puntuales tomados durante la puesta y retirada de los detectores de radón, y por tanto no son comparables.

Por otra parte, igual que ocurre en superficie, las estaciones del subsuelo también presentan dos pautas de comportamiento temporal, estacional e irregular (Figs. 5.14 y Fig. 5.12).

Se observa que sistemáticamente, las estaciones en una misma galería muestran una buena correlación temporal, y en general, las situadas más próximas a bocamina muestran concentraciones más bajas, reflejando un mayor grado de dilución atmosférica que las situadas más hacia el interior. En este sentido, la galería CZ (Fig. 5.14.b) presenta un comportamiento anómalo, pues se alcanzan niveles algo más altos en la estación situada a 800 m de bocamina que en la de 1071 m.

A diferencia de las de superficie, la pauta predominante en el subsuelo es de tipo estacional, con un carácter bastante marcado en las galerías de PE, CZ, LC y en el sondeo GU, y menos definido en las de la galería MT. Las concentraciones medias de

radón son variables ($60 \text{ pCi/l} < \text{media} < 300 \text{ pCi/l}$) e igual que en superficie, presentan mínimos en invierno y máximos en verano.

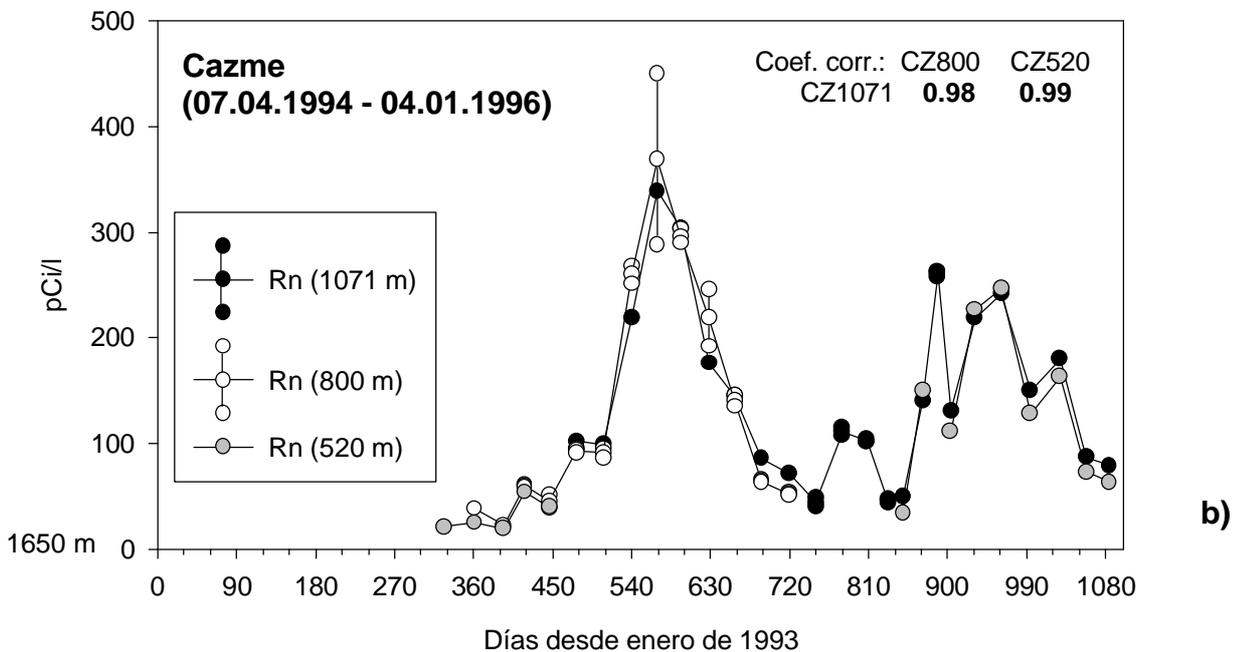
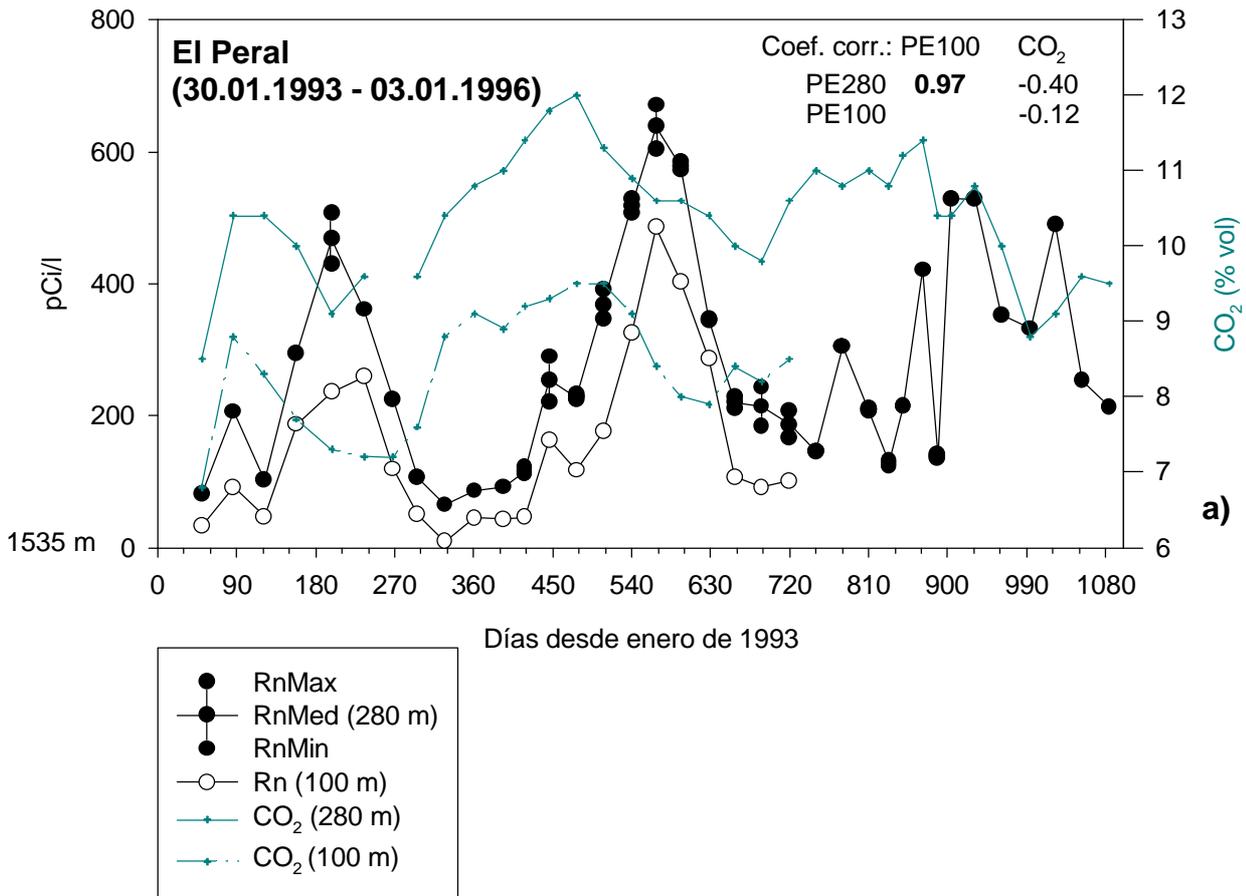
La galería BT y el sondeo MM (Figs. 5.14 g) y h)) son de tipo irregular y ambas presentan concentraciones medias de radón más altas ($450 \text{ pCi/l} < \text{media} < 650 \text{ pCi/l}$) que las de tipo estacional.

Tampoco en el subsuelo ha sido posible determinar porqué se dan las pautas de tipo irregular y ni qué factores son los que condicionan la ocurrencia de un determinado tipo de comportamiento. Aunque en el apartado 5.3.4 se discute su posible relación con el sistema hidrológico subterráneo, la aparición de pautas de tipo irregular en estaciones situadas en zonas geográficas (y climáticas) y muy diferentes, (BT en zona costera a 120 m s.n.m. y MM en el interior de la Caldera a 2100 m de altitud) es de difícil explicación.

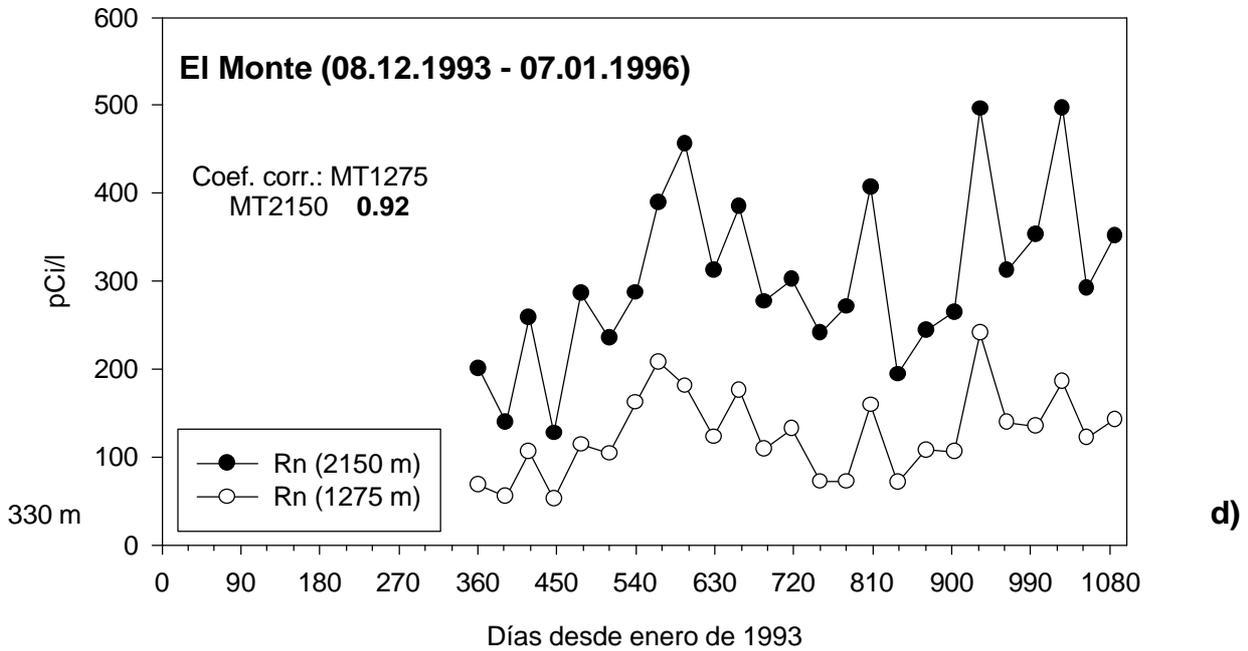
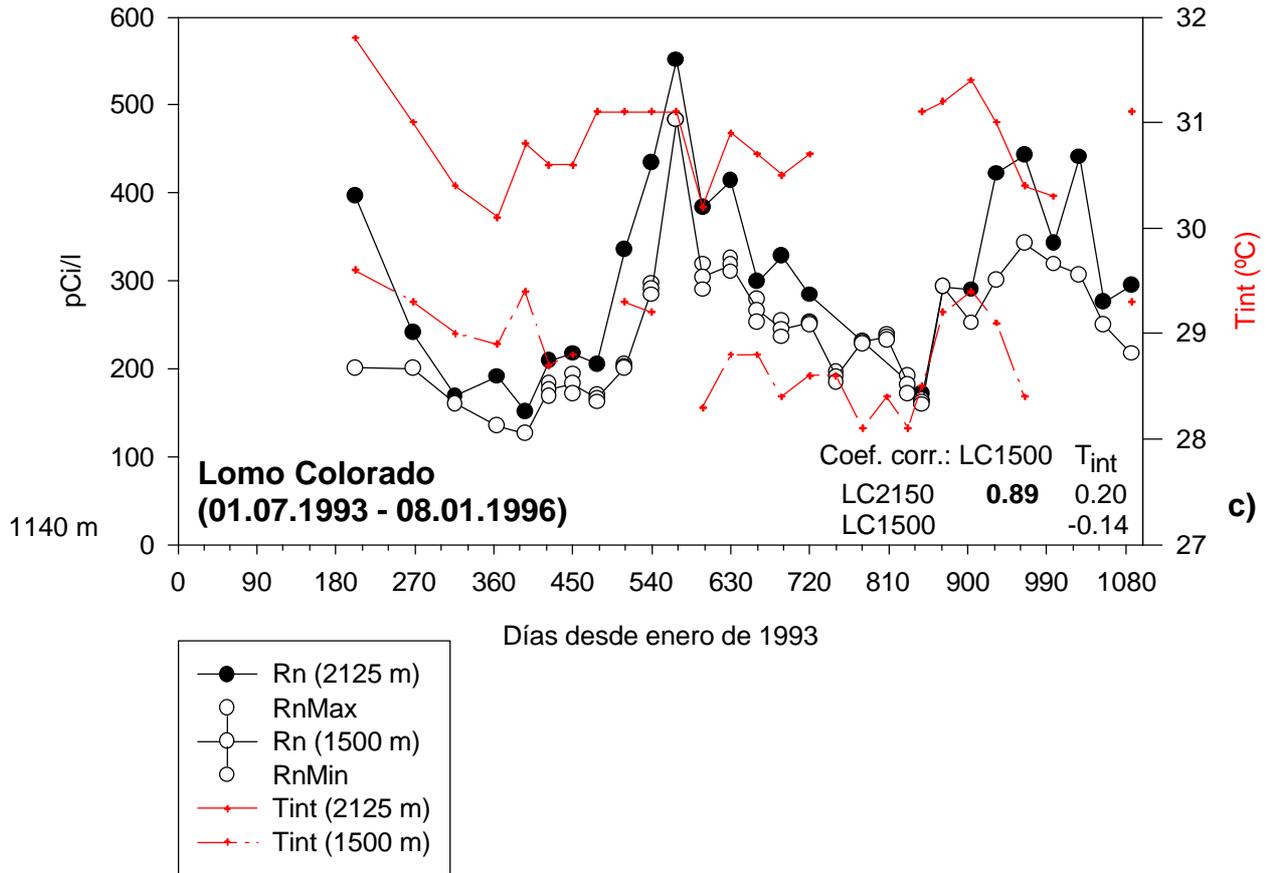
La Tabla 5.7 resume, los parámetros estadísticos básicos de cada una de las estaciones y la relación entre la desviación típica y la media, ésta última como indicativa de la amplitud de variación. Se han ordenado según su emplazamiento en superficie o en el subsuelo y según el tipo de pauta temporal y concentración media durante el periodo

En general, los niveles medios y los rangos de variación son más altos en las estaciones de seguimiento de superficie que en el subsuelo.

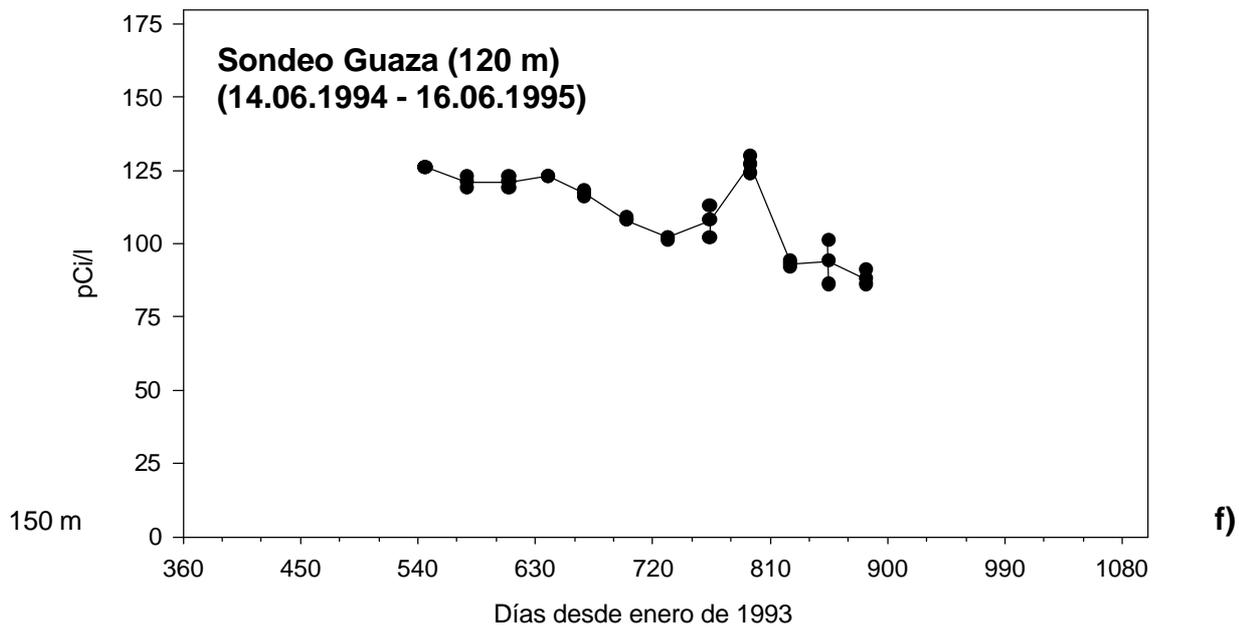
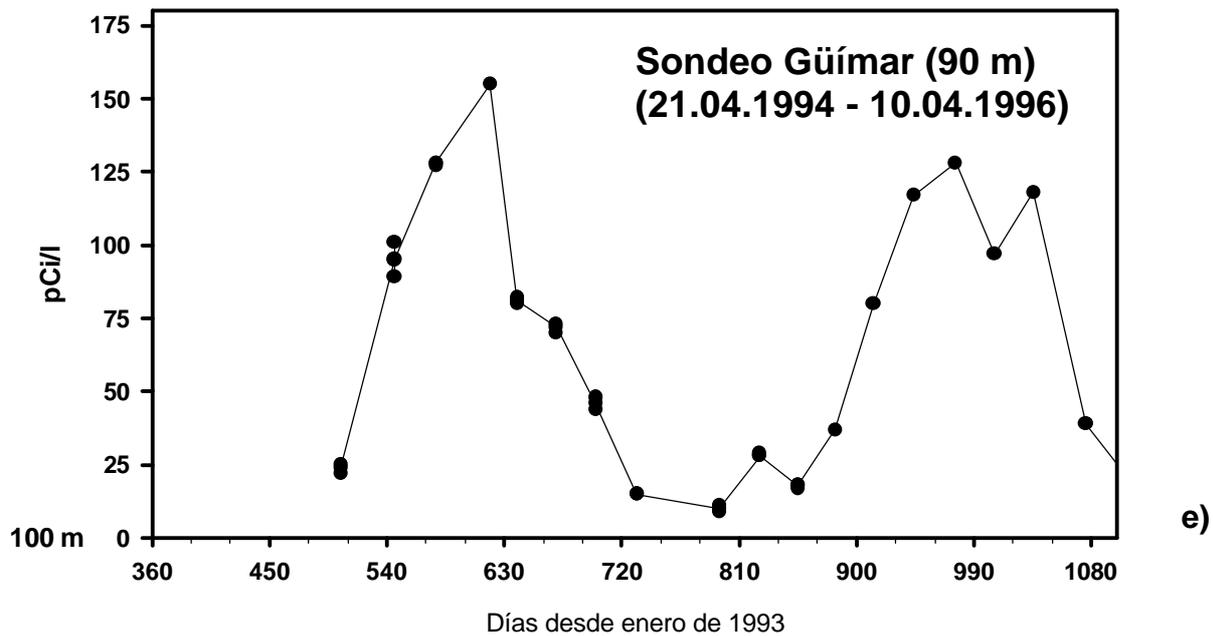
También la relación entre la desviación típica y la media en las estaciones de superficie es en general algo más alta que en las del subsuelo, y dentro de estas últimas, en las estaciones de una misma galería, este índice (desv. típ. / media) decrece sistemáticamente con la distancia a la bocamina.



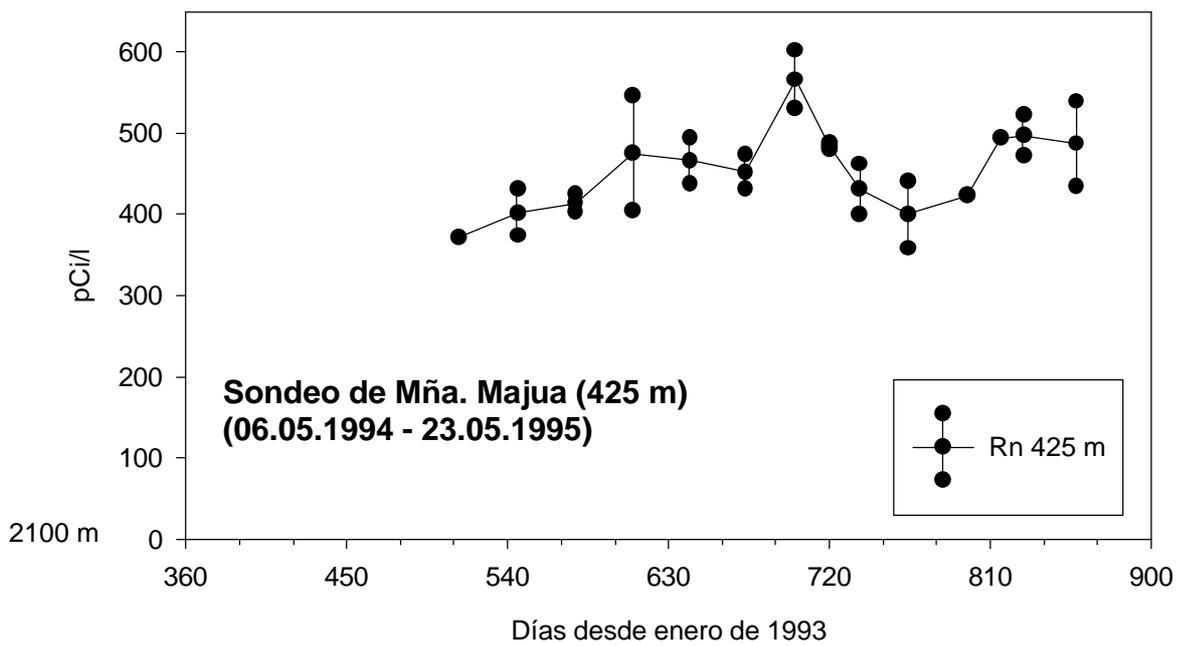
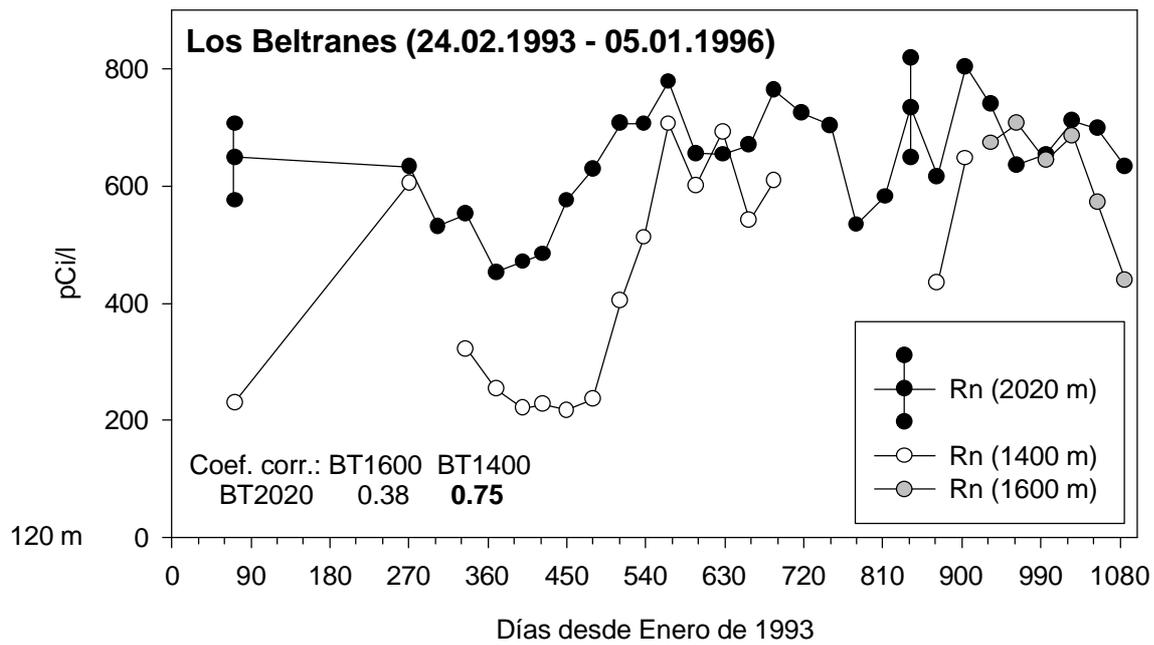
Figs. 5.14: Series temporales de tipo estacional en el subsuelo. En una pequeña tabla figuran los coeficientes de correlación entre las estaciones de una misma galería. En la esquina inferior izquierda de cada gráfico se indica la cota de la galería o sondeo. La galería El Peral presenta contenidos anómalos en CO₂ (ver comentarios en el texto)



Figs. 5.14: Series temporales de tipo estacional en el subsuelo. La galería Lomo Colorado es anómala en temperatura (ver comentarios en el texto)



Figs. 5.14.: Series temporales en el subsuelo, de tipo estacional en el sondeo de Güímar e irregular en el de Guaza, ambas con bajos niveles de ^{222}Rn



Figs. 5.14.: Series temporales de tipo irregular y altos niveles de ^{222}Rn

Tabla 5.7: Estaciones de seguimiento: Estadísticos descriptivos (pCi/l)

	<i>N</i>	<i>Mín.</i>	<i>Máx.</i>	<i>Rango</i>	<i>Media</i>	<i>Desv. Típ.</i>	<i>Desv.típ./Media</i>
Superficie							
	389	3	2044	2025	306.19		
<i>Irregulares</i>							
Rn-6	24	12	72	60	31.00	14.19	0,5
Rn-2	35	3	151	148	27.66	32.09	1,2
Rn-3	25	17	145	128	34.60	25.93	0,8
Rn-5	36	55	356	301	175.72	63.40	0,4
Rn-8	25	143	528	385	285.64	91.99	0,3
Rn-12	24	140	675	535	383.21	149.39	0,4
Rn-0	25	290	702	412	438.08	89.11	0,2
Rn-7	36	312	836	524	511.19	142.74	0,3
Rn-4	36	394	1138	744	693.11	181.82	0,3
<i>Estacionales</i>							
Rn-11	25	59	235	176	117.48	47.09	0,4
Rn-10	25	92	385	293	218.00	90.66	0,4
Rn-9	36	22	539	517	249.19	172.54	0,7
Rn-1	37	19	2044	2025	815.57	633.48	0,8
Subsuelo							
	311	8	803	795	234.45		
<i>Irregulares</i>							
RnGZ-120	12	88	127	39	110,7	13,8	0,1
RnMM-425	14	372	566	194	454,5	51,1	0,1
RnBT-1400	17	217	706	489	438,7	185,8	0,4
RnBT-1600	6	439	707	268	620,0	100,3	0,2
RnBT-2020	29	453	803	350	644,0	91,8	0,1
<i>Estacionales</i>							
RnGU-90	21	8	155	147	62,5	47,5	0,8
RnCZ-520	14	19	247	228	96,8	76,2	0,8
RnCZ-800	13	22	369	347	134,5	113,6	0,8
RnCZ-1071	23	44	339	295	147,1	83,0	0,6
RnMT-1275	25	52	241	189	125,8	48,7	0,4
RnMT-2150	25	127	497	370	303,1	97,1	0,3
RnPE-100	22	9	486	477	155,4	128,7	0,8
RnPE-280	36	65	638	573	278,1	158,2	0,6
RnLC-1500	29	126	483	357	241,1	75,8	0,3
RnLC-2125	25	151	551	400	311,3	104,6	0,3

Estas diferencias se interpretan como indicativas de distintos grados de afección de parámetros externos, con una mayor influencia en las estaciones de superficie que en las del subsuelo, y dentro de éstas, mayor cuanto menor sea la distancia a la bocamina.

También se aprecia una cierta tendencia a que este mismo índice (desv. típ./media) sea menor en las estaciones con pauta irregular que en las estacionales, indicando que las variaciones de tipo estacional son más intensas que las fluctuaciones de más corto periodo (mensual). Una clara excepción la muestra la estación Rn-2 (señalado en negrita en la Tabla 5.7), donde la amplitud de algunos picos de corto periodo es muy superior a la media durante todo el seguimiento.

Por otra parte, con el objeto de cuantificar las relaciones descritas en el apartado anterior, se hizo una matriz de correlación entre las series temporales de todas las estaciones por método de correlaciones bivariadas de Pearson. Un resumen de los resultados se presenta en la Tabla 5.8.

Según este análisis, en las estaciones de superficie, los mejores índices se obtuvieron entre las estaciones Rn-2 y Rn-3 (0.76), ambas con pauta irregular, y entre las Rn-1, Rn-8, Rn-9, Rn-10 y Rn-11 (0.66 - 0.86), todas ellas con pautas estacionales. El resto presenta índices de correlación poco significativos.

En el caso de las estaciones Rn-2 y 3, el hecho de que presenten un alto índice de correlación, a pesar de mostrar pautas temporales de tipo irregular y estar distantes unos 4 km, es bastante significativo y se puede interpretar como un claro indicio de que los picos observados corresponden a eventos en la emisión del gas.

En el subsuelo, el índice de correlación también es alto entre las estaciones con pauta estacional (0.53 - 0.96), así como entre éstas y las de superficie (0.46 - 0.93), mientras que las de pauta no estacional no presentan índices significativos, ni entre ellas ni con las de superficie.

Además, en las estaciones situadas en una misma galería se obtiene sistemáticamente una alta correlación positiva (0.75 - 0.99). Esto indica que en las galerías las fluctuaciones temporales se reflejan en toda la longitud de las mismas, comportándose como un único sistema.

Tabla 5.8. : Matriz de índices de correlación (método de correlaciones bivariadas de Pearson) entre las series temporales obtenidas con periodos de integración de un mes, en las estaciones de seguimiento de superficie y del subsuelo (exceptuando las situadas en los sondeos)

	Rn0	Rn1	Rn2	Rn3	Rn4	Rn5	Rn6	Rn7	Rn8	Rn9	Rn10	Rn11	Rn12	PE100	PE280	LC1500	LC2125	M1275	M2150	CZ520	CZ800	CZ1071	BT1400	BT1400	BT2020		
Rn0	1	-0.46	0.00	0.08	-0.19	-0.50	0.04	0.49	-0.06	-0.30	-0.26	-0.38	0.13	-0.64	-0.54	-0.54	-0.54	-0.35	-0.45	0.31	-0.73	-0.56	-0.48	-0.24			
Rn1		1	-0.13	-0.13	0.30	0.50	0.06	-	0.13	0.81	0.66	0.86	-0.36	0.70	0.64	0.58	0.62	0.61	0.51	0.75	0.84	0.77	0.88	0.48			
Rn2			1	0.88	0.07	-0.13	-	0.26	0.16	0.20	0.29	0.12	-0.26	0.15	0.04	0.20	0.14	0.20	0.20	-0.05	0.49	-0.03	0.55	0.11			
Rn3				1	0.21	-0.25	-	0.37	0.18	0.25	0.20	-0.00	-0.09	0.04	0.00	0.03	0.08	-0.24	-0.34	0.14	0.00	0.04	-0.07	-0.04			
Rn4					1	0.27	-	0.29	0.24	0.36	0.23	0.33	-0.08	0.26	0.10	0.21	0.36	0.16	0.06	-0.12	0.39	0.22	0.30	0.28			
Rn5						1	0.17	-	-0.22	0.40	0.47	0.54	-0.14	0.45	0.36	0.04	-0.02	0.13	0.09	-0.07	0.56	0.12	0.61	0.17			
Rn6								1	-	0.01	0.03	0.18	-0.02	-0.20	-0.09	-0.05	0.10	-0.01	0.35	0.32	-0.02	0.02	-0.01	0.16	0.10		
Rn7									1	0.45	0.08	0.06	-0.03	0.00	-0.24	-0.22	-0.09	0.09	-0.17	-0.26	-0.43	-0.21	-0.22	-0.15	0.16		
Rn8										1	0.43	0.36	0.18	0.15	-0.13	-0.07	0.08	0.24	0.12	0.29	-0.81	0.35	0.19	0.06	-0.08		
Rn9											1	0.86	0.77	-0.35	0.51	0.50	0.54	0.53	0.63	0.48	0.58	0.93	0.73	0.80	0.37		
Rn10												1	0.70	-0.12	0.48	0.46	0.41	0.46	0.76	0.63	-0.48	0.82	0.82	0.73	0.24		
Rn11													1	-0.32	0.66	0.69	0.45	0.58	0.81	0.78	0.58	0.86	0.93	0.70	0.31		
Rn12														1	-0.32	-0.33	-0.40	-0.52	-0.52	-0.37	-0.15	-0.52	0.41	-0.39	-0.22		
PE100															1	0.97	0.85	0.90	0.73	0.62	0.40	0.96	0.96	0.68	0.60		
PE280																1	0.76	0.83	0.57	0.57	0.80	0.93	0.71	0.68	0.59		
LC1500																	1	0.89	0.73	0.63	0.91	0.89	0.86	0.76	0.57		
LC2125																		1	0.78	0.68	0.93	0.90	0.84	0.77	0.68		
M1275																			1	0.92	0.76	0.85	0.72	0.71	0.47		
M2150																				1	0.69	0.75	0.58	0.70	0.38		
CZ520																					1	0.96	0.99	0.74	0.63		
CZ800																						1	0.98	0.78	0.54		
CZ1071																							1	0.51	0.12		
BT1400																								1	0.75		
BT2020																									1		

5.3 ESTUDIO DE DETALLE DE UNA ZONA ANÓMALA (La Zona RN-1)

Una vez detectadas las principales zonas de anomalías en el estudio general sobre la distribución de radón en el edificio insular, se seleccionó la de mayor intensidad (> 2.000 pCi/l en superficie) para realizar un estudio de detalle, tanto espacial como temporal de la anomalía.

En este área se llevó a cabo un estudio tridimensional de la variación espacio - temporal, mediante la realización, en superficie y en el subsuelo, de una prospección de alta densidad de muestreo y el seguimiento de la concentración de radón con determinaciones de periodo de integración corto.

La zona anómala seleccionada está situada en el flanco sur del antiguo edificio Cañadas, a unos 3 km del borde de la Caldera, entre los 1600 y 1800 m s.n.m., y se extiende sobre un área de 1 km^2 aproximadamente (Fig. 5.15).

En superficie se hicieron dos prospecciones de alta densidad con detectores de tipo SSNTD. La primera se realizó en el verano de 1994 (C94) con 40 puntos de muestreo, sobre un área de 1 km^2 aproximadamente, y la segunda en el verano de 1995 (C95) con 130 puntos en una zona mucho más restringida de 360×60 m y malla de muestreo de 15×15 m (Fig. 5.16).

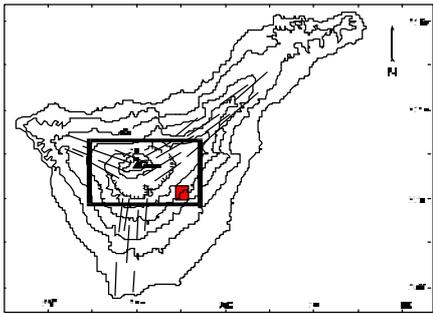
En el subsuelo se realizaron perfiles de la concentración de radón en cuatro galerías que se adentran en la zona de estudio, a 105 (Ancón de Juan Marrero), 200 (Las Gotas), 320 (Madre del Agua) y 505 (Los Naranjos) metros de profundidad respectivamente, bajo la expresión superficial de la anomalía. Las tres últimas muestran importantes anomalías térmicas ($> 36\text{ }^{\circ}\text{C}$) y todas presentan ligeras concentraciones de CO_2 (hasta 1 % vol). La longitud total acumulada fue de 4.5 km, con 32 puntos de muestreo y una densidad aproximada de 1 detector cada 150 m.

5.3.1 Variación espacial de la anomalía

En la Fig. 5.16 se han representado los mapas de isolíneas de la concentración de radón en superficie. En ellos se observa que la principal anomalía tiene un carácter muy local, con dos máximos separados unos 300 m, que se extienden sobre una superficie inferior a 10 m de diámetro, y cuyos niveles de radón alcanzan entre cuatro y cinco veces la media (ver Tabla 5.9). En la segunda prospección, se detecta también una alta emisión de radón relativamente continua en todo el área ($> 400\text{ pCi/l}$). Por otra parte, comparando ambos mapas, se observa que la localización e intensidad de la anomalía no ha variado significativamente en el tiempo.

Tabla 5.9 : Resumen estadístico de la prospección de ^{222}Rn (superficie) a escala local realizada en la Zona anómala RN-1 (en pCi/l)

	C-1994	C-1995
<i>Tamaño de la muestra</i>	42	130
<i>Máximo</i>	1863	1763
<i>Mínimo</i>	19	26
<i>Rango</i>	1844	1737
<i>Media</i>	346	446
<i>Mediana</i>	232	422
<i>Desviación estándar</i>	375	220



Análisis 3D de una zona anómala

0 1 Km

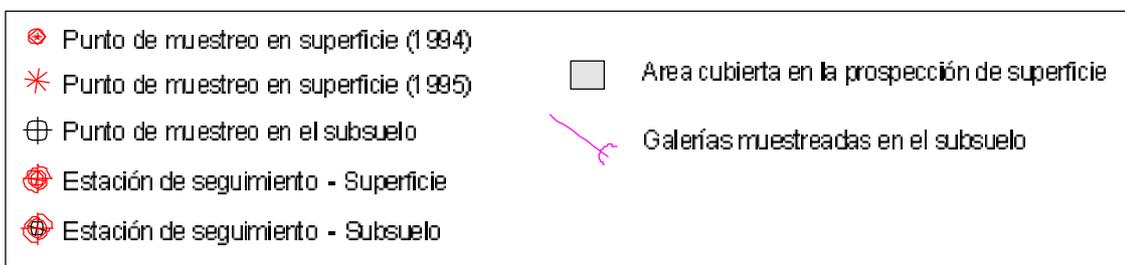
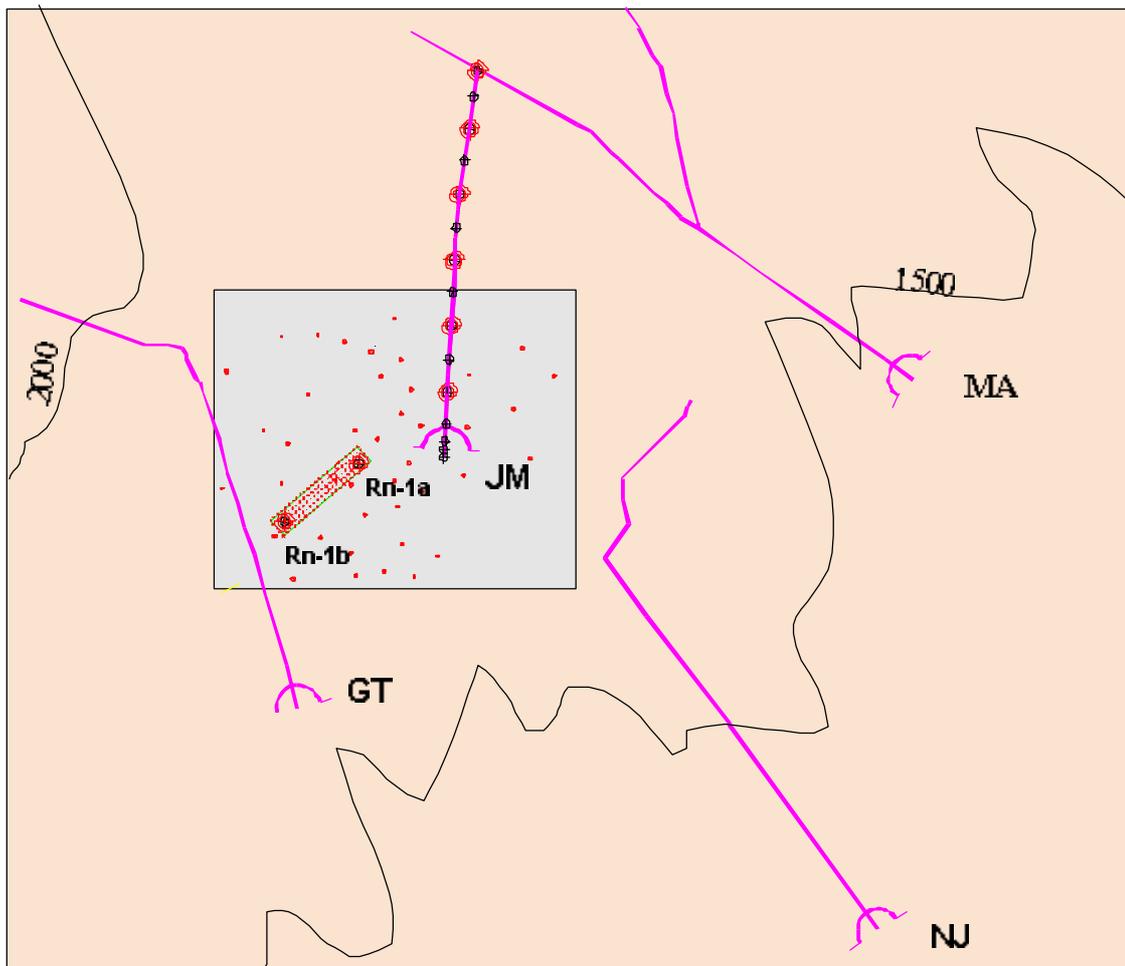


Fig. 5.15.: Mapa de localización de los puntos de muestreo y estaciones de seguimiento en el estudio de una zona anómala

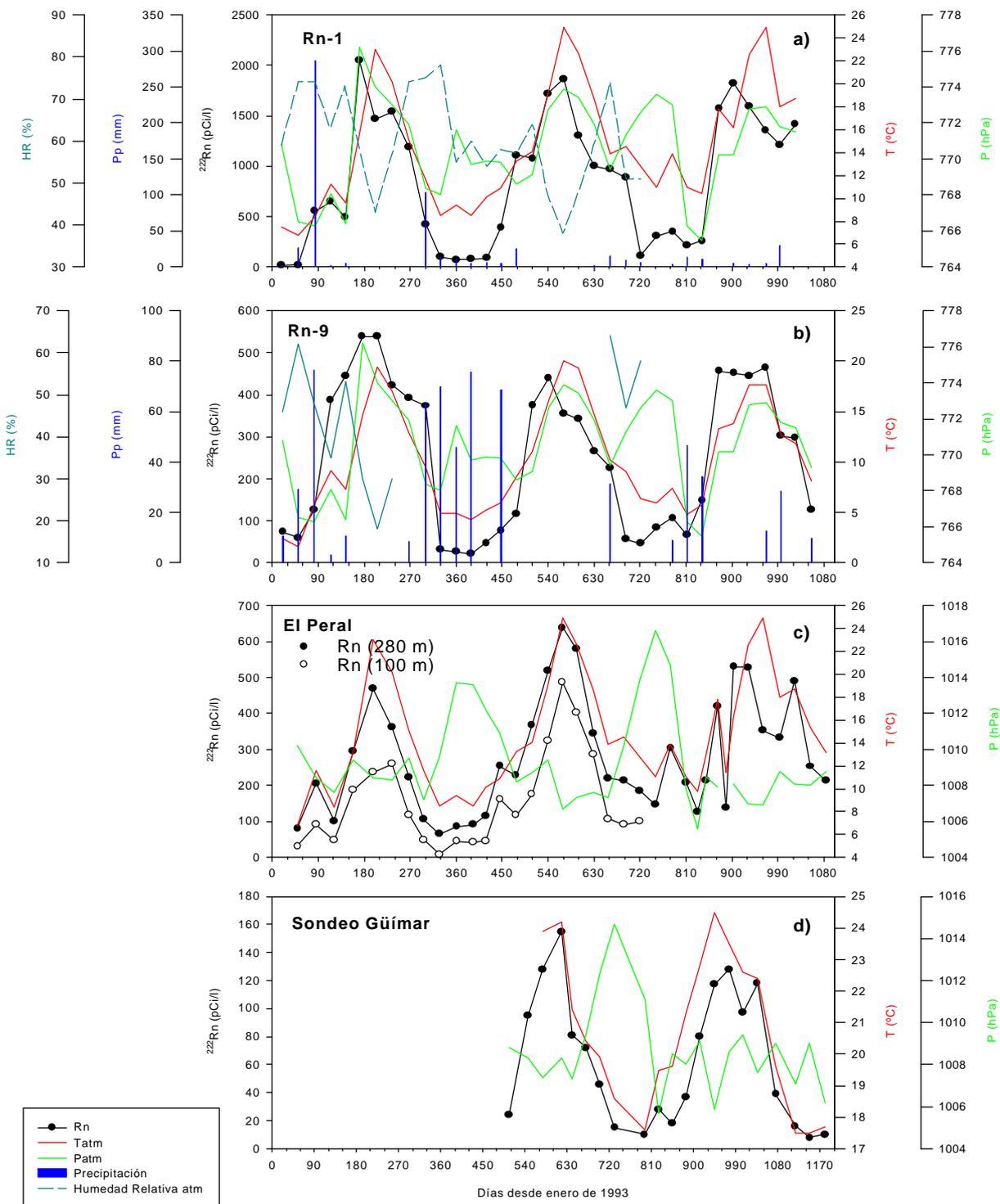


Fig. 5.28.: Ejemplos de series temporales de Rn de tipo estacional frente a variables atmosféricas; a) y b) son estaciones de seguimiento en superficie, c) y d) en el subsuelo, en una galería y un sondeo respectivamente. En todos los casos, la mejor correlación se obtiene con la temperatura atmosférica.

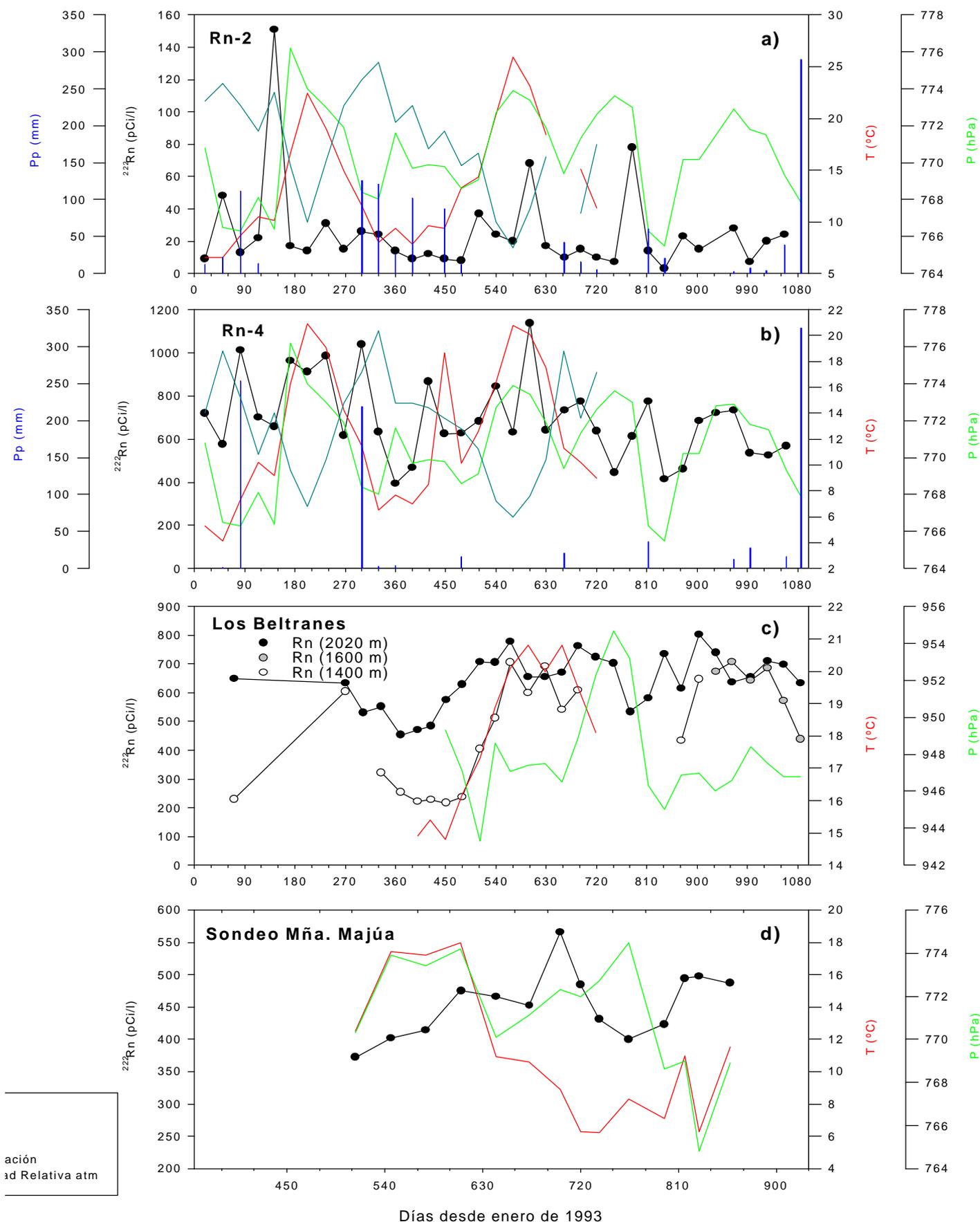
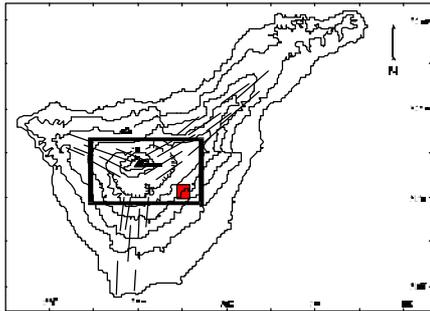


Fig. 5.29.: Ejemplos de series temporales de Rn de tipo irregular frente a variables atmosféricas; a) y b) son estaciones de seguimiento en superficie, c) y d) en el subsuelo, en una galería y un sondeo respectivamente. En ningún caso se observa relación alguna con variables atmosféricas



Análisis 3D de una zona anómala

0- 1 Km

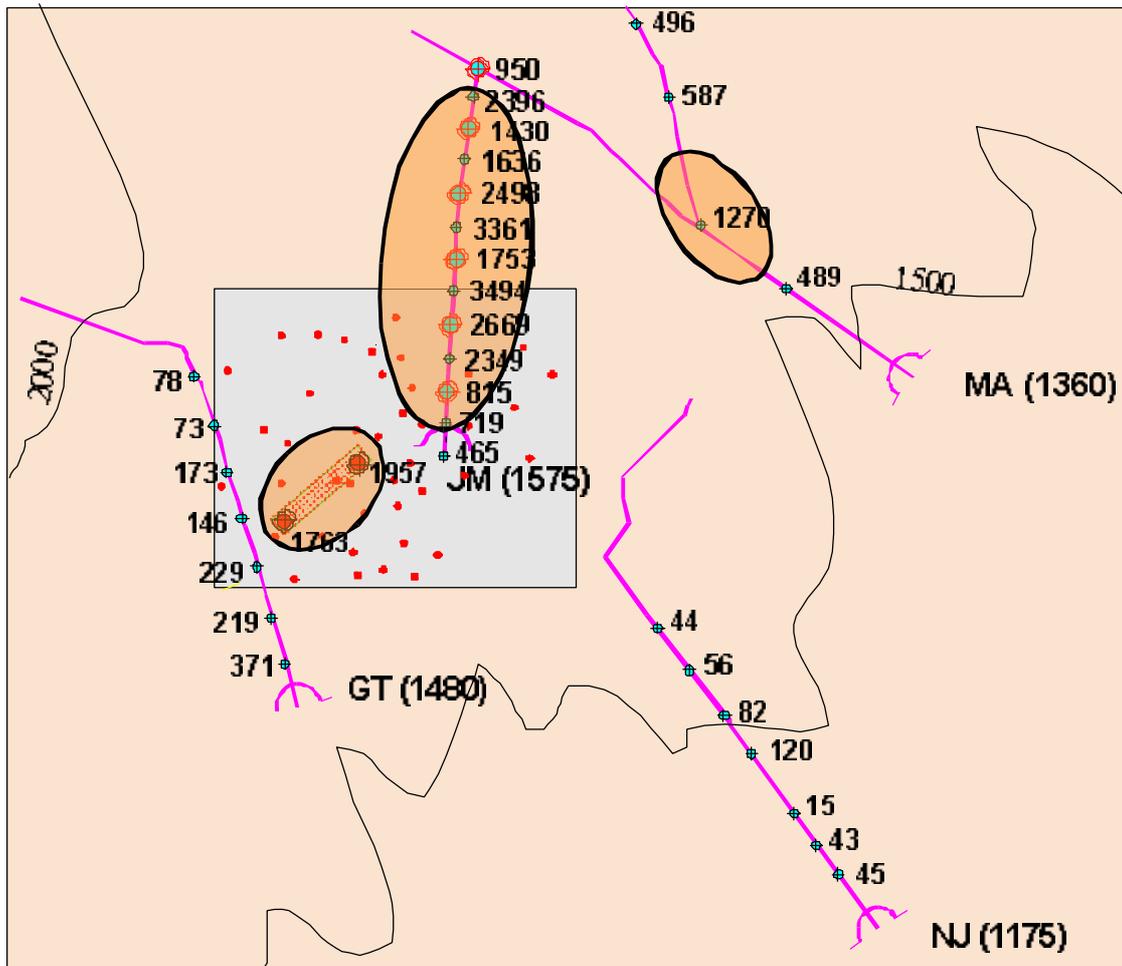


Fig. 5.18.: Distribución de la anomalía en la Zona RN-1

Los perfiles de las galerías muestreadas en esta zona se expusieron ya en el apartado 5.1.3, pero se incluyen de nuevo aquí, agrupados como Figs. 5.17. Los perfiles muestran concentraciones muy bajas (< 400 pCi/l) en las galerías GT y NJ (Figs. 5.17 c) y d)), y muy altas en JM y MA (Figs. 5.17 a) y b)).

La galería JM presenta máximos cercanos a los 4.000 pCi/l entre los 400 y 800 m de distancia a bocamina y valores superiores a los 1000 pCi/l a lo largo de casi todos los 1174 m de longitud del perfil, constituyendo las concentraciones más altas encontradas hasta el momento en Tenerife. En MA se alcanzó un máximo de 1.270 pCi/l a los 800 m de la entrada, disminuyendo posteriormente a concentraciones inferiores a 500 pCi/l en los tramos más profundos de la galería.

Estos datos muestran que la anomalía detectada en superficie se prolonga con más intensidad en el subsuelo, haciéndose más extensa y continua, extendiéndose en dirección NE (Fig. 5.18), a lo largo de una franja irregular de unos 1.3 km de ancho por 1.5 km de largo y con un flujo vertical del gas de al menos 400 m.

Estas dimensiones volumétricas (0.6 km³ de volumen estimado) de una anomalía de radón no han sido documentadas hasta el momento en ningún otro lugar, constituyendo este trabajo el primer ejemplo descrito de este tipo.

5.3.2 Variación temporal de la anomalía

El estudio espacial anterior sirvió de base para optimizar la selección de los puntos en los que llevar a cabo el seguimiento de la emisión de radón con periodos de integración cortos, con el objeto de detectar posibles fluctuaciones de corto periodo en

En superficie, el seguimiento se llevó a cabo en los dos puntos de máxima anomalía (Fig. 5.16), denominados en este estudio, estaciones Rn-1a y Rn-1b

respectivamente. Se utilizaron detectores de tipo SSNTD con un periodo de integración de 2 a 4 días, durante 5 meses, de julio a noviembre de 1995.

En el subsuelo el estudio se realizó en la galería Ancón de Juan Marrero (JM), situada a unos 100 m topográficamente por debajo de las estaciones de superficie y donde se había registrado niveles de radón superiores a los 3500 pCi/l. En esta galería el seguimiento se realizó en seis estaciones situadas cada 200 m. a lo largo de sus 1174 m de longitud, empleando para ello canastillas de carbón activo (ACC), que se cambiaban simultáneamente con las de superficie, cada 2-4 días, durante unos cinco meses, de julio a noviembre de 1995.

En uno de los perfiles se contrastaron ambos métodos (SSNTD y ACC) obteniéndose resultados similares (Fig. 5.17 a)). La localización de las estaciones de seguimiento aparece en el mapa de la Fig. 5.15

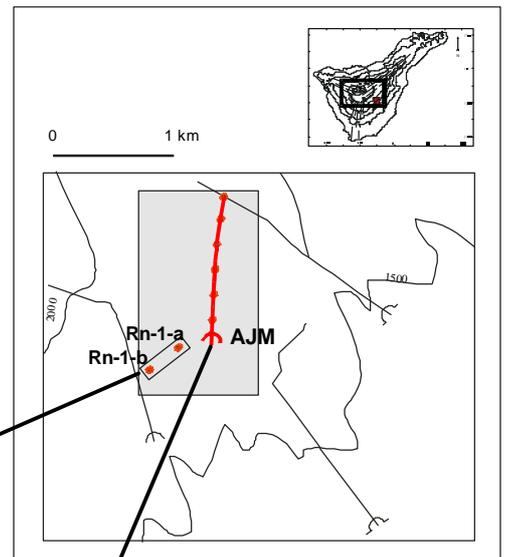
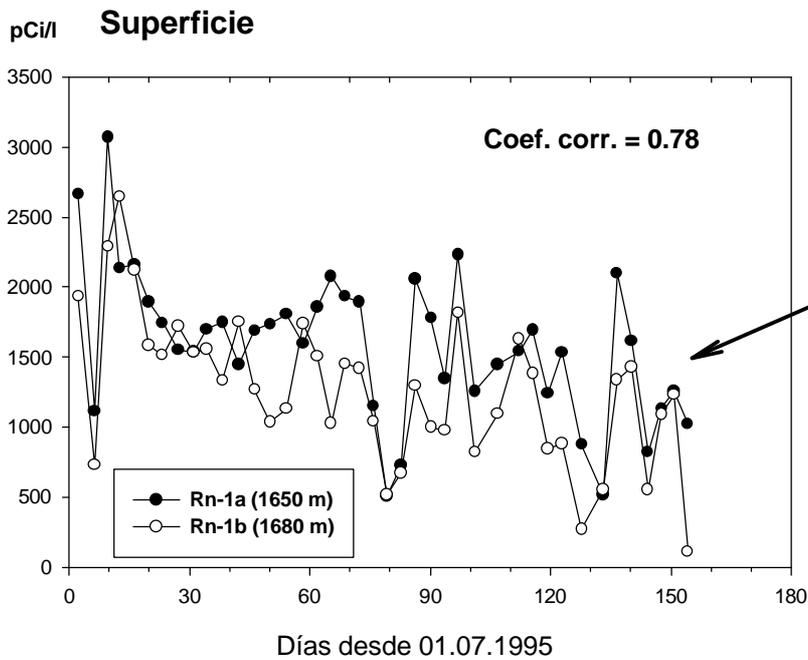
Los resultados se muestran en las Fig. 5.19 a) y b). Las estaciones de superficie (Fig. 5.19.a)), separadas unos 350 m, presentan una buena correlación temporal, mostrando una tendencia general de disminución de la emisión del gas con la proximidad de la estación invernal, (las últimas medidas se hicieron a finales de noviembre). Además, a esta tendencia general de tipo estacional, se superponen fluctuaciones de corto periodo, de 3 a 20 días de duración.

En el subsuelo, las series temporales de la concentración de radón en todas las estaciones (Fig. 5.19.b)) muestran la misma tendencia general de disminución del nivel de radón hacia el invierno, a la que se superponen también, fluctuaciones de corto periodo, pero mucho más intensas que en superficie, a veces superiores a un orden de magnitud.

Por otra parte, aunque con diferencias en intensidad, los 1174 m de la galería se comportan como un continuo en relación con el flujo de radón (picos simultáneos y misma tendencia general).

La Tabla 5.10 resume los parámetros estadísticos básicos de los registros de cada estación. Los valores máximos alcanzados son más altos en el subsuelo que en superficie,

Variación espacio-temporal (4D) del nivel de ^{222}Rn en una zona anómala



Coeficientes de correlación entre las estaciones de superficie y las del subsuelo

	Rn-1a	Rn-1b
JM-200	0.31	0.61
JM-400	0.26	0.50
JM-600	0.26	0.54
JM-800	0.25	0.52
JM-1000	0.22	0.47
JM-1200	0.19	0.46

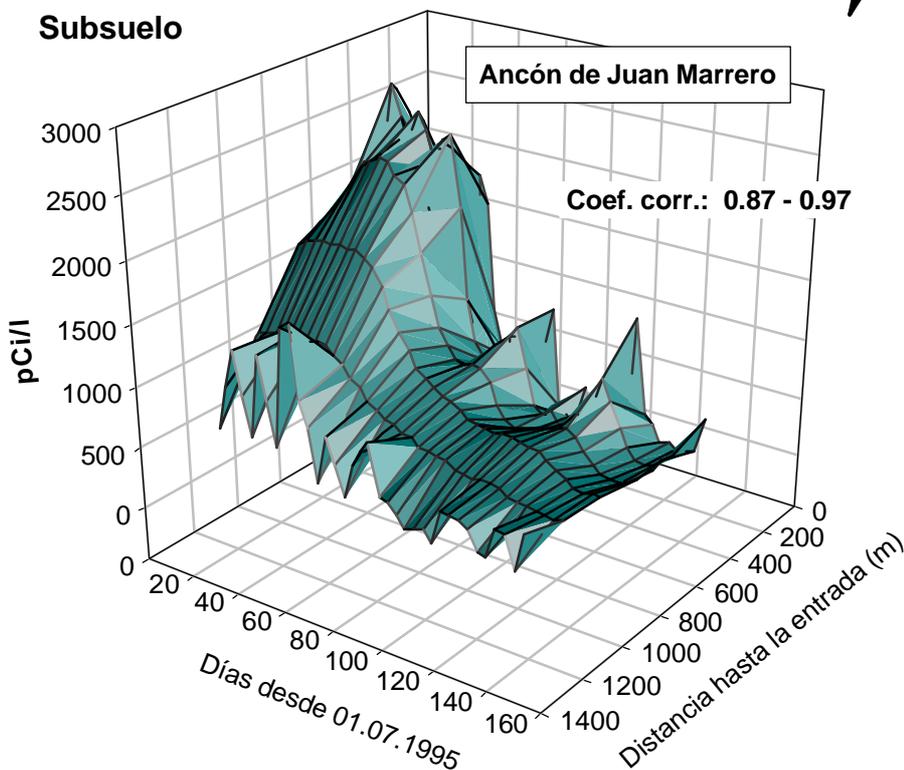


Fig. 5.19.: Variación espacio-temporal del nivel de ^{222}Rn en una zona anómala. a) Seguimiento de corto periodo en superficie, b) Seguimiento de corto periodo a lo largo de la galería, con estaciones cada 200 m

pero la media durante el periodo total de seguimiento es sensiblemente inferior en la galería.

**Tabla 5.10. Seguimiento de corto periodo en superficie :
Estadísticos descriptivos (pCi/l)**

Estación	N	Mínimo	Máximo	Media	Desv. típ.
Superficie					
Rn-1a	41	507	3069	1590	529.5
Rn-1b	41	109	2647	1264	529.0
Global	82	109	3069	1427	
Subsuelo					
JM-200	33	2	1947	540	600.0
JM-400	34	2	3502	990	1125.2
JM-600	34	9	3733	982	1059.8
JM-800	34	26	2906	951	807.0
JM-1000	34	106	2082	719	569.1
JM-1174	34	117	1580	574	368.3
Global	203	2	3733	793	

Por otra parte, se hizo un análisis de correlación simple por el método de correlaciones bivariadas de Pearson, entre las series temporales de todas las estaciones. Un resumen de la matriz de correlación se indica en la anterior Figura 5.19. Se observa que el índice es bastante bueno considerando por separado las estaciones de superficie (0.78), y las del subsuelo (0.87 - 0.97), pero entre las series temporales de superficie y las del subsuelo, sólo se obtienen índices moderadamente buenos (0.61 y 0.46) con una de ellas, la Rn-1b, siendo la correlación más alta en el tramo de galería donde la anomalía es más intensa, entre los 200 y 800 m, disminuyendo posteriormente hacia el frente de la

Esto podría indicar una conexión más directa en el flujo del gas entre el foco principal de la anomalía en el subsuelo y la estación Rn-1b, a pesar de estar más alejada que la Rn-1a (ver la localización en la Fig. 5.15).

5.4. VARIACION ESPACIAL Y TEMPORAL DE LA CONCENTRACION DE ^{222}Rn EN RELACION CON OTROS PARAMETROS

En este apartado se estudia las variaciones observadas en la emisión de radón en el edificio insular en relación con la litología y características del suelo, el contenido en ^{238}U equivalente y la emanación de los materiales, la estructura volcano-tectónica, la distancia al nivel freático, las áreas de emisión de CO_2 y las zonas de anomalías térmicas, como variables espaciales, y con las condiciones meteorológicas y la ocurrencia de sismos como variables temporales.

5.4.1. El ^{222}Rn en relación con la litología

En este apartado se trata de analizar si factores como la composición y permeabilidad de los materiales o el grado de desarrollo del suelo pueden estar controlando la distribución de la concentración de radón.

Para determinar si las variaciones espaciales observadas pueden explicarse en base a cambios litológicos, se ha estudiado el rango de la concentración de este elemento según los principales tipos litológicos presentes en la zona de estudio. Se ha hecho una

zonificación según el tipo de material encontrado en cada punto de muestreo, simplificando la litología atendiendo a su composición, edad y grado de alteración en : basaltos antiguos (BasA), rocas sálicas (en general fonolitas y traquitas) pertenecientes al antiguo Edificio Cañadas (Fo), rocas básicas recientes y subrecientes (BasR), rocas sálicas recientes (fonolitas, traquitas y traquibasaltos) (Tq) y sedimentos de cuenca endorreica de granulometría en general de tipo arena a grava y composición heterogénea (Sd). La permeabilidad en general es baja en los materiales antiguos (BasA y Fo) y muy alta en los recientes (BasR y Tq) y sedimentos (Sd).

En las medidas de superficie, se ha tenido en cuenta también el grado de desarrollo del suelo como característica de la litología local. Así, de los grupos anteriores, los suelos más desarrollados aparecen sobre materiales del antiguo Edificio Cañadas (Fo), mientras que los materiales recientes (BasR y Tq) carecen de suelos o

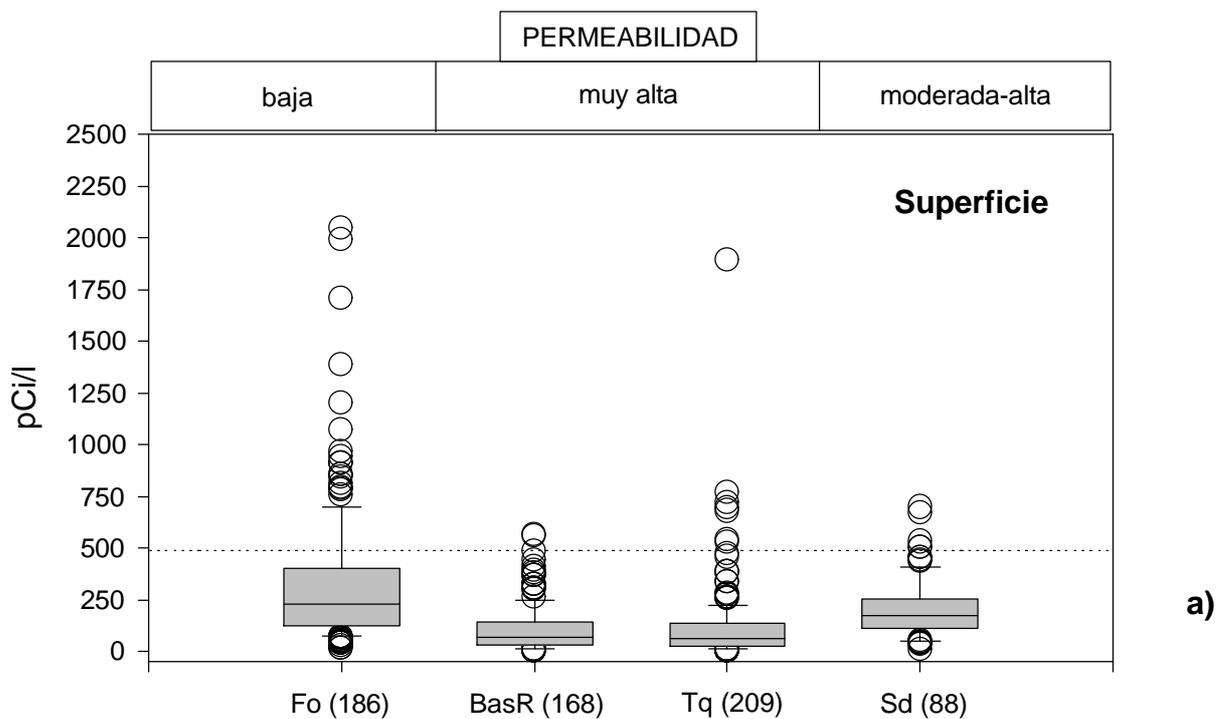
Los diagramas de cajas y bigotes de la Fig. 5.20, realizados con los datos de radón en superficie y en el subsuelo respectivamente, reflejan gráficamente el rango de dispersión, la mediana y los valores extremos de las concentraciones de radón obtenidas en cada uno de los principales tipos litológicos. La Tabla 5.11 resume los principales valores estadísticos de cada población.

Tabla 5.11. : Resumen estadístico de las poblaciones de datos de ^{222}Rn según la litología del punto de muestreo

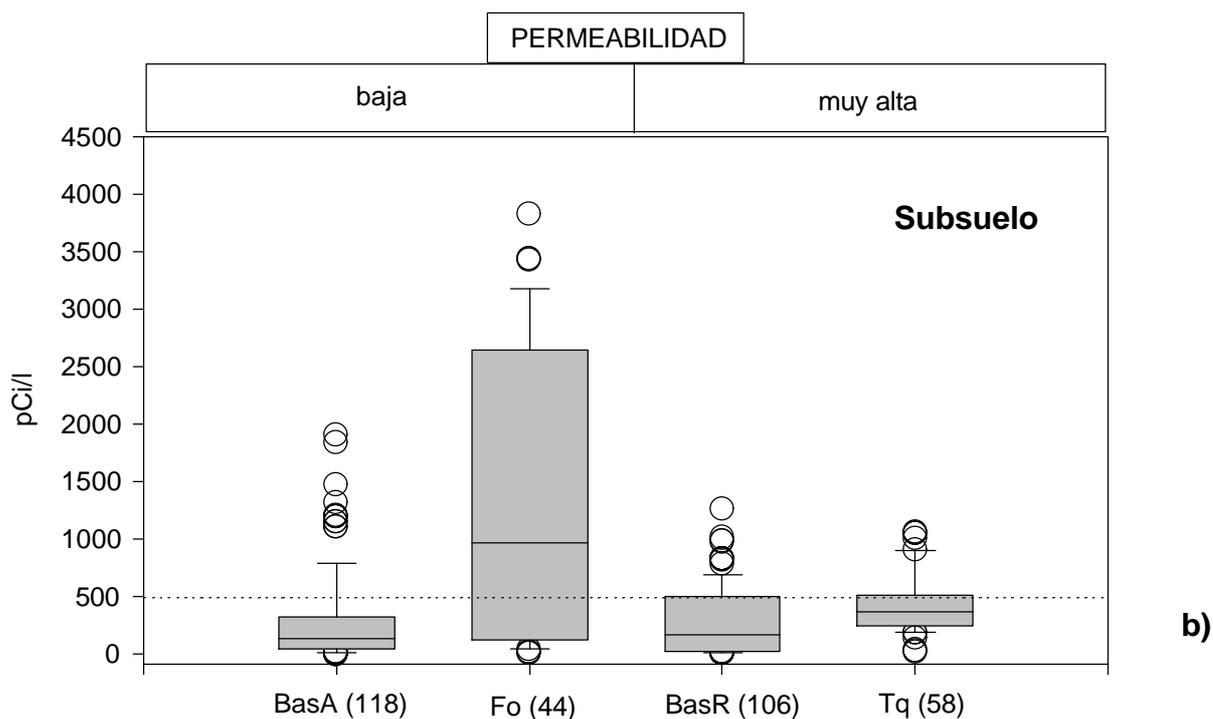
	<i>N</i>	<i>Max.</i>	<i>Min.</i>	<i>Rango</i>	<i>Media</i>	<i>Mediana</i>	<i>Desv. estánd.</i>
Superficie							
Fo	186	2044	13	2031	323	230	316
BasR	168	566	1	565	103	68	110
Tq	209	1892	1	1891	111	62	177
Sd	88	697	11	686	203	175	139
Subsuelo							
BasA	118	1907	0	1907	274	134	381
Fo	44	3831	5	3826	1378	972	1268
BasR	106	1258	2	1256	283	170	291
Tq	58	1060	17	1043	449	370	279

BasA = Basaltos Antiguos ; Fo = Fonolitas del Edificio Cañadas ; Tq = rocas sálicas post-Caldera ;

BasR = Basaltos Recientes Sd = Sedimentos de cuenca endorreica



a)



b)

Unidades Litológicas

BasA = Basaltos Antiguos; Fo = Fonolitas del Edificio Cañadas;
 BasR = Basaltos Recientes; Tq = rocas sálicas post-Caldera;
 Sd = Sedimentos de cuenca endorreica. Entre paréntesis
 figura el n° de muestras en cada unidad

Fig. 5.20.: Diagramas de cajas para las medidas de radón en superficie (a) y en el subsuelo (b) en función de la litología del punto de muestreo. La línea horizontal a 500 pCi/l señala el límite inferior de concentración de radón anómala, según se definió en el apartado 5.1.1. En la parte superior de los gráficos se indica la permeabilidad general de las unidades.

Aplicando el test de Kruskal - Wallis para analizar la influencia de la litología sobre los datos de ambas campañas se obtiene un valor del estadístico H de 179.8 y de 49.7 para las campañas en superficie y en el subsuelo respectivamente, con un nivel de significación inferior a 0.05 en ambos casos, indicativo de que el factor litología influye

En las medidas en superficie (Fig. 5.20.a)), estas diferencias se reflejan en el fondo de emanación característico de cada unidad, siendo más alto en suelos desarrollados sobre rocas sálicas antiguas (mediana de los datos de 230 pCi/l), intermedio en los sedimentos (mediana de 175 pCi/l) y más bajo en suelos desarrollados en materiales recientes. En éstos últimos, la composición básica o sálica no parece influir en el nivel de radón, pues las medianas en uno y otro tipo de material son similares (68 pCi/l en basaltos recientes y 62 pCi/l en rocas sálicas recientes). Esto indica que, en las medidas de superficie, factores como la permeabilidad y el grado de desarrollo de suelo, ejercen una mayor influencia en el fondo de emanación de radón que la composición

En las medidas realizadas en el subsuelo, de nuevo cabe señalar las dificultades en interpretar los resultados de cualquier método estadístico aplicado a los datos en general, debido a la heterogeneidad en las condiciones de medida, especialmente en lo que se refiere a la distancia de los puntos de medida a bocamina.

No obstante, en el diagrama de cajas de la Fig. 5.20.b) tentativamente se puede interpretar que, también en el subsuelo, el factor litología influye en el nivel de fondo de emanación, más alto en rocas sálicas (mediana de los datos de 972 y 370 pCi/l en fonolitas antiguas y rocas sálicas recientes respectivamente) y más bajo en rocas basálticas (mediana de 134 y 170 pCi/l en basaltos antiguos y recientes respectivamente).

En este caso, las diferencias en el fondo de emanación parecen ser mucho más marcadas que en superficie, como se observa en el rango de valores de la unidad de fonolitas del Edificio Cañadas.

Sin embargo, es posible que un muestreo deficiente esté falseando los resultados, pues de 44 muestras en esta unidad (Tabla 5.12), 24 corresponden a las galerías RA y JM, consideradas como extremadamente anómalas.

Con estos resultados es difícil determinar si los niveles extremadamente altos registrados en estas dos galerías proceden simplemente de la emanación de las fonolitas masivas en las que están excavadas o se deben a otras causas. Esta es una de las razones por las que se realizaron algunas determinaciones en laboratorio del fondo de emanación de los distintos materiales aislados del entorno geológico y cuyos resultados se exponen en el siguiente apartado.

En cualquier caso, otra observación que se extrae de estos gráficos es que, tanto en superficie como en el subsuelo, existen valores anómalos en todos los tipos litológicos estudiados que no se explican por cambios en la composición de los materiales ni por diferencias en el grado de desarrollo del suelo.

Esto es especialmente evidente en el estudio a escala local realizado en la zona anómala Rn-1 (ver apartado 5.3). En esta zona, las variaciones observadas en superficie, de hasta dos órdenes de magnitud en distancias de escasos metros, no pueden deberse a cambios litológicos pues, especialmente en la segunda prospección, el área cubierta es bastante homogénea en cuanto a litología y características del suelo. Por tanto, la aparición de zonas anómalas debe estar condicionada por otros factores, algunos de los cuales se analizan a continuación.

5.4.2 El ^{222}Rn en relación con el contenido en ^{238}U equivalente en suelos y rocas. Determinaciones de laboratorio de la emanación de radón en suelos y rocas

Con el objeto de determinar si las anomalías de radón detectadas podían tener origen en la existencia de contenidos especialmente elevados en ^{238}U o ^{226}Ra , se analizó

el contenido en ^{238}U equivalente ($^{238}\text{U}_{\text{eq}}$) en suelos y rocas tomando las muestras en los mismos puntos de medida de radón.

Las determinaciones se hicieron mediante espectroscopía gamma según la metodología descrita por Adams (1964), cuya descripción se hace en el capítulo de Metodología. No obstante cabe señalar que, dado que este método se basa en la medida del fotopico del ^{214}Bi - descendiente radiactivo próximo del ^{222}Rn -, la determinación del contenido en ^{238}U equivalente es independiente de si existe o no equilibrio secular entre el ^{238}U inicial y los descendientes radiactivos intermedios hasta el ^{226}Ra (Barreto, 1975).

Además, se hicieron algunas determinaciones en laboratorio de la emanación de radón de rocas y suelos aislados del entorno geológico, para una mejor caracterización de los valores de fondo y comprobar, en el caso de valores de radón en campo anómalamente altos, si las actividades obtenidas tenían una correspondencia con una emanación natural alta del material presente en el entorno inmediato al punto de medida. En este apartado se exponen los resultados obtenidos.

a) El ^{222}Rn en relación con el contenido en ^{238}U equivalente en suelos y rocas

Se realizaron un total de 80 determinaciones ^{238}U en muestras de suelos tomadas al azar, en los mismos puntos donde se realizaron las medidas de radón, con un promedio de una muestra cada cinco puntos de muestreo y 15 determinaciones en rocas representativas de los principales tipos litológicos presentes en el área de estudio.

La Tabla 5.12 resume los estadísticos básicos de las concentraciones de ^{238}U equivalente obtenidas en suelos y en rocas y a su vez, en cada una de las unidades litológicas definidas en el apartado anterior (5.4.1)

Tabla 5.12. : ^{238}U equivalente ($^{238}\text{U}_{\text{eq}}$) en suelos y rocas de Tenerife

Unid. Litológica	N	Max.	Min.	Media	Mediana	Desv. estándar
$^{238}\text{U}_{\text{eq}}$ (ppm) en Suelos						
Fo	33	5.9	1.9	3.8	3.7	1.0
BasR	16	4.6	1.1	3.1	2.9	1.0
Tq	21	6.5	2.9	4.6	4.7	1.2
Sd	10	6.2	1.3	3.7	3.5	1.4
Total	80	6.5	1.1	3.8	3.7	1.2
$^{238}\text{U}_{\text{eq}}$ (ppm) en Rocas						
BasA	2	2.4	0.6	1.5	-	-
Fo	6	15.2	1.4	7.3	-	-
BasR	3	3.2	1.0	2.0	-	-
Tq	4	7.4	3.9	5.7	-	-
Total	15	15.2	0.6	5.1	5.0	3.8

BasA = Basaltos Antiguos ; Fo = Fonolitas del Edificio Cañadas ; Tq = rocas sálicas post-Caldera
 BasR = Basaltos Recientes Sd = Sedimentos de cuenca endorreica

Los contenidos en ^{238}U equivalente obtenidos en los suelos de Las Cañadas fueron bajos, con un rango de variación entre 1.1 y 6.5 ppm, y una media de 3.8 ppm.

Utilizando la misma zonificación litológica que en el apartado anterior, se observa que los valores más altos aparecen en suelos situados en materiales sálicos recientes (2.9 - 6.5 ppm, media 4.6 ppm), y los más bajos en los desarrollados sobre materiales basálticos recientes (1.1 - 4.6 ppm, media 3.1 ppm), presentando valores intermedios los sedimentos (1.3 - 6.2 ppm, media 3.7 ppm) y suelos desarrollados sobre rocas sálicas del antiguo Edificio Cañadas (1.9 - 5.9 ppm, media 3.8 ppm).

En las rocas analizadas, exceptuando un dato (15.2 ppm), el rango de concentraciones es similar (0.6 - 8 ppm ^{238}U), con valores más bajos en los materiales basálticos (entre 0.6 y 3.2 ppm ^{238}U) y algo más altos en los sálicos (entre 1.4 y 8). La concentración de uranio más alta (15.2) corresponde a una sienita.

Sin embargo, si se representa en un gráfico de dispersión, la concentración de ^{222}Rn obtenida en campo frente al contenido en uranio equivalente de la muestra tomada en el mismo punto de medida (Fig. 5.21 a) y b)), se observa que la dispersión es alta, con coeficientes de correlación bajos (0.16 y 0.31 en suelos y galerías

respectivamente), indicando que no existe una relación directa entre el nivel de radón y el contenido en uranio o radio local.

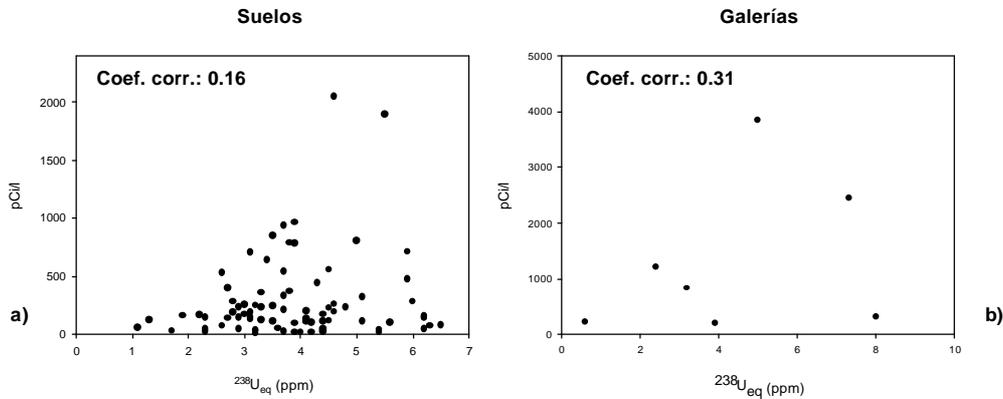


Fig. 5.21.: Gráficos de dispersión de la concentración de ^{222}Rn obtenida en suelos (a) y galerías (b) frente al contenido en uranio equivalente en muestras tomadas en el mismo punto de medida de radón.

b) Determinaciones en laboratorio de la emanación de ^{222}Rn en suelos y rocas aislados del entorno geológico

Además de los análisis de ^{238}U , se realizaron 12 determinaciones de la emanación de radón de rocas y suelos aislados del entorno geológico, seleccionados en función de su composición y nivel de radón obtenido en campo.

Los objetivos de este estudio eran el obtener una mejor caracterización de los valores de fondo, comprobar si los niveles de radón en campo considerados como anómalos tenían una correspondencia con un poder emanador local alto y hacer una estimación de la posible roca fuente de las anomalías. El método utilizado se describe con más detalle en el capítulo de Metodología.

Con el fin de obtener valores máximos de emanación, se incrementó artificialmente la superficie emanante efectiva por trituración de las muestras (Barreto, 1975) a tamaño < 2 mm. Las medidas se realizaron en un recipiente de vidrio hermético de 1 l de capacidad, conteniendo 700 ml de muestra y con una proporción muestra/aire superior a 2 (ver Fig. 3.2 en Metodología). Con ello se estima que las actividades

medidas en laboratorio deben ser muy superiores al fondo real de dichos materiales en condiciones naturales.

La Tabla 5.13 muestra las actividades de radón obtenidas en el campo y en laboratorio y una descripción de cada una de las muestras. Se indica también la unidad litológica a la que pertenecen según la zonificación empleada en apartados anteriores.

Tabla 5.13.: Actividades de ^{222}Rn obtenidas en campo y en laboratorio a partir de muestras representativas de las distintas unidades litológicas presentes en el área de estudio

Muestra	Unidad Litológica	Descripción	^{222}Rn (campo) (pCi/l)	^{222}Rn (Lab) (pCi/l)
Suelos				
Rn-1	Fo	Suelo sobre fonolitas SC	2044 (*)	308
Rn-3	BasR	Suelo sobre basaltos rec.	28 (*)	60
4943TPV	Tq	Suelo en fonolitas Rec	51(*)	155
S4776	Fo	Suelo sobre fonolitas SC	41(*)	809
S4790	Fo	Suelo sobre fonolitas SC	939(*)	778
Rocas				
JM-Bas	BasA	Basalto SA	1200 (#)	27
JM-Fo	Fo	Fonolita SC	3831 (#)	590
JM-Suel	Fo	Lodo (1)	3831 (#)	246
JM-Po	Fo	Pómez SC	2452 (#)	209
AS800	BasA	Fonolita SA	321 (#)	388
BT1800	BasR	Traquibas. SR	828 (#)	273
Snita-2	Fo	Sienita SC		767

(*) medida en suelo, (#) medida en el interior de galería. BasA = Basaltos Antiguos ; Fo = Fonolitas del Edificio Cañadas ; Tq = rocas sálicas post-Caldera ; BasR = Basaltos Recientes. SA (Serie Antigua), SC (Serie Cañadas), SR (Serie Reciente), (1) Lodo muestreado en el interior de la galería donde se registraron las máximas concentraciones de radón.

Las concentraciones de radón obtenidas en condiciones de laboratorio muestran variaciones de un orden de magnitud (entre 30 y 800 pCi/l), con valores más bajos en rocas basálticas y suelos derivados (entre 27 y 273 pCi/l) y más altos en rocas sálicas y suelos derivados (entre 155 y 809 pCi/l). Sin embargo, no se observa una correspondencia entre los valores de emanación obtenidos en laboratorio y los obtenidos en el campo.

Los casos en los que la concentración de radón obtenida en campo es inferior a la de laboratorio, se pueden explicar por procesos de dilución atmosférica, posiblemente en relación con una alta permeabilidad de los materiales, o por la propia trituración de las muestras en el laboratorio.

Sin embargo, los casos en los que los valores de campo son mucho más altos que los obtenidos en laboratorio, sólo se pueden explicar por un aporte adicional de radón diferente al emitido por los materiales del entorno.

c) Implicaciones en la interpretación de los datos obtenidos en campo

De lo anteriormente expuesto se deduce que la variación espacial de la concentración de radón observada en el edificio insular no se explica en base a variaciones en el contenido en uranio de los materiales, dado que éste es en general bajo.

Por otra parte, aunque sí existe una relación entre los niveles de fondo y el poder emanador de las distintas litologías, éstos no justifican las altas concentraciones medidas en las zonas anómalas. Por tanto, las anomalías definidas en las secciones anteriores en base a estimaciones estadísticas, deben corresponder a zonas de flujo activo de radón y de origen profundo, y no simplemente por emanación directa de los materiales del entorno próximo al punto de medida.

En cuanto a la estimación de la posible fuente de las anomalías, las rocas con mayor contenido en uranio y alto poder emanador corresponden a los tipos sienítico y fonolítico. Aunque en laboratorio no se llegaron a alcanzar niveles de radón equiparables a los máximos entre 1000 y 4000 pCi/l detectados en campo, la localización de las principales anomalías en el sector central de la isla y la abundancia de vulcanismo sálico en esta zona, sugieren que el origen de las altas concentraciones de radón podría estar en relación con diferenciados sálicos, posiblemente afectados por procesos hidrotermales en profundidad, en cuyo caso, el poder emanador de estas rocas puede verse incrementado por la temperatura (Gasparini et al., 1984).

5.4.3 El ^{222}Rn en relación con estructuras volcano-tectónicas

En este apartado se trata de analizar si la distribución espacial de las anomalías en la concentración de radón guarda algún tipo de relación con características estructurales de primer orden en el edificio volcánico insular.

En las medidas de superficie se ha estudiado la distribución de las principales zonas anómalas en relación con las características volcano-tectónicas principales del Edificio Cañadas y del complejo Teide-Pico Viejo, mientras que en el subsuelo se ha hecho en relación con las directrices estructurales principales de la isla, los ejes NE, NO y Sur y la directriz ENE de Anaga.

Para estudiar la distribución espacial de las anomalías en superficie, se representaron por separado la zona exocaldera e intracaldera (Fig. 5.22.a) y b)) con el fin de mitigar el efecto de las diferencias en el fondo de emanación que, como se ha explicado en apartados anteriores, es más alto en los materiales fonolíticos del Edificio Cañadas, situados principalmente en el exterior de la Caldera, que en los sedimentos y materiales recientes del complejo Teide Pico Viejo que rellenan la misma.

En el interior de la caldera (Fig. 5.22.a)), las concentraciones de radón son en general más bajas que en el exterior de la misma y las anomalías son menos intensas, exceptuando las del cono terminal del Teide (675 pCi/l máximo obtenido en el cráter sumital y 1892 pCi/l en las fumarolas del Mirador de la Fortaleza).

Otras anomalías de menor intensidad aparecen en la base de la pared (máximo 697 pCi/l) y en los Roques de García (máximo 452 pCi/l). Esta última estructura ha sido interpretada por diversos autores como expresión de una fractura de carácter regional (Ablay 1997 ; Martí et al., 1997). Estas zonas coinciden además con los puntos donde se obtuvieron las mayores concentraciones de CO_2 (0.57-0.92 % vol.) en este trabajo (ver apartado 5.4.5).

Anomalías más dispersas y de menor intensidad aún (máximo de 679 pCi/l) aparecen próximas a centros eruptivos sálicos adventicios del edificio Teide - Pico Viejo (Hoya del Cedro, Pico Cabras, Mña Abejera, Mña. Blanca-Mña. Rajada, Mña. Majúa, Mña. de la Cruz). La alineación de las bocas de estos centros y la distribución de las anomalías térmicas en el cono sumital del Teide parecen indicar la existencia de fracturas radiales a dicho edificio (García de la Noceda et al., 1989)

Estas fracturas, la de los Roques de García y la que marca el escarpe de pared, podrían estar actuando como vías de desgasificación preferente, a través de las cuales se produciría una mayor emisión de radón a superficie.

En el exterior de la caldera, las anomalías son más intensas (máximo de 2044 pCi/l) y presentan una distribución irregular y dispersa, aunque a grandes rasgos se pueden distinguir tres sectores con un notable enriquecimiento en radón sobre la media, situados al NE, SE y SO de la pared sur de la Caldera y señalados en el mapa de la Fig. 5.22.b) como zonas A, B y C respectivamente.

En la zona A las concentraciones son moderadas (250-750 pCi/l) y sin una pauta espacial definida. En las zonas B y C los niveles de radón son muy altos, con máximos de 2044 y 1199 pCi/l respectivamente. En la zona C la anomalía se extiende en dirección NNO-SSE, mientras que en la zona B parece que muestra una distribución concéntrica con el borde de la caldera. Sin embargo, en este último caso, es posible que la pauta esté condicionada por una densidad de muestreo mayor a lo largo de la pista forestal que rodea el borde de la Caldera, a la cota 1600 aproximadamente.

Por otra, parte estas dos últimas zonas anómalas se sitúan sobre áreas de elevado gradiente térmico en el subsuelo ($> 40^\circ$ en galerías) (Valentín, 1989) y próximas a importantes centros de emisión fonolíticos (Chozas Viejas, Picachos), por lo que su aparición podría estar reflejando zonas de ascenso convectivo de gas enriquecido en radón procedente de diferenciados sálicos afectados por procesos hidrotermales en profundidad.

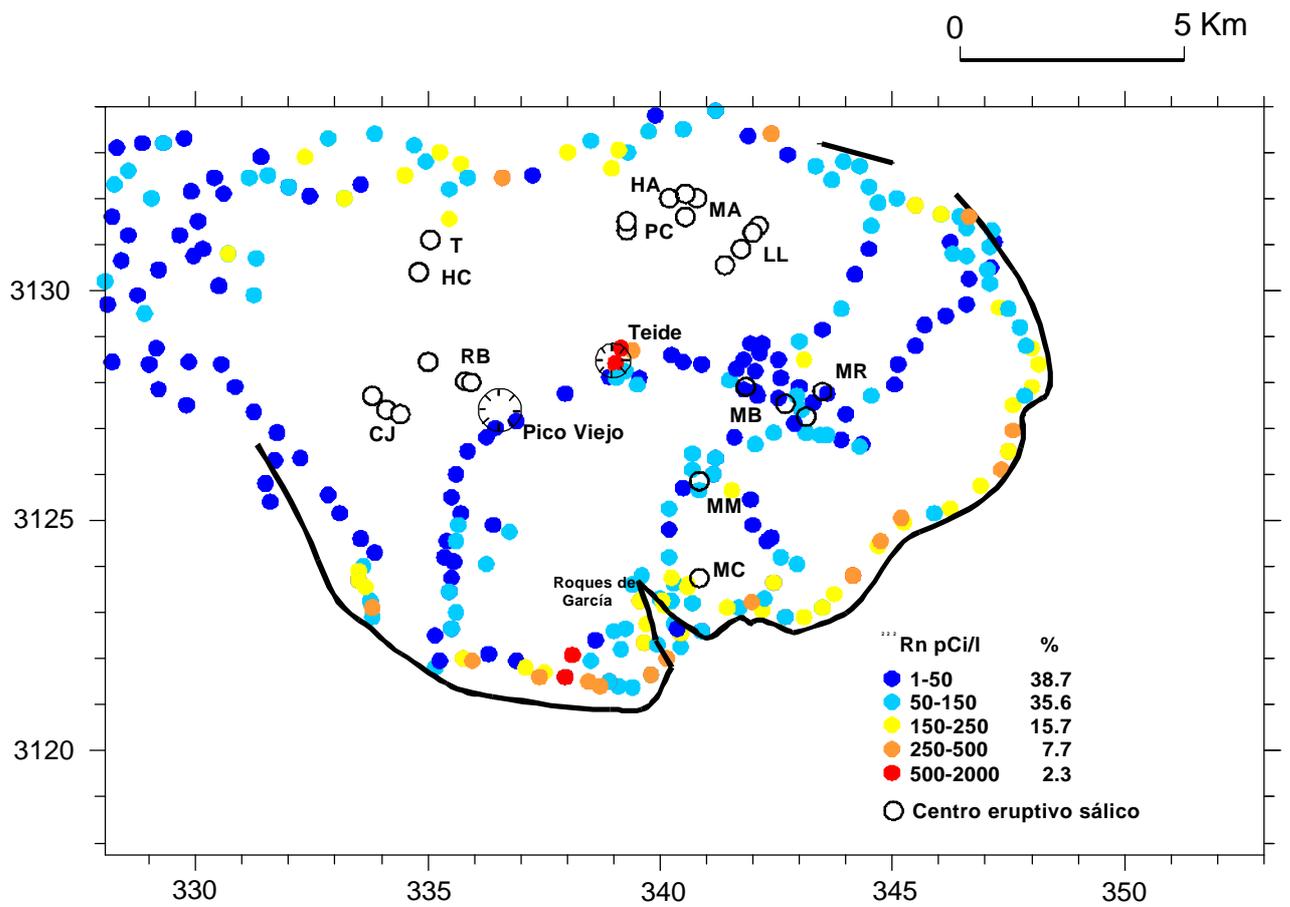
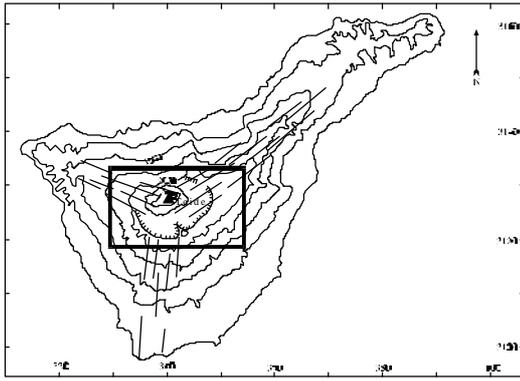


Fig. 5.22 a): Mapa de niveles de radón en el interior de la Caldera de Las Cañadas y localización de los principales centros eruptivos sálicos periféricos al edificio Teide- Pico Viejo

CJ=Cho Juan, RB=Roques Blancos, HC=Hoya del Cedro, T=Torviscas, PC=Pico Cabras, HA=Hoya del Abrunco, MA=Mñª. Abejera, LL=Las Lajas, MB=Mñª. Blanca, MR=Mñª. Rajada, MM=Mñª. Majúa, MC=Mñª. de la Cruz

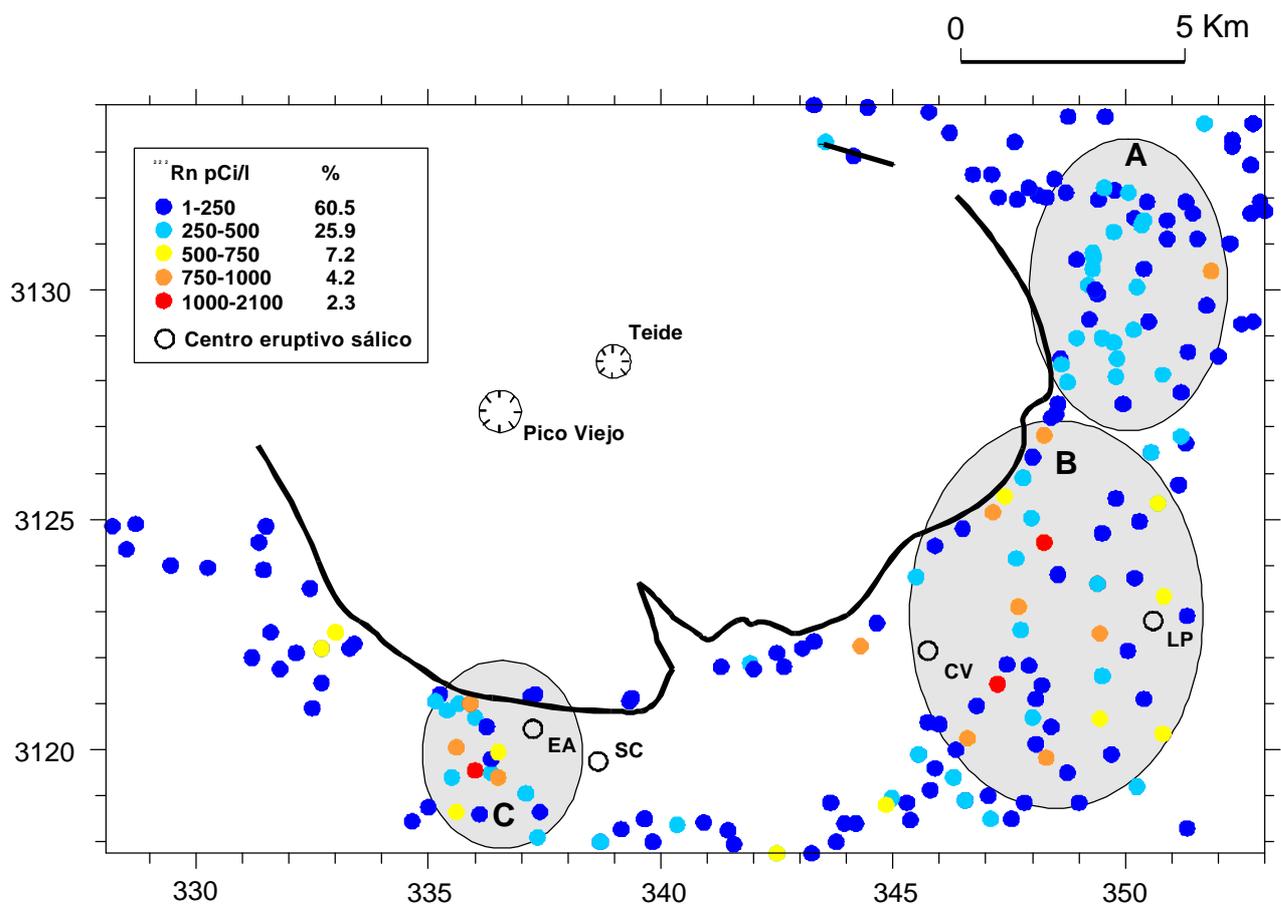
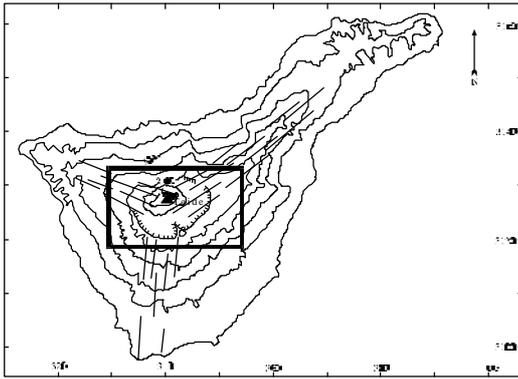


Fig. 5.22.b): Mapa de niveles de radón en el exterior de la Caldera de Las Cañadas y localización de los principales centros eruptivos sálicos

EA=El Almendro, SC=Sombrero de Chasna, CV=Chozas Viejas, LP=Los Picachos

En el subsuelo, de las 24 galerías estudiadas, 17 se sitúan en el contexto de las dorsales y 7 fuera del mismo (Fig. 5.23).

En adelante los perfiles a los que se hace referencia corresponden a los gráficos de las Figuras 5.8 a 5.10 del apartado 5.1.3, y los códigos de las galerías son los indicados en la Tabla 5.3 del mismo apartado.

Todas las galerías situadas en zona de dorsal, exceptuando DJ que muestra un perfil irregular (Fig. 5.9.d)), presentan perfiles con incrementos del nivel de radón hacia el frente, experimentando un fuerte aumento de la concentración de radón cuando la traza de la galería se aproxima al núcleo de la estructura, donde la densidad de diques y

Un ejemplo espectacular de esta situación lo constituye la galería BR (Fig. 5.9.a)), donde la concentración de radón se mantiene por debajo de 100 pCi/l a lo largo de los primeros 4.000 m y aumenta bruscamente (> 1000 pCi/l) a los 5.000 m, cuando la galería se adentra en el núcleo de la dorsal. También es patente este efecto en la galería MR (Fig. 5.9.c)), emboquillada directamente en la zona de eje y donde los diques y fisuras abiertas son abundantes desde la bocamina. En esta galería se alcanzan valores de 750 pCi/l a tan sólo 100 m de la entrada.

Las galerías (o tramos de galerías) situadas en zonas más alejadas del núcleo del eje, presentan también pautas de incremento hacia el frente, pero las concentraciones de radón son bajas en general (< 200 pCi/l) (Ej. BCH, SB, VLL, sondeo GU ; Figs. 5.9.e - h)), con la excepción de la galería BT (> 1250 pCi/l) (Fig. 5.9.b)). Esta galería está alejada del núcleo de la dorsal pero su traza intersecta una alineación de volcanes históricos (erupción de Taoro en 1430) paralela a la dorsal NE.

Las galerías situadas fuera del contexto de los ejes, como las situadas en el flanco suroeste (AH) (Fig. 5.10.i)) y sureste del antiguo Edificio Cañadas (NJ, GT, 16M, MA y JM en las Figs. 5.10.g, h), j), l) y m)) y la galería JU en Anaga (Fig. 5.8.b)), muestran perfiles irregulares o inversos.

Este comportamiento en las zonas de dorsal, se da independientemente de si ésta ha experimentado actividad volcánica reciente o no, aunque en general, los niveles de radón son más bajos en los núcleos antiguos de Anaga y Teno (máximo de 849 pCi/l en AS, situada en la dorsal de Anaga), que en los ejes con actividad reciente (máximos de 1148 pCi/l en BR en la dorsal NE, 1012 pCi/l en SF en la dorsal NO y 2195 pCi/l en RA en la Dorsal Sur).

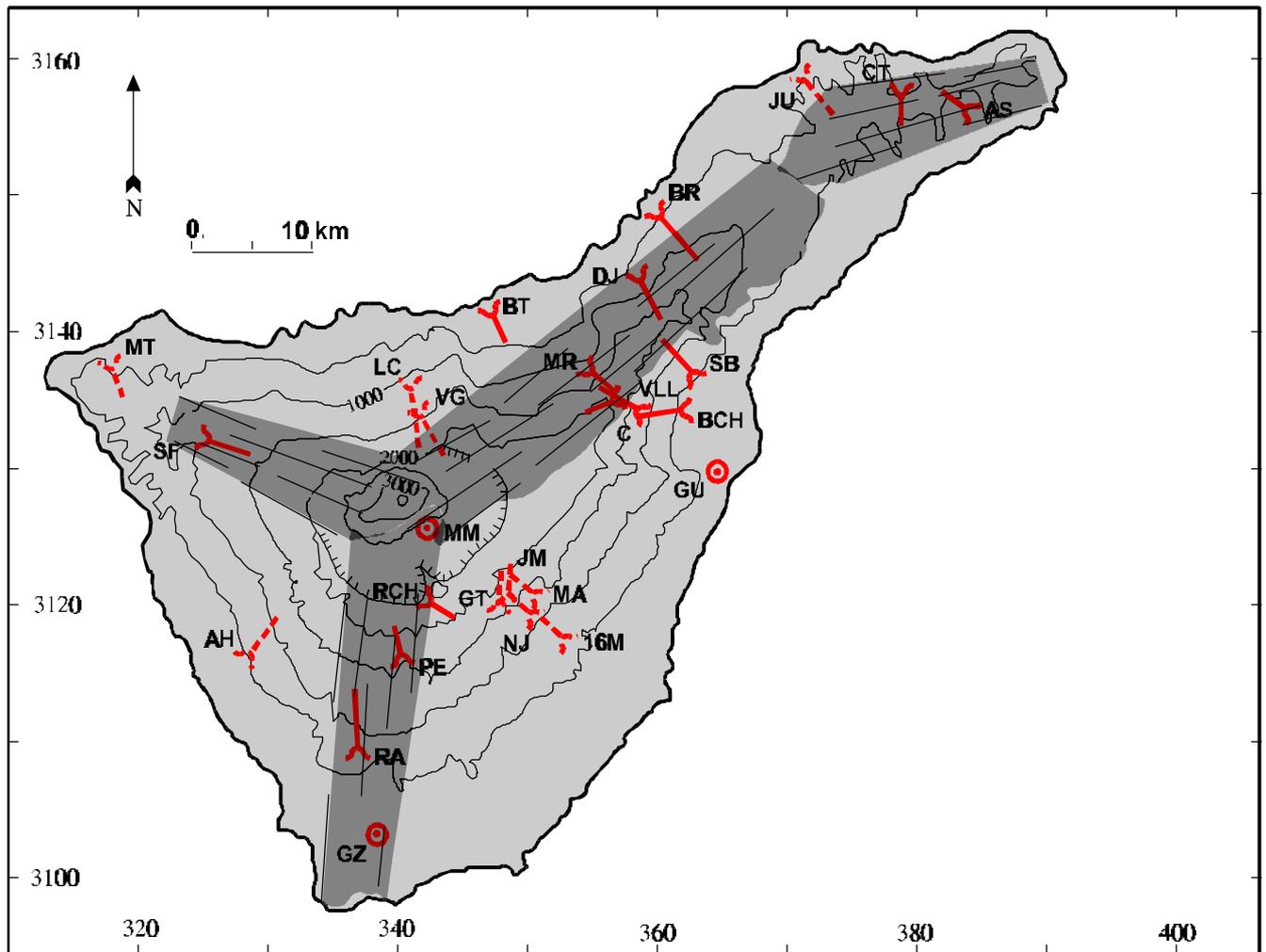
Por otra parte, en la dorsal NE, la intensidad de la anomalía no es constante a lo largo de toda la estructura, existiendo diferencias tanto en sentido longitudinal (a lo largo de la dorsal) como vertical y transversal (Fig. 5.7).

Verticalmente, los niveles de radón tienden a aumentar con la profundidad, según se observa comparando, por ejemplo, las galerías BT, BR, MR y CZ, situadas a cotas de 120, 435, 1165 y 1650 m respectivamente, y niveles máximos de radón de 1260, 1150, 760 y 675 pCi/l respectivamente.

Longitudinalmente, parece existir una tendencia general a un aumento de los niveles de radón con proximidad a la zona central de la isla. Esto es lo que se observa si se comparan galerías situadas aproximadamente a la misma cota pero a diferentes distancias respecto a la zona central, como por ejemplo, las galerías BT y BR, situadas a cotas de 120 y 435 m respectivamente y los niveles máximos de radón fueron más altos en BT (1260 pCi/l), situada más próxima a la zona central que en BR (1150 pCi/l), más alejada que la anterior; o si se comparan MR y DJ, situadas a 1165 y 775 m de cota respectivamente y niveles máximos de radón de 760 y 325 pCi/l, más bajos en la galería

Transversalmente, las galerías con niveles de radón más altos (> 1000 pCi/l en BT y BR) están excavadas en la vertiente norte de la dorsal y a cotas bajas (120 y 435 m respectivamente), a cotas altas de la franja central de la dorsal, los niveles son medios, (máximos entre 325 y 750 pCi/l en DJ, CZ y MR) mientras en las de la vertiente sur, situadas en el valle de Güimar (VLL, SB, BCH y GU, situadas a cotas de 1225, 575, 535 y 20 m respectivamente), presentan todas ellas valores muy bajos, en general inferiores a

Fig. 5.23. : Galerías situadas en el contexto de las dorsales



150 pCi/l. Esto parece indicar un desplazamiento de las anomalías hacia la vertiente norte respecto al eje topográfico de la dorsal.

5.4.4 El radón en relación con el sistema hidrológico subterráneo

En Tenerife, el sistema hidrológico subterráneo parece estar constituido por un superficie freática se asemeja en términos generales a la superficie topográfica. La cota más alta del acuífero se sitúa en Las Cañadas a unos 1,800 m de altitud (unos 450 m por debajo de la superficie). En general, la distancia entre la superficie freática y la superficie del terreno está en torno a los 300 - 400 m, con un máximo de unos 600 m en la zona más deprimida de la dorsal NE. Esta geometría ha podido ser deducida con bastante precisión gracias al gran número de obras de captación de agua subterránea (pozos y galerías) que existen en la isla. (Avance del PHI, 1989) (ver Fig. 4.5 en el capítulo 4)

En este apartado se analiza la ocurrencia de las anomalías de radón en relación con el acuífero insular, la influencia que pueda ejercer la proximidad del nivel freático al punto de medida y el papel que como agente transportador de gases pueda ejercer el flujo de agua subterránea.

a) El radón en relación con la distancia al nivel freático

Para calcular la distancia mínima de cada galería al acuífero general se utilizó como base el mapa de isolíneas del nivel freático del Plan Hidrológico Insular (1989). Con los datos disponibles se pudo estimar esta distancia en 2 sondeos y 18 galerías de las 24 estudiadas en este trabajo.

En la Tabla 5.14 se indica la distancia mínima al acuífero alcanzada por cada galería y el nivel máximo de radón obtenido en la zona saturada o en el tramo más próximo al nivel freático en caso de galerías que se encuentren por encima del mismo.

Tabla 5.14.: Distancias estimadas al acuífero general y niveles máximos de radón obtenidos en las galerías

	Distancia min. estimada al acuífero (m)	²²² Rn (pCi/l)
Madre del agua (G)	zona saturada	1270
Los Beltranés (G)	zona saturada	1258
Las Breñas (G)	zona saturada	1148
Mña. Majúa (S)	zona saturada	1060
San Fernando (G)	zona saturada	1012
Vergara (G)	zona saturada	864
Aguas de San Andres (G)	zona saturada	850
16 de Mayo (G)	zona saturada	261
Salto del Barrero (G)	zona saturada	70
Binchelche (G)	zona saturada	52
Güímar (S)	zona saturada	26
Aguas de Herques (G)	20	389
Dornajos (G)	70	325
El Peral (G)	165	671
Los Naranjos (G)	325	120
Las Gotas (G)	330	371
Ancón de J. M. (G)	475	3831
El Moral (G)	565	759
El Valle (G)	615	164
Cazme (G)	675	643

Aunque se observa una frecuencia relativa de altos niveles de radón en la zona saturada, hay galerías que intersectan al acuífero y que presentan niveles de radón bastante bajos, como es el caso de las galerías SB y BCH, o el sondeo GU. Por otra parte, también hay galerías situadas a más de 400 m por encima de la superficie freática general y que presentan niveles de radón muy altos. Estos datos sugieren que la ocurrencia de anomalías en radón parece ser independiente de la distancia a la zona saturada general.

Por otra parte, en relación con las variaciones temporales de radón descritas en el apartado 5.2, se observa que, en el subsuelo, las estaciones con pauta irregular (BT y MM en las Figs. 5.14.g) y h)) están situadas en zona saturada, mientras que las de pauta

estacional (PE, CZ y LC en las Figs. 5.14.a, b) y c)) quedan por encima del nivel freático general.

Esto podría indicar una relación más directa con variaciones internas en el aporte del gas en el caso de las estaciones con pauta irregular, mientras que las estaciones situadas en la zona no saturada serían más sensibles a variables atmosféricas. Sin embargo, este razonamiento queda debilitado al considerar las estaciones de superficie, situadas a centenares de metros por encima del acuífero de Las Cañadas y donde se dan ambos tipos de comportamiento.

b) El radón disuelto en el agua subterránea

Se hicieron además algunas determinaciones de ^{222}Rn en aguas con el objeto de estudiar si los niveles de radón medidos en la atmósfera de las galerías, especialmente en aquellas con niveles de radón altos, guardaba relación con el contenido en este elemento disuelto en el agua.

Las muestras de agua se tomaron directamente en las zonas de alumbramiento de las galerías. La determinación de la concentración de radón en las muestras se realizó mediante espectrometría gamma, según se describe en el capítulo de metodología.

La Tabla 5.15 resume los datos de radón obtenidos en las aguas de algunas de las galerías y el nivel de radón detectado en aire. Hay que señalar que la comparación entre el nivel de radón en aire y en agua de una misma galería, es sólo estimativa, pues en el caso de las determinaciones en aire, la medida corresponde a la concentración media integrada sobre un periodo de tiempo (de un mes a 3-4 días), mientras que en agua son de tipo puntual.

En Los Beltranes, el nivel de actividad medida en el agua fue sensiblemente superior a la obtenida en aire. En este caso, el agua parece ser el agente transportador de radón hacia la atmósfera de la galería.

En el resto de galerías, la concentración de radón en agua fue del mismo orden o inferior a la obtenida en aire.

Tabla 5.15 : Niveles de ^{222}Rn en aguas y en aire en galerías de Tenerife

Galería	Rn agua pCi/l	Fecha muestreo	Rn aire (pCi/l)	Periodo de medida
Los Catalanes	144	15.03.1991	149	12 -15.03.1991
S. Fernando	634	22.03.1991	1012	18 - 22.03.1991
Las Breñas	377	18.03.1991	1147	15 - 18.03.1991
Vergara	244 (*)	21.05.1990	864	18 - 21.05.1990
Beltranes	1377	03.05.1995	649	06.04 - 03.05.1995
L. Colorado	87	03.05.1995	164	18.04 - 03.05.1995
El Peral	231	04.05.1995	215	20.04 - 04.05.1995
Ancón de J. M.	140	12.07.1997	255	30.06 - 29.08.1997

(*) Carracedo et al.,1990

Por otra parte, según un estudio realizado por Catalán et al. (1993), no se han encontrado concentraciones significativas en ^{238}U o ^{226}Ra en las aguas subterráneas de la isla. Por tanto, las elevadas concentraciones de radón detectadas tanto en el aire como en aguas de algunas galerías (y en un sondeo) que intersectan al acuífero, no proceden de ^{238}U o ^{226}Ra disuelto, sino que deben estar relacionadas con gas radón incorporado al sistema hidrológico subterráneo en determinadas zonas. En estos casos, el agua subterránea actuaría de elemento conductor del gas a la atmósfera de las

5.4.5 El ^{222}Rn en relación con emisiones de CO_2

La acción del CO_2 como un rápido agente de transporte de Rn ha sido propuesto por diversos autores (p.e. Tanner, 1980 ; Shapiro et al., 1982 ; Toutain et al., 1992 ; Parello et al., 1995).

En aguas con una fase gaseosa libre (CO_2 , CH_4), el ^{222}Rn muestra una afinidad mucho mayor por la fase volátil (Parello et al., 1995). El transporte de ^{222}Rn es más eficiente cuando el CO_2 se separa como fase gaseosa libre, dado que los gases libres pueden atravesar el acuífero a una mayor velocidad que como fase disuelta. Esto ocasiona una mayor concentración de radón en aquellas zonas donde la separación de la fase volátil se produce a mayor profundidad (Chiodini et al., 1996 1997).

En Tenerife, la principal zona de emisión de gases en superficie la constituye el campo de fumarolas del Teide, donde además de vapor de agua, el CO_2 es el componente mayoritario, con concentraciones superiores al 85 % vol. en gas seco (Albert-Beltrán et al., 1986 ; Cioni et al., 1985 ; etc.). En otras zonas de Las Cañadas, el nivel de CO_2 en suelos es bastante bajo, en general inferior al 1 % vol. (Hernández et al., 1996 ; Hernández, 1997).

En el subsuelo, la presencia de CO_2 en concentraciones elevadas afecta a toda la región central de la isla (ver Fig. 4.8 en el Cap. 4) (Bravo 1968, Bravo et al., 1976 ; Coello y Bravo, 1989). El aporte de gas suele ser de forma difusa a través de las rocas, o bien disuelto en el agua subterránea, donde aparece como CO_2 libre o en forma de bicarbonatos (Valentín et al., 1989). Los aportes difusos suelen mantener concentraciones superiores al 10 % vol. en la atmósfera de las galerías, llegando hasta el 85% vol. cuando se mide directamente el punto de emisión del gas, normalmente a través de fisuras (Valentín et al., 1989).

El flujo total de CO_2 emitido en las emisiones difusas de la Caldera de Las Cañadas y el incorporado al acuífero de la zona central, ha sido estimado en 614.3 Ton/día, de las cuales 101 Ton/día corresponderían al cono sumital del Teide (Salazar et al., 1997).

El origen endógeno de las emisiones de CO_2 en estos contextos está evidenciado tanto por las elevadas concentraciones de este gas (en ausencia de sedimentos carbonáticos) como por los análisis isotópicos del $\delta^{13}\text{C}$ (Valentín et al., 1990 ; Albert-

Beltran et al.,1990). En el subsuelo, los análisis del $\delta^{13}\text{C}$ en el carbono total disuelto en las aguas subterráneas indican un origen por mezcla de CO_2 de origen magmático, edáfico y atmosférico (-19.5 a +1.4 ‰ PDB), con una tendencia general a ser mayor la componente magmática en aquellas zonas con mayor concentración de CO_2 (Custodio et al., 1987). De forma similar, Hernandez et al (1996) señalan un posible origen por mezcla de CO_2 de origen magmático y biogénico (-12.9 a -18 ‰ PDB) en suelos de Las Cañadas, con una tendencia general a ser mayor la componente magmática en aquellas áreas con mayor concentración de CO_2

En este trabajo, junto con las determinaciones de radón, se llevó a cabo un control de la concentración de CO_2 , tanto en suelos como en el interior de las galerías.

En superficie, las medidas de CO_2 se realizaron en aproximadamente el 25 % de los puntos de medida de radón, con 68 puntos en unos 40 km^2 , cubriendo principalmente el cono terminal del Teide, el interior de la Caldera y el area NO (Fig. 5.24).

En el subsuelo, la concentración de CO_2 se midió a lo largo de 23 de las 24 galerías en las que se realizó la prospección de radón. En los sondeos no se dispuso de medios para poder realizar las medidas, sólo en el de Mña Majúa se obtuvieron datos de la concentración de este gas cedidos por el Consejo Insular de Aguas. paralelamente al seguimiento de radón, se llevó a cabo un seguimiento de la variación temporal de la concentración de CO_2 en dos galerías.

Las determinaciones de CO_2 en superficie (suelos) se realizaron con un analizador por infrarrojos portátil (LFA - 10 de la casa Analytical Development Company LTd.) con una bomba interna que aspira el gas con un caudal de 200 ml/min.. Las medidas se hicieron introduciendo un tubo de acero de 1 cm de diámetro y 1 m de longitud aproximadamente, con perforaciones en los últimos 10 cm finales para permitir la entrada del gas del suelo en el tubo. De este modo, los datos obtenidos corresponden a la concentración de CO_2 en el suelo a unos 50 - 70 cm de profundidad. Al utilizar una bomba para extraer el gas hacia el detector, las medidas son en condiciones dinámicas.

En las galerías se utilizó el analizador de gases anterior y otro de la casa Dräger, también por infrarrojos, éste último con medidas de CO₂ por difusión. En este caso, las determinaciones de CO₂ se realizaron midiendo directamente la concentración del gas en haciendo perfiles con toma de datos en los mismos puntos donde se instalaban los detectores de radón. En algunas galerías estuvo conectado el sistema de ventilación artificial durante la realización de las medidas, por lo que no se pudo determinar la concentración de CO₂ en condiciones estáticas. En estos casos, la

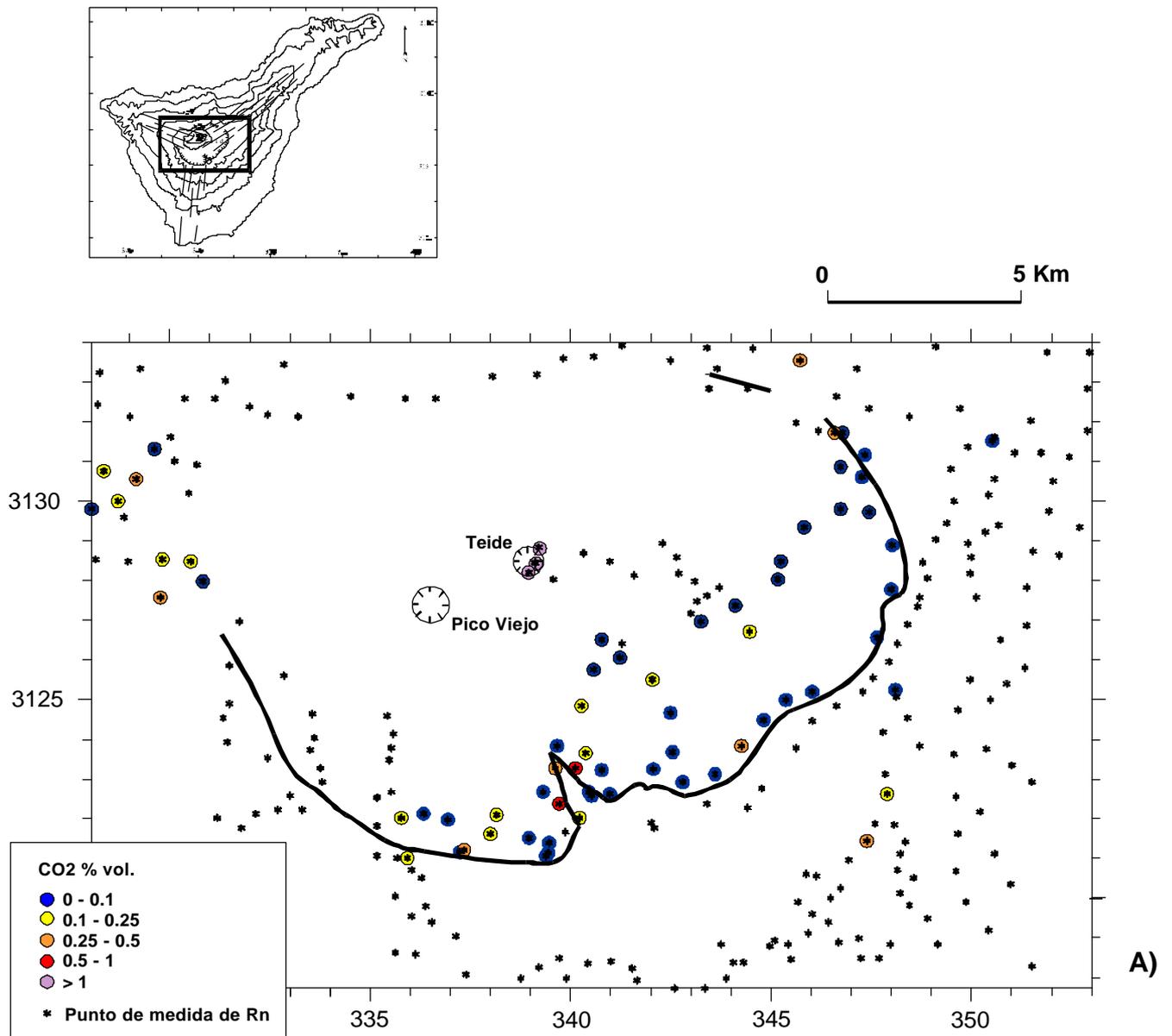
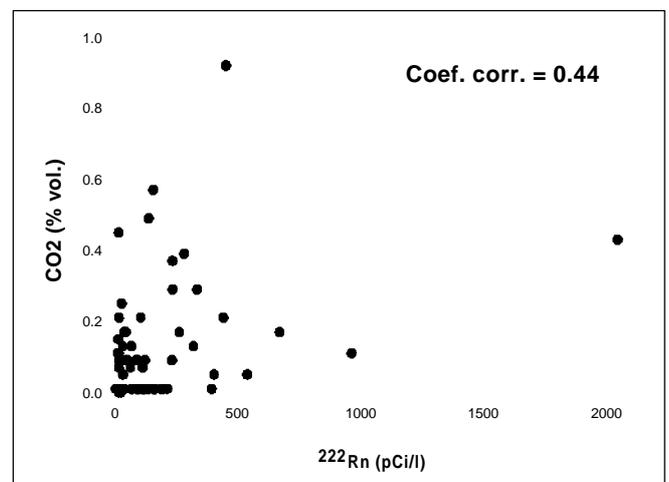


Fig. 5.24: Mapa de distribución de CO₂ en suelos de Las Cañadas (A) y gráfico de dispersión de CO₂ vs la concentración de Rn para los mismos puntos (B).



B)

concentración de CO₂ que figura en las tablas y gráficos, corresponde al máximo determinado durante la visita.

Hay que señalar que debido a las diferencias en los métodos utilizados, (las medidas de CO₂ son de tipo puntual, mientras que las de radón representan la media durante el periodo de exposición de los detectores (de 3 días a un mes), las concentraciones obtenidas de CO₂ y ²²²Rn no son estrictamente comparables, especialmente cuando se trata de correlacionar variaciones temporales, aunque pueden ser utilizadas como primera aproximación al estudiar posibles relaciones entre ambos gases.

En los suelos de Las Cañadas, las concentraciones de CO₂ obtenidas fueron bastante bajas, entre 0.01 y 0.92 % vol., con una media de 0.1 % vol., salvo en el cono sumital del Teide, donde se obtuvieron niveles entre 1.31 y 46.6 % vol..

Exceptuando el cono terminal del Teide, donde las anomalías de radón están claramente asociadas a la actividad fumarólica (675 pCi/l máximo obtenido en el cráter sumital y 1892 pCi/l en las fumarolas del Mirador de la Fortaleza), en las otras zonas muestreadas en el interior de la Caldera, no se observa una correlación significativa entre las concentraciones de ambos gases.

En el subsuelo, de las 23 galerías en las que se analizó la concentración de CO₂, 6 presentaron concentraciones superiores al 1 % (la concentración de CO₂ en la atmósfera es de 0.03%), todas ellas situadas en la región central (Fig 5.25). En esta zona se sitúa también el sondeo de Mña. Majúa, en el que según datos del Consejo Insular de Aguas, se registran niveles de CO₂ del orden del 12 % vol. La Tabla 5.16 resume los datos de los niveles máximos de CO₂ y ²²²Rn registrados en dichas galerías.

De estas 6 galerías, 5 presentan niveles de radón anómalos (> 500 pCi/l), superando a veces los 2000 pCi/l, como es el caso de RA. También en el sondeo de MM se registran niveles de radón superiores a los 1000 pCi/l. Más aún, comparando los

perfiles de ambos gases en cada galería, se observa una correlación espacial bastante buena (Figs. 5.9.b) y 5.10.a, b) y c)).

Esta coincidencia de anomalías de radón con zonas de emisión de CO₂ indica una posible relación en los procesos de emisión de ambos gases.

Sin embargo, si se toman los datos en conjunto, no se observa una relación directa entre las concentraciones de ²²²Rn y CO₂. La falta de correlación a nivel global sugiere que dicha relación no es proporcional.

Tabla 5.16 : Niveles máximos de CO₂ y ²²²Rn obtenidos en galerías con concentraciones anómalas de CO₂ (> 1 % vol.)

Galería/sondeo	CO₂ % vol (max.)	²²²Rn Ci/l (max.)	Correlación espacial ?
<i>sin ventilación artificial</i>			
El Peral	15	671	Si
Risas de Arona	3.5	2195	Si
El Riachuelo	2	149	Si
Mña. Majúa	12	1060	?
Los Beltranes	1	1258	Si
<i>con ventilación artificial</i>			
Vergara	9	864	?
San Fernando	3	1012	?

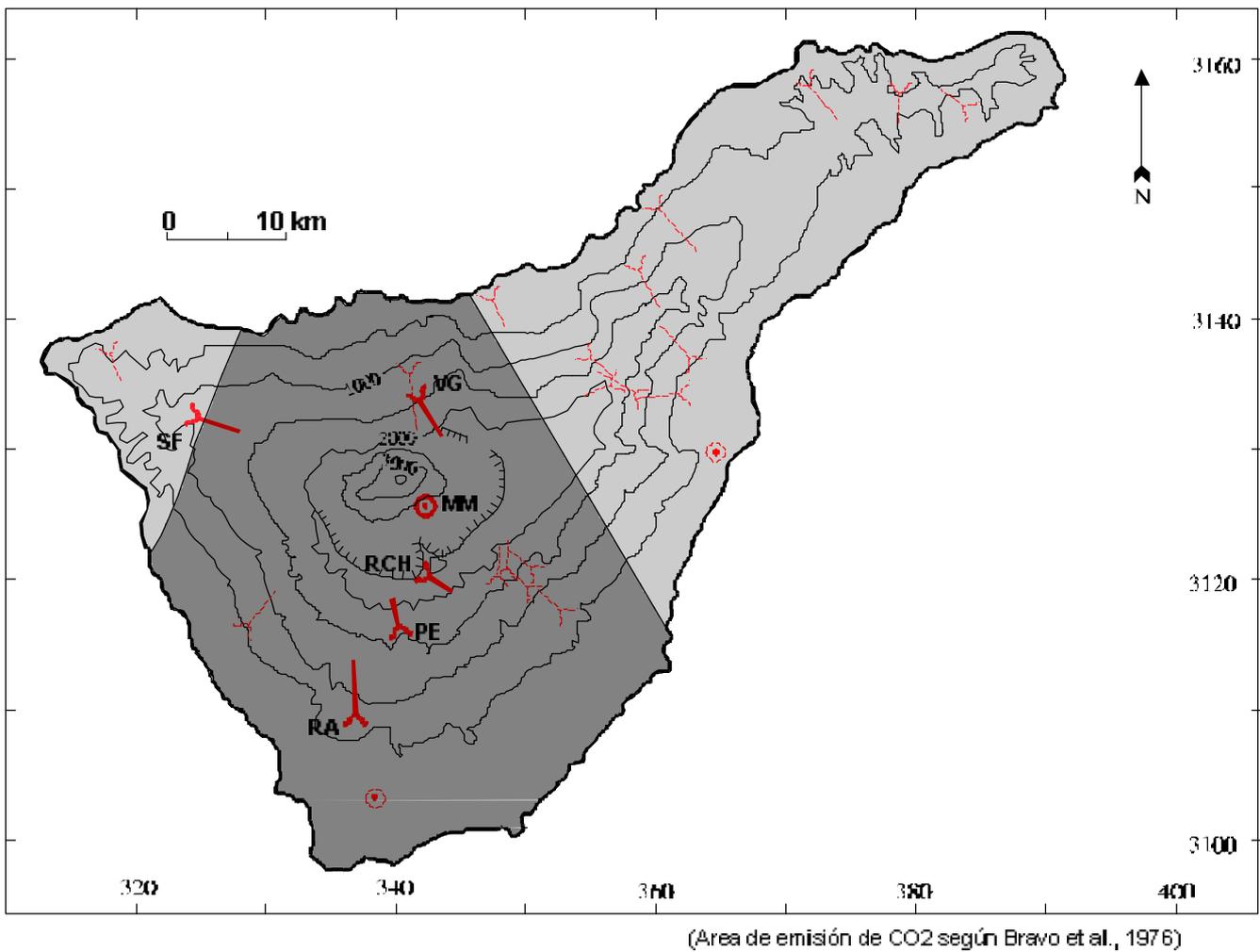
El seguimiento temporal se llevó a cabo en las galerías PE y JM

En la galería PE la concentración de CO₂ es letal (> 10 % vol.) a partir de los 300 m de la bocamina y el nivel de radón es también bastante alto, con actividades superiores a los 500 pCi/l a tan sólo 300 m de la bocamina.

En esta galería se midió la concentración de CO₂ durante tres años en las mismas estaciones de seguimiento de radón, con medidas puntuales y periodicidad mensual durante la puesta y retirada de los detectores de radón.

Los datos se han representado en el gráfico de la Fig. 5.14.a) junto con la serie temporal de radón. El nivel de CO₂ muestra fluctuaciones anuales, pero desfasadas

Fig. 5.25.: Galerías situadas en zonas de emisión de CO₂



respecto a las del radón. El desfase puede ser debido, como se ha indicado anteriormente, a las diferencias en el tipo de medida de uno y otro gas. Por otra parte, las variaciones en la concentración son menos intensas en el CO₂ que en el radón.

Un estudio similar se hizo en la galería JM durante el seguimiento de radón de corto periodo (apartado 5.3). En esta galería los niveles de CO₂ fueron bajos, en general inferiores al 1 % vol.. El seguimiento se llevó a cabo con medidas puntuales cada vez que se cambiaban los detectores de radón, con el objeto de estudiar paralelamente el comportamiento del CO₂ con intervalos de medida cortos. Como resultado se obtuvo un registro de la evolución temporal de ambos gases a lo largo de todo el perfil de la galería durante unos cinco meses, de julio a noviembre de 1995 (Figs. 5.26).

En estos gráficos se observa que la variación espacial de las concentraciones de ₂ son diferentes, pues en el primer caso los valores máximos se obtienen entre los 200 y 800 m de profundidad, mientras que el CO₂ incrementa su concentración hacia el frente de la galería. En cambio, la variaciones temporales son similares, especialmente en el tramo más externo, disminuyendo la correlación hacia el frente de la

Estas diferencias pueden ser explicadas si se tienen en cuenta los distintos orígenes y naturaleza de uno y otro gas : Las diferencias en la distribución espacial pueden deberse a que la zona principal de flujo de radón está localizada entre los 200 y 600 m, mientras que el CO₂ entra en la atmósfera de la galería por exsolución del agua, cuya surgencia, de reducido caudal, se sitúa entre los 900 y 1000 m, acumulándose el gas hacia el frente de la galería.

Por otra parte, las variaciones atmosféricas afectan a la concentración de los gases principalmente en las estaciones más próximas a bocamina, por lo que en esta zona el comportamiento temporal de ambos gases es similar. En cambio, en las estaciones situadas más hacia el interior, la ventilación natural es menor, y, mientras el CO₂ se acumula en la zona más profunda de la galería, mostrando escasa variación, el

radón por su naturaleza radiactiva, se desintegra sin posibilidad de acumularse mientras no reciba esta zona el aporte de la anomalía principal más externa, situada hacia los 400 - 600 m de la bocamina.

Esto parece indicar que el gas radón puede ser un trazador más sensible para detectar cambios en el flujo de gas que el CO₂, especialmente en seguimientos de corto periodo.

Las anteriores observaciones sugieren que, si bien la existencia de zonas de emisión de CO₂ no es un factor determinante en la aparición de anomalías de radón, parece que su presencia en el subsuelo favorece el ascenso de radón hacia niveles superficiales

Esto parece evidente en el sondeo de Mña. Majúa (MM), de 505 m de profundidad y situado a unos 400 m de la base del Teide. El sondeo está entubado en su totalidad. El nivel freático se encuentra a los 447 m de profundidad y por encima del mismo se han detectado concentraciones de CO₂ superiores a un 12 % vol. Los niveles de radón son muy altos a lo largo de todo el sondeo (Fig. 5.10.f)), alcanzando concentraciones superiores a 1000 pCi/l a 100 m de profundidad y 284 pCi/l a 0 m (en el brocal del mismo). En este caso, la alta actividad de radón medida a lo largo de todo el sondeo sólo se puede explicar por la existencia de un flujo de radón muy activo, posiblemente potenciado por la emisión de CO₂, que actuaría como gas transportador del radón hacia niveles superficiales.

Por otra parte, comparando los datos de $\delta^{13}\text{C}$ en CTD aportados por Custodio et al (1987) con las concentraciones de radón obtenidas en este trabajo (Tabla 5.17), se observa una relativamente buena correlación en la localización e intensidad de las anomalías de radón en el subsuelo con zonas donde la componente isotópica indica un aporte endógeno, mostrando una tendencia a un aumento en la intensidad de la anomalía con un contenido isotópico más pesado, es decir, con un aumento de la componente endógena y con aguas con CO₂ como fase gaseosa libre. Como referencia

el $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 emitido en las fumarolas del Teide es de -3.2 a -3.9 ‰ PDB (Albert et al., 1989 ; 1990).

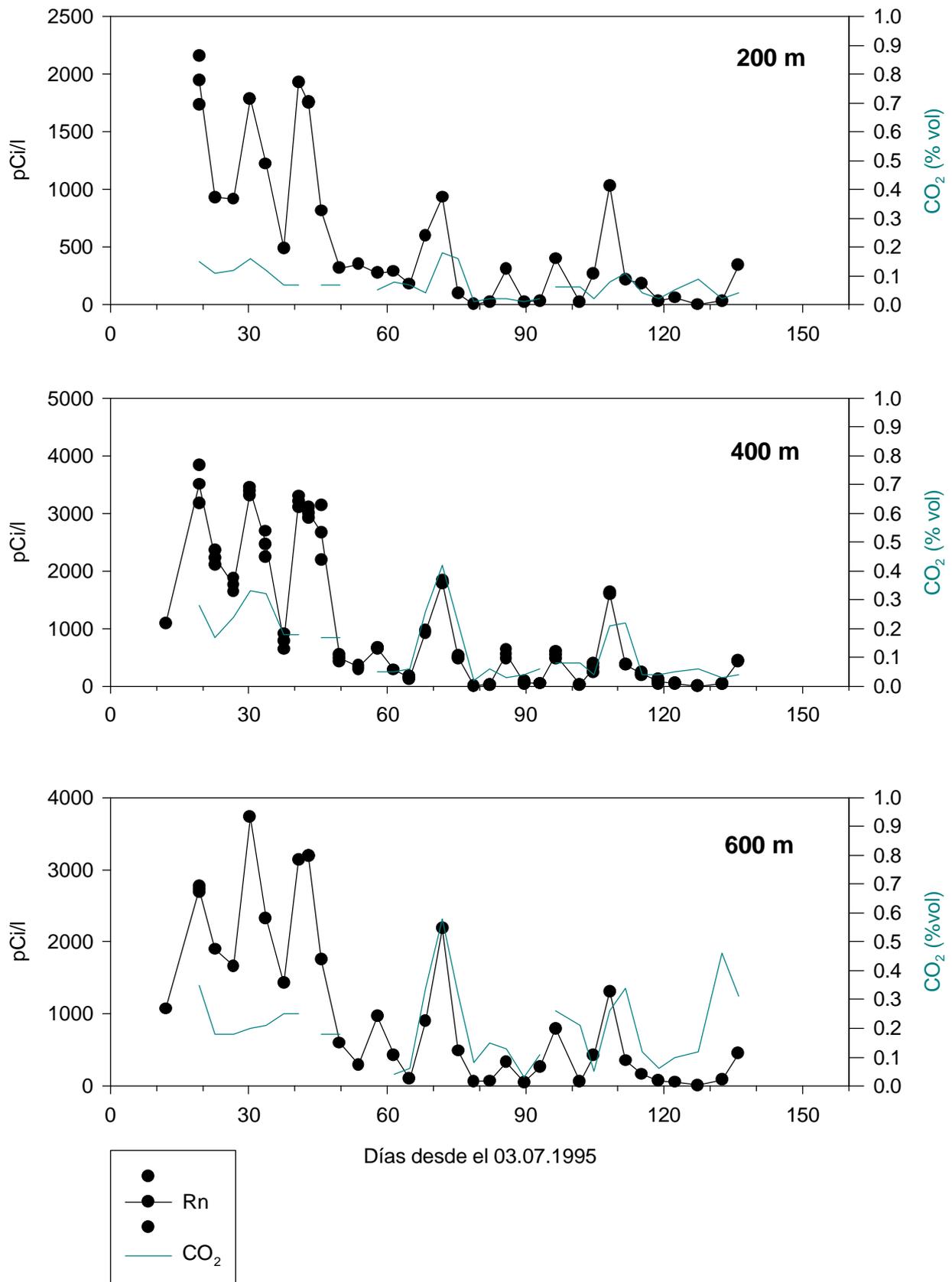


Fig. 5.26.: Series temporales de ^{222}Rn y CO₂ en la galería Ancón de Juan Marrero durante el seguimiento de corto periodo (3-4 días) realizado en la zona anómala RN-1 (ver apartado 5.2.4). En la esquina superior derecha se indica la distancia a bocamina y el coeficiente de correlación entre las series temporales de Rn y el CO₂ en cada estación.

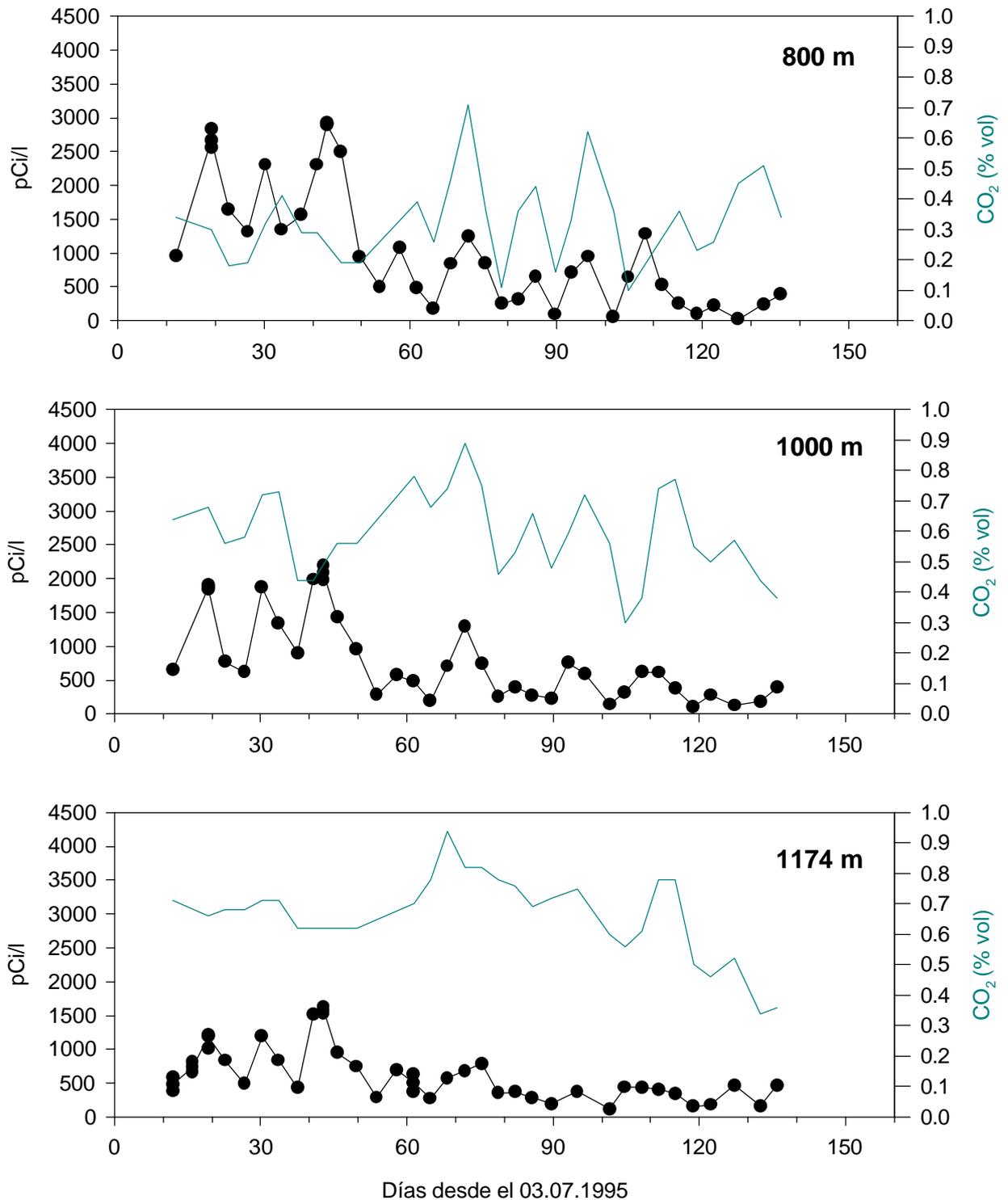


Fig. 5.26.: Series temporales de ^{222}Rn y CO_2 en la galería Ancón de Juan Marrero durante el seguimiento de corto periodo (3-4 días) realizado en la zona anómala RN-1 (ver apartado 5.2.4). En la esquina superior derecha se indica la distancia a bocamina y el coeficiente de correlación entre las de Rn y CO_2 para cada estación.

Tabla 5.17 : Datos del contenido en ^{222}Rn en la atmósfera de galería y el $\delta^{13}\text{C}$ del carbono total disuelto en las aguas de las mismas galerías

Galería	^{222}Rn (pCi/l)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB) (*)
Aguas de San Andrés	824	-12.4
El Moral	759	-3.6
Vergara	864	-1.8
San Fernando	1012	-1.2

(*) En Custodio et al., (1987)

5.4.6 El radón en relación con anomalías térmicas

Los fluidos geotermales presentan típicamente concentraciones más altas de radón que las aguas subterráneas frías y por ello el radón ha sido ampliamente utilizado en la detección de campos geotérmicos (Cox, 1980 ; Aubert y Baubron, 1988 ; Crenshaw et al., 1982 ; Cox, 1983 ; Whitehead et al., 1983 ; Segovia et al., 1991). Los principales factores que controlan la concentración de radón en los sistemas geotermales incluyen la removilización de los radionúclidos productores del radón (^{226}Ra) y su posterior deposición en las superficies de los conductos de circulación de fluidos (Flexser et al., 1987 ; Wollenberg et al., 1984/85) y una más rápida migración de radón por difusión de la roca fuente en los fluidos hidrotermales circulantes favorecida por la alta temperatura (Gasparini et al., 1984).

Por otra parte, los cambios en la concentración de radón en gases de suelos pueden ser el resultado de cambios en la temperatura del agua subterránea, debido a la dependencia de la solubilidad del radón con la temperatura del agua (Connor et al., 1996).

En Tenerife, la única anomalía térmica detectada en superficie se localiza en la zona de fumarolas del cráter del Teide, donde alcanzan 85 °C de temperatura máxima

En el subsuelo, las anomalías son de menor intensidad (entre 30 y 50 °C) pero mucho más extensas, ocupando amplias zonas del sector central de la isla (Carracedo y Soler 1983 ; Valentín et al., 1990) (ver la Fig. 4.7 en el Cap. 4). Valentín et al. (1990) interpretan el origen de estas anomalías como debidas a la interacción de gases endógenos calientes con el acuífero y con el transporte de calor por convección de fluidos.

Las únicas medidas de radón en superficie realizadas en este contexto, corresponden a las del cono terminal del Teide, donde se obtuvieron concentraciones muy altas, entre 675 pCi/l en el cráter sumital y 1892 pCi/l en las fumarolas del Mirador de la Fortaleza.

En el subsuelo se estudiaron 6 galerías con anomalías térmicas (Fig. 5.27), todas ellas con temperaturas superiores a los 30 °C. La Tabla 5.18 resume los datos obtenidos

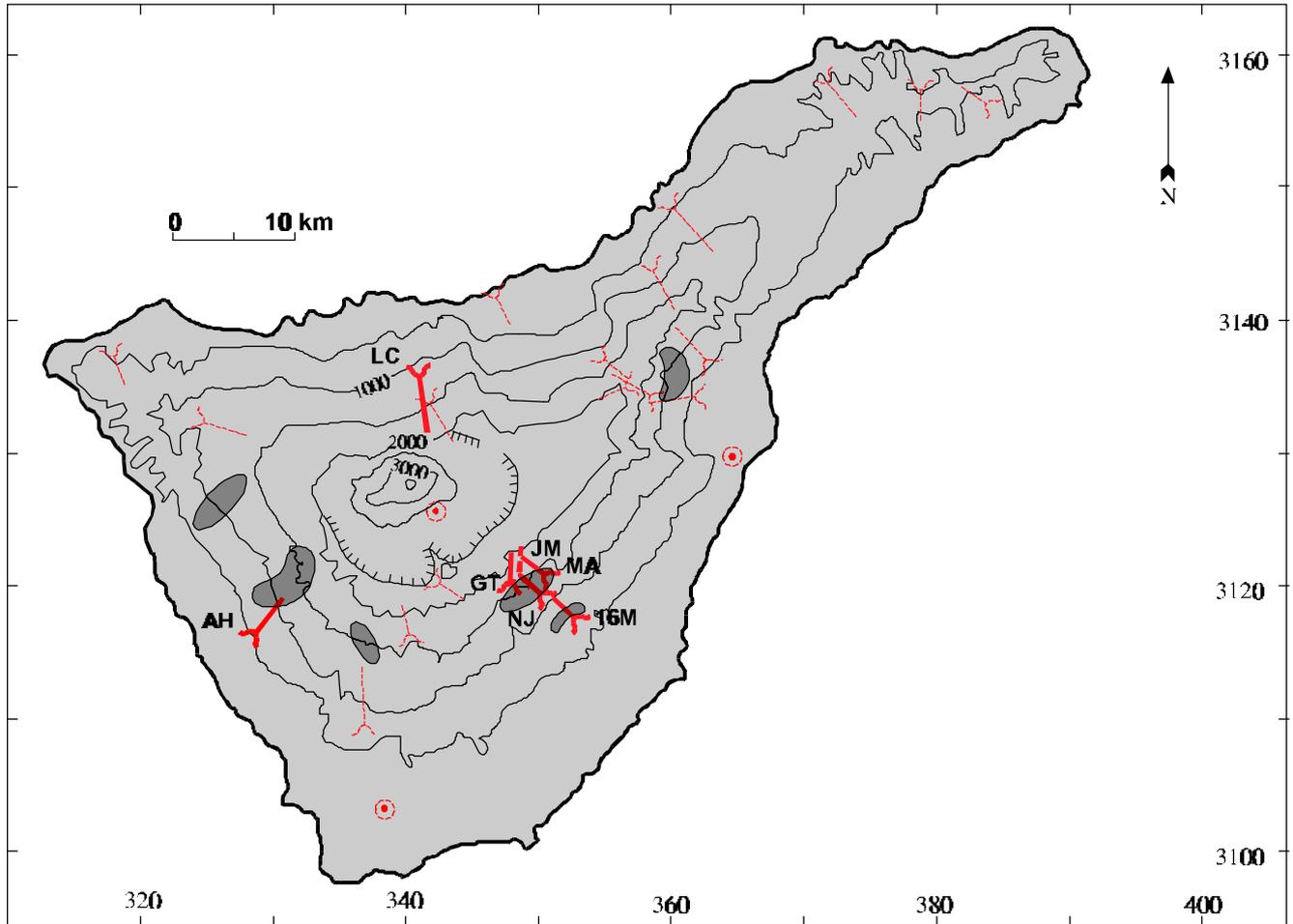
Tabla 5.18 : Niveles máximos de temperatura y ²²²Rn obtenidos en galerías con anomalías térmicas

	Temp max. (°C)	²²²Rn max. (pCi/l)	Correlación espacial ?
SSNTD			
Madre del Agua	36	1270	No
Lomo Colorado	33	344	Si
Aguas de Herques	30	389	N.D.
16 de Mayo	30	261	N.D.
ACC			
Madre del Agua	36	118	No
Las Gotas	36	371	No
Los Naranjos	34	120	No
Aguas de Herques	30	112	No

SSNTD = Solid State Nuclear Track Detectors

ACC = Activated Charcoal Canisters

Fig. 5.27. : Galerías situadas en zonas de anomalías térmicas



(Localización de anomalías térmicas según Valentín, (1988))

En algunas galerías las medidas de radón se realizaron con detectores de tipo SSNTD, mientras que en otras se emplearon canastillas de carbón activo (Activated Charcoal Canisters, ACC), y en este caso, los datos deben ser tomados con precaución debido a que este método es sensible a la temperatura y la humedad ambiente (Ronca-Battista y Gray, 1988), y cuando éstas son elevadas, como es el caso, la concentración obtenida puede ser muy inferior a la real.

En las medidas realizadas con detectores de trazas (SSNTD), los niveles máximos de radón oscilaron entre 250 y 1270 pCi/l, con niveles moderados (entre 260 y 400 pCi/l) en LC, AH y 16M (Figs. 5.10.j, i, k)), y muy altos (máximo de 1270 pCi/l) en MA (Fig. 5.10.l)).

En los perfiles realizados con canastillas de carbón activo (ACC) las actividades de radón que se obtuvieron fueron sistemáticamente muy bajas, en general inferiores a 150 pCi/l y aparentemente no correlacionados con la temperatura (NJ, GT, AH en las Figs. 5.10.g) , h), i)). Sin embargo, como ya se ha indicado, estos datos pueden ser erróneos debido al método utilizado.

Esto queda patente en la galería MA (> 36 °C), donde se contrastaron ambos métodos obteniéndose concentraciones drásticamente diferentes (actividades de radón hasta 100 veces superiores con los detectores de trazas) (Fig. 5.10.l)). En esta galería se registró un máximo de 1270 pCi/l a 800 m de la bocamina, decreciendo posteriormente hacia el frente de la misma.

También se ha incluido en esta situación la galería Ancón de Juan Marrero, pues aunque la temperatura máxima es de 22 °C en el frente, su traza se sitúa topográficamente por encima (entre 100 y 300 m) de varias galerías con importantes anomalías térmicas (> 40 °C). En esta galería se obtuvieron los niveles más altos de radón durante todo el trabajo, 3800 pCi/l a tan sólo 400 m de la entrada utilizando ambos métodos, SSNTD y ACC, (Fig. 5.10.m)).

En este caso, se piensa que la anomalía térmica de esta zona provocaría un ascenso convectivo de aire caliente, responsable del transporte del radón hacia la superficie (como ya se ha indicado en el apartado 5.3), posiblemente a través de un sistema de fracturas de dirección NE.

Estas observaciones y el hecho de que las principales anomalías de radón en superficie de la zona exocaldera se sitúen sobre importantes anomalías térmicas en el subsuelo, parecen indicar que la presencia de elevados gradientes térmicos es uno de los factores que potencia el flujo de radón en estas zonas.

5.4.7 Variación temporal del radón en relación con parámetros temporales : variables meteorológicas y sismicidad

La existencia de fluctuaciones temporales en la concentración de radón en niveles superficiales debidas a cambios atmosféricos es bastante conocida.

Diversos autores han señalado que un aumento en la humedad del suelo puede incrementar la fracción de radón que migra desde las rocas al fluido intersticial, incrementando así la concentración de radón en el suelo (Tanner, 1964 ; Fleischer , 1983 ; Neilson et al., 1984), sin embargo las lluvias intensas y la nieve o el hielo, pueden reducir la porosidad inhibiendo la exhalación hacia la atmósfera (Kraner et al., 1964 ; Megumi y Mamuro, 1973 ; Klusman, 1981 ; Klusman y Webster, 1981 ; Reimer, 1980 ; Owczarski et al., 1990).

También se ha invocado el efecto de “bombeo” de las oscilaciones en la presión barométrica, que induciría un flujo vertical de gas, de sentido contrario a la variación de ; Hatuda, 1953 ; Clements, 1974 ; Clements y Wilkening, 1974 ; Schery et al.,1982 ; Kristianson y Malmquist, 1982). Por otro lado, mediante experimentación en laboratorio se ha observado que los cambios sinusoidales en la presión barométrica provocan un incremento neto en el flujo advectivo de radón en

suelos, debido que el aumento en el flujo de radón durante los descensos de presión es proporcionalmente mayor que el descenso de flujo provocado durante los aumentos de presión de igual magnitud (Holford et al., 1993).

En algunos casos, se ha considerado también el efecto del viento como inductor de corrientes ascendentes de gas, por el efecto Bernoulli (Kraner et al., 1964 ; Pearson y Jones, 1966 ; Guedalia et al., 1970 ; Woodcock y Friedman, 1979).

De este modo, las variaciones de tipo estacional que frecuentemente muestra la concentración de radón en suelos, son probablemente el resultado de la combinación de varios parámetros meteorológicos (Birchard y Libby, 1980).

Estas variaciones han de ser distinguidas de aquellas posiblemente relacionadas con movimientos sísmicos (King, 1986) o por otras causas tectónicas o volcánicas.

Según lo anteriormente expuesto, se hizo un análisis de las variaciones temporales de los niveles de radón de largo y corto periodo en relación con variables meteorológicas y con la actividad sísmica ocurrida en el entorno próximo al edificio insular durante los tres años en los que se llevó a cabo el seguimiento.

a) Análisis respecto a las variables meteorológicas

Los datos meteorológicos fueron cedidos por el Observatorio Meteorológico de Santa Cruz de Tenerife, a través de la extensa red de estaciones meteorológicas que dicho Observatorio posee en la isla, con 300 estaciones en funcionamiento, de las cuales unas 28 fueron utilizadas en el presente trabajo.

En las estaciones de superficie se analizó la variación temporal de flujo de radón en función de la precipitación, temperatura y humedad relativa del aire y presión atmosférica. En la estación situada en el cráter del Teide (Rn-12) se estudió además la

relación con la velocidad del viento. En el subsuelo sólo se consideraron como variables meteorológicas la temperatura del aire (exterior a la galería o sondeo) y la presión

Los datos de cada una de estas variables meteorológicas corresponden al valor medio calculado sobre el periodo de exposición de los detectores de radón, y pertenecen a la estación meteorológica más próxima al punto de seguimiento.

Los nombres de las estaciones meteorológicas asignadas a cada estación de seguimiento de radón, así como los datos de localización, distancia relativa a la respectiva estación de seguimiento y componentes figuran en el Anexo VI.

Se hizo un análisis de correlación simple por el método de correlaciones bivariadas de Pearson entre las series temporales de cada una de las estaciones de seguimiento y las series temporales de cada variable atmosférica registradas en la estación meteorológica correspondiente. Las Tablas 5.19 a) y b) resumen los índices de correlación obtenidos en cada estación durante los seguimientos de largo y corto periodo respectivamente, agrupadas en base al tipo de pauta temporal que presentan, según se definió en el apartado 5.2.

Cabe señalar que si bien las estaciones meteorológicas se seleccionaron en función de su proximidad a las estaciones de seguimiento de radón, las distancias entre unas y otras varían desde unos pocos cientos de metros a varios km según la estación. Este factor distancia debe ser considerado al menos de forma cualitativa al interpretar los índices de correlación.

En todas las estaciones con pauta estacional (Rn-1, Rn-9, Rn-10, Rn-11, el sondeo GU y las galerías PE, LC, CZ y MT), se obtiene sistemáticamente una muy buena correlación positiva con la temperatura, tanto en superficie (0.82 - 0.73) como en el subsuelo (0.94 - 0.68). En el caso de las estaciones de superficie, se observa también una débil influencia y de signo negativo de la humedad relativa [(-0.72) - (-0.44)] y más débil aún de la precipitación [(-0.28) - (-0.45)].

Tabla 5.19.a): Índices de correlación entre las series temporales de radón y variables atmosféricas durante el seguimiento de largo periodo (medias mensuales)

Estación de seg. de Rn	T_{atm}	P_{atm}	Pp	HR	Vel. viento
Superficie					
<i>Estacionales</i>					
Rn-1	0.82	0.59	-0.28	-0.44	
Rn-9	0.82	0.38	-0.45	-0.72	
Rn-10	0.73	0.25	-0.45		
Rn-11	0.73	0.55	-0.34	-0.60	
Rn-8	0.10	-0.05	0.26	-0.03	
<i>Irregulares</i>					
Rn-0	-0.61	-0.56	0.03	0.65	
Rn-2	0.02	-0.20	0.30	0.15	
Rn-3	-0.50	-0.40	-0.04	0.16	
Rn-4	0.40	0.19	0.26	-0.33	
Rn-5	0.62	0.58	-0.35	0.46	
Rn-6	0.21	0.07	-0.11		
Rn-7	-0.29	-0.46	0.20		
Rn-12	-0.37	0.05	-0.07	-0.17	-0.24
Subsuelo					
<i>Estacionales</i>					
GU- 90 m	0.94	-0.25			
PE - 100 m	0.91	-0.49			
PE - 280 m	0.88	-0.40			
CZ - 800 m	0.94	0.69			
CZ - 1071 m	0.93	0.57			
LC - 1500 m	0.78	-0.28			
LC - 2125 m	0.76	-0.19			
MT - 1275 m	0.73	-0.46			
MT - 2150 m	0.68	-0.42			
<i>Irregulares</i>					
BT - 1400 m	0.94	0.08			
BT - 2020 m	0.71	-0.17			
MM - 425 m	-0.27	-0.29			
GZ - 120 m	0.53	-0.02			

T_{atm} = Temperatura atmosférica ; P_{atm} = Presión atmosférica ; Pp = Precipitación ;
HR = Humedad relativa del aire ; Vel. viento = velocidad del viento

Tabla 5.19.b) : Índices de correlación entre las series temporales de radón y variables atmosféricas durante el seguimiento de corto periodo (medias sobre 3-4 días)

	T_{atm}	P_{atm}	Pp	HR
Superficie				
Rn-1-a	0.47	0.38	-0.11	-0.40
Rn-1-b	0.61	0.41	-0.16	-0.58
Subsuelo				
JM - 200 m	0.90	0.57		
JM - 400 m	0.92	0.58		
JM - 600 m	0.89	0.49		
JM - 800 m	0.87	0.51		
JM - 1000 m	0.81	0.48		
JM - 1174 m	0.78	0.42		

T_{atm} = Temperatura atmosférica ; P_{atm} = Presión atmosférica ; Pp = Precipitación ; HR = Humedad relativa del aire

Lo mismo ocurre en las estaciones las estaciones de seguimiento de corto periodo, con índices de correlación con la temperatura entre 0.47 y 0.61 en las estaciones de superficie y entre 0.92 y 0.78 en las del subsuelo.

La escasa influencia de la precipitación y humedad relativa en las estaciones de superficie puede explicarse por la aridez característica de la zona de alta montaña, donde las lluvias son escasas y muy puntuales.

El efecto de la presión atmosférica está poco claro, pues los índices son bajos y de signo variable, tanto en superficie como en el subsuelo [(0.69 - (-0.56)]. Ello puede ser debido a que en el seguimiento de largo periodo, el tiempo de integración utilizado (un mes) es lo suficientemente largo como para mitigar el posible efecto que ejercerían los cambios barométricos en la medida del gas. De hecho, en el seguimiento de corto periodo, los índices con esta variable mejoran, pero siguen siendo poco significativos.

Las estaciones con comportamiento de tipo irregular (Rn-0, Rn-4, Rn-7, Rn-12, la galería BT y el sondeo MM) no muestran índices de correlación significativos con ninguna de las variables estudiadas.

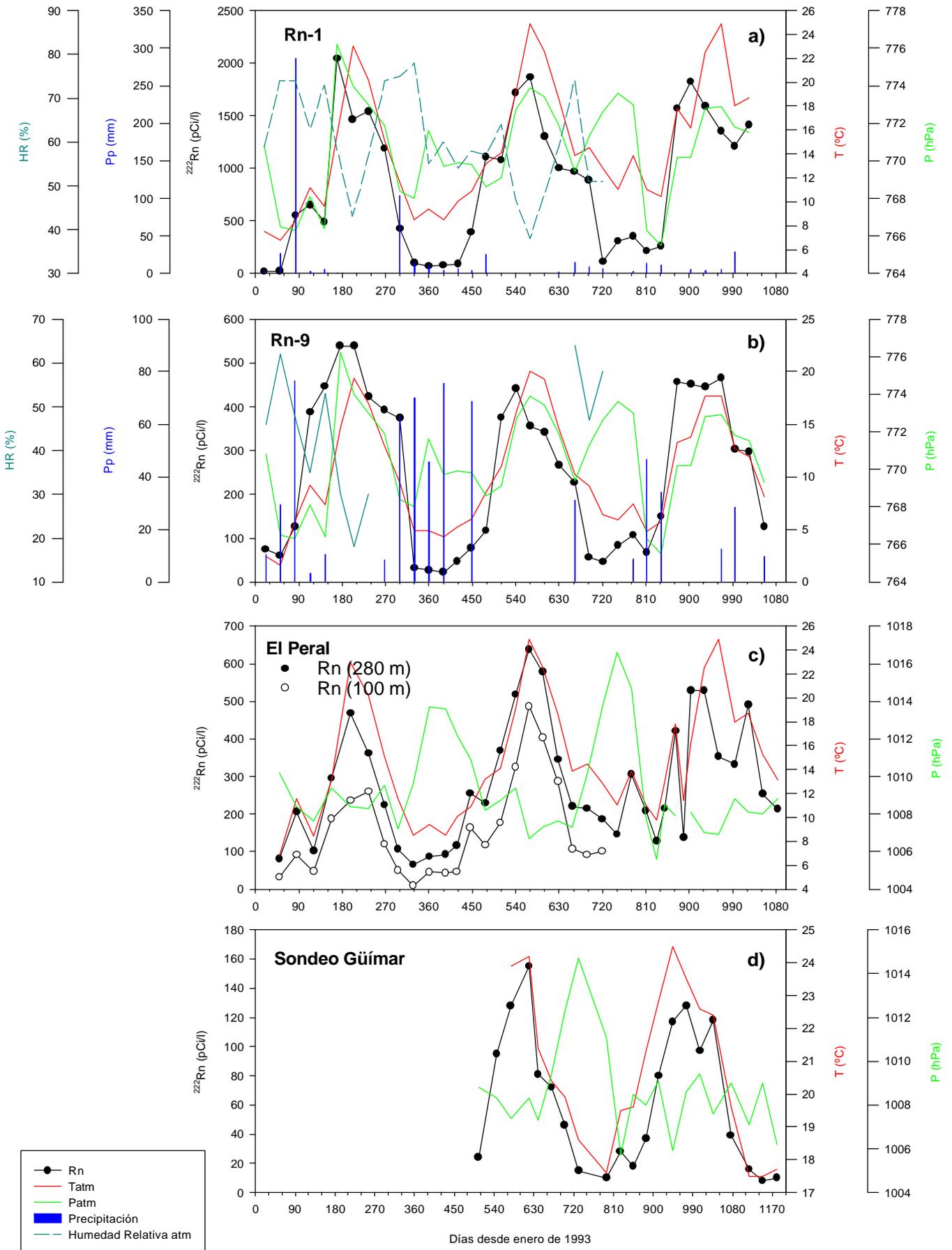


Fig. 5.28: Ejemplos de series temporales de Rn de tipo estacional frente a variables atmosféricas; a) y b) son estaciones de seguimiento en superficie, c) y d) en el subsuelo, en una galería y un sondeo respectivamente. En todos los casos, la mejor correlación se obtiene con la temperatura atmosférica.

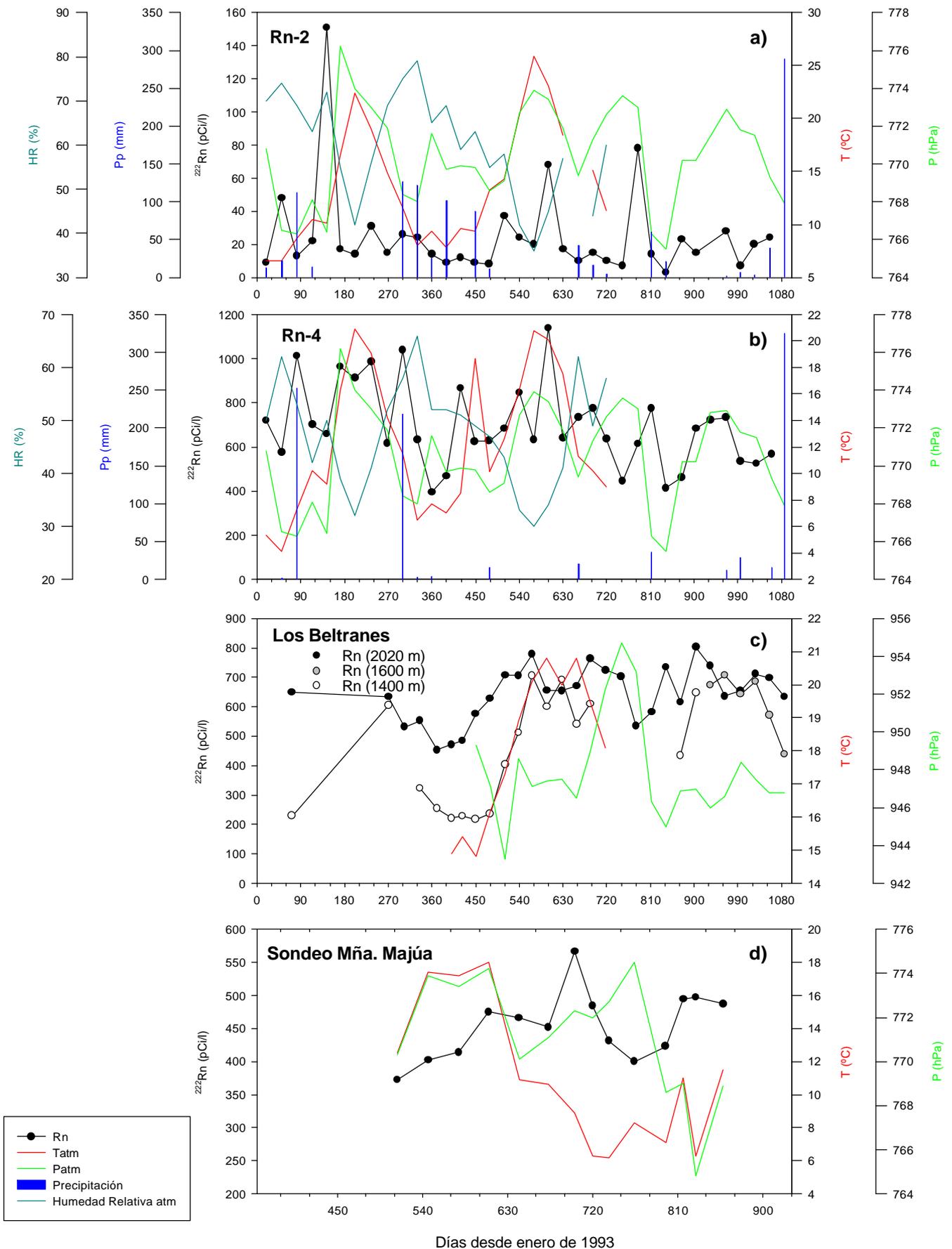


Fig. 5.29.: Ejemplos de series temporales de Rn de tipo irregular frente a variables atmosféricas; a) y b) son estaciones de seguimiento en superficie, c) y d) en el subsuelo, en una galería y un sondeo respectivamente. En ningún caso se observa relación alguna con variables atmosféricas

Por otra parte, en el subsuelo, los índices de correlación disminuyen sistemáticamente en las estaciones situadas más hacia el interior, indicando que el grado de afección de las variables atmosféricas decrece con la distancia a la entrada de la galería.

Los siguientes gráficos (Figs. 5.28.a), b), c) d)) y 5.29.a), b), c) y d)) muestran algunos ejemplos de aquellas estaciones más representativas.

b) Análisis respecto a la actividad sísmica

Canarias no está situada en una zona de especial peligrosidad sísmica, sin embargo, la corteza sobre la que se asientan presenta una serie de fracturas que han condicionado la existencia de determinadas alineaciones volcánicas en las islas, mostrando la estrecha relación entre el fenómeno sísmico y volcánico. A estas fracturas se asocian la mayoría de los hipocentros de los terremotos registrados en el Archipiélago (Sansón, 1993).

Durante el periodo en el que se tiene registro, tanto histórico (últimos 500 años) como instrumental (últimos 25 años), la mayor concentración de epicentros se ha producido en la isla de Tenerife y entre esta isla y la de Gran Canaria (Mezcua et al.,1992).

En Tenerife, el nivel de microsismicidad en las últimas decenas de años ha sido constante, con epicentros dispersos en la región central (Mezcua y Buforn, 1984) y un nivel de microsismos (magnitud inferior a 2) de unos 10-20 sismos / mes bajo el edificio Teide - Pico Viejo (Mezcua et al.,1989) (ver la Fig. 4.6 en el Cap. 4).

Uno de los objetivos de este trabajo es el estudiar las posibles conexiones entre las fluctuaciones en la emisión de radón y la actividad sísmica.

El principal problema en este tipo de estudio es la diferencia en las resoluciones temporales del registro de ambos fenómenos. La ocurrencia de un evento sísmico es un fenómeno muy breve y por tanto su registro es de una alta resolución temporal. En cambio, la amplitud de las fluctuaciones en la emisión de radón es variable, y su observación depende, entre otros factores, de la resolución temporal del método empleado. Por otra parte, es posible que existan otros procesos geofísicos (acumulación o cambios en el régimen de esfuerzos que no necesariamente se resuelven en el desarrollo de un evento sísmico) y que pueden afectar a la emisión del gas.

En este trabajo las medidas se realizaron con periodos de integración de un mes y sólo durante el estudio de detalle de una anomalía (apartado 5.3) se aplicaron periodos más cortos (3-4 días). Debido a estas diferencias en los periodos de integración, en el análisis se han considerado por separado uno y otro tipo de estaciones. También, por su especificidad, se ha analizado separadamente la estación situada en el cráter del Teide.

El registro sísmico durante el periodo de observación fue obtenido a través de las redes sísmicas que el Instituto Geográfico Nacional y la Estación Volcanológica de Canarias (CSIC) poseen en el Archipiélago.

En las estaciones de seguimiento de registro mensual (Figs. 5.11 y Figs. 5.13) se hizo un análisis de correlación gráfica de eventos en la emisión de radón y entre éstos y el número de sismos registrados durante cada periodo de integración, considerando sólo aquellos localizados en un radio inferior a 50 km respecto al centro de la isla.

La determinación de los “eventos” en la emisión de radón se ha hecho según la definición de este término dada por Steinitz et al. (1995), donde se consideran como tales aquellos picos que cumplan la relación $(\text{pico neto})/(\text{pico}) > 0.1$ o que el pico neto sea mayor que 100 pCi/l (Fig. 5.30).

Dada la baja resolución temporal del método empleado, la duración de los eventos normalmente coincide con el periodo de integración (un mes). En caso de que

sea superior, se ha considerado en la variable tiempo el mes correspondiente máximo absoluto.

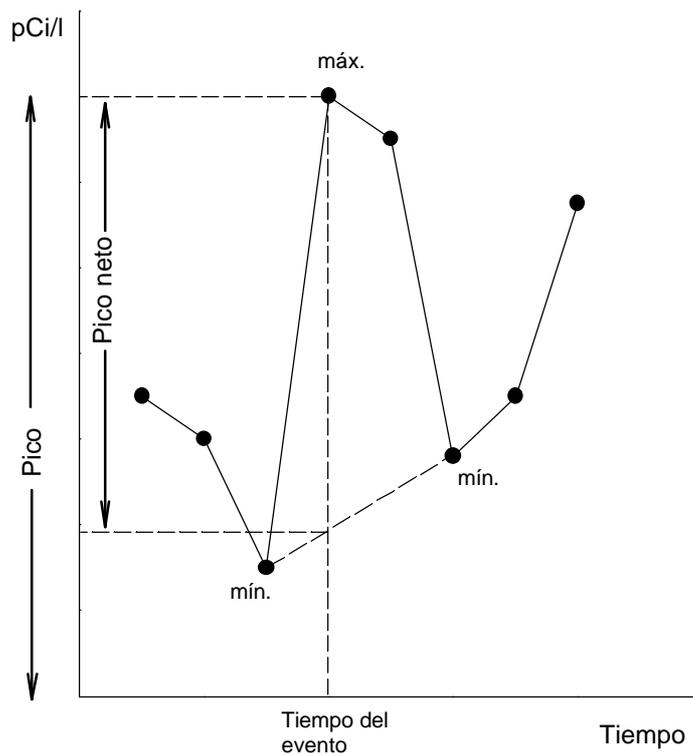


Fig. 5.30.: Esquema de la definición de un evento de radón según Steinitz et al. (1995). (Ver explicación en el texto)

La Tabla 5.20 muestra la correlación de eventos entre estaciones. Las tres últimas columnas indican el número de eventos registrados, el número de estaciones operativas durante cada periodo (y por tanto el número máximo de eventos que se podrían registrar) y el número de sismos, respectivamente, en cada periodo de integración. En gris claro se indica el periodo en que cada estación estuvo operativa. Dada la alta correlación temporal que presentan, las estaciones situadas en una misma galería se han

Tabla 15.20: Análisis de correlación gráfica de eventos en la emisión de radón y entre éstos y la actividad sísmica

Mes	Estaciones																				Eventos	Estaciones	Sismos		
	Rn0	Rn1	Rn2	Rn3	Rn4	Rn5	Rn6	Rn7	Rn8	Rn9	Rn10	Rn11	Rn12	PE	CZ	LC	MT	BT	MM	GU				GZ	
1													x										1	13	0
2	x		x				x	x															4	14	0
3					x									x									2	14	0
4		x							x		x		x										4	14	1
5	x		x	x																			3	14	0
6		x			x				x				x										4	14	0
7						x	x			x	x			x									5	14	1
8		x			x							x	x										4	14	2
9																							0	16	2
10	x			x	x				x	x													5	16	1
11							x					x											2	16	0
12						x			x		x		x										4	18	0
13												x											1	18	0
14	x			x	x	x	x	x			x		x		x	x	x						11	18	1
15														x									1	18	1
16		x		x											x		x						4	18	4
17			x				x	x				x											4	19	4
18					x					x													2	21	0
19		x					x		x		x	x	x	x	x	x		x					10	21	1
20			x	x	x	x											x			x	x		7	21	1
21										x		x											3	21	2
22	x									x							x						3	21	2
23					x			x					x						x		x		5	21	3
24																							0	21	0
25						x				x			x										3	21	4
26		x	x								x			x	x								5	14	4
27					x	x			x							x	x			x		x	7	14	2
28																		x			x		2	14	1
29						x					x			x	x								4	14	1
30		x																x					2	12	2
31						x											x						3	12	2
32			x		x						x					x	x					x	6	12	0
33																							0	12	1
34		x				x								x	x	x	x	x			x		8	12	0
35																							0	10	1
36																							0	6	1

En la anterior tabla se observa que en tres de los 36 meses de seguimiento (señalados en gris más oscuro, febrero de 1994 y marzo y octubre de 1995), se registraron máximos en más del 50 % de las estaciones (superior a la probabilidad de un proceso aleatorio). Si además se tiene en cuenta que estos meses no corresponden al periodo estival (y por tanto no se tiene la influencia de la pauta estacional en el número de máximos) los resultados son aún más significativos.

Los máximos de febrero de 1994 y marzo de 1995 coinciden con la ocurrencia de eventos sísmicos, sin embargo en el mes de octubre de 1995 no se registró actividad. No obstante, y aunque en general no se observa una relación clara entre estas fluctuaciones y la actividad sísmica, la coincidencia de eventos en la emisión de radón en más del 50 % de las estaciones, no relacionados con variables atmosféricas, y la amplia dispersión espacial de las mismas (en superficie y en el subsuelo), sugieren la existencia de un sistema de emisión de gas, probablemente único, y a la escala del edificio insular.

Por otra parte, en la estación del cráter del Teide se contrastó la serie temporal de radón frente a la ocurrencia de sismos con epicentro localizado en el interior de la Caldera (Fig. 5.31). En este caso, se observa un mínimo absoluto en coincidencia con el desarrollo de cuatro eventos sísmicos el día 1 de junio de 1994, localizados bajo el edificio Teide-Pico Viejo.

El seguimiento de corto periodo realizado en una anomalía (apartado 5.3), se realizó con una mejor resolución temporal, lo que permitió registrar fluctuaciones en la emisión del gas de amplitud entre 3 y 20 días de duración, superior al periodo de integración empleado (2-4 días).

En la Fig. 5.32 se ha representado las series temporales de radón en las estaciones de superficie y en el subsuelo, respectivamente, frente a la ocurrencia de sismos en un radio inferior a 50 km respecto a esta zona. Al ser estaciones con pauta de tipo estacional se ha representado también la temperatura.

En estos gráficos se observa que, en general, parece haber mínimos relativos en coincidencia con la ocurrencia de sismos, y máximos relativos precursores? al desarrollo de eventos sísmicos. Sin embargo, la interferencia con parámetros ambientales externos (principalmente con la temperatura) hacen difícil interpretar los resultados en este sentido.

Sin embargo, durante los primeros días de registro, se produjo un máximo en la concentración de radón superior a 3000 pCi/l en las estaciones de superficie, dos semanas antes de la ocurrencia de 3 eventos sísmicos próximos (< 50 km) los días 27, 28 y 30 de Julio de 1995 con magnitudes entre 2 y 2.9 Mb (Mb es la magnitud de las ondas internas calculada a partir de la amplitud de la onda P). Además, justo durante los días en los que se produjo la actividad sísmica tuvo lugar un fuerte descenso de los niveles de radón, de más de 1500 pCi/l, tanto en las estaciones de superficie como en las del subsuelo. Durante este intervalo de tiempo, de unas dos semanas de duración, las variaciones de radón observadas no parecen estar reguladas por cambios en las condiciones atmosféricas. Según se observa en la Fig. 5.32, la falta de correlación con la temperatura durante este periodo, podría indicar una conexión entre dichas fluctuaciones y la actividad sísmica de la zona.

Rn-12 (cráter del Teide)

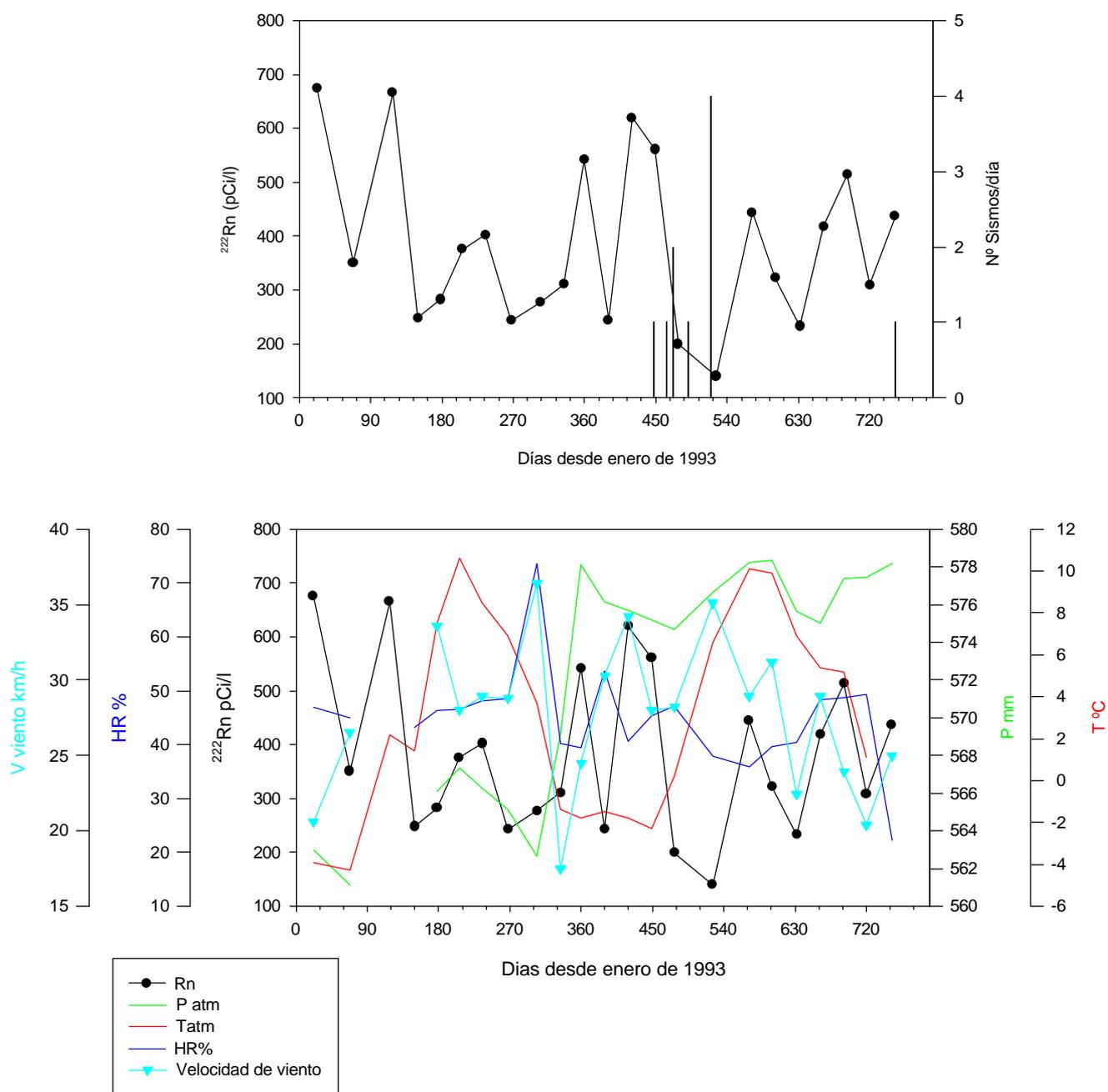


Fig. 5.31.: El gráfico superior indica la ocurrencia de sismos con epicentro bajo Teide-Pico Viejo frente a la serie temporal de Rn. El mínimo absoluto coincide con 4 eventos sísmicos ocurridos el 1.6.1994. En el gráfico inferior se contrasta esta misma serie temporal frente a variables atmosféricas, donde se observa que dichas fluctuaciones no están relacionadas con cambios meteorológicos

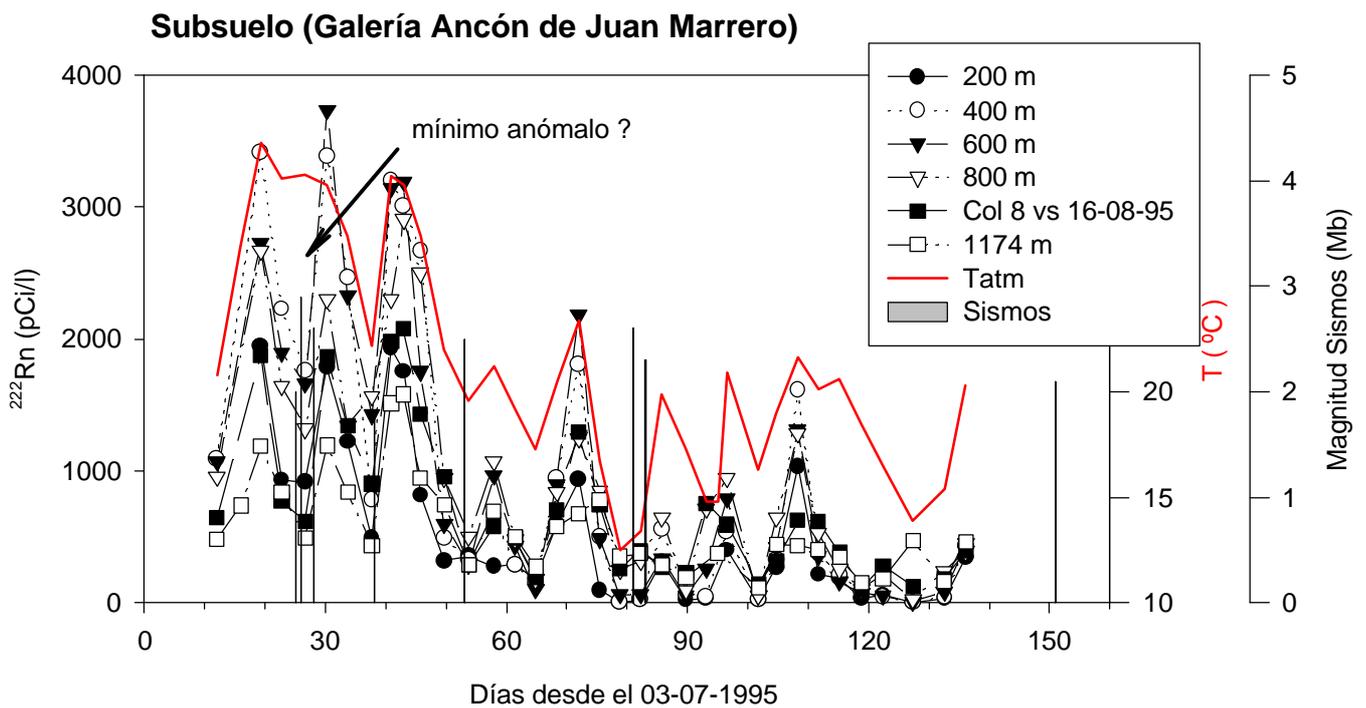
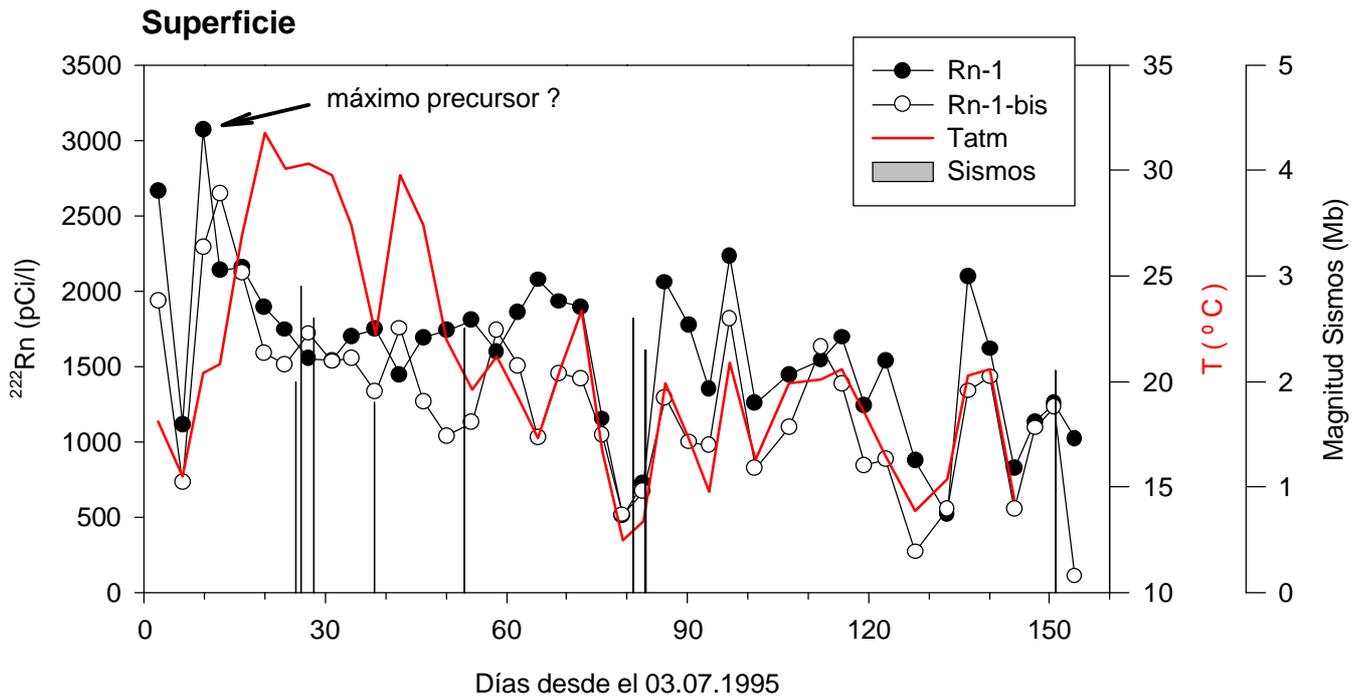


Fig. 5.32.: Fluctuaciones de corto periodo en la emisión de Rn en superficie y en el subsuelo de la zona anómala RN-1 (ver el mapa de situación en la Fig. 5.15) en relación con los sismos registrados en un radio < 50 km. La coincidencia de mínimos relativos con la ocurrencia de eventos sísmicos es relativamente frecuente. Sin embargo, la interferencia de variables atmosféricas, (sobre todo la temperatura) dificulta la interpretación. Únicamente durante el primer mes de registro (señalados con flechas) podría interpretarse la existencia de posibles variaciones relacionadas con la ocurrencia de tres eventos sísmicos.

6 DISCUSIÓN Y MODELO PROPUESTO

El trabajo de esta tesis se ha centrado en el estudio del gas radón en la estructura del edificio volcánico de Tenerife, desde un punto de vista espacial y dinámico. Abarca al menos un 20 % de su superficie y es el primero en el que se aplica una metodología para la toma de datos en el subsuelo de una zona volcánica.

El uso de la densa red de galerías existente en Tenerife para la realización de medidas a distintos niveles (profundidades) y la combinación con medidas en superficie, ha permitido llevar a cabo un estudio tridimensional de la distribución y transporte del gas en la estructura profunda de la isla. Para ello se han utilizado unos 900 puntos de medida y más de 2,000 análisis, repartidos en unos 400 km² de superficie y más de 50 km de perforación total analizada en el subsuelo (galerías y sondeos), durante un periodo de observación total de unos cinco años.

Con este estudio se han obtenido nuevas observaciones relacionadas con procesos que ocurren en el sistema volcánico. No obstante, el número de factores que afectan al comportamiento del gas no permite la presentación de conclusiones definitivas y complica la discusión.

A continuación se presenta un resumen de los principales resultados y deducciones extraídas de este estudio. Posteriormente, se aborda una discusión sobre el posible origen de las anomalías, los mecanismos de liberación y transporte del radón en este contexto y los factores que influyen en la concentración de radón en el terreno en función del espacio y del tiempo. Esto conducirá a la elaboración de un modelo de emisión de radón en el edificio insular y su contraste con modelos propuestos en otras zonas.

6.1 Síntesis de los resultados: Descripción de la variación espacio-temporal de gas radón en el edificio volcánico insular.

La variación espacial de la concentración de radón en niveles superficiales (a 50 cm de profundidad) es muy alta, de hasta dos órdenes de magnitud en distancias muy cortas (decenas de metros). Por otra parte, en niveles profundos (>100 m), la variación es gradual y a lo largo de kilómetros (galerías).

La composición y permeabilidad de la litología local determinan en general, los niveles de fondo. Aparte del efecto del grado de desarrollo de suelo en el caso de las medidas en superficie, el nivel de fondo de emisión de radón es más alto en rocas sálicas (< 250 pCi/l) y más bajo en rocas básicas (< 75 pCi/l).

Sobre este fondo, se han encontrado zonas con altos niveles de radón (> 1000 pCi/l), cuyos materiales no están enriquecidos en ^{238}U o ^{226}Ra respecto a otras áreas no anómalas, ni presentan un poder emanador especialmente elevado. Por tanto, su origen debe estar relacionado con un aporte adicional de radón, distinto del emitido localmente, y necesariamente de origen profundo (Fig. 6.1).

En el Edificio Cañadas estas zonas anómalas aparecen de forma dispersa, ocupando una superficie total unos 4 km² con niveles de radón de hasta 2000 pCi/l. En el

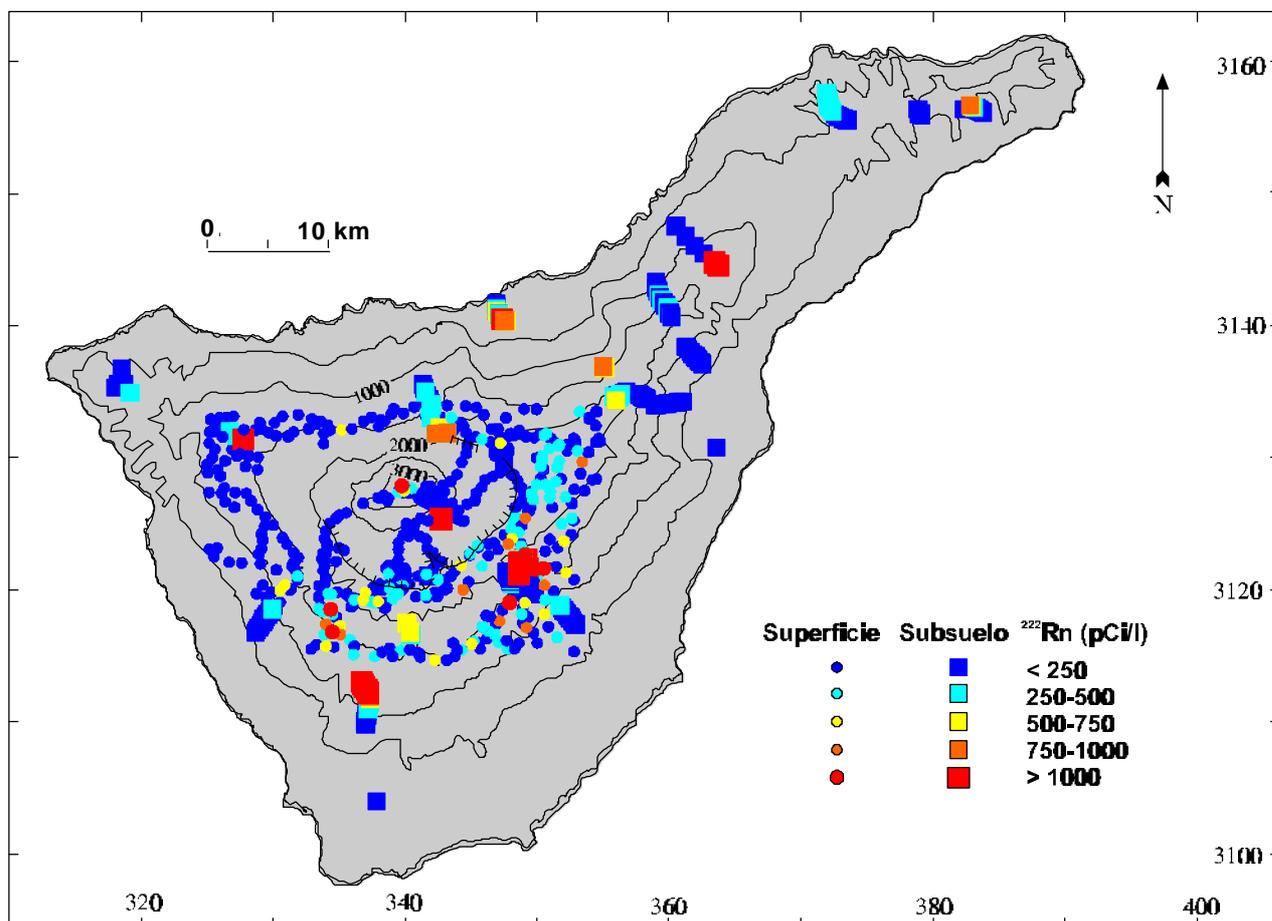


Fig. 6.1.: Mapa de distribución de niveles de ^{222}Rn en el edificio insular de Tenerife

subsuelo de la misma zona, las anomalías llegan a ser de dimensiones kilométricas y alcanzan niveles próximos a los 4000 pCi/l. En el marco de este estudio, de unos cinco años de duración, la localización de estas zonas anómalas ha sido estable en el tiempo.

En el interior de la Caldera, las principales anomalías se sitúan en el cono terminal del Teide, claramente asociadas a la actividad fumarólica, y en un sondeo situado en la base de este edificio. Otras de menor intensidad, como las situadas en la base de la pared, parecen estar relacionadas con directrices volcano-tectónicas principales del edificio volcánico.

En el exterior de la Caldera, las anomalías en superficie se localizan principalmente en el flanco sur del Edificio Cañadas, con una distribución *grosso modo* concéntrica con el borde de Caldera. Estas anomalías aparecen sobre áreas de elevado gradiente térmico en el subsuelo (> 40° en galerías)

En esta zona, la máxima anomalía detectada en superficie (2000 pCi/l) se prolonga con más intensidad en el subsuelo (4000 pCi/l), extendiéndose en dirección NE a lo largo de unos 1.5 km. Estas relaciones indican un flujo ascendente de gas de al menos 400 m en la vertical.

En el conjunto de la isla, las medidas realizadas en el subsuelo reflejan una tendencia general a un aumento en el nivel de radón desde zonas periféricas hacia la zona central. Además, un notable incremento en los niveles de radón se produce hacia el núcleo de las dorsales, donde la densidad de diques y el número de fracturas es elevado.

Esta tendencia se corresponde con la progresión en edad del vulcanismo, con niveles de radón más altos en zonas de vulcanismo reciente, especialmente en zonas donde aún existen manifestaciones de actividad volcánica residual (fumarolas, anomalías térmicas, emisión de CO₂, altos contenidos en elementos indicadores de actividad geotermal disueltos en las aguas subterráneas, etc).

invierno y máximos en verano, y no estacionales o irregulares . La ocurrencia de un determinado tipo de comportamiento no parece depender de las características litológicas (permeabilidad, granulometría) ni climáticas locales.

El tipo de pauta temporal, estacional o irregular, de una determinada zona, así como el nivel medio anual, constituyen también una característica espacial, estable y sistemática, del edificio volcánico.

En el caso de las fluctuaciones de tipo irregular o no sistemáticas, y durante un periodo de observación de unos 3 años, se ha registrado al menos en tres ocasiones, la concurrencia de máximos relativos sincrónicos en más del 50% de las estaciones.

No se observa relación alguna entre estas fluctuaciones y la actividad sísmica registrada en el entorno próximo. Es posible que la baja resolución temporal del método utilizado en el seguimiento de largo periodo (un mes) no permita detectar variaciones en la emisión del gas producidos por un fenómeno temporalmente de tipo puntual como es

Durante el seguimiento de mayor resolución temporal (3-4 días), se detectaron mínimos relativos en coincidencia con la ocurrencia de sismos. Sin embargo, la interferencia con variables atmosféricas, principalmente con la temperatura, dificulta la interpretación. Solamente en uno de estos casos, se registró un fuerte descenso de los niveles de radón (> 1500 pCi/l), no relacionado con cambios atmosféricos, en coincidencia con el desarrollo de tres eventos sísmicos de baja magnitud (< 3 mb). En este caso, la falta de correlación con variables externas podría indicar que la variación observada durante ese periodo pudo haber tenido una conexión con la actividad sísmica de la zona.

6.2 El problema del origen de las anomalías

El radón se genera a partir de la desintegración radiactiva de los átomos de radio. Dada la baja difusión del radón en rocas y minerales, su liberación e incorporación a los fluidos intersticiales depende de la proximidad de los átomos de radio a la superficie del mineral o roca (Tanner, 1980). Dos procesos pueden contribuir al incremento de la liberación de radón : el aumento de la superficie emanante efectiva, normalmente por formación de microfisuras (Chirkov, 1976 ; Holub y Brady, 1981 ; Sobolev et al., 1984 ; Katoh et al., 1985) y la circulación de fluidos a altas temperaturas, que provoca una removilización más efectiva de radón en poros, grietas y fisuras (Gasparini et al., 1984).

En el contexto de Tenerife, el primer proceso parece ocurrir a lo largo de las fracturas tecto-volcánicas que constituyen los ejes principales de la isla. El segundo podría producirse en relación con un posible sistema hidrotermal activo, situado bajo la actual Caldera. La tendencia general observada de aumento de los niveles de radón hacia la zona central de la isla podría ser debida a la combinación de ambos procesos en esta zona.

Según se vio en el capítulo de Resultados (ver apartado 5.4.2), el contenido en ^{238}U equivalente en los suelos y rocas presentes en las zonas estudiadas es bajo, en general entre 1 y 8 ppm. Para estas concentraciones de $^{238}\text{U}_{\text{eq}}$, el poder emanador más alto se detectó en rocas sálicas y suelos derivados (300 - 800 pCi/l).

Este rango de concentraciones podría explicar los niveles de radón relativamente altos (400 - 800 pCi/l) encontrados localmente en el macizo de Anaga, donde son frecuentes los afloramientos de intrusiones sieníticas y fonolíticas. Pero más difícil de explicar son los altos niveles de radón (800 - 1200 pCi/l) encontrados en la Dorsal NE, una estructura volcánica de composición monótonamente basáltica, y más aún las concentraciones entre 2000 y casi 4000 pCi/l encontradas en la región central, a pesar de

que en esta última zona sea muy abundante la presencia de rocas de composición diferenciada.

Por otra parte, hay que tener en cuenta que tanto en suelos como en galerías, las medidas se ven siempre afectadas por procesos de dilución atmosférica. Por tanto, el fondo de emanación a partir de cuerpos fonolíticos o sieníticos masivos, en las condiciones de campo, será siempre inferior al determinado en las condiciones de laboratorio empleadas en el presente estudio (incremento de la superficie emanante efectiva por trituración, alta proporción de muestra/aire y estanqueidad, - ver capítulo de

Teniendo en cuenta esto, las anomalías de menor intensidad detectadas en Anaga pueden tener relación con masas intrusivas sálicas, afectadas por un sistema de fracturas. Este sistema de fracturas sería capaz de incrementar la emanación que tendría un cuerpo fonolítico o sienítico masivo, a la vez que actuaría de sistema de conducción de radón hacia los puntos de intersección de dichas fracturas con la superficie, o en este caso, con

La región central constituye un contexto diferente por la concurrencia de tres factores que, en conjunto, pueden estar contribuyendo a una emisión de radón mucho
:

1) La presencia de un importante complejo intrusivo sálico en niveles profundos (substrato) de Las Cañadas, reflejado en el elevado número de centros eruptivos traquíticos y fonolíticos existentes en superficie.

2) La región central es la zona de confluencia de las tres directrices volcánico-tectónicas principales de la isla

3) La existencia de un sistema hidrotermal activo bajo la Caldera, evidenciada por la presencia de extensas áreas con anomalías térmicas e hidroquímicas y por la emisión de gases (principalmente CO₂) en el substrato de toda esta región. Diversos estudios apuntan a que este sistema hidrotermal estaría asociado a una posible cámara magmática residual. Varias indicaciones señalan esto último : a) Los perfiles

magnetotelúricos (Ortiz et al.,1986) ; b) La presencia de un mínimo gravimétrico bajo Teide-Pico Viejo (Camacho et al, 1991) y c) La composición química e isotópica de los gases y condensados fumarólicos del Teide (Albert et al.,1990). Estos mismos autores señalan que dicha cámara magmática, de unos 30 km³ de volumen, estaría situada entre los 2000 y 4000 m de profundidad bajo la actual Caldera, a unas condiciones de presión y temperatura de unos 400 bares y 430 °C respectivamente.

Así mismo, los altos niveles de radón detectados en galerías de la dorsal NO (> 1000 pCi/l) y la principal anomalía localizada en el flanco SE del Edificio Cañadas (> 3000 pCi/l) coinciden con zonas donde se ha detectado cuerpos de baja densidad (mínimos gravimétricos), interpretados como posibles residuos magmáticos, a su vez conectados con la raíz de baja densidad del Teide (Camacho et al., 1991). En la dorsal NO, las anomalías se sitúan además sobre una zona de atenuación de las ondas sísmicas, localizada entre los 4 y 6 km de profundidad (Suriñach, 1986).

Todas estas indicaciones sugieren que el origen de las anomalías en la región central podría estar en relación con masas intrusivas de diferenciados sálicos, presentes bien como residuos magmáticos en fase de enfriamiento o como cuerpos intrusivos ya consolidados, afectados por procesos hidrotermales. En ambos casos, la circulación de fluidos a alta temperatura favorecería la removilización de elevadas concentraciones de radón a partir de estas masas y su incorporación al sistema hidrotermal. El alto gradiente geotérmico que debe existir en niveles no demasiado profundos (2000 - 1000 m bajo la actual Caldera) induciría un rápido ascenso convectivo de gases volcano-hidrotermales enriquecidos en radón, a través fracturas y zonas de mayor permeabilidad.

La asociación de elevadas concentraciones de radón (> 1000 - 2000 pCi/l) con las fumarolas y con zonas donde los análisis isotópicos de otros elementos indican la existencia de aportes endógenos, apoyan aún más esta hipótesis (ver el siguiente apartado).

6.3 Posibles mecanismos de transporte

Una vez liberado e incorporado a los fluidos intersticiales, el radón puede migrar por difusión o por flujo, o por combinación de ambos mecanismos (Tanner, 1964 ; 1980). Teniendo en cuenta el corto periodo de semidesintegración del radón (3.8 días) y su bajo coeficiente de difusión en suelos, la migración a distancias considerables ha de ser necesariamente por flujo, normalmente en el seno de otros fluidos tales como agua u otro gas (Kristiansson y Malmqvist, 1982 ; King et al., 1996).

En el contexto de la isla, la influencia del flujo de agua subterránea como agente transportador de radón debe ser poco importante debido a la baja velocidad de circulación en la estructura insular (máximo estimado 20 m/día, PHI, 1991). La asociación de anomalías de radón en la zona central, con fumarolas, anomalías térmicas y con zonas de emisión de CO₂, apuntan a que el flujo de radón en esta zona, podría ser provocado por corrientes convectivas, o por la emisión de gases a presión superior a la atmosférica.

Los análisis isotópicos de He reflejan un ascenso de gases de origen profundo a escala regional. Las relaciones de ³He/⁴He entre 7.14 y 5.97 Ra, encontradas en gases disueltos en aguas subterráneas de la región central, similares a los obtenidos en las descargas fumarólicas del Teide (7.23 - 7.06 Ra), así lo indican (Pérez et al., 1996). En un contexto más amplio aún, el análisis del contenido isotópico del carbono total disuelto en aguas indica la presencia de una componente endógena en proporción variable pero ampliamente distribuida en la isla (Custodio et al., 1987).

Sin embargo, hay que tener en cuenta que en contraste con el radón, los isótopos estables, por su naturaleza, son susceptibles de ser transportados por el flujo de agua subterránea a distancias considerables de la zona de emisión. Por tanto, cabría esperar que incluso si la zona de generación de radón y de los isótopos estables fuese la misma, su distribución geográfica en niveles más someros podría ser diferente. En este contexto,

la naturaleza radiactiva del radón podría imponer una separación en la distribución espacial. Inversamente, usando el mismo razonamiento, aquellas áreas enriquecidas en radón deben corresponder a zonas de aporte directo y donde el ascenso de gas es muy activo.

6.4 Factores que determinan la variación espacio-temporal del nivel de radón en el edificio insular.

Según lo descrito anteriormente, la aparición de zonas con altos niveles de radón parece estar relacionada con la localización de fracturas volcano-tectónicas principales en la isla, que actúan como vías de desgasificación preferente. En estas zonas, el ascenso convectivo de aire caliente en zonas de anomalías térmicas y/o de gases endógenos parece constituir un rápido medio de transporte de altas concentraciones de radón hacia niveles superficiales.

La concentración de radón detectada en niveles próximos a superficie dependerá por tanto, de 1) la velocidad de ascenso, 2) la concentración de radón en el medio transportador y 3) la interacción con variables atmosféricas.

Los distintos tipos de fluctuaciones temporales de los niveles de radón observados durante el desarrollo de este trabajo (ver en Resultados los apartados 5.2 y 5.3 sobre el seguimiento de largo y corto periodo respectivamente) podrían ser el reflejo de variaciones en la conjunción de los anteriores parámetros.

Las variaciones de largo periodo con pauta estacional pueden tener explicación en la formación, en niveles superficiales, de células convectivas inducidas por la diferencia de temperatura entre el aire exterior atmosférico y el que ocupa el espacio intersticial en los suelos y en el interior de las galerías y sondeos. Esta idea se basa en la observación de que la temperatura atmosférica es prácticamente la única variable que

muestra una buena correlación con este tipo de pauta (ver en Resultados el apartado 5.4.7). En las zonas de la isla donde se produce este comportamiento (ver en Resultados el apartado 5.2), el gradiente térmico entre el exterior y el interior determina el grado de dilución entre el aporte de gas enriquecido en radón de origen profundo y el aire atmosférico. La dilución aumenta con la diferencia de temperatura.

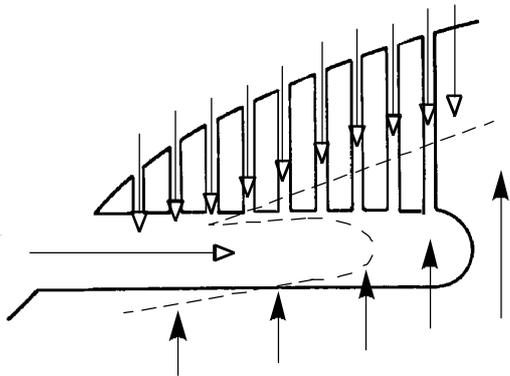
En invierno, el aire frío y más denso penetra en los niveles superficiales diluyendo la concentración de radón hasta una profundidad o límite de afección que dependerá de la diferencia térmica y de la permeabilidad del terreno. En las galerías, al ser sistemas artificiales, donde la permeabilidad a lo largo de las mismas se puede considerar infinita, el proceso de dilución afectará a toda la galería. En verano, cuando la temperatura exterior iguale o supere a la interior, el flujo convectivo descendente frío es mínimo o nulo, permitiendo llegar a la superficie (o a la traza de la galería) el flujo ascendente de gas enriquecido en radón prácticamente sin diluir (Fig. 6.2).

Este modelo es similar a otros que han sido propuestos para explicar variaciones de tipo estacional en la concentración de radón de cuevas y minas (Wilkening y Watkins, 1976 ; Kobal et al., 1988 ; Hunyadi et al 1991), basados en los cambios en el sentido de la circulación del aire en el interior de las cavidades, dependiendo de la oscilación térmica anual. Un esquema del modelo propuesto por Hunyadi et al, (1991) se muestra en la Fig. 6.3. Sin embargo, el modelo propuesto por estos autores implica un comportamiento estacional inverso entre la cavidad y la superficie, es decir, cuando se producen máximos en el subsuelo se registran mínimos en superficie y viceversa, y esto no ocurre en Tenerife.

Una posible explicación es que el sistema registrado en Tenerife sea diferente. En el modelo de Hunyadi y colaboradores (1991), formulado para un medio kárstico, el enriquecimiento en radón en el interior de las cavidades proviene del aporte de radón generado en poros, grietas y fisuras de los materiales circundantes, y su dinámica se circunscribe a escasas decenas de metros entre la cavidad y la superficie. En Tenerife en cambio y como ya se ha indicado anteriormente, el aporte principal de radón en las zonas anómalas no debe estar relacionado con las rocas del entorno, sino que debe tener

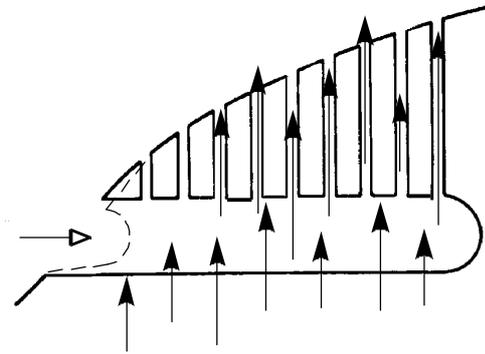
su origen en un sistema de ascenso convectivo de gas enriquecido en radón, de origen profundo. Sólo en niveles próximos a la superficie (o en cavidades artificiales abiertas al

A) Invierno
 $T_{\text{galería}} > T_{\text{exterior}}$



Geo-gas enriquecido en Rn
de origen profundo

B) Verano
 $T_{\text{galería}} < T_{\text{exterior}}$

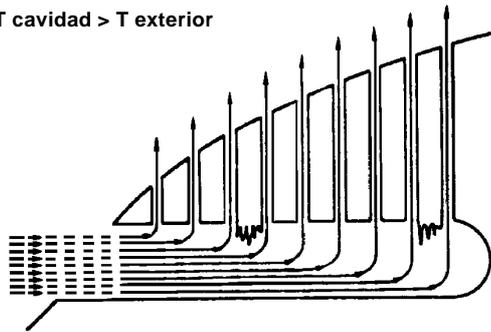


Aire exterior

Límite de afección
atmosférica

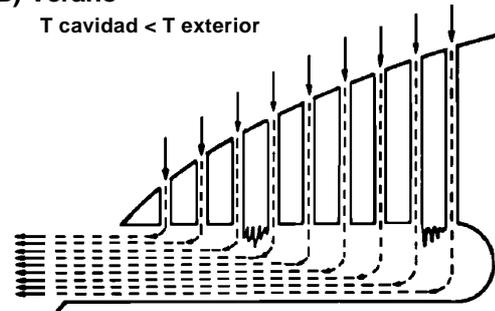
Fig. 6.2. : Modelo de afección atmosférica en el flujo de radón en el subsuelo de Tenerife (Ver explicación en el texto)

A) Invierno
 $T_{\text{cavidad}} > T_{\text{exterior}}$



Aire frío

B) Verano
 $T_{\text{cavidad}} < T_{\text{exterior}}$



Aire cálido

Dirección del flujo de aire

Fig. 6.3. : Modelo de circulación del aire en el interior de cavidades kársticas (Hunyadi et al., 1991)

El modelo que se propone para Tenerife explicaría el comportamiento de tipo estacional observado simultáneamente en estaciones de seguimiento situadas en superficie y en el subsuelo. Por otra parte, el mismo razonamiento también podría ser utilizado para explicar los bajos niveles de radón que presenta la mayor parte de galerías con anomalías térmicas (ver la Sección 5.3.6). Estas galerías estarían en situación de “invierno permanente”, ya que la temperatura en el interior de las mismas casi siempre es superior a la temperatura exterior.

Una implicación de este modelo es que en aquellas zonas con comportamiento de tipo estacional, los niveles reales de emisión de radón, debidos a procesos volcánicos, sólo pueden ser observados durante el periodo estival, cuando el flujo de radón de origen profundo llega a superficie sin apenas diluir.

Por otro lado, en las fluctuaciones irregulares o no sistemáticas, la falta de correlación con variables atmosféricas (presión, temperatura, precipitación), parece indicar que dichas variaciones puedan tener su origen en procesos de tipo interno. El ejemplo más evidente de esta situación lo constituye la estación de seguimiento del cráter del Teide (ver en Resultados el apartado 5.4.7). Estos procesos pueden incluir cambios en la presión de fluidos del sistema hidrotermal, que se traducirían en una mayor o menor velocidad de transporte de radón hacia la superficie y por tanto, en el nivel de radón detectado en un determinado punto. También, cambios en la proporción relativa entre el radón y el gas transportador pueden dar lugar a variaciones en la

La coincidencia de eventos en la emisión de radón - fluctuaciones de corto periodo de duración variable entre un mes y algunos días - en ocasiones en más del 50 % de las estaciones, no relacionadas con variables atmosféricas, entre ellas la de la estación del cráter del Teide (ver el apartado 5.4.7 indicado anteriormente), sugieren que tales procesos pueden estar ocurriendo en el subsuelo profundo de la isla.

De ser esto cierto, el gas radón se revela como un excelente trazador geoquímico para el seguimiento remoto de movimientos de fluidos endógenos en profundidad.

6.5 Comparación con otros contextos

La existencia de elevadas concentraciones de radón, con rangos en general similares a los aquí descritos también han sido observadas en otras regiones volcánicas, siempre en relación con estructuras volcanotectónicas o zonas de mayor actividad en el edificio volcánico. Algunos ejemplos recientes son los trabajos realizados por Baubron et al., (1991) en el volcán Etna, Toutain et al. (1992) en Vulcano (Italia), Connor et al., (1996) en el volcán Cerro Negro (Nicaragua), Heiligmann et al. (1997), en el Galeras (Colombia), etc.

Un estudio reciente sobre la emisión de radón en suelos y galerías en la isla de La Palma (Martín et al., 1998), otra isla del Archipiélago Canario, muestra que los niveles de radón detectados en esta isla son mucho más bajos que los observados en Tenerife. Esto podría indicar diferencias en la naturaleza de la fuente de generación o en los procesos de liberación y transporte de radón en el sistema, posiblemente más activos en Tenerife.

En cuanto a los mecanismos de transporte, diversos autores han constatado la existencia de fenómenos de migración de radón a largas distancias (> 100 m), en distintos contextos geológicos (Mogro-Campero y Fleischer, 1977 ; Fleischer y Mogro-Campero, 1979a, b ; Fleischer et al., 1980 ; Clements y Wilkening, 1974 ; Cox, 1980 ; Cox et al., 1980 ; Kristiansson y Malmqvist, 1982 ; Steinitz et al., 1992, Vulkan et al., 1992; Steinitz et al., 1995).

La cantidad de radón generada por cualquier concentración razonable de radio es de muchos órdenes de magnitud inferior a necesaria para que el gas radón llegue a fluir

por su propia presión de fluido, por tanto, su transporte a distancias superiores a la de difusión debe ocurrir siempre en el seno de otro gas (Kristiansson y Malmqvist, 1982).

Estos mismos autores proponen la existencia de flujos ascendentes de geo-gases como posible mecanismo de transporte de radón en el subsuelo. El origen de estos geo-gases puede estar en reservorios naturales (hidrocarburos, ambientes volcánicos, etc.) o como parte de un proceso cíclico general en el intercambio de gases entre la atmósfera y el terreno. El flujo convectivo generado en campos geotermales y ambientes volcánicos ha sido propuesto por Cox (1980) y Cox et al., (1980), pero también ha sido propuesto en áreas con gradiente geotérmico normal por Mogro-Campero y Fleischer, 1977 ; Fleischer y Mogro-Campero, 1979a, b ; Fleischer et al.,1980 ; Steinitz et al., 1992, para explicar la existencia de elevadas concentraciones de radón en puntos situados a más de 100 m de distancia sobre la supuesta fuente de generación. También el flujo advectivo debido a gradientes de presión inducidos por cambios barométricos (Clements y Wilkening, 1974) y por heterogeneidades en la permeabilidad y porosidad del terreno, especialmente por efecto de grietas y fisuras (Holford et al., 1993), ha sido propuesto también como mecanismo de transporte rápido en el subsuelo.

Por otra parte, la existencia en otras zonas geológicamente activas, de diferentes pautas temporales, similares a las observadas en Tenerife (ver en Resultados el apartado 5.2), sin aparente relación con cambios litológicos o climáticos, ha sido descrita también a lo largo del Rift del Mar Muerto (Steinitz et al.,1995, Lang et al.,1996). En esta zona, estaciones de seguimiento situadas a escasos metros del eskarpe de una falla muestran fluctuaciones sistemáticas de largo periodo de tipo estacional, mientras que otras situadas a pocos cientos de metros de las anteriores, no presentan este comportamiento tan marcado. Los autores señalan que estas diferencias en el tipo de comportamiento podrían reflejar cambios en el sistema hidrológico subterráneo, o bien que el tipo de comportamiento esté condicionado por otros factores como la distancia al plano de falla, que actuaría como conducto de emisión.

En Tenerife, las pautas de tipo irregular o no sistemático en el subsuelo aparecen en las estaciones situadas en zona saturada, mientras que las que quedan por encima del

nivel freático presentan comportamientos de tipo estacional (ver la Sección 5.3.4). Sin embargo, la ocurrencia de ambos tipos de pautas también en las estaciones de superficie, todas ellas situadas a varios centenares de metros por encima del acuífero general, apunta a que son otros parámetros, aparentemente no relacionados con el sistema hidrológico, los que determinan su aparición.

6.6 El radón en el edificio volcánico de Tenerife : modelo propuesto

La distribución espacial de las anomalías de radón en relación con la estructura de la isla y las asociaciones observadas tanto con anomalías geofísicas (gravimétricas y sísmicas) como con diversas manifestaciones de actividad volcánica latente (fumarolas, emanación difusa de gases volcánicos, anomalías térmicas e hidroquímicas), expresan la existencia de un flujo general de ascenso de gas en el edificio insular. Este flujo es estable espacialmente, a lo largo de kilómetros, en todo el edificio insular. Su manifestación en superficie es discontinua (debido a interacciones secundarias), pero presenta una mayor homogeneidad en la estructura profunda de la isla (fig. 6.4).

La roca fuente de estas anomalías podría estar constituida por masas intrusivas de diferenciados sálicos (sienitas, fonolitas), presentes bien como residuos magmáticos o como cuerpos intrusivos consolidados, afectados por procesos hidrotermales y/o por una alta fracturación.

En la zona central, además de la presencia de un importante volumen de diferenciados sálicos, el alto gradiente geotérmico que debe existir en niveles no demasiado profundos (2000 - 1000 m bajo la actual Caldera) puede estar generando un rápido ascenso convectivo de gases volcánico-hidrotermales enriquecidos en radón, a través de las zonas de mayor permeabilidad del edificio volcánico.

En zonas más periféricas, como en la dorsal NE, donde las anomalías de radón no van acompañadas de otros indicadores de actividad volcánica residual, su ocurrencia

es más difícil de explicar. En esta estructura, de composición monótonamente basáltica,
las

concentraciones de radón detectadas, superiores a 1000 pCi/l, no pueden proceder de la emanación de las rocas circundantes. Aunque se desconoce su origen, lo único que parece evidente es su asociación con zonas de fractura existentes en el núcleo de la dorsal.

Las variaciones temporales en los niveles de radón reflejan, en primer lugar, que se trata de un sistema dinámico, al que se superpone en niveles cercanos a la superficie, el efecto de las variaciones atmosféricas.

Considerando la amplia distribución geográfica de las estaciones de seguimiento, en superficie y en el subsuelo, en las que se observa :

- la existencia de fluctuaciones no sistemáticas y no relacionadas con cambios atmosféricos

- la coincidencia de estas fluctuaciones a veces en más del 50 % de las estaciones, incluyendo la estación del cráter del Teide

se propone que dichas fluctuaciones pueden estar reflejando la existencia de procesos geofísicos internos del sistema volcánico, que afectan al flujo de radón a la escala del edificio insular

6.7 Implicaciones en el uso del ^{222}Rn como precursor de actividad volcánica

En este trabajo se ha identificado el radón como un parámetro trazador a gran escala relacionado con procesos geofísicos que ocurren en el edificio volcánico de Tenerife. Ello surge como resultado de la combinación de las siguientes observaciones:

- a) La geometría tridimensional de las anomalías, a la escala del edificio insular
- b) Las variaciones temporales correlacionadas a la misma escala y
- c) La intensidad de estas variaciones espacio-temporales, de 2 a 3 órdenes de magnitud superiores al fondo local

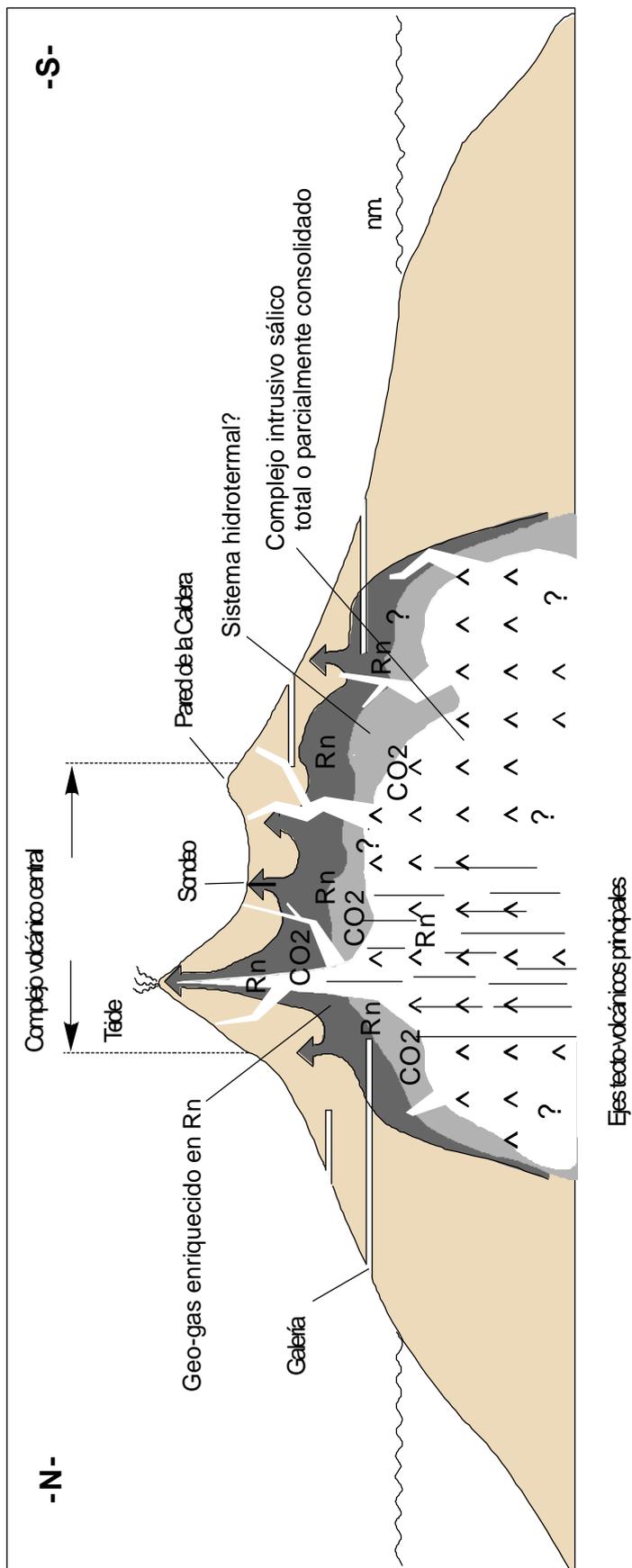


Fig. 6.4.: Esquema del modelo de flujo de radón propuesto para la isla de Tenerife (ver explicación en el texto)

El hecho de que las medidas de radón se puedan realizar con gran precisión y de forma relativamente fácil y económica, hace de este elemento un excelente trazador geoquímico para el estudio y seguimiento de procesos geofísicos en zonas volcánicas activas.

En esta línea, recientemente, se ha instalado un primer sistema electrónico de alta resolución temporal ($< 1h$) para el seguimiento de la emisión de radón en una de las principales zonas anómalas, la Zona RN-1 (descrita en el apartado 5.3 del Cap. 5).

El sistema consiste en dos sensores de radón. Uno de ellos es un prototipo experimental diseñado y construido por el Soreq Nuclear Research Center de Israel y consta de un sensor de INa que detecta la radiación gamma, conectado a un fotomultiplicador y a un sistema de adquisición de datos. El otro es un sensor de silicio sensible a la radiación alfa de la casa comercial Alpha-Nuclear. Las medidas de radón se realizan cada 10 y 15 minutos respectivamente.

El primero de estos sensores está instalado en el interior de la galería de máxima anomalía detectada durante el desarrollo de este trabajo, la galería Ancón de Juan Marrero (ver Fig. 5.15 en el capítulo de resultados). Esta estación, denominada CMS-JM, está en funcionamiento desde febrero de 1998.

Paralelamente, el segundo sensor ha sido instalado en varios emplazamientos próximos, con el objeto de obtener ventanas de registros de uno o dos meses de duración en diferentes puntos de la anomalía y compararlos con el registro de la estación fija CMS-JM. Cada uno de estos registros se han representado en la Fig. 6.5.

Inicialmente, este segundo sensor fue instalado junto al anterior con el objeto de intercalibrar ambos sensores en el campo (CMS-1) (Fig. 6.5.a)). Tras comprobar que los datos obtenidos por ambos sensores eran similares, la estación móvil fue trasladada unos 700 m hacia el interior de la misma galería, en un tramo donde la anomalía es menos

intensa (CMS-2) (Fig. 6.5.b)). Posteriormente se instaló en la galería Madre del Agua, a 800 m de la entrada (CMS-3). Esta galería presenta anomalías térmicas y está situada próxima a la anterior (ver Fig. 5.15). En este caso el registro obtenido fue completamente diferente a los anteriores (Fig. 6.5.c)). Finalmente este sensor se instaló en superficie (CMS-4), (a un metro de profundidad, en el mismo lugar donde estuvo situada la estación de seguimiento de corto periodo Rn-1-b) a unos 100 m por encima de la galería JM, donde está instalada la estación fija (CMS-JM), y a unos 800 m de distancia horizontal respecto de la misma. Los registros obtenidos hasta el momento muestran una perfecta correlación entre la estación situada en superficie y la del subsuelo (Fig. 6.5.d))

Del análisis preliminar de estos registros se pueden extraer las siguientes observaciones :

- En la estación CMS-JM se observan fluctuaciones intensas en la concentración de radón, de hasta dos ordenes de magnitud (> 2000 pCi/l) superior al fondo local (< 50 pCi/l). La duración de estas fluctuaciones (medidas con periodos de integración de 10 minutos) varía entre algunos días y varias semanas.

- Las medidas obtenidas con ambos sensores en el mismo punto son perfectamente comparables, a pesar de basarse en métodos diferentes (CMS-1).

- Las variaciones en el interior de la galería y en superficie (CMS-4) están perfectamente correlacionadas.

- El comportamiento temporal del nivel de radón en la galería Madre del Agua es completamente diferente al que se observa en Ancón de Juan Marrero. Es posible que la anomalía térmica que se registra en esta galería confiera al flujo del radón un comportamiento dinámico diferente.

Aunque un estudio más profundo de las nuevas observaciones obtenidas mediante la utilización de técnicas de alta resolución temporal está fuera del marco del

presente

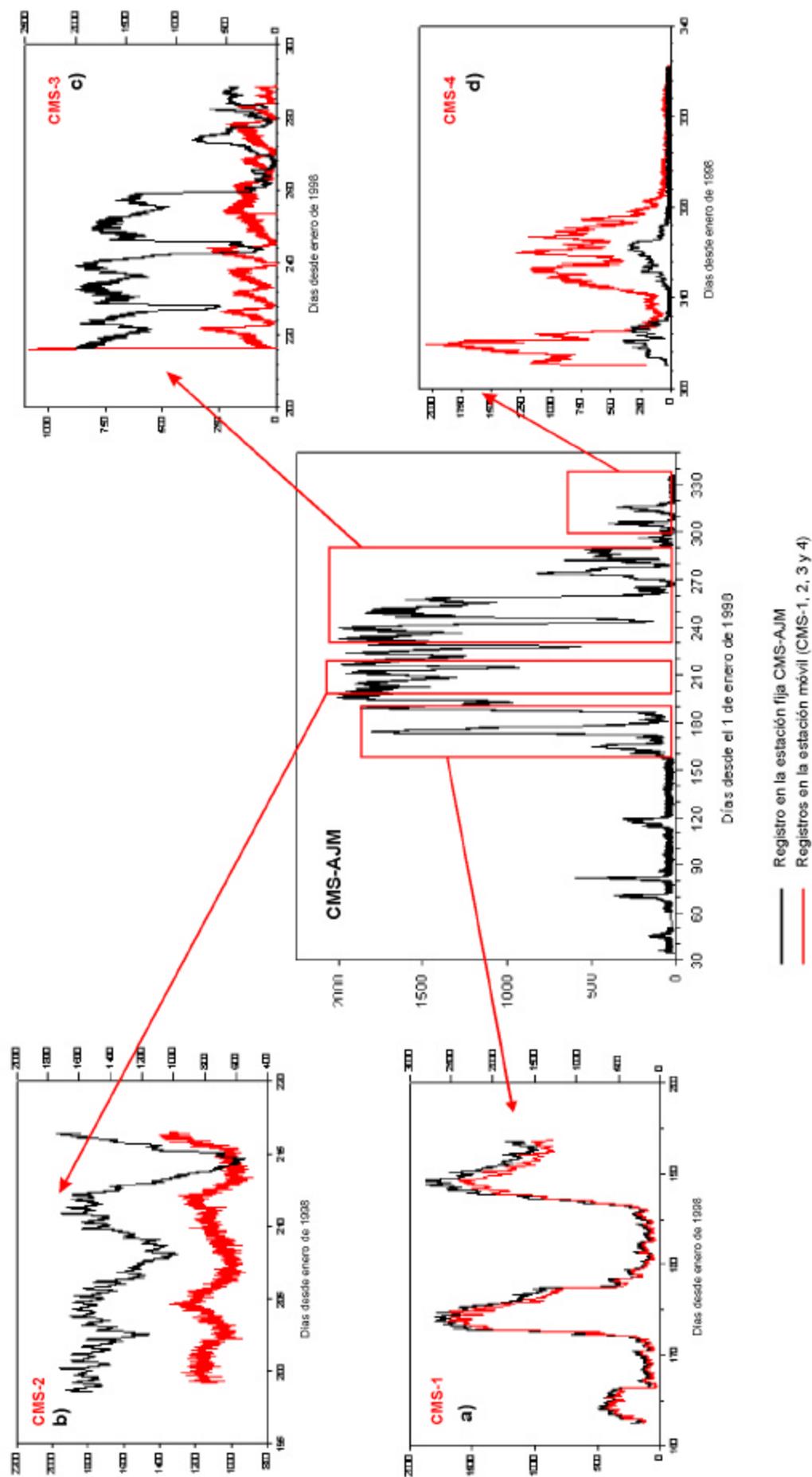


Fig. 6.5. : Seguimiento de radón de alta resolución temporal ($< 1\text{ h}$) en la zona anómala RN-1 (Unidades de los ejes de ordenadas en pCi/l)

trabajo de tesis, los datos aquí aportados han servido de base para iniciar esta nueva línea de investigación en Canarias. La alta calidad de los datos obtenidos con esta instrumentación permitirá obtener un mejor conocimiento del comportamiento de la emisión de radón y su aplicabilidad como trazador para la detección remota de movimientos de fluidos endógenos en profundidad.

7 CONCLUSIONES FINALES

1.- Durante la realización de este trabajo, se han detectado en Tenerife extensas zonas con emisiones de radón anómalamente altas (> 1000 pCi/), de dimensiones kilométricas, ampliamente distribuidas en la superficie y en el subsuelo profundo de la isla, y cuya localización ha sido estable en el tiempo.

2.- Los materiales (rocas y suelos) presentes en estas zonas anómalas no están enriquecidos en ^{238}U o ^{226}Ra respecto a otras áreas no anómalas, ni presentan un poder emanador especialmente elevado. Por tanto, su origen debe estar relacionado con un aporte adicional de radón, distinto del emitido localmente, y necesariamente de origen profundo.

3.- Según las determinaciones realizadas en laboratorio, en el contexto de Tenerife, el tipo litológico más probable como fuente de las anomalías sería de composición fonolítica o sienítica. Sin embargo, la existencia de anomalías bastante intensas (> 1000 pCi/l), en zonas de litología basáltica dominante (Dorsal NE), sugiere que el origen pueda ser otro, o no ser único. En este sentido, sería necesario profundizar en el estudio de las posibles fuentes.

4.- Las medidas realizadas en el subsuelo reflejan una tendencia general a un aumento en el nivel de radón desde zonas periféricas hacia la zona central. Paralelamente, un notable incremento en los niveles de radón se produce hacia el núcleo de las dorsales, coincidente con un aumento en la densidad de diques y en el número de fracturas.

5.- Esta tendencia coincide a su vez, con una disminución en la edad del vulcanismo, con niveles de radón más altos en zonas de vulcanismo reciente, alcanzando concentraciones especialmente elevadas (2000 - 4000 pCi/l) en zonas donde existen manifestaciones de actividad volcánica latente (fumarolas, anomalías térmicas, ^{222}Rn , altos contenidos en elementos indicadores de actividad geotermal disueltos en las aguas subterráneas, etc).

6.- Estas indicaciones sugieren que el origen de las anomalías, al menos en la región central, podría estar en relación con masas intrusivas de diferenciados sálicos, presentes bien como residuos magmáticos en fase de enfriamiento o como cuerpos intrusivos ya consolidados, afectados por procesos hidrotermales. En ambos casos, la circulación de fluidos a alta temperatura favorecería la removilización de elevadas concentraciones de radón a partir de estas masas y su incorporación al sistema hidrotermal. El alto gradiente geotérmico que debe existir en niveles no demasiado profundos (2000 - 1000 m bajo la actual Caldera) induciría un rápido ascenso convectivo de gases volcano-hidrotermales enriquecidos en radón, a través fracturas y zonas de mayor permeabilidad.

7.- La variación temporal del nivel de radón en estas zonas, medida durante tres años, con periodos de integración de un mes, muestra distintas pautas de comportamiento, que básicamente pertenecen a dos tipos con pauta estacional y b) variaciones irregulares o no sistemáticas.

8.- La ocurrencia de un determinado tipo de comportamiento (estacional o irregular) no parece depender de las características litológicas (permeabilidad,

granulometría) ni climáticas locales. Por el contrario, el tipo de pauta temporal de una determinada zona, así como el nivel medio anual, constituyen una característica espacial y estable del edificio volcánico.

9.- En las fluctuaciones de tipo irregular o no sistemáticas, y durante un periodo de observación de unos 3 años, se registró, al menos en tres ocasiones, la concurrencia de máximos relativos sincrónicos en más del 50% de las estaciones, entre ellas la del cráter del Teide. Estas fluctuaciones no muestran una relación significativa con la actividad sísmica registrada en el entorno próximo. Sin embargo, considerando la amplia distribución geográfica a las que afecta (en superficie y en el subsuelo), dichas fluctuaciones pueden estar reflejando la existencia de procesos geofísicos internos del sistema volcánico, que afectan al flujo de radón a la escala del edificio insular.

10.- La existencia de intensas fluctuaciones de corto periodo (4-20 días) en la emisión de radón, de hasta dos órdenes de magnitud, altamente correlacionadas en la superficie y en el subsuelo de una de las principales zonas anómalas, apoyan aún más la hipótesis de un flujo de radón a gran escala, y de sus variaciones en profundidad.

De ser esto cierto, el gas radón se revela como un excelente trazador geoquímico para el seguimiento remoto de movimientos de fluidos endógenos en profundidad. En esta línea, la aplicación de técnicas de seguimiento de alta resolución temporal permitirá profundizar en el estudio de la dinámica del gas radón en medios volcánicos.

8 BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA

- Abdel-Monem, A.; Watkins, N. D.; Gast, P. W. (1972). Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Tenerife, La Palma, and Hierro. *Amer. Jour. Sci.*, 272: 805-825.
- Ablay, G.; Ernst, G.; Martí, J. (1995). The - 2 Ka subplinian eruption of Montaña Blanca, Tenerife. *Bull. Volcanol.*, 57: 337-355.
- Ablay, G.; Martí, J. (1995). Stratigraphy and structure of the Teide - Pico Viejo volcanic complex. In: *A Field Guide to the Central Volcanic Complex of Tenerife (Canary Islands)* (Joan Martí and Josep Mitjavila Eds.). Serv. Pub. del Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote. Consejería de Cultura. Serie Casa de Los : 47-80.
- Acosta, J.; Herranz, P.; Palomo C.; Snaz, J. L.; Uchupi E. (1996). Perfiles Sísmicos en el Margen Insular de Tenerife: Proyecto Teide. Resultados Preliminares. *Geogaceta*, 20(2): 335-338.
- Adams, J. A. S. (1964). Laboratory gamma-ray spectrometer for geochemical studies. In: *The Natural Radiation Environment* (J.A.S. Adams and W.H. Lowder Eds.), University of Chicago Press, Chicago, Ill. : 485-498.
- Adams, J. A. S.; Gasparini, P. (1970). *Gamma-ray spectrometry of rocks. Series : Methods in Geochemistry and Geophysics*, Elsevier Publishing Co., Amsterdam/London/New York., Vol. 10 : 295 pp.

- Albert, J.; Araña, V.; Diez, J.; Filly, A.; Fontes, J.; García, C.; Ocaña, L.; Valentín, A. (1986). Modelo termodinámico de la actividad fumaroliana del Teide. *An. Fis.*, 82: 186-201.
- Albert, J. F.; Diez, J. L.; Valentín, A.; García, C.; Araña, V. (1989). El sistema fumaroliano del Teide. En: *Los Volcanes y La Caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)*, (Eds. Araña y Coello), ICONA, Madrid, Serie Técnica nº 7 : 347-358.
- Albert-Beltran, J.; Araña, V.; Díez, J.; Valentín, A. (1990). Physical-chemical conditions of the Teide volcanic system (Tenerife, Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 43: 321-332.
- Alter, H. W.; Price, P. B. (1972). Radon detection using track registration material. U.S. Patent 3. 665: 194.
- Ancochea, E.; Fúster, J. M.; Ibarrola, E.; Coello, J.; Hernán, F.; Cantagrel, J. M.; Jamond, C.; Cendrero, A. (1989). Cronoestratigrafía de las Series Antiguas de Tenerife. *ESF Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote, Abstr. Vol.: 116-123.
- Ancochea, E.; Fúster, J. M.; Ibarrola, E.; Cendrero, A.; Coello, J.; Hernán, F.; Cantagrel, J. M.; Jamond, C. (1990). Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44: 231-249.
- Ancochea, E.; Jose Huertas, M.; Fúster, J. M.; Cantagrel, J. M.; Coello, J.; Ibarrola, E. (1995). Geocronología de la Pared de la Caldera de las Cañadas (Tenerife, Islas Canarias). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geo.)*, 90(1-4): 107-124.
- Anguita, F.; Hernán, F. (1975). A propagating fracture model versus a hot spot origin for the Canary Islands. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 27: 11-19.

- Appleby, P. G.; Oldfield, F. (1992). Application of lead-210 to sedimentation studies. In: *Uranium-Series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences*. (M. Ivanovich and R.S. Harmon Eds.). Clarendon Press., Oxford, 731-778.
- Araña, V. (1985). Evolución y mezcla en las cámaras magmáticas centrales de Tenerife. En : *Mecanismos Eruptivos y Estructuras Profundas de los Volcanes Españoles e Italianos, Reunión Científica C.S.I.C.-C.N.R.*, Islas Canarias, Vol. Com. : 39-46.
- Araña, V. (1971). Litología y estructura del Edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias). *Estudios Geol.*, 27: 95-135.
- Araña, V.; Barberi, F.; Ferrara, G. (1985). Petrology and geochemistry of Teide-Pico Viejo volcanic complex. *IAVCEI Symp.*, Sicily, (Italy), Vol Abstr.
- Araña, V.; Ortiz, R. (1986). Marco geodinámico del vulcanismo canario. *An. Fis.*, Serie B, 82: 202-231.
- Astiz, M.; Valentín A. (1986). Estudio MT del Teide y Caldera de las Cañadas (Tenerife). *An. Fis.*, Serie B, 82: 44-54.
- Aubert, M.; Baubron, J. C. (1988). Identification of a hidden thermal fissure in a volcanic terrain using a combination of hydrothermal convection indicators and soil-atmosphere analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35: 217-225.
- Badalamenti, B.; Di Gangi, F.; Gurrieri, S.; Valenza, M. (1993). Continuous monitoring (temperature, CO₂ in soil gases and reducing capacity). *Acta Vulcanol.*, 3: 269-271.

- Balogh, K.; Ahijado, A.; Casillas, R.; Fernández, C. Contributions to the chronology of the Basal Complex of Fuerteventura, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, (in press).
- Banda, E.; Dañobeitia, J.; Suriñach, E.; Ansorge, J. (1981). Features of crustal structure under the Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 55: 11-24.
- Barretto, P. (1973). *Emanation characteristics of terrestrial and lunar materials and the radon-222 loss effect on the uranium-lead system discordance*. Ph.D. Dissertation, Rice Univ., Houston, Tex.
- Barretto, P. (1975). Radon-222 emanation characteristics of rocks and minerals. *IAEA STI/OUB/391*, Washington DC, Panel Proceedings : 129-148.
- Barsukov, V. L.; Serebrennikov, V. S.; Belyaev, A. A.; Bakaldin A.; Arsenyeva, R. V. (1984). Some experience in unravelling geochemical earthquake precursors. *Pageoph*, 122 : 157-163.
- Baubron, J. C.; Allard, P.; Toutain, J. P. (1990). Diffuse volcanic emissions of carbon dioxide from Vulcano Island, Italy. *Nature*, 344: 51-53.
- Baubron, J. C.; Allard, P.; Sabroux, J. C.; Tedesco, D.; Toutain, J. P. (1991). Soil gas emanations as precursory indicators of volcanic eruptions. *J. Geol. Soc. London*, 148: 571-576.
- Benítez Padilla, S. (1946). Síntesis geológica del Archipiélago Canario. *Estudios Geol.*, 3: 3-19.
- Berelson, W. M.; Hammond, D. E.; Fuller, C. (1982). Radon-222 as a tracer for mixing in the water column and benthic exchange in the southern California borderland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61 : 41-54.

- Birchard, G. F.; Libby, W. F. (1980). Soil radon concentration changes preceding and following four magnitude 4.2-4.7 earthquakes on the San Jacinto fault in southern California. *J. Geophys. Res.*, 85(B6): 3100-3106.
- Booth, B. (1973). The Granadilla pumice deposit of Southern Tenerife, Canary islands. *Proc. Geol. Ass. Lond.*, 84: 353-370.
- Bosshard, E.; Macfarlane, D. (1970). Crustal structure of the Western Canary Islands from seismic refraction and gravity data. *J. Geophys. Res.*, 75: 4901-4918.
- Boyle, R. W. (1911). The solubility of radium emanation. Application of Henry's law at low partial pressures. *Philos. Mag.*, 22: 840-854.
- Bravo, B.; Bravo, T. (1989). Esquema geológico de la Pared de Las Cañadas. En: *Los Volcanes y La Caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)*, (Eds. Araña y Coello), ICONA, Madrid, Serie Técnica nº 7 : 85-100.
- Bravo, T. (1962). El circo de las Cañadas y sus dependencias. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 60: 93-108.
- Bravo, T. (1968). *El problema de las aguas subterráneas en el Archipiélago Canario*. Cabildo Insular de Tenerife, Aula de Cultura : 11-26.
- Bravo, T.; Coello, J.; Bravo, J. (1976). Areas de emanaciones gaseosas y anomalías térmicas en la provincia de Santa Cruz de Tenerife (Islas Canarias). *II Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, Madrid, Vol. Com. : 2235-2244.
- Cable, J. E.; Burnett, W. C.; Chanton, J. P.; Weatherly, G. L. (1996). Estimating groundwater discharge into the northeaster Gulf of Mexico using radon-222. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 144: 591-604.

- Cabrera, M. P.; Hernández-Pacheco, A. (1987). Las erupciones históricas de Tenerife (Canarias) en sus aspectos vulcanológicos, petrológico y geoquímico. *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 5: 143-183.
- Camacho, A.; Vieira, R.; Toro, C. (1991). Microgravimetric model of the Las Cañadas Caldera (Tenerife). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 47: 75-88.
- Canas, J.; Pujades, L.; Blanco, M. J.; Soler, V.; Carracedo, J. C. (1994). Coda-Q distribution in the Canary Islands. *Tectonophysics*, 246: 245-261.
- Carracedo, J. (1994). The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 60: 225-241.
- Carracedo, J. C. (1975). *Estudio paleomagnético de la isla de Tenerife*. Tesis Doctoral. Universidad de Madrid.
- Carracedo, J. C. (1979). *Paleomagnetismo e historia volcánica de Tenerife*. Cabildo Insular de Tenerife, Aula de Cultura, Sta. Cruz de Tenerife, 82 pp.
- Carracedo, J.; Soler, V. (1983). Anomalías térmicas asociadas al volcanismo en las Islas Canarias. *V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, Madrid. Vol. Com.: 2351-2363.
- Carracedo, J. C.; Soler, V.; Coello, J.; De La Nuez, J.; Badiola, E. (1990). Determinación de radón en subsuelos de la Caldera de Las Cañadas, Isla de Tenerife, y su posible asociación al volcanismo. *IV Reunión Nacional de Geología Ambiental*, Oviedo, Vol. Com. : 73-80.
- Cendrero, A. (1971). Estudio geológico y petrológico del Complejo Basal de la isla de la Gomera. *Estudios Geol.*, 27: 3-73.

- Chiodini, G.; D'Alessandro, W.; Parello, F. (1996). Geochemistry of gases and waters discharged by the mud volcanoes at Paternó, Mt. Etna (Italy). *Bull. Volcanol.*, 58: 51-58.
- Chirkov, A. M. (1976). Radon as a possible criterion for predicting eruptions as observed at Karymsky volcano. *Bull. Volcanol.*, 39: 126-131.
- Cioni, R.; Corazza, E.; D'amore, F. (1984). Radon in fumarolic gases from Vulcano island (Sicily, Italy). *Geothermics*, 13(4): 385-388.
- Cioni, R.; Ferrara, G.; Valentín, A.; Araña, V. (1985). Estudio geoquímico de las emanaciones volcánicas del Teide (Tenerife) y Timanfaya (Lanzarote). En : *Mecanismos Eruptivos y Estructuras Profundas de los Volcanes Españoles e Italianos. Reunión Científica C.S.I.C.-C.N.R.*, Islas Canarias, Vol. Com. : 69-78.
- Clements, W. E. (1974). *The effect of atmospheric pressure variation on the transport of ^{222}Rn from the soil to the atmosphere*. Ph.D. Thesis, New Mexico, Inst. Mining Technol.
- Clements, W. E.; Wilkening, M. H. (1974). Atmospheric pressure on ^{222}Rn transport across the earth-air interface. *J. Geophys. Res.*, 79(33): 5025-5028.
- Coello, J. (1973). Las series volcánicas en subsuelos de Tenerife. *Estudios Geol.*, 29: 491-512.
- Coello, J. (1982). Volcano-tectonic lineaments on the Quaternary volcanism of the Canary Islands. *Abstr. Vol. IAVCEI-IAEC*, Reykjavic, Island.
- Coello, J.; Bravo, T. (1989). Correlación lito-estratigráfica de perforaciones (galerías) en la región central de Tenerife. En: *Los Volcanes y La Caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)*, (Eds. V. Araña y J. Coello). ICONA, Madrid, Serie Técnica nº 7 : 359-386.

- Coello, J.; Bravo, T. (1981). Directrices volcano-tectónicas en Las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. *IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, Zaragoza, Vol. Com. : 272-273.
- Coello, J.; Martín, C.; De La Nuez, J.; Quesada, M.; Pérez, N. (1993). Distribución de Rn en suelos de Las Cañadas del Teide (Tenerife, Islas Canarias). *V Congr. Geoquím. España*, Soria, Vol. Com. : 177-182.
- Cohen, B. L.; Cohen, E. S. (1983). Theory and practice of radon monitoring with charcoal adsorption. *Health Physics*, 45(2): 501-508.
- Connor, C.; Hill, B.; La Femina, P.; Navarro, M.; Conway, M. (1996). Soil ^{222}Rn pulse during the initial phase of the June-August 1995 eruption of Cerro Negro, Nicaragua. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73: 119-127.
- Countess, R. J. (1976). ^{222}Rn flux measurement with a charcoal canister. *Health Physics*, 31: 455.
- Cox, M. E. (1980). Ground radon survey of geothermal areas in Hawaii. *Geophys. Res. Lett.*, 7(4): 283-286.
- Cox, M. E.; Cuff, K. W. (1981). Monitoring of ground radon concentrations at Kilauea Volcano, Hawaii. *Abstr. IAVCEI Symp. Arc Volcanism*, Tokyo : 302.
- Cox, M. E.; Cuff, K. E.; Thomas, D. M. (1980). Variations of ground radon concentrations with activity of Kilauea volcano, Hawaii. *Nature*, 288: 74-76.
- Crenshaw, W. B.; Williams, S. N.; Stoiber, R. E. (1982). Fault location by radon and mercury detection at an active volcano in Nicaragua. *Nature*, 300: 345-346.

- Custodio, E.; Hoppe, J.; Hoyos-Limón, A.; Jiménez, J.; Plata, A.; Udluft, P. (1987). Aportaciones al conocimiento hidrogeológico de Tenerife utilizando isótopos ambientales. *Simposio Canarias Agua 2000*, Pto. de la Cruz, Tenerife, Islas Canarias, (España).
- D'Alessandro, W.; De Gregorio, S.; Dorrangara, G.; Gurrieri, S.; Parello, F.; Parisi, B. (1997). Chemical and isotopic characterisation of the gases of Mount Etna (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 78: 65-76.
- Dañobeitia, J. J. (1988). Reconocimiento geofísico de estructuras submarinas situadas al norte y sur del Archipiélago Canario. *Rev. Soc. Geol. España*, 143-155.
- Dañobeitia, J. J.; Canales, J. P.; Dehghani, G. A. (1994). An estimation of the elastic thickness of the lithosphere in the Canary Archipelago using admittance function. *Geophys. Res. Lett.*, 21: 2649-2652.
- De La Cruz Reina, S.; Mena, M.; Segovia, N.; Chalot, J. F.; Seidel, J. L.; Monnin, M. (1985). Radon emanometry in soil gases and activity in ashes from El Chichón volcano. *Pageoph*, 123 : 407-421.
- De La Nuez, J. (1983). Estructura y morfología de la Caldera de Taburiente, La Palma (Canarias). *V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, Madrid, Vol. Com. : 2591-2618.
- De La Nuez, J.; Quesada, M. L.; Alonso, J. J. (1997). *Los Volcanes de los Islotes al Norte de Lanzarote*. Serv. Pub. Fundación César Marnrique, Madrid, 223 pp.
- De La Nuez, J.; Quesada, M.; Ahijado, A.; Coello, J.; Martín, C. (1995). Prospección de radón para la detección de fracturas en el edificio volcánico de Las Cañadas (Tenerife). *VI Congr. Geoquím. España*, Soria, Vol. Com. : 1031-1037.

- De Vicente, I.; Fernández, S. (1988). Estudio geoquímico de las erupciones históricas
Rev. Mat. Proc. Geol., 6: 99-155.
- Del Pezzo, E.; Gasparini, P.; Mantovani, M. S. M.; Martini, M.; Capaldi, G.; Gomes, Y. T.; Pece, R. (1981). A case of correlation between Rn anomalies and seismic activity on a volcano (Vulcano Island, southern Tyrrhenian sea). *Geophys. Res. Lett.*, 8(9): 962-965.
- Farrujia, I.; Delgado, P.; Bethencourt, J. (1994). Calidad y contaminación de las aguas subterráneas de Tenerife en el marco de la planificación hidrológica. *Congr. Análisis y Evolución de la Contaminación de las Aguas Subterráneas* de Henares, Vol. Com. Tomo II : 397-416.
- Feraud, G.; Giannerini, G.; Campredon, R.; Stillman, C. (1985). Geochronology of some Canarian dike swarms: contribution to the volcano-tectonic evolution of the Archipelago. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 25: 29-52.
- Fernández, C.; Casillas, R.; Ahijado, A.; Perello, V.; Hernández-Pacheco, A. (1997). Shear zones as a result of intraplate tectonics in the ocean crust: the example of the Basal Complex of Fuerteventura (Canary Islands). *J. Struct. Geol.*, 19(1): 41-57.
- Fleischer, R. L. (1980). Radon flux from the earth: methods of measurement by the nuclear track technique. *J. Geophys. Res.*, 85 (C12): 7553-7556.
- Fleischer, R. L. (1983). Theory of alpha recoil effects on radon release and isotopic disequilibrium. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 779-784.
- Fleischer, R. L.; Alter, H. W.; Furman, S. C.; Price, P. B.; Walker, R. M. (1972). Particle track etching. *Science*, 178: 255-263.

- Fleischer, R. L.; Hart, H. R.; Mogro-Campero, A. (1980). Radon emanation over an ore body: search for long-distance transport of radon. *Nuclear Instruments and Method*, 173: 169-181.
- Fleischer, R. L.; Mogro-Campero, A. (1985). Association of subsurface radon changes in Alaska and northeastern United States with earthquakes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 1061-1071.
- Fleischer, R. L.; Mogro-Campero, A. (1979b). Integrated radon mapping in the earth - Assessment of the ^{220}Rn signal and its exclusion. *Geophysics*, 44: 1541-1548.
- Fleischer, R. L.; Mogro-Campero, A. (1978). Mapping of integrated radon emanation for detection of long-distance migration of gases within the earth: techniques and principles. *J. Geophys. Res.*, 83 (B7): 3539-3549.
- Fleischer, R. L.; Mogro-Campero, A. (1979a) Radon enhancements in the earth: evidence for intermittent upflows? *Geophys. Res. Lett.*, 6 (5): 361-364.
- Flerov, G. N.; Chirkov, A. M.; Tretyakova, S. P.; Dzholos, L. V.; Merkina, K. I. (1986). The use of radon as an indicator of volcanic processes. *Earth Phys.*, 22: 213-216.
- Flexser, S.; Wollenberg, H. A.; Smith, A. R. (1987). Radon in groundwater of the Long Valley Caldera, California. In: *Radon, Radium and Other Radioactivity in Ground Water* (Barbara Graves, Ed.). *Proc. NWWA Conf.*, Somerset, New Jersey. Lewis Publishers, Chelsea, Michigan : 131-149.
- Francis, P. (1993). *Volcanoes. A planetary perspective*. Oxford University Press, New York, (United States), 443 pp.
- Friedlander, I. (1915). *Über Vulkanische Verwerfungtäler*. *Zeitschr. für Vulkanologie*, 2.

- Fritsch, K.; Reiss, W. (1868). *Geologische beschreibung der Insel Tenerife*. Wurstd Co. Winterthur, 496 pp.
- Fuentes, C.; Mazadiego, L. F.; Llamas, J.; Elorza, F. J.; Chacón, E.; Vela, A. (1995). Aplicación de la emanometría al campo de la modelización geológica granítica para la detección de fracturas permeables. *VI Congr. Geoquím. España*, Soria, Vol. Com. : 3079-3087.
- Fúster, J. M. (1975). Las Islas Canarias: un ejemplo de evolución espacial y temporal del vulcanismo oceánico. *Estudios Geol.*, 31: 439-463.
- Fúster, J. M.; Araña, V.; Brandle, J. L.; Navarro, J. M.; Alonso, U.; Aparicio, A. (1968). *Geología y volcanología de las Islas Canarias: Tenerife*. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C. Madrid, 218 pp.
- Gagel, C. (1910). Die Mitteleatlantischen Vulkaninseln. *Hadbuch der Regionalen Geodic.* 7: 1-31.
- García De La Noceda, J.; Sánchez Guzman, J.; Espejo, J.; Fernández, M. C. (1989). Termometría de infrarrojos en la Caldera de Las Cañadas. En: *Los Volcanes del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)* (Eds. V. Araña and J. Coello). ICONA, Madrid, Serie Técnica nº 7 : 409-415.
- Garzón, L.; Quintana, A. (1987). Análisis de los radionucleidos naturales en el agua del Balneario de las Caldes (Oviedo), un nuevo método. *An. Fis.*, 83 (B): 244-250.
- Garzón, M. L. (1987). *Posibilidades que ofrece la medida del radón para la prospección de yacimientos de hidrocarburos*. Tesis Doctoral. E.T.S.I. Minas. Univ. de Oviedo.
- Gasparini, P.; Mantovani, S. M. (1978). Radon anomalies and volcanic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 3: 325-341.

- Gasparini, P.; Mantovani, M. S. M.; Ribeiro, F. B. (1984). Temperature dependence of radon diffusion from some rocks and minerals. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 26(101-102): 135-141.
- George, A. C. (1984). Passive, integrated measurement of indoor radon using activated carbon. *Health Physics*, 46(4): 867-872.
- Gill, J.; Williams, R.; Bruland, K. (1985). Eruption of basalt and andesite lava degasses ^{222}Rn and ^{210}Po . *Geophys. Res. Lett.*, 12: 17-20.
- Graustein, W. C.; Turekian, K. K. (1990). Radon fluxes from soils to the atmosphere measured by ^{210}Pb - ^{226}Ra disequilibrium in soils. *Geophys. Res. Lett.*, 17(6): 841-844.
- Gray, D. J.; Windham, S. T. (1987). *EERF standard operating procedures for Rn-222 measurement using charcoal canisters*. Montgomery, AL: U.S. EPA Office of Radiation Programs; EPA 520-5-87-005.
- Guedalia, D.; Laurent, J.; Fountan, J.; Blanc, D.; Druilhet, A. (1970). A study of radon-220 emanation from soils. *J. Geophys. Res.*, 75: 357-369.
- Guedalia, D.; Ntsila, A.; Druilhet, A.; Fontan, J. (1980). Monitoring of the atmospheric stability above an urban and suburban site using sodar and radon measurements. *J. Appl. Meteorol.*, 19: 839-848.
- Hatuda, Z. (1953). Radon content and its change in soil air near the ground surface. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, Ser. B*, 20: 285-306.
- Hauksson, E. (1981). Episodic rifting and volcanism at Krafla in north Iceland: radon (^{222}Rn) emission from fumaroles near Leirhnjúkur. *J. Geophys. Res.*, 86(B12): 11806-11814.

- Hausen, H. (1961). Canarian Calderas. A short reviewed based on personal impressions, 1947-1957. *Bull. Com. Geol. Finland*, 196: 179-214.
- Hausen, H. (1956). Contributions to the geology of Tenerife. *Societas Scientiarum Fennica Commentationes Physico-Mathematicae*, 18(1): 1-247.
- Hayes, D.; Rabinowitz, P. (1975). Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone of NW Africa. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 105-115.
- Heiligmann, M.; Stix, J.; Williams-Jones, G.; Sherwood, B.; Garzon, G. (1997). Distal degassing of radon and carbon dioxide on Galeras volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 77: 267-283.
- Hernández-Pacheco, A. (1983). El vulcanismo histórico del Archipiélago Canario: pautas temporales, espaciales, estructurales y petrológico-químicas. *V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, Madrid.
- Hernández-Pacheco, A. (1979). Lineaciones estructurales y vulcanismo en el Archipiélago Canario. *III Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*.
- Hernández-Pacheco, A.; Ibarrola, E. (1973). Geochemical variation trends between the different Canary Islands in relation to their geological position. *Lithos*, 6: 389-402.
- Hernández, P. (1997). *Estudio Geoquímico de Gases y Volátiles en la Caldera de Las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias*. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid, 409 pp.
- Hernández, P.; Hernández, J. M.; Pérez, N.; Espino, M.; Soler, V.; Hernández, F. (1993). Niveles de emisión de ^{222}Rn en relación con algunas propiedades de suelos

volcánicos de la isla de Tenerife, Islas Canarias, España. *V Congr. Geoquím. España*, Soria, Vol. Com. :171-176.

Hernández, P.; Pérez, N.; Alvarez, C.; Wakita, H. (1996). Distribution and origin of soil gas CO₂ and CH₄ in and around Cañadas Caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Geogaceta*, 20(3): 529-532.

Hernández, P.; Reimer, G.; Alvarez, C.; Pérez, N.; Wakita, H. (1996). Soil gas ²²²Rn, He and ²²⁰Rn/²²²Rn ratios at Cañadas Caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *Geogaceta*, 20(3): 537-539.

Holford, D.; Schery, S.; Wilson, J.; Philips, F. (1993). Modelling radon transport in dry, cracked soil. *J. Geophys. Res.*, 98(B1): 567-580.

Holub, R. F.; Brady, B. T. (1981). The effect of stress on radon emanation from rock. *J. Geophys. Res.*, 86(B3): 1776-1784.

Huertas, M.; Ancochea, E.; Cantagrel, J.; Coello, J.; Fúster, J.; Ibarrola, E. (1994). Un episodio volcánico pre-Cañadas en la isla de Tenerife. *Geogaceta*, 15: 113-116.

Hunyadi, I.; Hakl, J.; Lenart, L.; Geczy, G.; Csige, I. (1991). Regular subsurface radon measurements in Hungarian karstic regions. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 19(1-4): 321-326.

Irwin, P. W.; Barnes, I. (1980). Tectonic relations of carbon dioxide discharge and earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 85: 3115-3121.

Israelsson, S. (1980). Meteorological influences on atmospheric radioactivity and its effects on the electrical environment. In: *Proceedings of the Natural Radiation Environment III* (Eds. T.F. Gesell and W.M. Lowder), U.S. Dep. of Comm. Rep. Conf-780422, National Technical Information Service, Springfield, Va.

- Junge, C. E. (1963). *Air chemistry and radiochemistry*. Academic Press, New York and London.
- Katoh, K.; Nishizawa, O.; Kusunose, K.; Ikeda, K. (1985). An experimental study on variation of radon emanation from westerly granite under uniaxial compression. *J. Seismol. Soc. Japan*, 173-182.
- King, C. Y. (1980). Episodic radon changes in subsurface soil gas along active faults and possible relation to earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 85: 3065-3078.
- King, C. Y. (1986). Gas geochemistry applied to earthquake prediction: an overview. *J. Geophys. Res.*, 91: 12269-12281.
- King, C. Y. (1985). Impulsive radon emanation on a creeping segment of San Andreas Fault, California. *Pure Appl. Geophys.*, 122: 340-352.
- King, C. Y. (1979). On radon emanation as a possible indicator of crustal deformation. *Tectonophysics*, 52: 120.
- King, C. Y.; King, B. S.; Evans, W. C. (1996). Spatial radon anomalies on active faults in California. *Appl. Geochem.*, 11: 497-510.
- Klusman, R. W. (1981). Variations in mercury and radon emission at an aseismic site. *Geophys. Res. Lett.*, 8(5): 461-464.
- Klusman, R. W.; Webster, J. D. (1981). Preliminary analysis of meteorological and seasonal influences on crustal gas emission relevant to earthquake prediction. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 71(1): 211-222.
- Kobal, I.; Ancik, M.; Skofljanec, M. (1988). Variations of Rn-222 air concentration in Postojna Cave. *Rad. Prot. Dosim.*, 25(3): 207-211.

- Kovach, E. M. (1945). Meteorological influences upon the radon content of soil gas. *Eos Trans., AGU*, 26: 241-248.
- Kraner, H.; Shroeder, G.; Evans, R. (1964). Measurements of the effects of atmospheric variables on radon-222 flux and soil gas concentrations. In: *Natural Radiation Environment* (Eds. J.A.S. Adams and W.M. Lowder). University of Chicago Press, Chicago, Ill., 191-215.
- Kristiansson, K.; Malmqvist, L. (1982). Evidence for nondiffusive transport of Rn-222 in the ground and a new physical model for the transport. *Geophysics*, 47(10): 1444-1452.
- Lambert, G. (1983). Volcanic emission of radon daughters. In: *Forecasting Volcanic Events* (H. Tazieff and J.C. Sabroux Eds.), Elsevier, New York, 635 pp.
- Lang, B.; Kafri, U.; Vulkan, U.; Goldman, M.; Steinitz, G. (1996). Fresh and saline groundwater bodies as delineated by the TDEM method and their relation to the radon flux along the Dead Sea Faults. *Isr. Geol. Surv. Rep.* GSI/26/96, GII L11/188/96 and SNRC Rep. ZD/186/96. 35 pp.
- Lang, B.; Vulkan, U.; Steinitz, G. (1995). Joint controlled transport of Rn evidenced in the Gavnunim syenite at Makhtesh Ramon, Israel using the "on surface covered alpha track" (OSCAT) method. *Nucl. Geophys.*, 9(6): 659-665.
- Le Cloarec, M. F.; Lambert, G.; Le Roulley, J. C.; Ardouin, B. (1986). Long-lived radon decay products in mount St. Helens emissions: an estimation of the magma reservoir volume. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 28: 85-89.
- Llamas, J. F.; Mazadiego, L. F. (1992). Proposed new formula for correcting emanometry measurements as applied to hydrocarbon exploration. *III Latin American Congr. Organic Geochem.* Manaus (Brasil).

- Luetzelschwab, J.; Hastings, L.; Ellis, S. (1994). Adsorption of Rn-222 by open-faced and diffusion-barrier canisters at different conditions of temperature and humidity. *Health Physics*, 66(1): 63-71.
- Lyell, C. H. (1864). *Elements de Geologie*. Granier Freses, París, 6. Ed. Vol. 2, 604 pp.
- MacFarlane, D. J.; Ridley, W. I. (1968). An interpretation of gravity data for Tenerife, Canary Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 4(6): 481-486.
- Marinoni, L.; Pasquare, G. (1994). Tectonic evolution of the emergent part of a volcanic ocean island: Lanzarote, Canary Islands. *Tectonophysics*, 239: 111-135.
- Martí, J.; Hurlimann, M.; Ablay, G.; Gudmunsson, A. (1997). Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*, 25(10): 879-882.
- Martí, J.; Mitjavila, J.; Araña, V. (1988). Estratigrafía de los materiales piroclásticos de la Cañada de Diego Hernández. *II Congr. Geol. Esp.*, Granada. Vol. Simposios : 367-376.
- Martí, J.; Mitjavila, J.; Villa, M. (1989). Stratigraphy and K-Ar ages of the Diego Hernández wall and their significance on the Cañadas Caldera formation (Tenerife, Canary Islands). *Terra Research*, 2: 148-153.
- Martí, J.; Mitjavila, J.; Araña, V. (1994). Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary islands). *Geol. Mag.*, 131(6): 715-727.
- Martín, C.; Ahijado, A.; De La Nuez, J.; Quesada, M. L.; Steinitz, G.; Vulkan, U. (1998). Radon survey at La Palma island (Canary Islands): First results. *EC-ECP Advanced Study Course on Volcanic Hazards Assessment, Monitoring and Risk Mitigation*, S. Miguel Island, Azores, Vol. Abstr. : 83.

- Martín, C.; De La Nuez, J.; Quesada, M. L.; Ahijado, A.; Carracedo, J.; Coello, J. (1994). Radon monitoring in the volcanic area of Las Cañadas del Teide (Tenerife, Canary Islands). *Int. Volcanol. Congr. IAVCEI*, Ankara (Turkey), Abstr. Vol.
- Martín, C.; Soler, V. (1997). ^{222}Rn flux at Cañadas Caldera, Tenerife (Canary Islands). *Int. Workshop on Volcanism & Volcanic Hazards in Immature Intraplate Oceanic Islands*, La Palma, (Canary Islands, Spain), Vol. Com. : 90-92.
- Martín, C.; Steinitz, G.; Soler, V. (1997). High radon zones in Tenerife (Canary Islands, Spain). Relation to present day residual volcanic activity. *IV Int. Conf. on Rare Gas Geochemistry*, Rome (Italy), Abstr. Vol.
- Martinelli, G.; Ferrari, G. (1991). Earthquake forerunners in a selected area of Northern Italy: recent developments in automatic geochemical monitoring. *Tectonophysics*, 193: 397-410.
- Mazadiego, L. F. (1994). *Desarrollo de una metodología para la prospección geoquímica orgánica en superficie de combustibles fósiles*. Tesis Doctoral. E.T.S.I. Minas, Madrid, 600 pp.
- Meakins, R. L.; Dickson, B. L.; Kelly, J. C. (1979). Gamma ray analysis of K, U and Th for dose-rate estimation in thermoluminescent dating. *Archaeometry*, 21(1): 79-86.
- Megumi, K.; Mamuro, T. (1974). Emanation and exhalation of radon and thoron gases from soil particles. *J. Geophys. Res.*, 79: 3357-3360.
- Megumi, K.; Mamuro, T. (1973). Radon and thoron exhalation from the ground. *J. Geophys. Res.*, 78(11): 1804-1808.

- Mezcua, J.; Buforn, E. (1984). *Estudio de la sismicidad en Canarias*. Pub. IGN, nº 205, Madrid, 35 pp.
- Mezcua, J.; Buforn, E.; Udías, A.; Rueda, J. (1992). Seismotectonics of the Canary Islands. *Tectonophysics*, 208: 447-452.
- Mezcua, J.; Ortiz, R.; Buforn, E.; Galán, J.; Herraiz, M.; Martínez Solares, J. M.; Rueda, J.; Sánchez, M. (1989). Estudio de la actividad sísmica en la isla de Tenerife. In: *Los Volcanes de la Caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)*, (Eds. Araña y Coello). ICONA, Madrid, Serie Técnica nº 7 : 397-403.
- Mingarro, F. (1963). Contribución al estudio geológico de la isla de Tenerife (Islas Canarias). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 74: 179-212.
- Mogro-Campero, A.; Fleischer, R. L. (1977). Subterrestrial fluid convection: a hypothesis for long-distance migration of radon within the earth. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34: 321-325.
- Monnin, M.; Seidel, J. L. (1988). Sur une hypothétique emission intense de radon avant un evenement geophysique majeur: Une analyse theorique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307: 1363-1368.
- Muñoz, A.; Acosta, J.; Herraz, P.; Palomo, C.; Sanz, J. L.; Uchupi, E. (1996). Batimetría Multihaz del margen insular de Tenerife (Islas Canarias): Proyecto TEIDE-95. *Geogaceta*, 20(2): 339-342.
- National Council on Radiation Protection and Measurements (NCRPM). (1988). *Measurement of radon and radon daughters in air*. Rep. 27, 174 pp.
- Navarro, J. M. (1974). La estructura geológica de Tenerife y su influencia en la hidrogeología. *Simp. Int. Hidrog.*, Lanzarote. Vol. Com.

- Navarro, J. M.; Coello, J. (1989). Depressions originated by landslide processes in Tenerife. *ESF Meeting on Canarian Volcanism*, Lanzarote, Abs. Vol. : 150-152.
- Navarro, J. M.; Farrujia, I. (1989). *Bases para el Planeamiento Hidrogeológico Insular. Zonificación Hidrogeológica. Documento nº 1, Aspectos Geológicos e Hidrogeológicos*, 145 pp. (Inf. int. de la Direcc. Gral. de Aguas. Consejería de Obras Públicas, Vivienda y Agua. Gobierno de Canarias).
- Nazaroff, W. (1992). Radon transport from soil to air. *Reviews of Geophysics*, 30(2): 137-160.
- Nazaroff, W. W.; Feustel, H.; Nero, A.; Revzan, K.; Grimsrud, D. T.; Essling, M. A.; Toohey, R. E. (1985). Radon transport into a detached one-story house with basement. *Atmos. Environ.*, 19: 31-46.
- Nazaroff, W. W.; Moed, B. A.; Sextro, R. G. (1988). Soil as a source of indoor radon: Generation, migration, and entry. . In: *Radon and Its Decay Products in Indoor Air* (W.W. Nazaroff and A.V. Nero Eds), John Wiley, New York, 57-112.
- Neilson, K. K.; Rogers, V. C.; Gee, G. W. (1984). Diffusion of radon through soils: A pore distribution model. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 48: 482-487.
- Nishizawa, S.; Igarashi, G.; Sano, Y.; Shoto, E.; Tasaka, S.; Sasaki, Y. (1998). Radon, Cl⁻ and SO₄²⁻ anomalies in hot spring water associated with the 1995 earthquake swarm off the east coast of the Izu Peninsula, central Japan. *Applied Geochemistry*, 13: 89-94.
- Ortiz, M. T.; Valentín. A. (1983). El estudio de la radiactividad ambiental en zonas volcánicas. *V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, Madrid, Vol. Com. Tomo III, 2449-2451.

- Ortiz, R.; Araña, V.; Astiz, M.; García, A. (1986). Magnetotelluric Study of the Teide (Tenerife) and Timanfaya (Lanzarote) Volcanic Areas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 30: 357-377.
- Owczarski, P. C.; Holford, D. J.; Freeman, H. D.; Gee, G. W. (1990). Effects of changing water content and atmospheric pressure on radon flux from surfaces of five soil types. *Geophys. Res. Lett.*, 17(6): 817-820.
- Parello, F.; D'alessandro, W.; Bonfanti, P.; Dongarra, G. (1995). Subsurface gases in selected sites of the Mount Etna area (Sicily). *Acta Vulcalologica*, 7(1): 35-42.
- Pearson, I. E.; Jones, G. E. (1966). Soil concentrations of emanating radium 226 and the emanation of radon-222 from soils and plants. *Tellus*, 28: 655-661.
- Pérez, N.; Nakai, S.; Wakita, H.; Hernández, P.; Salazar, J. (1996). $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in and around Teide volcano, Tenerife, Canary islands, Spain. *Geogaceta*, 20(3): 533-536.
- Pérez, N.; Sturchio, N.; Williams, S.; Carracedo, J.; Coello, J. (1992). Geochemical characteristics of the volcanic-hydrothermal gases in Teide, Timanfaya, Taburiente and Teneguía volcanoes, Canary Islands, Spain. *III Congr. Geol. Esp.*, Salamanca, Vol. Com. Tomo I: 463-467.
- Pérez, N.; Wakita, H.; Nakai, S.; Sano, Y.; Williams, S. (1994). $^3\text{He}/^4\text{He}$ isotopic ratios in volcanic-hydrothermal discharges from the Canary Islands, Spain: implications on the origin of the volcanic activity. *Mineral. Mag.*, 58-A: 709-710.
- Plan Hidrológico Insular de Tenerife. (1997). Decreto 319/1996, de 23 de diciembre. *B.O.C.*, nºs 21, 22 y 23.
- Plan Hidrológico Insular de Tenerife. Avance: Bases para el Planeamiento Hidrogeológico. (1989). Gobierno de Canarias, Consej. Obr. Pub., Vda. y Agua,

Direcc. Gral. de Aguas y Cabildo Insular de Tenerife, Area de Planif. y Desarrollo, Secc. de Planif. Hidráulica. 133 pp.

Purtscheller, F.; Pirchl, T.; Sieder, G.; Stingl, V.; Tessadri, T.; Brunner, P.; Ennemoser, O.; Schneider, P. (1995). Radon emanation from giant landslides of Koefels (Tyrol, Austria). *Environ. Geol.*, 26: 32-38.

Purtscheller, F.; Stingl, V.; Brunner, P.; Ennemoser, O. (1994). The Tsergo Ri landslide (Langtang Himal) - a case study of radon emanation from giant landslides. *J. Nepal Geol. Soc.*, 10: 102-104.

Rama; Moore, W. S. (1990). Micro-crystallinity in radioactive materials. *Int. J. Radiat. Appl. Instrum., Part E, Nucl. Geophys.*, 4: 475-478.

Ramola, R. C.; Singh, S.; Virk, H. S. (1988a) Uranium and radon estimation in some water samples from Himalayas. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 15(1-4): 791-793.

Reimer, G. M. (1980). Use of soil-gas helium concentrations for earthquake prediction: limitations imposed by diurnal variation. *J. Geophys. Res.*, 85(B6): 3107-3114.

Renz, O.; Bernoulli, D.; Hottinger, L. (1992). Cretaceous ammonites from Fuerteventura, Canary Islands. *Geol. Mag.*, 129(6): 763-769.

Ridley, W. (1971). The origin of some collapse structures in the Canary Islands. *Geol. Mag.*, 108(6): 477-484.

Rodríguez, J. A.; Hernández-Pacheco, A. (1996). Geología y estructura del Arco de Taganana (Tenerife, Canarias). *Rev. Soc. Geol. España*, 9(3-4): 169-181.

Rona, P.; Brakl, J.; Heirtzler, J. R. (1970). Magnetic anomalies in the Northeast Atlantic between the Canary and Cape Verde Islands. *J. Geophys. Res.*, 75: 7412-7420.

- Ronca-Battista, M.; Gray, D. (1988). The influence of changing exposure conditions on measurements of radon concentrations with the charcoal adsorption technique. *Nuclear Technology Publishing*, 24(1/4): 361-365.
- Salazar, J.; Navarro, J. M.; Pérez, N.; Chiodini, G.; Hernández, P. (1997). Subsurface diffuse emission of carbon dioxide from Teide Volcano by means of hidrological studies, Tenerife, Canary islands. *AGU Fall Meeting*, Abstr. Vol. : F776.
- Sansón, J. (1993). Riesgos Naturales en Canarias. *Tierra y Tecnología*, 6: 71-76.
- Sato, K.; Kaneoka, I.; Sato, J. (1980). Rare-gas releasing experiments and Rn degassing from erupting magma. *Geochem. J.*, 14(91-94).
- Sato, T.; Wakita, H.; Notsu, K.; Igarashi, G. (1992). Anomalous hot spring water changes: Possible precursors of the 1989 volcanic eruption off the east coast of Izu Peninsula. *Geochem. J.*, 26: 73-83.
- Scheidegger, A. E. (1978). The tectonic significance of joints in the Canary Islands. *Rock Mech.*, 11(2): 69-85.
- Schery, S. D.; Gaeddert, D. H.; Wikenning, M. H. (1984). Factors affecting exhalation of radon from a gravelly sandy loam. *J. Geophys. Res.*, 89: 7299-7309.
- Schery, S. D.; Gaeddert, D. H. (1982). Measurements of the effect of cyclic atmospheric pressure variation on the flux of 222-Rn from the soil. *Geophys. Res. Lett.*, 9(8): 835-838.
- Schery, S. D.; Gaeddert, D. H.; Wikenning, M. H. (1982). Transport of radon from fractured rock. *J. Geophys. Res.*, 87(2969-2976).
- Schery, S. D.; Petschek, A. G. (1983). Exhalation of radon and thoron: the question of the effect of thermal gradients in soil. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64: 56-60.

- Schumann, R. R.; Owen, D. E.; Asher-Bolinder, S. (1992). Effects of weather and soil characteristics on temporal variations in soil gas concentrations. In: *Geologic Controls on Radon* (A.E. Gates and L.C. Gundersen Eds.), *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.* 271: 65-72.
- Segovia, N.; De La Cruz-Reyna, S.; Mena, M.; Seidel, J. L.; Monnin, M. (1991). Radon-222 as an indicator of geothermal reservoirs behaviour. *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 19(1-4): 401-404.
- Segovia, N.; Seidel, J. L.; Monnin, M. (1987a). Variations of radon in soils induced by external factors. *J. Radioanal. Nucl. Chem. Lett.*, 119: 199-209.
- Seidel, J. L.; Monnin, M. (1984). Mesures de radon-222 dans le sol de l'Etna (Sicile): 1980-1983. *Bull. Volcanol.*, 47-4(2): 1071-1077.
- Seidel, J. L.; Monnin, M.; Boneville, A.; Delorme, H.; Lenat, J. F.; Segovia, N. (1988). Radon in soil measurements related to the activity of the "Piton de la Fournaise" volcano, La Reunion island (France). *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 15(1-4): 567-570.
- Shapiro, M. H.; Melvin, J. D.; Tombrello, T. A.; Whitcomb, J. H. (1980). Automated radon monitoring at a hard rock site in the southern California traverse ranges. *J. Geophys. Res.*, 85: 3058-3064.
- Shapiro, M. H.; Melvin, J. D.; Tombrello, T. A.; Fong-Liang, J.; Gui-Ri, L.; Mendenhal, M. H.; Rice, A.; Epstein, S.; Jones, V. T.; Masdea, D.; Kurtz, M. (1982). Correlated radon and CO₂ variations near the San Andreas Fault. *Geophys. Res. Lett.*, 9(5): 503-506.

- Shapiro, M. H.; Rice, A.; Mendenhall, M. H.; Melvin, J. D.; Tombrello, T. A. (1984). Recognition of environmentally caused variations in radon time series. *Pageoph*, 122: 309-326.
- Shiratoi, K. (1927). The variation of radon activity of hot springs. *Sci. Rep. Tohoku Imperial Univ.* 16, Ser. 3: 614-621.
- Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 22: 163-197.
- Sinclair, A. J. (1974). Selection of threshold values in geochemical data using probability graphs. *J. Geochem. Expl.*, 3: 129-149.
- Sobolev, G.; Spetzler, H.; Salov, B. (1984). Precursors in rocks while undergoing anelastic deformations. *J. Geophys. Res.*, 83(B4): 1775-1784.
- Soler, V.; Carracedo, J. C.; Coello, J.; De La Nuez, J.; Martín, C.; Badiola, E.; García, M. (1991a). Determinaciones de radón asociado al volcanismo activo en la isla de Tenerife. *VII Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica*, San Fernando (Cádiz), Vol. Com. : 38.
- Soler, V.; Carracedo, J. C.; Heller, F. (1984). Geomagnetic Secular Variation in Historical Lavas from the Canary Islands. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, 78: 313-318.
- Soler, V.; Carracedo, J. C.; Coello, J.; Martín, C.; De La Nuez, J.; Badiola, E.; Pérez, N. (1992). Medidas de radón en galerías y su posible relación con el volcanismo activo de Tenerife, Islas Canarias. *III Cong. Geol. Esp.*, Salamanca, Vol. Com. Tomo 1, 477-480.
- Soler, V.; Carracedo, J. C.; Coello, J.; De La Nuez, J.; Martín, C.; Badiola, E. (1991b). Radon in galleries related to the volcanic activity in the island of Tenerife, Canary

Islands. Abstr. *Int. Conf. on Active Volcanoes and Risk Mitigation*, Napoli, Italy.

Steinitz, G. Vulkan, U.; Lang, B.; Gilat, A.; Zafirir, H. (1992). Radon emanation along border faults of the Rift Dead Sea area. *Isr. J. Earth Sci.*, 41: 9-20.

Steinitz, G.; Lang, B.; Vulkan, U.; Avni, Y. (1995). Temporal variation of the radon flux in syenitic rocks along the Ramon Fault, Makhtesh Ramon, Israel. *Isr. Geol. Surv. Rep.* GSI/41/95, ZD/181/95, 14 pp.

Stillman, C. J. (1987). A Canary Islands dike swarm: implications for the formation of oceanic islands by extensional fissural volcanism. In: *Mafic dike swarms* (Eds. H. C. Halls and W. F. Fahrig), *Geol. Assoc. Can., Special Pub.* n° 34, 243-255.

Stranden, E.; Kolstad, K.; Lind, B. (1984). The influence of moisture and temperature on radon exhalation. *Radiat. Prot. Dosim.*, 7: 55-58.

Sugisaki, R.; Ido, M.; Takeda, H.; Isobe, Y.; Hayashi, Y.; Nakamura, N.; Satake, H.; Mizutani, Y. (1983). Origin of hydrogen and carbon dioxide in fault gases and its relation to fault activity. *J. Geol.*, 91: 239-258.

Suriñach, E. (1986). La estructura cortical del Archipiélago Canario. Resultados de la interpretación de perfiles sísmicos profundos. *An. Fis.*, Serie B, 82: 62-78.

Tanner, A. B. (1964). Radon migration in the ground: A review. In: *The Natural Radiation Environment, Symposium Proceedings*, Houston, Texas, (John A.S. Adams and Wayne M. Lowder Eds.), University Chicago Press, Chicago, Ill., 161-190.

Tanner, A. B. (1980). Radon migration in the ground: A supplementary review. In: *The Natural Radiation Environment III, Symposium Proceedings* (T.F. Gesell and

W.M. Lowder, Eds.), Houston, Texas, Rep. CONF-780422. U.S. Dep. of Energy, Washington, D.C., 5-56.

Teng, T. L. (1980). Some recent studies on groundwater radon content as an earthquake precursor. *J. Geophys. Res.*, 85: 3089-3099.

Thomas, D. (1989). Radon gas as a tracer for volcanic processes. In: *Workshop on Radon Monitoring*, Trieste, Italy, 295-314.

Thomas, D. M.; Cuff, K. E.; Cox, M. E. (1986). The association between ground gas radon variations and geologic activity in Hawaii. *J. Geophys. Res.*, 91(B12): 12186-12198.

Tilsley, J. E. (1992). Radon: sources, hazards and control. *Geosci. Can.*, 19: 163-167.

Toutain, J. P.; Baubron, J. C.; Le Bronec, J.; Allard, P.; Briole, P.; Marty, B.; Miele, G.; Tedesco, D.; Luongo, G. (1992). Continuous monitoring of distal gas emanations at Vulcano, southern Italy. *Bull. Volcanol.*, 54: 147-155.

Ulomov, V. I.; Mavashev, B. Z. (1971). Forerunners of the Tashkent earthquake. *Izvestia Akadamiyi Nauk Uzbekistan SSR.*, 188-200.

Valentín, A. (1988). *La fase gaseosa relacionada con la actividad volcánica y tectónica*. Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona, 347 pp.

Valentín, A.; Albert, J.; Diez-Gil, J. L.; García De La Noceda, C. (1989). Emanaciones magmáticas residuales en Tenerife. En: *Los Volcanes de la Caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias)* (Eds. Araña y Coello). ICONA, Madrid, Serie Técnica nº 7 : 299-310.

- Valentín, A.; Albert-Beltrán, J.; Diez, J. (1990). Geochemical and geothermal constraints on magma bodies associated with historic activity, Tenerife (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 44: 251-264.
- Vieira, R.; Sevilla, M. J.; González-Camacho, A. ; Toro, C.; Martín, M. D. (1986). Geodesia de precisión aplicada al control de movimientos y deformaciones de la Caldera del Teide. *An. Fis.*, Serie B, 82: 110-127.
- Virk, H. S.; Singh, B. (1993). Radon anomalies in soil-gas and groundwater as earthquake precursor phenomena. *Tectonophysics*, 227: 215-224.
- Vulkan, U.; Steiniitz, G.; Strull, A.; Zafrir, H. (1992). Long-distance (+100m) transport of radon in syenitic rocks at Makhtesh Ramon, Israel. *Nucl. Geophys.*, 6(2): 261-271.
- Wakita, H.; Igarashi, G.; Nakamura, Y.; Sano, Y.; Notsu, K. (1989). Co-seismic radon changes in groundwater. *Geophys. Res. Lett.*, 16: 417-420.
- Wakita, H.; Nakamura, Y.; Sano, Y. (1988). Short-term and intermediate-term geochemical precursors. *Pure Appl. Geophys.*, 126: 267-278.
- Watts, A. (1994). Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary Islands. *J. Geophys.*, 119: 648-666.
- Watts, A. B.; Masson, D. G. (1995). A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res.*, 100: 24487-24498.
- Whitehead, N. E.; Gingrich, J. E.; Fisher, J. C. (1983). A New Zealand test of the Track-Etch method of prospecting for geothermal steam. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 15: 339-354.

- Wilkening, M. (1972). Radon-222 from the island of Hawaii: deep soils are more important than lava fields or volcanoes. *Science*, 413-415.
- Wilkening, M.; Watkins, D. (1976). Air exchange and ^{222}Rn concentrations in the Carlsbad Caverns. *Health Physics*, 31: 139-145.
- Williams, S. N. (1985). Soil radon and elemental mercury distribution and relation to magmatic resurgence at Long Valley Caldera. *Science*, 229: 551-553.
- Wilson, O. J. (1989). Radon transport in an activated charcoal canister. *Nucl. Instr. Meth. Phys. Res.*, A275: 163-171.
- Wollenberg, H. A.; Smith, A. R.; Mosier, D. F.; Flexser, S.; Clark, M. (1984). Radon-222 in groundwater of the Long Valley Caldera, California. *Pageoph*, 122: 327-338.
- Woodcock, A. H.; Friedman, I. (1979). Mountain breathing - Preliminary study of air-land interaction on Mauna Kea, Hawaii. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1112-A: 8 pp.