Proyecto Datación

CSN CONSEJO DE SEGURIDAD NUCLEAR

Datación

CSN CONSEJO DE SEGURIDAD NUCLEAR

enresa

UNIVERSITAT DE BARCELONA

Este trabajo ha sido realizado por convenio de colaboración entre CSN, ENRESA y UB, para desarrollar el proyecto de investigación DATACIÓN sobre determinación de estructuras geológicas responsables de eventos paleosísmicos fuertes y datar dichos eventos con la mayor exactitud posible. La central nuclear Vaudellós II ha contribuído facilitando la adquisición de equipos.

Los coordinadores del proyecto han sido José G. Sánchez Cabañero (CSN), Juan Plaza (ENRESA) y Pere Santanach (UB).

El proyecto ha sido desarrollado en el Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona por Pere Santanach, Eulàlia Masana y José Antonio Villamarín.

Además, han colaborado en diversos aspectos de los trabajos
Julián Calderón y Mª del Valle Martínez de la Escuela Técnica de Topografía de la Universitat Politècnica de Catalunya, en trabajos de topografía de detalle (proyecto final de carrera) y Diana Puigcerver también en la obtención de datos topográficos de detalle (estudiante de geología, trabajo de fin de carrera);
Ramón Julià del Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC, Barcelona, en las dataciones U/Th y en asesoramiento sobre la geología regional y del Cuaternario;
Tomás Calderón, Pedro Beneitez y Asunción Millán del Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica de la Universidad Autónoma de Madrid se han ocupado de las dataciones mediante termoluminiscencia;
Francesc Burjachs del Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC, Barcelona ha realizado los análisis polínicos y asesorado en su interpretación;
Josep M. Parés y Miguel Garcés del Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC, Barcelona, han realizado el estudio paleomagnético;
Kuvvet Atakan del Institute of Solid Earth Physics, Universidad de Bergen, Noruega, ha colaborado en la discusión de las incertidumbres de los datos paleoisísmicos;
Mariano García y Mª José Jiménez del Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC, Barcelona, han llevado a cabo las evaluaciones de la peligrosidad sísmica teniendo en cuenta los datos paleosísmicos;
Àngel Martínez Chamizo (Dept. Geodinámica i Geofísica, UB), Jordi Martinell, (Dept. Estratigrafia i Paleontologia), Eduard Roca (Dept.. Geodinámica i Geofísica, UB), Hervé Phillip y Jean François Ritz (Univ. Montpellier, Francia), Didier Bourles (Centre de Spectrométrie de Masses et Spectrométrie Nucléaire de la Univ. de Paris, Orsay) han colaborado puntualmente en algunos momentos del desarrollo del proyecto.

Una investigación paleosísmica como la presente no es posible sin la excavación de zanjas de exploración. Agradecemos las facilidades prestadas por el Ayuntamiento de Montroig del Camp y por la Junta d'Aigües de la Generalitat de Catalunya. Muy en especial a la Urbanización Bonmont Terres Noves, S.A., en particular a su director técnico, Manuel López Gilabert, así como a los señores Santiago Mendoza y J. Puig Castelló que han autorizado la excavación de trincheras en terrenos de su propiedad.

Barcelona, diciembre de 1999

Los resultados y las opiniones expresados en este informe son de los autores del mismo y no reflejan necesariamente el punto de vista del CSN y de ENRESA.

© Consejo de Seguridad Nuclear
© ENRESA

Publicado y distribuido por:
Consejo de Seguridad Nuclear
Justo Dorado, 11. 28040 Madrid
http://www.csn.es
peticiones@csn.es

ISBN: 84-95341-26-3
Depósito legal: M. 10.445-2001

Impreso por Closas-Orcoyen, S. L.
Polígono Igarsa. Paracuellos de Jarama (Madrid)

Índice

Abstract 7

1. Introducción 15
1.1. Paleosismicidad y seguridad nuclear 17
1.2. El proyecto DATACIÓN 19

2. Antecedentes 21
2.1. Del marco regional y neotectónico a la paleosismicidad 23
2.2. Campo de esfuerzos reciente y actual 26
2.3. La paleosismicidad 27

3. Las dataciones 33
3.1.Los métodos 35
3.1.1. Métodos de datación relativa 35
3.1.2. Métodos basados en la correlación 36
3.1.3. Métodos radiométricos 36
3.1.4. Métodos isotópicos 38
3.1.5. Análisis palinológico 39
3.2. Los resultados 39
3.2.1. Dataciones de calcretas con los métodos del uranio/torio y la termoluminiscencia 39

4. Los abanicos aluviales 49
4.1. Cronología relativa de los abanicos asociados a la falla de El Camp 51
4.2. Los abanicos aluviales al sur de Montroig del Camp 52
4.2.1. Dinámica actual 52
4.2.2. Abanico de Montroig 54
4.2.3. Abanico de Porqueroles 55
4.2.4. Abanico de Cabrafiga 57
4.2.5. Abanico de Les Planes 57
4.3. Correlación con las variaciones globales del nivel del mar 58
4.4. La edad de las superficies de colmatación: datos de uranio/torio y termoluminiscencia 60
4.5. Análisis paleomagnético 61
4.6. Edad de los abanicos aluviales 63

5. El escarpe de Montroig 65
5.1. Norte de Montroig 68
5.2. Abanico de Montroig 69
5.3. Abanico de la Porquerola 71
5.4. Abanico de Cabrafiga 72
5.5. Abanico de les Planes 73
5.6. Zona entre el abanico de les Planes y l'Almadrava 73
5.7. L'Almadrava 74

6. Análisis de las trincheras 75
6.1. Elección del emplazamiento de las trincheras 77
6.2. Trincheras 1 y 2 (Golf Bonmont-Planes Noves) 80
6.2.1. Elección de los emplazamientos 80
6.2.2. Estratigrafía 82
6.2.3. Las estructuras de deformación 89
6.2.4. Los eventos paleosísmicos 90
6.3. Trinchera 3 (Casalot) 91
6.3.1. Elección del emplazamiento 92
6.3.2. Estratigrafía 92

6.3.3. Las estructuras de deformación 97
6.3.4. Los eventos paleosísmicos 98
6.4. Trinchera 4 (Ermot) 99
6.4.1. Elección del emplazamiento 99
6.4.2. Estratigrafía 100
6.4.3. Las estructuras de deformación 101
6.4.4. Los eventos paleosísmicos 102
6.5. Trinchera 5 (Porquerola) 105
6.5.1. Elección del emplazamiento 105
6.5.2. Estratigrafía 105
6.5.3. Las estructuras de deformación 108
6.5.4. Los eventos paleosísmicos 110
6.6. Trinchera 6 (Rifà) 110
6.6.1. Elección del emplazamiento 110
6.6.2. Estratigrafía 110
6.6.3. Estructuras y actividad de la falla 111
6.7. Trinchera 7 (Almadrava) 113
6.7.1. Estratigrafía 114
6.7.2. Las estructuras de deformación 116
6.7.3. Los eventos paleosísmicos 116

7. Paleosismicidad 117
7.1. Segmentación 119
7.2. Tasas de deslizamiento 119
7.3. Los paleoeventos 119
7.4. Período de recurrencia 122
7.5. Tiempo transcurrido desde el último evento 122
7.6. Terremoto máximo 122
7.7. Resumen 122

8. Incertidumbres de los parámetros paleosísmicos 125
8.1. Método 127
8.2. Resultados del análisis de las incertidumbres 128
8.3. Aplicación a UNIPAS 128
8.4. Discusión y conclusiones 129

9. Estudio comparativo de peligrosidad sísmica en el área de El Camp 131
9.1. Introduccióna 133
9.2. Peligrosidad sísmica en el área de el Camp 134
9.3. Resultados 136
9.4. Discusión y conclusiones 138

10. Conclusiones 141
10.1. Dataciones 143
10.2. Potencial sísmico de la falla de El Camp 144
10.3. Propuestas de estudios adicionales 146

11. Bibliografía 147

Abstract

Abstract

The DATACIÓN project, developed at the *Department de Geodinàmica i Geofísica* of *the Universitat de Barcelona*, was co-sponsored by the *Consejo de Seguridad Nuclear* and *ENRESA* with the contribution of the *Vandellós II* Nuclear Power plant. It focused attention on two main objectives: 1) the dating methodology that can be used in semi-arid regions to date carbonated conglomerates to the middle Pleistocene, and 2) the characterization of the seismic potential of the El Camp fault, which shows a morphologically expressed young fault scarp. The Vandellós Nuclear Power plant is located in the vicinity.

The El Camp fault cuts a number of alluvial fans that have been dated by a number of techniques: relative dating based on geomorphologic criteria, correlation with global changes (seal level, magnetic field), Uranium series and Thermoluminscence. Detailed geomorphology and microtopography were used to select the best sites for trenching and obtaining information on the sudden movements of the fault (earthquakes). Seven trenches were dug and data of several paleoearthquakes were obtained. In addition to the aforementioned dating methods, Radiocarbon and Pollen analyses were used to date the geologic units observed in the trenches.

Radiocarbon dating techniques have been widely used in paleoseismological analysis owing to their high precision. However, the characteristics of the El Camp fault considerably limit the use of this technique with the result that other methods were also employed. The main limitations of radiocarbon dating are the following: 1) Suitable samples for radiocarbon dating are scarce in semi-arid carbonated coarse alluvial fan environments. 2) The El Camp fault is a low activity fault and, thus, in order to analyze, at least, one complete seismic cycle, a long period of time must be taken into account; time periods exceeding 40 000 yr (temporal limit of Radiocarbon dating methods) must be considered. We employed Thermoluminiscence, U/Th, Pollen analysis and Paleomagnetism in order to constrain the geochronology of the main geological units in the surroundings of the fault. The El Camp fault and most of the other catalogued neotectonic faults in the Iberian Peninsula show slow slip rates that limit the use of radiocarbon dating methods. Therefore, the dating approach provided by the DATACIÓN project could be used in the Iberian faults. The multiple geochronological method developed within this project allows us to obtain sufficient data to perform the paleoseismological analysis despite the scarcity of suitable samples in this kind of environment.

The first paleoseismological studies were performed along faults with a high seismic potential and a short seismic cycle. Thus the approach described for these environments must be modified prior to use in slow velocity active faults such as the El Camp fault. Although some studies on the paleoseismicity of very low slip rate faults have been published, the results are limited given the considerable difficulties encountered in the investigation of very low slip faults. The approach used in these cases cannot be applied directly to the El Camp fault. Thus, one of the goals of the DATACIÓN project was also to adapt the paleoseismological approach to semi-arid areas with moderate to low velocity faults.

Despite the paleoseismological and geochronological problems encountered, we were able to address them step by step and characterize the El Camp fault seismic potential with a minimum of uncertainty. The use of paleoseismic parameters in the seismic hazard analysis yielded results that differed from the findings obtained without considering paleoseismic data. When considering paleoseismic data, the seismic hazard of the area significantly increases along the fault. It is, therefore, essential to consider the paleoseismic data in evaluating the seismic hazards in regions with moderate to low slip-rate faults.

The study was performed in an area between Montroig and the coast although the fault extends further to the north and to the south. This stretch of the

fault is the most suitable for paleoseismic study since it lies onshore, and the fault scarp is located in Quaternary sediments. Thus, although some parts of the fault remain to be studied, the paleoseismic results obtained are valid for the whole southern segment of the fault. This is the main source of uncertainty.

We provide the main results obtained for each of the objectives established and we also suggest further studies in order to diminish the uncertainty.

Dating

Conclusions are provided on two different aspects: the method employed, i.e. how to date sedimentary units to the Lower Pleistocene in semi-arid carbonated coarse depositional systems, and the age of the sedimentary units used in the paleoseismological analysis.

Results concerning the dating approach

• The use of independent dating techniques (correlation with global events such as sea level changes or terrestrial magnetic field reorientation), disequilibrium of the Uranium series, Thermoluminiscence, Radiocarbon, and Pollen analysis in the same area (and in some cases the same samples) proved to be a very good method because of the mutual control of the quality of the results. This led to the rejection of many datings, which would have been considered correct when using only one approach but which proved to be inconsistent or geologically incoherent when using a number of approaches. This demonstrates that the use of only one dating method could yield incorrect results.

• In dating calcrete soils a number of aspects must be taken into account:

a) Calcrete soils develop on a previous substratum with the result that the substratum is older than the soil.

b) The growing process of calcrete soils is often polygenic. As a consequence, the age obtained for a level soil horizon could vary considerably from one sample to another because of non homogeneous regrowing. Therefore, the sediment must be older than the oldest soil age obtained.

c) A relative chronological interpretation of the calcrete soils based on their stratigraphic position is not correct since younger soils may develop under older soils. The depth of a calcic soil depends mainly on the depth reached by the roots which fix the $CaCO_3$.

d) The Uranium series dating method dates pedogenic stages.

e) Thermoluminiscence dates pedogenic stages if the calcrete soil has never been exposed by erosion after its formation, which is uncommon in the area. If the calcrete soil has been exposed to light for a sufficiently long period, the thermoluminiscence method will yield the age of its burial by younger sediments.

Results concerning the age of the alluvial fans

• We detected three main depositional units separated by deep erosive surfaces. From old to young, these episodes correspond to units 2, 3 and 4.

• Sediments belonging to unit 2 correspond to the Matuyama period in the paleomagnetic scale. The uppermost part of the unit could probably be situated near the top of the paleomagnetic unit and close to the current polarity unit. Thus, unit 2 is interpreted as being older than 735000 yr.

• The well preserved surface of the generation 2 alluvial fan in Montroig could have an age between 735000 yr BP (age of the change between Matuyama and Brunhes) and 300000 yr BP (the oldest age for the calcic soil on top of this unit and the youngest age according to the geomorphologic correlation with sea level changes).

• The top deposits of alluvial fans of unit 3 probably correspond to the isotopic stage 5 of sea level changes, i.e. an age of 125 000 yr BP. This is consistent with the ages obtained in the calcic soils and also with the geomorphologic correlation and sea level changes.

• Unit 4 alluvial fans do not reach the sea line and are younger than 125000 yr BP.

• Younger deposits crop out at the foot of the fault scarp.

Seismic potential of the El Camp fault

Paleoseismicity

• Fault segmentation

a) In the 40 km long southern El Camp fault two segments with different seismic behavior are distinguished. The limit between both segments is located between the Porquerola and Rifà creeks.

b) The northern segment, 16 km in length, ceased its activity 140000 ago. Before this time it had been active with a vertical slip rate of 0.03 to 0.1 mm/yr.

c) The southern segment, 24 km in length (14 km onshore and 10 offshore) has been active from 125000 yr down to the present. The paleoseismic analysis focused on the onshore part of this segment. Thereafter, the paleoseismic conclusions will refer to this part of the fault.

• Slip rate

Slip rate measurements concerning only the vertical component of the movement of the fault were performed at different locations along the fault. The slip rate ranges between 0.02 and 0.08 mm/yr. We considered the lower rate as the most plausible value given the evidence of inherited scarps, which were not entirely buried during the inter-seismic period. Moreover, this slip rate is consistent with the events observed in the trenches.

• Seismic behavior of the fault

The seismic behavior of the fault is confirmed by a number liquefaction features located several meters from the fault scarp and also at a distance of more than a

number of km from it. Moreover, as regards the injected joints located close to the fault, these joints have the same strike as the fault. Furthermore, although the presence of colluvial wedges could be interpreted in some cases as having been produced by aseismic slip, in the El Camp fault, the colluvial wedges contain large and sharp blocks of cemented conglomerates, which can be only explained by sudden shakes. Therefore, the El Camp fault is interpreted as a seismogenic fault.

- **The paleoevents**

a) We detected 3-4 paleoevents after 125000 yr BP and some evidence for earlier deformation. Since this older deformation cannot be separated into individual events, it was not used in the paleoseismic analysis.

b) Event Z is the youngest event. It is well constrained in trenches 1 and 2 as well as detected in trench 3, with a vertical displacement of 0.7 to 1 m. It occurred between 1195 yr AD and 30000 yr BP, probably just before 1195 yr. AD since this is the age of the base of the colluvial wedge. It probably took place between 1195 yr AD and 3000 yr BP.

c) Event Y was defined in trench 4. The minimum vertical displacement produced is 0.4 m. It ruptured after event X and prior to the Holocene and thus prior to event Z.

d) Event X is well defined in trenches 1 and 4. Its vertical displacement is between 1.4 and 2 m. It occurred between 125000 and 30000 yr BP. Bearing in mind the vertical displacement and the slip rate (0.02 mm/yr) this event cannot be considered older than 60000 yr BP. The high value of the vertical displacement attributed to this event could also have been produced by two events given that it doubles the displacement observed for a single event.

- **Recurrence period**

a) The mean inter-seismic period for three or four events is 34330 and 25750 yr, respectively.

b) For a vertical displacement per event of 0.7, the inter-seismic period ranges between 25000 and 31500 yr and for 1 m it ranges between 35714 and 50000 yr.

c) All the values range between 50000 and 25000 yr. On the basis of direct observation in the field we consider that 30000 yr is the most plausible.

- **Elapsed time**

The elapsed time ranges between 30000 yr BP and 1195 yr AD, but it is very likely that the last event broke a short time before the formation of the colluvial wedge.

- **Maximum earthquake**

If the whole southern segment of the El Camp fault broke in an earthquake, according to its length (24 km for the offshore part), it would produce a Mw 6,7 $\pm$ 0.5 earthquake. If the fault ended on the coast line, which is highly unlikely, the maxi-

mum magnitude would be Mw 6,4 ± 0.4. If both segments broke simultaneously, an unlikely possibility, the magnitude would reach Mw 6.8 ± 0.6. The data in the trenches are coherent with the seismic parameters computed for a 24 km long fault.

b) For the vertical displacement per event (1,4 m and 1,3 m in trenches 1 and 4 respectively) the estimated magnitude is 6.7 ± 0.5.

- **The El Camp fault is a capable fault**

According to the U.S. Nuclear Regulatory Comission, the El Camp fault is a capable fault since the whole southern El Camp fault underwent recurrent seismic movements during the last 500000 yr and, moreover, its southern segment ruptured the surface at least once during the last 35000 years.

- **The seismic parameters**

The following table contains the seismic parameters used in the seismic hazard analysis

	Maximum M_W	Recurrence period (years)	Elapsed time (years)
Conservative estimates	6.7±0.5	25000	15000
Less conservative estimates	6.4±0.4	50000	805
Preferred estimates	6.7±0.5	30000	3000

Uncertainty

The uncertainty related to the paleoseismic results obtained has a value of 0.2030 (Quality weight factor), which is the best possible value of the 64 obtained by the logic three using UNIPAS software. The lowest value obtained using the logic tree is on node 3 (0,6, which corresponds to the level of extrapolation of the results obtained in small areas (trenches, topographic maps, geomorphologic maps etc.) to the whole fault.

The paleoseismic quality factor (PQF) value is 0,812 (80% reliability) when the paleoseismic data are used in a level 2 seismic hazard analysis (probabilistic analysis employing area or linear sources with the Poissonian approach and also time dependent probabilistic seismic hazard analysis with linear sources). When used in a level 1 seismic hazard analysis (deterministic estimation) the PQF value is 0,406 (40% reliability).

Hazard

A probabilistic hazard assesment study for the El Camp region which integrates the paleoseismological data has been carried out. Different probabilistic hazard maps have been obtained based on the various assumptions through which available paleoseismological data can be incorporated in such hazard analysis. The results on hazard are first compared to former seismic hazard results for the El Camp region and then discussed in relation to the different assumptions focusing on the contribution of the paleoseimological information data to hazard evaluation in the region.

1. Introducción

1. Introducción

1.1. Paleosismicidad y seguridad nuclear

En el marco de la seguridad nuclear es necesario contemplar el estudio de la paleosismicidad debido a la influencia determinante de este factor en el cálculo de la peligrosidad sísmica de las instalaciones nucleares en general. Esta necesidad se contempla principalmente en dos momentos:

- Durante el proceso de licenciamiento ligado a la construcción de nuevas instalaciones o a la clausura de otras existentes con el fin de definir las bases de su diseño sísmico.
- En el caso de instalaciones existentes, durante los procesos de reevaluación sísmica que se realizan periódicamente. Debido al reciente desarrollo de esta disciplina, cuando se concedieron las licencias de las instalaciones existentes, no se realizaron estudios paleosísmicos o bien se realizaron con alcance relativamente limitado como correspondía al desarrollo de la disciplina en aquellos momentos.

De acuerdo con la Nuclear Regulatory Comission de EEUU (USNRC 1997a), entre los distintos factores que hay que considerar para evaluar la seguridad de una instalación nuclear están las características físicas del emplazamiento y, entre éstas, una de las más importantes es la peligrosidad sísmica.

Tanto en reevaluación sísmica como en el proyecto de una instalación nueva o de una clausura, un punto crucial para la seguridad nuclear es la determinación del o de los terremotos máximos que pueden producir el máximo movimiento vibratorio del terreno en el emplazamiento. Y, para conocer este dato con un nivel de confianza adecuado, es necesario caracterizar todas las fallas capaces situadas a determinada distancia del emplazamiento. Se trata pues de conocer qué fallas pueden producir terremotos fuertes y cuales son las características de dichos sismos, para lo cual en España se usan los siguientes criterios definidos por la Nuclear Regulatory Commission de EEUU:

Falla capaz (USNRC 1997b): Es una falla que presenta una (o más de una) de las siguientes características:

- Fallamiento superficial, al menos una vez, durante los últimos 35000 años o movimientos recurrentes dentro de los últimos 500000 años.
- Macrosismicidad determinada instrumentalmente con registros de suficiente precisión para demostrar su relación con la falla.
- Una relación estructural con una falla capaz definida de acuerdo con los puntos anteriores de manera que cuando se produce movimiento en una de ellas sea razonable pensar que también ocurra en la otra.

Fuente tectónica capaz (USNRC 1997c): Es una estructura tectónica que, bajo el régimen sismotectónico actual, puede generar movimiento vibratorio del terreno y deformación superficial, tal como fallamiento o plegamiento, cerca o en la superficie del terreno. Y es descrita por, al menos, una de las siguientes características:

- Deformación recurrente de formas del relieve o de depósitos geológicos durante los últimos 500000 años o, al menos una vez, durante los últimos 50000 años.
- Asociación razonable con uno o más terremotos moderados a fuertes, o con una actividad sísmica sostenida que está acompañada usualmente por deformación superficial significativa.
- Asociación estructural con una fuente tectónica capaz definida de acuerdo con los puntos anteriores, de manera que cuando se produce movimiento en una de ellas sea razonable pensar que también ocurra en la otra.

Fuente sismogenética (USNRC 1997c): Es una porción de la tierra en la que asumimos que hay un potencial sísmico uniforme (máximo terremoto y frecuencia de ocurrencia iguales), distinto del derivado de la sismicidad de las regiones contiguas. El concepto cubre un rango amplio de posibilidades, desde una estructura tectónica bien definida a, simplemente, una gran región con sismicidad difusa (provincia sismotectónica) diseñada para ser caracterizada por un mismo modelo sísmico de ocurrencia. Una fuente sismogenética generará movimiento vibratorio del terreno, pero se asume que no causa desplazamiento en superficie. También está caracterizada por su comportamiento durante el régimen tectónico actual (el Cuaternario o los últimos dos millones de años aproximadamente).

Fallas "tipo I" (USNRC 1997c): Son fallas o zonas de fallas sujetas a desplazamiento que tienen una longitud suficiente y una localización tal (tanto dentro como fuera del área controlada) que pueden afectar al diseño del Almacenamiento Geológico, a su comportamiento, o a los modelos usados para conocer dicho comportamiento. El criterio primario para su identificación es la existencia de evidencias de desplazamiento durante el Cuaternario. Cuando el registro cuaternario sea incompleto o no conclusivo, se considera que una falla es de tipo I si presenta uno o más de los siguientes criterios:

- Hay sismicidad instrumental determinada con suficiente exactitud que sugiere una relación directa con la falla.
- Hay una relación estructural con una falla que cumple uno o más de los otros criterios (por ejemplo, desplazamiento de edad cuaternaria).
- Tiene una orientación tal que está sujeta a desplazamiento bajo el campo de esfuerzos existente.

Teniendo en cuenta los períodos de tiempo que deben considerarse según los criterios anteriores, es evidente que los datos que pueden proporcionar los catálogos de sismicidad instrumental e histórica son claramente insuficientes; especialmente en las regiones de baja y moderada sismicidad donde el ciclo sísmico es de larga duración. En zonas intraplaca, caso de gran parte de la Península Ibérica, no es razonable adoptar como máximo terremoto posible el máximo histórico, ya que las duraciones del ciclo sísmico son del orden de 10^3 a 10^5 años, mientras que los catálogos históricos no alcanzan ni el millar de años. Así, y en general, el último máximo terremoto posible asociado a una falla capaz habrá tenido lugar antes del inicio del catálogo histórico.

Además hay que tener en cuenta que en la normativa de diseño de centrales nucleares el terremoto de diseño que debe considerarse es el máximo correspondiente a períodos de retorno de 10^4 a 10^5 (USNRC 1997c). Por lo tanto, el uso de las técnicas de investigación paleosísmicas será imprescindible en la obtención de los datos necesarios para alcanzar una caracterización adecuada de la peligrosidad sísmica en los emplazamientos de instalaciones nucleares.

La paleosismología (Allen 1986) estudia las evidencias de sismos que puedan reconocerse en el registro geológico dentro del campo próximo de las fallas que los han producido. Y puede permitir, por tanto, localizar los sismos fuertes que han producido deformación o fallamiento en la superficie, datarlos y determinar algunos de los parámetros que los caracterizan (desplazamiento en superficie, longitud de la zona deformada en superficie, período de recurrencia, tiempo transcurrido desde el último sismo fuerte, etc.). El desarrollo de los estudios paleosísmicos es relativamente reciente. Han progresado de forma notable durante los últimos quince años, impulsados por la necesidad de robustecer la seguridad de las instalaciones críticas, en general, del ámbito nuclear. En la actualidad, se considera necesario realizar un análisis paleosísmico para establecer la peligrosidad en el emplazamiento de una instalación nuclear localizada dentro del campo próximo de una falla capaz de producir sismos fuertes.

1.2. El proyecto DATACIÓN

Masana (1995), en su tesis de doctorado, puso de manifiesto la presencia de un escarpe de falla que afecta a los abanicos aluviales recientes que afloran a lo largo de la falla de El Camp y el carácter sísmico de esta falla. Los abanicos aluviales afectados no habían sido todavía datados con la suficiente precisión para abordar estudios paleosísmicos.

Con estos antecedentes se estableció un convenio de colaboración entre el Consejo de Seguridad Nuclear (CSN), la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos (ENRESA) y la Universitat de Barcelona (UB) para desarrollar el proyecto DATACIÓN enfocado a la mejora de los métodos de estudio de la paleosismicidad y a su aplicación a un caso concreto, la falla del Camp de Tarragona, junto a la cual se hallan las centrales nucleares de Vandellós. La Central Nuclear de Vandellós II contribuye al desarrollo del proyecto con la aportación de recursos para la adquisición de equipos de precisión, topográficos e informáticos, necesarios en los trabajos de campo. El proyecto se ha desarrollado a lo largo de tres años en el Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona.

Los dos grandes objetivos del proyecto DATACIÓN fueron definidos como sigue en el convenio de colaboración suscrito:

"Datación de las formas y sedimentos cuaternarios de la zona de los escarpes del Camp de Tarragona mediante métodos diversos de datación absoluta. Puesta a punto de las técnicas de muestreo de estos métodos adaptadas a zonas semiáridas y comparación de los resultados obtenidos con los distintos métodos.

Caracterización de las estructuras geológicas responsables de la fomación de los escarpes de falla de la zona de El Camp. Ello incluye la detección de los últimos grandes sismos producidos por falla de El Camp y el cálculo de sus parámetros paleosísmicos basándose en las edades absolutas obtenidas".

Los trabajos que se han ido realizando a lo largo del desarrollo del proyecto, así como algunos resultados parciales y provisionales que se han ido obteniendo se encuentran en los informes presentados, en particular en los documentos titulados genéricamente "Informaciones documentales" (DATACIÓN 1997a, b, c, 1998a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k, l, 1999a, b), y algunos han sido ya publicados (Masana et al. 1999, Villamarín et al., 1999).

La memoria final del proyecto se presentó en tres volúmenes. El primero, titulado **Informe final**, constituye el informe propiamente dicho; el segundo es un **Atlas** en el que se recoge de manera completa la documentación gráfica de los perfiles puestos al descubierto con la excavación de zanjas a través de la falla: levantamientos de los perfiles y fotografías interpretadas de los aspectos más significativos de los mismos; por último, en el tercer volumen se presentan como **Anejos** copias de los informes preparados por instituciones y especialistas externos al Departamento de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona y que han sido encargados durante el desarrollo del proyecto. Esta publicación corresponde al volumen 1, es decir, al informe final.

El informe final consta de 10 capítulos. Primero se presenta brevemente el estado de los conocimientos del marco geológico regional y neotectónico desde la óptica de una investigación paleosísmica, así como unas notas sobre trabajos paleosismológicos realizados en otras regiones, en particular algunas de características con similitudes a la que nos ocupa (capítulo 2). Se dedica un capítulo a los métodos de datación utilizados; se recuerdan algunos aspectos generales de los mismos y se hace especial hincapié en los problemas planteados en la datación de los materiales dis-

ponibles en los abanicos aluviales estudiados, en particular los problemas relacionados con el muestreo (capítulo 3). La descripción de los abanicos aluviales y su relación con la falla de El Camp son el objeto del capítulo 4. Se describen las unidades estratigráficas y se establecen sus edades mediante el uso combinado de varias técnicas de datación. Sigue una descripción del escarpe de falla en los abanicos aluviales entre el pueblo de Montroig y l'Almadrava, junto a las centrales de Vandellós (capítulo 5).

El capítulo 6 es el más extenso y el que contiene los datos fundamentales obtenidos en esta investigación. Se discute el emplazamiento de las zanjas abiertas, se describen los afloramientos puestos al descubierto, se dan los resultados de dataciones realizadas en diversos elementos de estos afloramientos y se discute su significado y, finalmente se interpretan estos datos en términos paleosísmicos. Se presentan de manera sistemática los resultados de todas las zanjas abiertas así como una discusión de la zanja que en su día fue abierta en l'Almadrava, junto a las centrales de Vandellós. Una síntesis de los datos paleosísmicos obtenidos es el objeto del capítulo 7.

Los datos geológicos, básicos para el análisis de la peligrosidad sísmica, conllevan incertidumbres significativas, inherentes a toda interpretación de fenómenos en los que las observaciones puedan satisfacer diversas interpretaciones. En el capítulo 8 se explicitan en términos de probabilidades las incertidumbres de los datos paleosísmicos obtenidos con el fin de que puedan ser usados con rigor en el análisis probabilístico de la peligrosidad sísmica. Por último (capítulo 9) se muestra, con el caso estudiado, la incidencia que la consideración de los datos paleosísmicos tiene en la evaluación de la peligrosidad sísmica.

Las conclusiones (capítulo 10) se reunen en tres grandes apartados: las referentes a los métodos de datación, las relacionadas con la paleosismicidad y su incidencia en los cálculos de la peligrosidad sísmica, y para terminar se proponen posibles acciones para mejorar el conocimiento sísmico de la falla de El Camp.

2. Antecedentes

2. Antecedentes

Antes de entrar en la descripción de los datos obtenidos en este trabajo se exponen algunos aspectos del estado del conocimiento de la geología regional del área que nos ocupa, en particular del contexto geológico en que se encuentra la falla de El Camp y su evolución en tiempos recientes. También se resumen los resultados obtenidos por diversos grupos sobre el estado del campo de esfuerzos reciente y actual de éste área. Estos datos pueden ser de interés en la discusión de la cinemática de la falla.

También se da una pincelada sobre el concepto de paleosismicidad y el tipo de resultados que los estudios paleosismológicos han aportado en regiones de distintas características geotectónicas. Se mencionan, en especial, los estudios realizados en la zona de rifting de Europa occidental que desde más allá de los Países Bajos se extiende a lo largo de los valles del Rhin y del Ródano hasta el sur de la Península Ibérica a lo largo de su margen oriental. Es en esta gran unidad tectónica donde se enmarca la actividad reciente de la falla de El Camp.

2.1. Del marco regional y neotectónico a la paleosismicidad

La actividad tectónica reciente (plio-cuaternaria) en las Cadenas Costeras Catalanas es el reflejo de una extensión, a grandes rasgos, perpendicular a las fallas que limitan estos relieves y que han actuado esencialmente como fallas normales. Este régimen tectónico, ligado al sistema de rifting de Europa occidental, se instaló en este área en el tránsito Oligoceno-Mioceno y ha perdurado hasta la actualidad. Desde el punto de vista geodinámico ha sido interpretado de diferentes maneras en relación con los distintos orógenos del Mediterráneo occidental (Banda et al. 1980, Banda y Santanach 1992, Bartrina et al. 1992, Burrus 1984, Fontboté et al. 1990, Hinz 1972 y 1973, Mauffret et al. 1973, Roca y Guimerà 1992, Réhault et al. 1985, Sàbat et al 1997, Torres et al. 1993). Recientemente este sistema extensivo, cuya actividad ha migrado con el tiempo hacia el SE afectando al orógeno Bético, ha sido interpretado como debido a una extensión de back-arc relacionada con la subducción de los Apeninos que también ha ido migrando en la misma dirección (Doglioni et al. 1997, 1999).

En su tesis de doctorado, E. Masana realizó un detallado estudio de la actividad tectónica reciente de las Cadenas Costeras Catalanas. Consideró tanto los indicadores estructurales como los geomorfológicos; también la sismicidad y el termalismo (Masana 1993, 1994, 1995 y 1996 a y b). Las figuras 1 y 2 representan sintéticamente los resultados alcanzados.

Los diversos segmentos de las fallas que determinan las Cadenas Costeras Catalanas presentan distinto grado de actividad neotectónica. Si se exceptúa el segmento que define el frente del Montseny en el extremo NE del área estudiada por Masana (figs. 1 y 2), los indicios de mayor actividad tectónica reciente se concentran en la mitad meridional, justo la zona de menor actividad sísmica en tiempos instrumentales y en la que no hay registrado ningún sismo fuerte en el catálogo de sismicidad histórica. Es precisamente en esta zona, en el segmento meridional de la falla de El Camp (entre Reus y las centrales nucleares de Vandellós) donde se ha descrito un escarpe de falla -el escarpe de falla de Montroig- que afecta a los abanicos aluviales más recientes del pie de las montañas de Prades y Llaberia (Masana y Guimerá 1992a y b, Masana 1996a).

La falla de El Camp forma parte del conjunto de grandes fallas normales que, en las Cadenas Costeras Catalanas, limitan por el NW la zona de la cuenca del surco de València, afectada por extensión (figura 3). En el conjunto de la cuenca, desde el tránsito Oligoceno/Mioceno hasta finales del Burdigaliense, tuvo lugar una importante actividad de las fallas: es el estadio sinrift que da lugar a la subsidencia tectónica de la cuenca. A partir de este momento, en las zonas centrales de la cuenca la actividad de las fallas cesa: es la etapa postrift durante la que tiene lugar la subsidencia térmica. En las zonas marginales, tanto las zonas que no han sufrido extensión, adyacentes a las fallas más externas, como las que habían sido extendidas y se habían hundido en diversos grados, se levantan como consecuencia del efecto *shoulder* (Bartrina et al. 1992, Vergés et al. 1996). Hay que señalar que a finales del Mioceno cesa la actividad de la falla del Vallès-Penedès y en esta zona el límite noroccidental de la extensión se traslada a la falla que limita la cuenca de Barcelona (fig.3 b y c). Este hecho permite explicar algunas de las diferencias geomorfológicas (grado de incisión, p. ej.) entre las cuencas del Vallès-Penedès y el Camp de Tarragona y Baix Ebre descritas por Masana (1995).

La combinación del ascenso debido al efecto *shoulder* en las zonas marginales de la cuenca del surco de València con la subsidencia térmica en las zonas centrales de la cuenca ocasiona una flexión a escala litosférica que puede ser materializada por deslizamientos a lo largo de las fallas en las zonas marginales. Éste sería el mecanismo que habría mantenido activa la falla de El Camp.

La falla del Camp es una falla normal de dirección NE-SW que buza fuertemente hacia el SE. Ha sido interpretada como una falla lístrica que se enraíza en un nivel de despegue situado a unos 12 km de profundidad (Roca y Guimerà 1992, Sàbat et al. 1997). La geometría de la cuenca de El Camp, desarrollada en el bloque hundido por esta falla, es bien conocida gracias a los perfiles de sísmica de reflexión comerciales calados mediante el sondeo Reus-1 y al perfil de sísmica de reflexión profunda ESCI-València que corta los perfiles comerciales

Fig.1) Mapa de indicios de actividad neotectónica en las Cadenas Costeras Catalanas (Masana 1995).

Fig.2) Mapa neotectónico de las Cadenas Costeras Catalanas (Masana 1995).

Fig.3. A) Principales fallas en las Cadenas Costeras Catalanas y borde noroccidental del surco de Valencia (de Bartrina et al. 1992). Zonas en extensión (subsidencia) y levantamiento con indicación de las tasas de subsidencia y levantamiento debidas respectivamente a la extensión y al efecto shoulder. B) hasta finales del Mioceno y C) a partir de finales del Mioceno.

(fig.4, Sàbat et al. 1997). La tasa media de deslizamiento de la falla de El Camp desde el inicio del régimen tectónico que ha perdurado hasta la actualidad (desde el tránsito Oligoceno Mioceno) se ha estimado comprendida entre 0.12 y 0.16 mm/año según se considere la base del relleno sedimentario de edad aquitaniense, 23.7 Ma, o burdigaliense, 19 Ma (fig.5). Por otra parte, Masana (1995), a partir del salto vertical máximo observado en el escarpe de Montroig y de las estimaciones sobre la edad de los abanicos aluviales afectados realizadas a partir de correlaciones geomorfológicas con un abanico situado al norte de Reus que contiene industria lítica musteriense (Vilaseca 1973), estimó una tasa de deslizamiento del orden de 0.17 mm/año.

El deslizamiento normal de la falla de El Camp y las otras que limitan el surco de València provoca el hundimiento de los bloques donde se asientan las cuencas con la tasa media evaluada. A este movimiento hay que restarle la ascensión debida al efecto *shoulder* anteriormente mencionado (fig. 3). La tasa de este levantamiento es de un orden de magnitud inferior que el hundimiento: Los materiales oligocenos de Montserrat y los pliocenos del valle del Llobregat en la transversal de este río, por su situación y edad, desde su deposición han sufrido únicamente el ascenso debido al efecto *shoulder* y no han sido sometidos a la subsidencia debida a la extensión. Los materiales oligocenos marinos de Montserrat se encuentran a 1200 m sobre el nivel del mar y, si se acepta que el inicio del efecto *shoulder* lleva un ligero retraso respecto del inicio de la actividad de las fallas, puede considerarse que el ascenso comenzó hace 1.8×10^7 años. Ello implica una tasa de levantamiento de 0.067 mm/año. El Plioceno marino del Baix Llobregat se encuentra hasta 120 m sobre el nivel actual del mar; puesto que el nivel del mar durante el Plioceno se encontraba unos 30 m por encima del actual hay que considerar que desde entonces (4×10^6 años) ha habido un ascenso de unos 90 m. Ello implica una tasa de levantamiento de 0.022 mm/año para este período más reciente. En la zona de Tortosa, en el horst de Sant Onofre, el Plioceno se encuentra ligeramente más bajo que el del Baix Llobregat, pero levantado. Puesto que el efecto *shoulder* es debido a procesos litosféricos de amplio radio de curvatura pensamos que el orden de magnitud de los valores estimados ha de ser válido para el conjunto de las Cadenas Costeras Catalanas.

Así pues el orden de magnitud estimado para el hundimiento del bloque superior de la falla de El Camp es de 10^{-1} mm/año, mientras que el estimado para la tasa de levantamiento debido al efecto *shoulder* es de 10^{-2} mm/año. En la figura 3 se ha representado como estos dos movimientos se han combinado en la zona de las Cadenas Costeras Catalanas.

Tasas de deslizamiento de fallas del orden de 0.1 mm/año materializados mediante sismos de una magnitud M=6.5, implican períodos de recurrencia del orden de 10^4 años (Wells y Coppersmith 1994). La comparación de tasas de deslizamiento y períodos de recurrencia de fallas de diversas regiones del globo obtenidos independientemente (Villamor y Berryman 1999) permiten esperar para la falla del Camp períodos de recurrencia del orden de los mencionados (fig.6). Ciclos sísmicos de esta duración se sitúan según Giardini (1995) entre los 10^5 años de las zonas continentales estables (Crone et al. 1997) y los 10^3 años de los del interior de placas activas. La región estudiada correspondería desde esta óptica al interior de una placa ligeramente activa.

En una trinchera excavada cerca de Montroig en niveles posteriores al movimiento de la falla se obtuvieron edades ^{14}C de unos 5000 años B.C. (Masana 1995).

2.2. Campo de esfuerzos reciente y actual

El campo de esfuerzos en el interior de una placa es el resultado de las fuerzas que actúan sobre sus bordes y de las heterogeneidades de la placa (Gölke y Coblentz 1996). Son bien conocidas las alteraciones del campo de esfuerzos en las cercanías de una falla, en particular en sus terminaciones (Chinnery 1966). Numerosos trabajos se han ocupado de este tema y ponen de manifiesto las variaciones del campo de esfuerzos (en régimen y en orientación) como consecuencia de la actuación de estructuras de distintas dimensiones Rebaï et al. 1992, p. ej.).

Ello plantea el problema del valor de las observaciones puntuales del esfuerzo. ¿Representan el esfuerzo regional o de primer orden o son el resultado de una alteración del mismo como consecuencia de la acción de fallas cuyo movimiento si ha sido provocado por el llamado esfuerzo regional? Esta duda es aplicable tanto a los esfuerzos obtenidos con datos microestructurales, como a los obtenidos mediante el

Fig.4) Imagen de la cuenca de El Camp obtenida mediante el perfil de sísmica de reflexión profunda ESCI-Surco de València (A) y su relación con el despegue subhorizontal de carácter dúctil (B) (de Sàbat et al. 1997).

Índice de deslizamiento de la falla:

$$I1 = \frac{3075\ m}{23.7\ Ma} = 0.12\ mm/a$$

(base Aquitaniense)

$$I1 = \frac{3075\ m}{19\ Ma} = 0.16\ mm/a$$

(base Burdigaliense)

Fig.5) Tasa media de deslizamiento de la falla de El Camp desde el inicio de su comportamiento como falla normal a principios del Neógeno (de Masana 1995).

análisis de sismos de magnitudes pequeñas y que por lo tanto corresponden a rupturas pequeñas. Igualmente puede aplicarse a los esfuerzos obtenidos mediante el análisis de la elipticidad de las secciones de sondeos (*breakouts*).

A pesar del problema metodológico que plantea la duda expuesta, se vienen realizando aproximaciones al conocimiento del campo de esfuerzos regional o de primer orden reciente y actual a partir de datos puntuales (Zoback y Magee 1991). En la región costero catalana las determinaciones puntuales del

Fig.6) Relación entre el periodo de recurrencia y la tasa de deslizamiento (de Villamor y Berryman, 1999).

campo de esfuerzos no son muy abundantes. Se basan principalmente en datos de fallas menores (esfuerzos recientes) y en las determinaciones de mecanismos focales (esfuerzo actual). El análisis de *breakouts* de sondeos profundos (petróleo) es otra aproximación al esfuerzo actual.

El proyecto SIGMA (1998) tuvo por objetivo la caracterización del estado de esfuerzos reciente y actual de la Península Ibérica mediante el uso de datos sísmicos y geológicos. Se elaboró un mapa del estado de esfuerzos reciente a partir de datos de poblaciones de fallas que afectan a materiales del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario y un mapa del estado de esfuerzos actual a partir de mecanismos focales de terremotos registrados, recalculándose en función del tensor regional con las técnicas de Rivera y Cisternas y del análisis poblacional de fallas.

Concluye que la Península Ibérica se encuentra actualmente sometida a una compresión NW-SE excepto en los Pirineos, donde es predominantemente N-S, y en la zona del Golfo de Cádiz, donde se orienta E-W (fig.7). El tensor promedio de esfuerzos recientes pone de relieve la presencia de una compresión NW-SE similar a la actual, junto con otra de dirección NE-SW (fig.8). Los mapas de las figuras 7 y 8 indican las trayectorias del esfuerzo horizontal máximo, pudiendo éste ser s_1 o s_3.

En el NE de la península, Jurado y Müller (1997) y Schindler et al. (1998) han analizado la elipticidad de los sondeos petrolíferos (*breakouts*) como deformaciones indicadoras del estado del esfuerzo actual. En el borde del surco de València, junto a las Cadenas Costeras Catalanas, concluyen que la orientación del esfuerzo horizontal máximo y la dirección de las fallas estensivas neógenas coinciden a grandes rasgos (fig.9).

Recientemente Goula et al. (1999) a partir del análisis de mecanismos focales y de superficies estriadas han analizado el estado de esfuerzo en la parte oriental del Pirineo. Tratados de manera independiente ambos conjuntos de datos muestran una dirección submeridiana del máximo esfuerzo horizontal, que habría sido estable desde el Pliocuaternario hasta la actualidad. No tratan la zona correspondiente a las Cadenas Costeras Catalanas.

2.3. La Paleosismicidad

La mayor parte de los grandes terremotos de los que se tiene información escrita o directa ocurren a lo largo de los límites de placa, es decir en el cinturón del Pacífico, en parte del Mediterráneo y en el Asia Central. Aunque el resto de la sismicidad, registrada instrumentalmente o en los catálogos históricos, se concentra principalmente en zonas de deformación situados a cierta distancia de los límites de placa, ocurren también terremotos en zonas consideradas tectónicamente

Fig.7) Mapa de la península Ibérica en el que se representan las trayectorias del esfuerzo horizontal máximo del campo del esfuerzo actual calculado a partir de 167 mecanismos focales (SIGMA 1998).

estables (Crone et al. 1997).

La preocupación por la avenencia de terremotos catastróficos ha llevado al desarrollo de técnicas de cálculo de la peligrosidad sísmica que permiten atribuir a una zona una probabilidad de ocurrencia de un terremoto de una magnitud dada, durante un período de tiempo determinado. Estos cálculos se han basado durante mucho tiempo en los datos de terremotos registrados en el catálogo sísmico de la zona a analizar, que incluye datos de sismicidad instrumental y también sismicidad histórica. Los catálogos de terremotos abarcan duraciones muy variables en función de la zona. Existen datos instrumentales de los últimos 30 años de la mayor parte del planeta (Sholtz 1990), mientras que el período de tiempo abarcado por los datos históricos varía según las regiones. Así, mientras algunas zonas de elevada sismicidad actual como California (EEUU) cuentan con un catálogo de sólo unos 100 años, otras zonas, como China, disponen de un catálogo de más de 2000 años.

En los últimos tiempos se ha puesto de relieve la necesidad de observar, como mínimo, los datos de un ciclo sísmico entero para poder caracterizar correctamente la peligrosidad sísmica de una zona. En caso contrario se suele infravalorar la peligrosidad. Esto tiene especial interés en las zonas donde la duración del ciclo sísmico es mucho mayor que el tiempo registrado en el catálogo, es decir, tanto en las zonas con corta duración de su información histórica como en las zonas con ciclo sísmico largo, eso es, con velocidad de deformación lenta.

La duración del ciclo sísmico está estrechamente relacionada con la velocidad de deformación de la estructura analizada. La tasa de deslizamiento de una falla depende en gran manera del contexto geotectónico en el que ésta se encuentre (Giardini 1995). Así, las tasas de deslizamiento de las fallas que se sitúan en los bordes de placa son, en general, mucho mayores que las de las fallas que se encuentran a cierta distancia de los mismos y, éstas, a su vez, son mayores a las de las fallas situadas en zonas intraplaca. Además, a mayor velocidad de deformación menor duración del ciclo sísmico. Ello permite estimar la duración del ciclo sísmico de las fallas, bien sea comparando la falla a investigar con el comportamiento de fallas en contextos parecidos o, simplemente, a partir del contexto en que se encuentra la falla considerada. Así se puede evaluar el período de tiempo que debe ser analizado para abarcar uno o más ciclos sísmicos para poder caracterizar correctamente el comportamiento sísmico de la falla a investigar.

La constatación de que en gran parte de puntos del planeta donde existe preocupación por la peligrosidad sísmica, la duración del catálogo sísmico es menor a la del ciclo sísmico

Estaciones con datos de planos de falla estriados

Estaciones de recopilación bibliográfica

Trayectorias de Shmax

Tipos de tensores deducidos en cada una de las estaciones (en función de la magnitud relativa de σ_z)

EXTENSIVO ($\sigma_1 - \sigma_z$)

DIRECCIONAL ($\sigma_2 - \sigma_z$)

COMPRESIVO ($\sigma_3 - \sigma_z$)

estaciones bibliograficas de las que no se dispone información

Fig.8.A) Mapa de la Península Ibérica en el que se representan las trayectorias del esfuerzo horizontal máximo reciente calculado a partir del análisis de estaciones de análisis microestructural. B) Mapa que presenta las trayectorias del esfuerzo horizontal máximo reciente calculado a partir del análisis de estaciones de análisis microestructural. Esta moda corresponde a la que se obtiene al permutar σ_2 por σ_3 en la moda representada en A (SIGMA 1998).

ha llevado al desarrollo de la paleosismología, parte de la geología que estudia los terremotos anteriores a los catálogos históricos a partir de la interpretación del registro geológico que dichos terremotos han dejado (Wallace 1981). Esta rama de la geología usa herramientas multidisciplinares para caracterizar los últimos eventos sísmicos de una estructura: geomorfología, geofísica, tectónica, estratigrafía, microtopografía, geodesia, historia, datación radiométrica y biología, entre otras. De un análisis de paleosismicidad se pueden obtener datos tales como la tasa de deslizamiento de la falla, los intervalos de recurrencia entre eventos, el tiempo transcurrido desde el último evento, el desplazamiento por evento y la geometría de la falla (Schwartz y Coppersmith 1986), todos ellos parámetros clave para el cálculo de la peligrosidad sísmica.

La paleosismología se ha desarrollado en zonas de elevada actividad sísmica pero con corto período histórico, como la costa oeste de EEUU o Nueva Zelanda, debido a que en estas zonas existe una gran preocupación por la peligrosidad sísmica. Se trata, en cualquier caso, de zonas con una tasas de deformación elevadas con velocidades actuales de deslizamiento en fracturas de hasta 120 mm/año (Minster y Jordan 1987, DeMets et al. 1987, Chase 1978, Villamor y Berryman 1999). Estas elevadas tasas de deformación permiten la creación de relieve a una velocidad mayor a la de denudación con lo que la morfología de la superficie del terreno registra información sobre los eventos de deformación brusca -terremotos- acontecidos. Información adicional, y no menos valiosa, es retenida por los sedimentos producto de los procesos de erosión y sedimentación ocasionados por la creación o destrucción de relieve durante el terremoto, como la creación de escarpes de falla, bloqueo de drenajes, etc. Así, el análisis de ambos aspectos, la superficie del terreno por un lado, y los procesos de erosión y sedimentación por el otro, pueden aportar un gran volumen de información paleosísmica. Por supuesto, estos datos son mucho más valiosos si cuentan con valores de edades absolutas de los sedimentos, aspecto clave y, a menudo, de difícil obtención.

El estudio de la superficie del terreno se ha abordado mediante el análisis geomorfológico regional o con estudios más detallados centrados en zonas pequeñas (Pantosti y Yeats 1993). El análisis geomorfológico regional, se ha usado, sobretodo, para determinar las tasas de deslizamiento de una zona durante el período más reciente y para localizar las zonas donde es factible un estudio paleosismológico más detallado. La base de este tipo de análisis es por un lado la detección de formas del relieve características de la actividad tectónica, como facetas triangulares, valles colgados, drenajes dislocados, escarpes de falla etc. y, por otro, la detección de deformaciones en cuerpos de los que se conoce su forma original, como pueden ser terrazas fluviales y marinas, abanicos aluviales, rellenos lacustres, etc. Cabe citar en este sentido los trabajos pioneros de Wallace (1977, 1978, 1980) y Hamblin (1976) entre muchos otros.

Pero el análisis geomorfológico, sobretodo el centrado en zonas más pequeñas, más detallado, permite también, en algunos casos, y en zonas de elevada actividad sísmica, obtener directamente datos de paleosismicidad, es decir datos que permiten discriminar eventos individuales. Esto es posible, por ejemplo, analizando las dislocaciones de la red de drenaje en una falla direccional en el caso de que se pueda llegar a atribuir un deslizamiento concreto a cada evento sísmico, como proponen Sieh y Jahns (1984) para una parte de la falla de San Andrés. Otros autores atribuyen a levantamientos episódicos los diferentes niveles de terrazas marinas que observan después de restar los efectos de las variaciones climáticas del nivel del mar y el levantamiento regional progresivo (Thatcher 1984, Matsuda et al. 1978, Plafker y Rubin 1978, Plafker et al. 1981, Valensise y Ward 1991, Ward y Valensise 1994, 1995) y en algún caso se atribuye la deformación de una terraza a un evento sísmico en concreto (Valensise y Pantosti 1992).

El estudio detallado del terreno de zonas cercanas a la falla, mediante análisis geomorfológico, perfiles topográficos muy exactos o mapas microtopográficos, permite por un lado delimitar las zonas con mejores condiciones para analizar cortes geológicos a través de la falla mediante la apertura de trincheras y por el otro aporta información paleosísmica. Algunos autores obtienen edades de formación y cantidad de eventos acumulados en un escarpe de falla analizando su morfología en detalle (Bucknam y Anderson 1979, Nash 1984, 1986).

La excavación de trincheras permite obtener afloramientos netos en lugares clave, es decir, a través de rupturas en superficie ocasionadas por el movimiento de la falla analizada y, en sedimentos recientes -holocenos en el caso de zonas de elevada actividad sísmica- (Bonilla y Lienkaemper 1991). Estos afloramientos deberían permitir analizar con detalle los procesos sedimentarios de la zona de falla para detectar las anomalías estratigráficas y tectónicas producidas por deslizamientos súbitos de la falla. En cualquier caso los eventos detectados en trinchera corresponden a sismos de magnitud mayor a 6 (Wells y Coopersmith 1994) y la cantidad de sismos es un valor mínimo de eventos ocurridos ya que no todos los acontecimientos dejan registro a lo largo de toda la falla. Las evidencias descritas de eventos sísmicos del pasado son, entre otras, cuñas coluviales producto de la erosión del escarpe y sedimentación al pié del mismo (Swan et al. 1980, Collier et al 1998), escarpes fosilizados (Sieh 1978, Pantosti et al. 1993), disminuciones bruscas del salto de la falla al acercarse a la superficie (Pantosti et al. 1996), fallas fosilizadas por niveles que a su vez están afectados por otras fallas, niveles de encharcamiento producidos por el bloqueo del drenaje, grietas fosilizadas (D'Addezio et al. 2000), etc. (fig.10).

En una zona de límite de placa o cercana a éste, los análisis de cortes en trinchera juntamente con los estudios geomorfológicos permiten obtener, con relativa frecuencia, datos de, al menos, tres eventos anteriores al registro histórico. Éste es el caso, por ejemplo, de muchas de las trincheras analizadas

Fig.9) Indicadores del esfuerzo en la zona de las Cadenas Costeras Catalanas. Obsérvese la tendencia al paralelismo entre las direcciones del esfuerzo horizontal máximo deducido a partir de los breakouts y la traza de las principales fallas extensivas neógenas (de Schindler et al. 1998).

en la falla de San Andrés, EEUU (Sieh 1984, Brown et al. 1992) o en la región de Basin and Range, EEUU) (Swan et al. 1980, Machette et al. 1992). Se trata de zonas donde la velocidad de movimiento de las fallas es muy elevada y por consiguiente el período de recurrencia es bajo. Así, la falla de San Andrés tiene una tasa de deslizamiento de entre 12 y 34 mm/año (Jackson et al. 1995), la falla Alpina de Nueva Zelanda de entre 24 y 32 mm/año (Berryman et al. 1992), el sistema de fallas normales del golfo de Corinto de 10 a 12 mm/año (Brillis et al. 1991, Davies et al. 1997) y la del norte de Anatolia de entre 5 y 21 mm/año (Reilinger et al. 1997, Barka 1992, Ikeda et al. 1991). Los períodos de recurrencia de estas fallas varían entre 80 y 300 años.

Los trabajos enumerados hasta aquí, fueron realizaron en las zonas con más velocidad de deformación del planeta. La urgencia en la mejora de los cálculos de peligrosidad, que se mostraban hasta el momento insuficientes, hizo que la paleosismología se desarrollara con mucho vigor en estas áreas. Pero el registro histórico demuestra que los grandes terremotos no tienen lugar solamente en dichas zonas sino que han ocurrido grandes terremotos (Ms entre 5.1 y 7.2) en otros contextos geotectónicos: en las zonas consideradas "estables" como Australia (Meckering 1968, Calingiri 1970, Cadoux 1979, Marryat Creek 1986, Tennant Creek 1988), la India (Killari 1993 y Cutch 1819), África (Guinea 1983, Accra 1939, Sudan 1966) o la costa este americana (Ungava 1989, Crone et al., 1997), donde las velocidades de deformación son muy bajas; también tienen lugar en zonas con velocidades de deformación intermedias, situadas lejos de los límites de placa pero que absorben parte de la deformación de éstos a pesar de la distancia, como es el caso de Europa occidental.

El uso de técnicas de paleosismicidad en las zonas

Fig. 10) Esquema de posibles indicadores de paleoterremotos en un corte geológico: a) falla fosilizada, b) inyección de sedimentos por licuefacción, c) nivel con licuefacción, d) escarpe fosilizado, e) cuña coluvial producto de la erosión del escarpe antiguo, f) grietas fosilizadas (de Allen 1986).

de menor velocidad de deformación es aun más justificado que en las zonas donde se desarrolló el método, ya que su ciclo sísmico es de mayor duración y por tanto se hace necesario investigar períodos de tiempo más largos. A esto cabe añadir que la gran mayoría de las estructuras que causaron terremotos en dichas zonas no estaban clasificadas como activas ya que la ausencia de sismicidad en el catálogo de algunas de ellas no había atraído la atención de los sismólogos. Por lo tanto es muy probable que queden muchas fallas activas por detectar y el análisis geomorfológico regional usado en paleosismología puede ser en muchos casos una buena aproximación al problema, siempre que la velocidad de denudación no sea muy alta. A pesar de ello los trabajos en esta dirección son escasos, probablemente debido a que la dificultad de obtener resultados (evidencias de diversos eventos) disminuye al aumentar la duración del ciclo sísmico.

El análisis geomorfológico permitió detectar la falla de Meers, en Oklahoma (Crone y Luza 1986, Luza et al. 1987), que no tiene sismicidad asociada, mientras que la falla que ocasionó el terremoto de New Madrid (1811-12) se identificó principalmente gracias a estructuras de licuefacción (Nutti 1973). En la falla de Meers se han realizado estudios en trincheras que revelan flexión de la superficie, pero también ruptura (Luza et al. 1987). Por su lado, los terremotos de Tennant Creek i Meckering, en Australia, ocurrieron en fallas preexistentes pero sin expresión morfológica en superficie. La baja velocidad de deformación de estas estructuras no supera la velocidad de denudación, con lo que la morfología no responde a estas estructuras. Por tanto estas zonas no muestran escarpes de falla que centren la atención de sismólogos i geólogos y permitan caracterizarlas como activas antes de que produzca un terremoto (Bowman et al. 1988).

Las zonas más olvidadas por los trabajos de paleosismicidad han sido, hasta hace muy pocos años, las de velocidad intermedia como Europa occidental, donde la elevada vulnerabilidad exigía un estudio paleosismológico detallado a pesar de que la peligrosidad basada en el catálogo histórico fuera baja. Son muy pocos los trabajos publicados en esta zona y se centran prácticamente todos en el sistema de fosas del Rhin: en el valle de Roer (Bélgica, Holanda y Alemania) y en la zona de Alsacia. En el bajo Rhin se ha realizado un estudio paleosimológico completo a lo largo de la falla de Feldbis cuyo movimiento reciente ha dado lugar a un escarpe de falla de unos 10 km de longitud. Un análisis geomorfológico y geológico general permitió localizar el escarpe donde posteriormente se excavaron trincheras (Paulissen et al. 1985; Vanden Berg et al. 1994, Geluk et al. 1994). Los resultados de las trincheras juntamente con los datos de superficie sugieren que la falla ha experimentado hasta tres eventos sísmicos desde hace 35000 años con un salto medio por evento de 0.6 m, lo que implica un período de retorno de 12000 $\pm$ 5000 años (Camelbeeck y Meghraoui 1998). Los trabajos siguen en curso (proyecto PALEOSIS). En Alsacia se ha detectado un escarpe de falla en materiales del Pleistoceno medio que causan una dislocación vertical de 6 m. Se estiman períodos de recurrencia del orden de 25000 años y una velocidad de deslizamiento vertical de 0.04 mm/año (Lemeille et al. 1999). Actualmente, en Europa, se están haciendo esfuerzos para desarrollar nuevas técnicas de análisis de la paleosismicidad adaptadas a estas zonas de velocidades menores a las de los límites de placa; un ejemplo de ello son los estudios de espeleotemas en cuevas que se desarrollan en la zona de Alsacia y en los Pirineos, entre otras, en las áreas epicentrales de terremotos catastróficos históricos (Lemeille et al. 1999).

3. Las dataciones

3. Las dataciones

Datar en valores absolutos unidades litológicas y formas geomorfológicas del Cuaternario es un punto clave en toda investigación paleosismológica. Una datación fiable es necesaria para conocer la edad de los grandes sismos, su período de recurrencia, el tiempo transcurrido desde el último evento y la tasa de deslizamiento de las fallas que los producen. Las técnicas geocronológicas aplicables a materiales y formas recientes es un campo en rápida y constante evolución. Son numerosas las técnicas que se utilizan para datar formas y terrenos cuaternarios (Sowers et al. 1998).

Su aplicabilidad y capacidad de resolución en los problemas paleosismológicos es muy variable de una técnica a otra. La elección de las técnicas a emplear depende del material disponible y de la edad presumible de las muestras. Hay que resaltar que, a pesar del gran número de técnicas desarrolladas, la datación de los eventos sísmicos es casi siempre un problema de difícil solución: raras veces se encuentra el material adecuado en el lugar necesario.

Además es importante tener claro que para comprender e interpretar correctamente los datos proporcionados por las distintas técnicas de datación es necesaria la comprensión de la historia geológica del material datado y saber qué procesos ocurridos durante dicha evolución se están datando.

En todo caso hay que procurar utilizar diversos métodos independientes y disponer así de un cierto autocontrol de los resultados.

El problema planteado en el caso que nos ocupa es datar abanicos aluviales formados por materiales detríticos, con predominio de materiales groseros, esencialmente carbonáticos, con un gran desarrollo de calcretas, cuya edad, de acuerdo con los datos disponibles en la bibliografía descendería presumiblemente hasta el Pleistoceno medio.

En una primera aproximación los abanicos aluviales cuaternarios que se desarrollan a lo largo de la falla de El Camp se han **datado relativamente entre ellos** a partir de sus relaciones geométricas y del distinto grado de su evolución morfológica. Así se han establecido diversas generaciones de abanicos aluviales.

La segunda etapa en el proceso de datación ha sido **correlacionar** las generaciones de abanicos previamente establecidas **con fenómenos globales**. Primero se ha establecido una correlación entre los abanicos y las variaciones globales del nivel del mar a partir de consideraciones geomorfológicas. Ello ha permitido hipotetizar unas edades para las rocas que constituyen estos abanicos así como para sus superficies de colmatación. El **análisis paleomagnético** ha permitido correlacionar estos materiales con los cambios de polaridad recientes del campo magnético y así disponer de un control sobre las hipótesis establecidas.

La hipótesis sobre el rango de edades esperadas y los materiales disponibles para datar, básicamente calcretas y materiales detríticos de finos a groseros, han permitido elegir las técnicas de datación más apropiadas. La datación de calcretas han sido abordada mediante el método de **desequilibrio de la serie del uranio** (U/Th) y por el método de la **termoluminiscencia**. Con este método se han obtenido también dataciones de materiales detríticos finos. Las edades de los restos orgánicos (carbón y conchas de gasterópodos) muy recientes se han estudiado por el método del **radiocarbono** (^{14}C).

Como se verá en este capítulo la datación de materiales geológicos presenta importantes incertidumbres debidas fundamentalmente a la compleja historia de procesos que han sufrido. Ello puede conducir a graves errores. Con el fin de controlar los resultados de los métodos radiométricos mencionados se han realizado **análisis palinológicos**, en particular en los materiales detríticos finos de los cortes abiertos mediante zanjas.

3.1. Los métodos

Se describen brevemente los principios de los métodos y técnicas utilizados en esta investigación.

3.1.1. Métodos de datación relativa

Relaciones geométricas: superposición

De entre los criterios de datación relativa es el más utilizado y el único que proporciona datos fiables. Se basa en el principio de superposición: un abanico sobrepuesto a otro es más reciente que éste.

Grado de evolución geomorfológica

Además del criterio anterior se han utilizado los que siguen, en particular cuando en lugar de superposición se ha encontrado yuxtaposición de abanicos. Son criterios que dependen de muchos factores y son de delicada aplicación. No obstante la comparación de los aspectos geomorfológicos que se mencionan a continuación en los casos donde hay clara superposición ha permitido establecer unos criterios locales de cierta utilidad.

Incisión: Suponiendo cuencas de drenaje equivalentes, mismos tipos de materiales, mismas condiciones climáticas, etc. para dos abanicos, aquel que tenga los canales más incididos será el abanico más antiguo. Es especialmente significativa la incisión del canal principal. El factor litológico es muy importante: los abanicos comparados han de estar constituidos por los mismos materiales.

Degradación superficial: Se considera el grado de degradación de la superficie del abanico. Igual que en el criterio anterior, para comparar degradaciones hay que hacerlo en

materiales iguales.

Penetración del ápice del abanico en el frente montañoso: En un frente montañoso pasivo, a medida que un abanico progresa (se produce agradación), el ápice retrocede penetrando en el frente montañoso (retrogradación). Como consecuencia de ello, cuanto más penetre el ápice en la montaña, más antiguo será el abanico. Es importante destacar que este criterio es válido únicamente para frentes pasivos. Desde otro punto de vista, el grado de penetración del ápice de los abanicos en las montañas puede ser un índice del grado de actividad de los frentes montañosos.

Color: En fotografía aérea, cuando las superficies de los abanicos no han sido alteradas por la actividad antrópica, los abanicos antiguos suelen aparecer de tonos más oscuros que los abanicos más recientes. En el caso estudiado, donde la mayoría de las superficies de los abanicos están cultivadas, este criterio es de difícil aplicación. Se ha aplicado, con no muy buenos resultados, en las zonas no cultivadas, en la práctica esto significa las zonas más apicales y en las vertientes de algunos canales.

3.1.2. Métodos basados en la correlación

Correlación con las variaciones del nivel del mar

Puesto que gran parte de los abanicos aluviales considerados tienen como nivel de base el nivel del mar se ha considerado que los momentos de máxima incisión coinciden con mínimos del nivel del mar, mientras que las superficies de colmatación de las distintas generaciones de conos que enrasan con el nivel del mar coinciden con máximos del nivel del mar.

Correlación con las inversiones de polaridad del campo magnético

La magnetización remanente natural de las rocas refleja el campo magnético terrestre de algún momento de su evolución. Un análisis de las características de ésta y de las rocas que la presentan (tipos de roca, historia deformacional, etc.) permite atribuir el origen de la magnetización natural remanente a un determinado proceso sufrido por la roca. La magnetización natural remanente es del orden de 100 veces inferior al campo magnético terrestre; para medirla se usan los magnetómetros criogénicos. Su medición permite conocer, entre otros, la polaridad del campo magnético de la tierra en el momento en que la roca adquirió la magnetización en cuestión.

Conocida la historia de las inversiones de la polaridad magnética de la tierra, si la magnetización natural remanente presente se adquirió en el momento de la sedimentación de la roca, el espectro de polaridades del campo magnetico a lo largo de una secuencia estratigráfica, puede ser utilizado como herramienta de datación siempre que se tenga una referencia geocronológica. En nuestro caso, que partimos del momento actual, podemos esperar averiguar si toda la serie estratigráfica analizada presenta la polaridad actual o si se adentra en la polaridad inversa de Matuyama.

El análisis paleomagnético ha sido realizado por M. Garcés del Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", CSIC, Barcelona. Los resultados detallados y una descripción del método concreto aplicado se encuentra en DATACIÓN3-Anejo (Datación 1999).

3.1.3. Métodos radiométricos

Método del radiocarbono

El método del radiocarbono se basa en la desintegración radioactiva del ^{14}C para convertirse en ^{14}N. El carbono tiene tres isótopos naturales: el ^{12}C y el ^{13}C son estables, mientras que el ^{14}C, menos abundante, es inestable y se desintegra para formar ^{14}N con una vida media de 5730 años (Stuiver y Pollach 1977). La existencia de ^{14}C en nuestra atmósfera es posible solamente gracias a su producción continuada en las capas altas de la misma. Esto se produce gracias a los rayos cósmicos que bombardean átomos de N y O para producir ^{14}C que se oxidan con rapidez y forman moléculas de CO y posteriormente de CO_2. La difusión de estas moléculas por la atmósfera inferior hace que el ^{14}C entre a formar parte del ciclo geológico a través de las aguas superficiales. La materia viva incorpora este isótopo del C sobretodo mediante la fotosíntesis. A lo largo de la vida de un ser vivo existe interacción con la atmósfera y por tanto un equilibrio entre la cantidad de ^{14}C y ^{12}C asimilado por el individuo parecido al que existe en la atmósfera. En cambio al morir éste, el sistema se cierra y empieza la desintegración del isótopo del carbono más inestable, el ^{14}C, que disminuye su cantidad de átomos a la mitad en un tiempo de 5730 años. Esta vida media permite estimar una aplicabilidad del método hasta los 75000 años (Stuiver 1991). Durante el proceso de desintegración la muestra emite radiación que, en el método convencional, se usa para calcular la cantidad de ^{14}C. En muestras muy antiguas, debido a la baja cantidad de radiocarbono presente en la muestra, ésta emite una radiación muy débil que es difícil de distinguir de la radiación ambiental producida por los rayos cósmicos sobre la superficie de la tierra; este efecto se puede evitar si se realizan las mediciones en laboratorios subterráneos donde esta radiación ambiental es menor o inexistente o usando una mayor cantidad de muestra.

Mientras que en el método convencional se mide la cantidad de iones que se desintegran a ^{12}C durante el tiempo de observación de la muestra, en el método de AMS (*accelerator mass spectrometry*) se ioniza la muestra y se separan los iones

deseados mediante su relación masa-carga: se mide directamente la cantidad de iones que tienen una masa 14. Este método permite trabajar con cantidades de muestra mucho menores, de hasta 0.01mg de carbón. El rango de tiempo en el que se pueden datar muestras con AMS es de hasta 50 000 años.

Ya se ha mencionado que el método asume que la proporción de ^{14}C respecto a ^{12}C fijados en los tejidos del ser vivo es igual a la proporción existente en la atmósfera en los tiempos preindustriales. Esto lleva a dos tipos de problemas. Por un lado el derivado del hecho de que se trate de tejidos vivos donde se produce un fraccionamiento de los isótopos en función de su masa durante los procesos químicos y biológicos característicos de la materia viva. Este efecto se puede corregir conociendo como afecta al isótopo estable ^{13}C de la muestra y asumiendo que el fraccionamiento del ^{14}C es el doble que el del ^{13}C. Por otro lado, el segundo tipo de problema deriva del hecho de que sabemos que la relación ^{14}C-^{13}C de la atmósfera no se ha mantenido constante en el tiempo. Sus variaciones se han debido a variaciones en la producción de isótopos inestables del carbono causadas principalmente por movimientos del campo magnético terrestre alrededor de la tierra que desvían la incidencia del haz de los rayos cósmicos; por ejemplo se sabe que dicha relación es menor en lagos y aguas dulces que en la atmósfera. Para evitar este efecto de las variaciones en el tiempo se han desarrollado curvas de calibración controladas por otros métodos de datación independientes. Así, se construyó una curva de calibración basada en la medición de la relación de radiocarbono en anillos de árboles de los que se sabía la edad para los últimos 4500 años (Stuiver y Kra 1986); esta curva se ha desarrollando posteriormente hasta los 9700 años (Stuiver et al. 1991). Para edades más antiguas se han usado dataciones de U/Th de las diferentes fases de crecimiento de corales en Birmania (Bard et al. 1990). Actualmente se pueden obtener edades calendario para muestras de hasta 30 000 años.

Así, el método del radiocarbono se puede aplicar a todas aquellas muestras que provengan de carbono fijado mediante fotosíntesis (o absorbido posteriormente por parte de materia viva) en los últimos 50 000 a 60 000 años y hasta unos 300 años B.P. Esto incluye madera (celulosa), semillas, polen, carbón, huesos y conchas entre otras posibilidades. También se pueden datar suelos, aunque la posibilidad de contaminación por carbono más reciente es muy elevada. Los ácidos húmicos, por ejemplo, contaminan altamente la muestra, aunque en este caso un pretratamiento alcalino permite evitar esta distorsión. En cambio, es imposible separar el carbono infiltrado desde niveles más recientes hasta el nivel de suelo de la muestra; en caso de datar esta muestra se obtendría una edad más reciente que la real.

Las dataciones mediante el análisis de radiocarbono, por el método clásico y mediante el AMS, han sido realizadas han sido realizados por el laboratorio comercial Beta Analytic Inc. Radiocarbon Dating Services, University Branch de Miami, Florida (ver DATACIÓN3-Anejos en Datación 1999).

Método de desequilibrio de la serie del uranio: U/Th

Las series del uranio se basan en la capacidad del ^{238}U, el ^{235}U y el ^{232}Th, presentes en los materiales geológicos como elementos traza, para producir hijos. Un sistema que contenga estos elementos y que se mantenga estable y cerrado durante unos dos millones de años llega a un estado de equilibrio entre la cantidad de padre e hijo. Si algún factor altera el proceso, el sistema tiende hacia el equilibrio otra vez y esto permite cálculos del tiempo transcurrido desde la alteración del proceso. Existen tres métodos dentro de la serie del uranio: deficiencia de ^{230}Th, deficiencia de ^{231}Pa y exceso de ^{234}U. De entre ellos, el más usado es el primero, también llamado U/Th.

El uranio es mucho más soluble que el torio y esto hace que los sólidos que precipitan a partir de una solución acuosa tengan una cantidad menor de torio. La relación de actividad entre $^{232}Th/^{238}U$ y $^{230}Th/^{238}U$ en aguas marinas es menor a 10^{-4} (Huh et al. 1989). Si el tiempo transcurrido desde la fijación del carbonato en el individuo es menor al tiempo necesario para que el sistema vuelva a estar en equilibrio y si se trata de un sistema cerrado, la cantidad de ^{230}Th de la muestra es función de la edad de la misma (Ku 1976). Para el cálculo de la edad, en cualquier caso, es necesario asumir que la cantidad inicial de Th del sistema analizado es cero o bien conocer su valor. Así, mientras la cantidad de ^{230}Th es cero en la mayoría de sólidos precipitados en medios marinos, esto no es cierto para aguas continentales donde existe una cantidad de ^{230}Th inicial. Este es el caso de por ejemplo, las calcretas o los travertinos. Se considera que el ^{230}Th inicial debería ser igual a la cantidad de ^{232}Th presente en la muestra (el ^{232}Th es estable), con lo que se puede estimar la cantidad de ^{230}Th inicial.

El método U/Th permite datar dentro de un rango de tiempo de entre 5 000 y 350 000 años (potencialmente podría llegar a permitir datar hasta 600 000 años en condiciones excepcionalmente buenas). Los materiales susceptibles de ser datados con éste método son sobretodo los carbonatos inorgánicos como calcita formada en cuevas (estalactitas, estalagmitas y otras concreciones), venas de calcita, travertinos, calcita de porosidad, carbonatos lacustres densos y, finalmente, también suelos carbonatados como por ejemplo los caliches o calcretas. En algunos casos, los carbonatos orgánicos también pueden ser datados por las series del uranio (Ku y Kern 1974, Edwards et al. 1987). Así, se han datado muy satisfactoriamente los carbonatos en corales fósiles de Nueva Guinea, que se han usado para calibrar las curvas de $\delta^{18}O$. En cambio la datación de conchas de molusco mediante este método preci-

sa algunas asunciones que no siempre son ciertas. Las conchas de molusco contienen un décimo de la cantidad de uranio que se incorpora a la muestra después de su fosilización. El cálculo se realiza considerando que el sistema es cerrado y que el uranio debió de incorporarse justo después del entierro y sin lavado del mismo lo que es difícil de probar. Si ha habido lavado de uranio la datación indicará una edad mayor que la real y si por el contrario, el sistema ha incorporado uranio posteriormente al entierro la edad calculada será menor que la real.

Otro problema añadido, muy común en el análisis de suelos carbonáticos, es la inclusión en la muestra de partículas detríticas, como arcillas, que se encuentran normalmente enriquecidas en ^{232}Th, aunque contienen también cantidades variables de ^{230}Th, ^{234}U y ^{238}U (Bishoff y Fitzpatrick 1991, Luo y Ku 1991). Estos residuos contribuyen de forma impredecible a las cantidades de uranio y torio que se obtienen durante el proceso de disolución de la muestra. La sola presencia de ^{232}Th en las muestras ya indica que existe una parte detrítica en ellas y por tanto, también que una parte del ^{230}Th no procede de la desintegración radioactiva del uranio sino de la incorporación de éste dentro de las arcillas. Por otro lado el proceso de lavado, durante la preparación de la muestra, también diluye parte del uranio de las impurezas y éste se incorpora a la muestra Esta contaminación debe también ser corregida. Para solucionar este problema algunos autores corrigen la actividad del torio considerando que las actividades del residuo insoluble del caliche está en equilibrio secular ya que normalmente se trata de partículas de edad superior a los 350 000 años necesarios para conseguir este equilibrio (Ku et al. 1979). En estos casos el procedimiento para datar es el de las isocronas (Bishoff y Fitzpatrick 1991).

Las muestras han sido analizadas por R. Julià, CSIC, Barcelona (ver DATACIÓN3-Anejos en Datación 1999). El procedimiento de separación química del uranio y el torio que ha sido utilizada se basa en el establecido por J.L. Bishoff en el US Geological Survey de Menlo Park, CA. Este procedimiento comporta la disolución total de la muestra y la incorporación de un radioisótopo de actividad conocida para determinar los rendimientos del proceso químico. La determinación de las actividades de los distintos radioisótopos se ha realizado en un equipo de espectrometría alfa con detectores de barrera de silicio. El equipo, de la casa ORTEC, cuenta además con el software necesario para la determinación de las energías específicas de cada radioisótopo y su cuantificación. Para el cálculo de la edad se ha utilizado el programa UDATEI de Rosenbauer (1991).

3.1.4. Métodos isotópicos

Método de la termoluminiscencia

En la naturaleza existen elementos radioactivos como el ^{40}K, el ^{238}U o el ^{232}Th que, en su proceso de desintegración radioactiva, irradian a los sedimentos de forma natural; este efecto también lo produce, aunque solamente en los materiales más cercanos a la superficie, la irradiación por isótopos cosmogénicos. Una consecuencia de esta radiación es la liberación de partículas alfa, beta y gama que desplazan electrones desde los orbitales más externos hasta ser atrapados en los defectos de la red cristalina Una parte de estas trampas de la red son profundas y los electrones se mantienen estables en ellas hasta 10^6 años. Las trampas acumulan electrones hasta su saturación a una velocidad que es función de la cantidad de elementos radioactivos de la muestra. Si los sedimentos son calentados o expuestos a la luz durante un período de tiempo largo los electrones atrapados son liberados de las trampas cristalinas y el sistema se pone otra vez a cero. La medición de la cantidad de electrones acumulados en una muestra se puede hacer por estimulación óptica de ésta mediante luz monocromática (luminiscencia estimulada ópticamente) o mediante la aplicación de calor -generalmente 450 ºC de temperatura- (termoluminiscencia). En la luminiscencia estimulada ópticamente se miden los electrones atrapados en las trampas que son sensibles a la luz, mientras que en termoluminiscencia se miden los electrones atrapados en todas las trampas, lo que le permite medir un rango de tiempo mayor. El nivel de radiación necesario para reproducir la señal luminiscente en una muestra es la dosis equivalente (grays=100rad). Para calcular la edad se divide la dosis equivalente por el flujo anual (grays/año), es decir por la dosis de radiación natural que recibe la muestra y que es medida in situ. Este proceso de análisis de la termoluminiscencia con finalidades de datación ha sido objeto de numerosos trabajos (Wintle, 1980, Wintle y Huntley, 1982, Lamothe, et al., 1984, Berger, 1988, Wintle, 1990).

Así, el análisis por termoluminiscencia es capaz de datar el momento en que la muestra fue blanqueada bien fuera por exposición continuada a la luz bien fuera por calentamiento. En los sedimentos cuaternarios el blanqueamiento o la reducción de la señal de luminiscencia está controlada por el modo de sedimentación, por la duración de la exposición a la luz y por la intensidad de la misma (Forman 1989). Si el blanqueamiento no ha sido total queda una señal residual que, de no ser considerada, llevaría a un cálculo de edad para la muestra mayor que la real. En este sentido, los sedimentos eólicos como los loess o las dunas, con una exposición a la luz continuada, son ideales (Stokes & Gaylord, 1993), mientras que los depósitos de sedimentación rápida, como sedimentos de till, debris flows o depósitos coluviales de grano grueso, entre otros (Duller et al., 1995) tienen una señal residual muy grande

porque no han sido prácticamente blanqueados por la luz. En condiciones buenas el método permite datar muestras de hasta 500 000 años (Forman et al., 1998), aunque este valor depende sobretodo del flujo de radiación de la muestra: si es alto el sistema se satura antes. Así, en zonas con una dosis de radiación ambiental de menos de 2.5 grays/ka el método puede extender sus mediciones hasta mucho mas atrás de 200 000 años aunque su precisión es baja, mientras que para una dosis de mas de 4 grays/ka el sistema se satura entre los 200 000 y los 400.000 años pero la precisión es mayor (Forman et al., 1998).

El método se basa en que los elementos radioactivos de la muestra constituyen la fuente de radiación que ha experimentado la muestra a lo largo de su historia, pero existe la posibilidad de variaciones temporales o espaciales de la radioactividad ambiental. Así, factores como el agua, que absorbe radiación, pueden modificar este parámetro. Aunque la humedad de la muestra se considera en las medidas, ésta puede haber sido muy variable en la vida de la muestra. Otra fuente de error es, sin duda, la interpretación errónea del medio deposicional que lleva a considerar o no un blanqueo total o parcial de la muestra.

La geocronología por luminiscencia fue desarrollada sobre materiales silicatados con lo que la datación por este método se ha aplicado sobretodo a sedimentos que contienen cuarzo o feldespato. Recientemente se han obtenido buenos resultados al aplicar el mismo razonamiento a minerales carbonatados y se ha desarrollado el método de los carbonatos (Urbina et al., 1997) que permite datar también los sedimentos sin cuarzo o feldespato pero que contengan carbonatos.

Las muestras datadas en este trabajo han sido tratadas en el Laboratorio de datación y radioquímica de la Universidad Autónoma de Madrid (T. Calderón). El tratamiento al que han sido sometidas las muestras y otros aspectos metodológicos se encuentran en DATACIÓN3-Anejos (Datación 1999).

3.1.5. Análisis palinológico

Se ha utilizado la palinología (análisis polínico y de palinofacies como método de datación relativa y caracterización de estratos en las trincheras. El análisis polínico ha contemplado la determinación específica de pólenes de Cormófitos, así como de las esporas de Pteridófitos (Moore et al. 1991, Renault-Miskovsky y Petzold 1992); el análisis de palinofacies abarca todo tipo de palinomorfos: esporas de briófitos, algas, hongos, restos de pequeños animales -zoorestos-, así como corpúsculos inorgánicos, etc. (Combaz 1964, Diot 1991, Geel 1986, Hawksworth 1995, Jarzen y Elsik 1986, Nilsson 1983).

Por una parte, la presencia de determinados taxones en el análisis polínico ha permitido acotar ciertos rangos de edad. Por ejemplo la presencia de cereales indicaría una edad más reciente de 8000 años BP, y un espectro con gran importancia de Ericaceae siruaría la muestra en los últimos 2600 años BP (período Subatlántico del Holoceno). Por otra los análisis de correspondencia permiten correlacionar unidades entre distintas trincheras.

Las muestras han sido analizadas por F. Burjachs (ver DATACIÓN 3-Anejos en Datación 1999). En el laboratorio han sido tratadas de acuerdo con Goeury y Beaulieu (1979), siguiendo los consejos de Girard y Renault-Miskovsky (1969) y ligeramente modificado según el protocolo de Burjachs (1990). Para la clasificación de las muestras según su vínculo de vecindad (*cluster analysis*) se ha empleado como coeficiente de similitud la distancia cordal de Edwards y Cavalli-Sforza (1964), contenido en el paquete estadístico del programa Tilia (Grimm 1987). Para el análisis de correspondencias (*CA*) también se ha utilizado el proporcionado por el programa Tilia.

3.2. Los resultados

Los métodos de datación relativa y los basados en la correlación con fenómenos globales se han utilizado en el estudio general de los abanicos, el cual tenía como objeto reconocer y describir las unidades estratigráficas afectadas por la actividad reciente de la falla de El Camp y establecer la edad de las mismas. Los datos y los resultados de la aplicación de estos métodos se expondrán en el capítulo 4, Los abanicos aluviales.

Las dataciones basadas en el radiocarbono se han utilizado solamente en los terrenos más recientes, en los cortes abiertos con la excavación de zanjas. Los datos obtenidos y los problemas que plantea la interpretación de los mismos mediante esta técnica debido a la compleja evolución de la geología en la zona próxima a la falla se discutirán en el capítulo 6, conjuntamente con la descripción de las trincheras.

Los análisis palinológicos también se han empleado únicamente en el estudio de las trincheras e, igual que en el caso anterior, los datos obtenidos y la discusión de los mismos se realizará conjuntamente con la descripción de las trincheras (cap. 6).

Los métodos del uranio/torio y de la termoluminiscencia se han utilizado para la datación de calcretas, tanto para establecer la edad de las grandes unidades estratigráficas como en el estudio de las trincheras.

3.2.1. Dataciones de calcretas con los métodos del uranio/torio y la termoluminiscencia

Las calcretas

Las calcretas son extremadamente abundantes en los depósitos cuaternarios de nuestras latitudes y la posibilidad de

hacer uso de ellas para datar los terrenos en qué se encuentran con un grado de fiabilidad razonable es de gran interés. Antes de presentar los resultados obtenidos es interesante recordar algunos aspectos de las calcretas que serán útiles para interpretar los resultados obtenidos.

Las calcretas son acumulaciones de carbonatos generados en un suelo rico en $CaCO_3$ en clima semiárido (Read 1974). Suelen presentarse en forma de depósitos más o menos subhorizontales, con una zonación vertical, y están constituidos por distintos tipos de facies: masiva, brechoide, nodular, laminada, pisolítica, etc., (James 1972, Esteban y Klappa 1983). Desde el punto de vista pedológico constituyen un horizonte cálcico o petrocálcico (si es contínuo y endurecido) de amplia extensión y poco grosor. Asociadas a las calcretas se encuentran estructuras tipo rizocreciones, Microcodium, etc.

Corresponden a suelos carbonatados formados en régimen de buen drenaje. En su formación tiene lugar, por una parte, una descalcificación mediante lavado de los horizontes más superficiales del suelo. Para ello es necesaria una mínima cantidad de agua y el flujo de la misma hacia zonas más profundas i/o pendiente abajo. La disolución del Ca CO_3 viene facilitada por los ácidos húmicos del suelo. La fijación del carbonato cálcico, una vez las soluciones están saturadas, viene facilitada por la actividad de los microorganismos asociados a las raíces tales como hifas fúngicas y cianobacterias (Klappa 1979, Jones 1988, Verrecchia et al. 1993).

Además de las calcretas edáficas someramente descritas existen aquellas que corresponden a suelos hidromorfos formados en zonas con vegetación y mal drenaje y las que se forman en la interfase freático-vadosa, que no son, pues, pedogénicas. Las calcretas analizadas corresponden todas a calcretas pedogénicas formadas en régimen de buen drenaje, como muestran sus perfiles y fábricas.

Perfiles característicos de las calcretas

Según el sustrato sobre el que se desarrollan, las calcretas presentan perfiles distintos. Suelen considerarse tres tipos de perfiles: sobre sustrato blando del tipo margas o limos, sobre sustrato conglomerático o de gravas, sobre sustrato duro, principalmente sobre rocas carbonáticas. Las calcretas estudiadas se han desarrollado sobre sustratos blandos, mayoritariamente conglomeráticos y sólo localmente, limosos. Los perfiles, sobre estos sustratos, de base a techo, presentan los siguientes horizontes (Esteban y Klappa 1983):

1. **Horizonte noduloso.** Constituido por nódulos, de milimétricos a decimétricos, de forma subesférica, irregular o cilíndrica. Su grosor es variable. En general hacia el techo del perfil el número de nódulos aumenta, además de hacerlo también su tamaño, y pasan a ser más alargados. En este horizonte pueden encontrarse restos de la roca encajante.

2. **Horizonte *platy*.** Constituido por niveles carbonáticos de grosor milimétrico, de forma entrerrejada, en disposición subhorizontal, y que se desarrollan entre el material encajante, de manera que en este nivel también se pueden encontrar restos del mismo. Su potencia es variable. En él dominan las fábricas laminares y pisolíticas

3. **Horizonte *hardpan*.** Muy duro, compacto y resistente a la meteorización; en general tiene colores claros y su potencia es también variable. En él predominan también las fábricas laminada y pisolítica; localmente se encuentra la fábrica alveolar.

Fábricas de las calcretas

Las fábricas presentes en las calcretas están relacionadas íntimamente con la acción de las raíces y de los microorganismos asociados a ellas. Se observan las fábricas siguientes:

Fábrica laminada:

Generalmente constituida por láminas milimétricas de 0.1 a 1 mm de grosor, en disposición más o menos horizontal, disposición planar, ligeramente irregular; pueden ser discontínuas y presentan una alternancia de láminas con colores que oscilan entre claros y oscuros (Multer y Hoffmeister 1968, Robbin y Stipp 1979, Strasser y Davaud 1982).

Fig.11) Fábrica laminar (fl) y pisolítica (fp) en muestra de mano (muestra 30, abanico de l'Almadrava). La escala representa 2 cm.

Fig.12a) Fábrica laminar. Además se observan cristales de cuarzo en su parte inferior (q). La porosidad es de tipo fenestral (pf) y se dispone paralela a la laminación. sección perpendicular a la fábrica y paralela a la orientación preferente de la porosidad debida a las raices (muestra 28, abanico de l'Almadrava). La escala representa 120 mm.

Fig.12b) Fábrica laminar. Se observa como la porosidad fenestral (pf) se dispone paralela a la laminación. Sección perpendicular a la fábrica y a la orientación preferente de la porosidad debida a las raices (muestra 11, abanico de Montroig). La escala representa 120 mm.

Es una fábrica generada por un tapiz de raíces que provoca la precipitación del carbonato y finalmente acaba calcificando. Da lugar a una forma entrerrejada en la que es posible encontrar agujeros de orden milimétrico que corresponden a raices podridas que no han llegado a calcificar (figs.11 y 12).

Fábrica pisolítica:

Formada por pisolitos y en menor proporción por peloides (figs.11, 12, 13 y 14). La matriz de esta textura puede ser micrítica, alveolar o peletoidal. Los pisolitos se generan a partir de un núcleo mediante la formación de láminas que van creciendo agradacionalmente (Calvet y Julià 1983, Jones 1990). Un pisolito es, por lo tanto, un componente carbonatado constituido por un núcleo (de cualquier origen, peloides, litoclastos, granos compuestos, granos de cuarzo) y una envuelta mayoritariamente de calcita, con un grosor muy variable que oscila entre algunas decenas de micras a varios centímetros.

Durante el crecimiento de los pisolitos, la formación de cristales fibrosos de calcita normales a las envueltas se atribuye a la acción de las hifas fúngicas, ya que se ha mostrado que este tipo de fibras se forman en el interior de las hifas fúngicas (Callot et al. 1985, Phillips y Self 1987). En cambio las microfibras de calcita se originan por la acción de los microorganismos (cianobacterias o bacterias) asociados a las raices. Los mecanismos constructores se disponen de forma diferente en cada pisolito, incluso dentro de un mismo pisolito. Si en una parte del pisolito dominan las hifas fúngicas se formará en esta zona una microestructura fibrosa, mientras que si dominan las cianobacterias o las bacterias se formará la microestructura microfibrosa.

Los pisolitos en general suelen tener diferentes dimensiones y son más o menos esféricos. La diferencia entre éstos y los ooides reside en su tamaño. Los pisolitos tienen un tamaño superior a los 2 mm. Los ooides son más pequeños. El tamaño medio de los observados es de 0.2 a 0.6 mm, aunque los hay mayores.

Los peloides o *pellets* suelen ser de dimensiones más reducidas (tamaño medio del orden de 0.1 mm), están constituidos por micrita, carecen de estructura interna y tienen también formas redondeadas, aunque también los hay irregulares. Los de mayor tamaño pueden corresponder a pisolitos micritizados que han perdido la estructura interna.

Los peloides tienen su origen en la acción de las hifas

Fig.13) Fábrica pisolítica. Los ooides (o) muestran claramente la estructura interna, mientras que los peloides (p) carecen de ella. Ambos se encuentran dentro de una matriz peletoidal. La porosidad es elevada (muestra 9, abanico de Porqueroles). La escala representa 2 mm.

Fig.14) Fábrica pisolítica. Se observan ooides claramente diferenciados (o). La matriz es micrítica. Además hay abundante presencia de cuarzo (q) (muestra 9, abanico de Porqueroles). La escala representa 0.3 mm.

fúngicas (fungotufas) o corresponden a coprolitos de insectos o gusanos calcificados.

Fábrica alveolar:

Término propuesto por Esteban (1974) para evitar confusión con el término "estructura alveolar" utilizado en micromorfología de suelos para describir fábricas fenestrales.

Constituida por una red de laminillas de carbonato cálcico, de grosor variable (de pocas mm a 100-200 mm), que se encuentran ocupando poros como moldes de raices (Klappa 1980, Wright 1986) o espacios intergranulares. Dan lugar a estructuras más o menos poligonales que se asemejan a los panales de abejas (fig. 15). En las calcretas recientes, las laminillas están formadas por cristales de calcita, que pueden estar micritizados en las antiguas. Los espacios interlaminares están ocupados por cemento de calcita no ferrosa.

Evolución de un perfil de calcretas

La acumulación de carbonato cálcico, como ya se ha indicado, es un proceso edáfico en un régimen con buen drenaje, con procesos de disolución y transporte del carbonato y fijación del mismo. La vegetación desarrolla un papel clave tanto en los procesos de disolución como de fijación. De acuerdo con Esteban y Klappa (1983) un perfil de calcreta bien desarrollado en un substrato blando presenta los siguientes estadios de evolución:

1) El primer horizonte formado es el nodular, mediante la acción de las raices que crecen verticalmente y provocan de forma directa o indirecta (microorganismos asociados a ellas) la acumulación de carbonato de calcio.

2) La presencia de este horizonte provoca una zona con un incremento de la humedad así como una disminución de la porosidad y de la permeabilidad del suelo. Por lo tanto, las raices han de cambiar de estrategia, de manera que tienden a desarrollarse en sentido horizontal y, de la misma manera que ocurría para el nivel nodular, se produce la acumulación de carbonato de calcio que, como consecuencia de la disposición de las raices, lo hará en sentido horizontal, dando lugar al horizonte *platy*.

Fig.15) Fábrica alveolar. Se observan filamentos micríticos (fm), responsables de la fábrica, además de secciones de raices calcitizadas (r). También se observa un resto de arenisca (a) (muestra 3, abanico de Porqueroles). La escala es de 0.2 mm.

3) La existencia del horizonte *platy* impermeabiliza el perfil y hace que éste actúe como un sustrato duro. Las raices penetran hasta llegar al techo del horizonte *platy* y forman un tapiz (*root mat*) paralelo al mismo, el cual fija el carbonato de calcio y da lugar al horizonte *hardpan*.

Cuando las calcretas se desarrollan sobre substrato duro no forman perfiles completos como el descrito. Pueda que sólo se encuentren los horizontes superiores o sólo uno de ellos.

Además hay que tener en cuenta que las raices pueden penetrar hasta varios metros de profundidad por superficies de discontinuidad tectónicas (más o menos verticales) y expandirse horizontalmente siguiendo superficies estratigráficas. También pueden penetrar siguiendo caminos más o menos irregulares. Ello puede conducir a la profundización local de los horizontes caracterizados por los procesos de disolución del carbonato de calcio y lavado del mismo y al desarrollo de calcretas a lo largo de las superficies de discontinuidad mencionadas, de manera que calcretas más modernas corten a otras de más antiguas, que calcretas más modernas horizontales se encuentren por debajo de otras de más antiguas, que determinados horizontes de calcretas se hayan reactivado en distintos momentos, etc.

Las calcretas analizadas

Sólo en l'Almadarava se ha observado un perfil completo. El resto de calcretas analizadas corresponden a desarrollos parciales del perfil, encontrándose los horizontes superiores. En este apartado sólo se describirán de forma global algunas de sus características petrográficas:

Componentes:

Sólo se han observado componentes no esqueléticos. Se han hallado todos los componentes no esqueléticos descritos en el apartado dedicado a las fábricas de la introducción a las calcretas. Además se han encontrado fragmentos de caliza, arenisca y cuarzo. Éstos se encuentran en una proporción netamente inferior a la de peloides, ooides, etc. Su tamaño oscila entre 0.1 y 0.4 mm. Presentan componentes de cuarzo (fig.13) las muestras de todos los abanicos estudiados (muestras 1,2,3, 11, 28, 31). A diferencia de lo que ocurre en los abanicos de Montroig y Porqueroles, en el área fuente del abanico de l'Almadrava no afloran materiales con cuarzo; probablemente los clastos de cuarzo que se encuentran en el abanico de l'Almadrava tengan un origen eólico.

Micrita:

Se encuentra en todas las muestras, en la matriz, en la mayoría de casos en forma de *pelets* compactados (fig.13). Hay que tener en cuenta que debido al alto grado de micritización, muchos componentes pierden sus estructuras y son difi-

Fig.16a) Porosidad intergranular. Se observan peloides (p) y ooides (o). La porosidad está rellena por calcita. También se observan fragmentos de cuarzo (q) (muestra 26, abanico de les Planes). La escala representa 0.4 mm.

Fig.16b) Porosidad debida a galería (limitada por la línea continua). Está a su vez cortada por una fractura (línea discontinua). La galería está rellena por pellets (pl), mientras que la fractura se rellena por calcita (muestra 26, abanico de les Planes). La escala es de 0.15 mm.

cilmente separables de la matriz; en muchas muestras hay envueltas micríticas que se asemejan a cemento. La micrita también se presenta en forma de filamentos micríticos (fig.15), dando lugar a una textura de tipo alveolar (muestras 11 y 24).

Porosidad:

La porosidad (fig.16) que se observa en la mayoría de muestras ocupa un porcentaje bajo respecto a la micrita y los componentes. Esto puede indicar un grado de compactación importante, ya que se ha comprobado que la porosidad de estos niveles recién formados suele ser del orden del 50%, mientras que por término medio el porcentaje de porosidad en las muestras estudiadas no supera el 30% (muestras 1, 23 o 31). No obstante hay algunas muestras con porosidad elevada (muestra 24, 47% de porosidad) y otras con porosidad baja (muestra 10). Generalmente la porosidad está rellena por cemento, aunque una pequeña parte no lo está.

La porosidad observada puede ser interparticular (muestra 24), intraparticular (muestras 3, 9, 10 y 23), móldica (muestras 3, 9, 23, 28 y 31), fenestral (muestras 3, 7, 9, 34 y 28) o de otros tipos (como fracturas o galerías, p. ej., muestras 3, 9, 23, 26 y 31). La porosidad móldica es la que se produce cuando se disuelve un componente, mientras que la porosidad fenestral es la que tiene un tamaño mayor que la intergranular y que la de los componentes.

Cemento:

Es mayoritariamente de calcita no ferrosa. Forma mosaicos de tipo *blocky* (todos los cristales del mismo tamaño) en la mayoría de muestras, y de tipo *drusy* (incremento del tamaño de los cristales de los bordes hacia el interior de las zonas con cemento). Estos cementos se encuentran rellenando la porosidad, tanto la producida durante la generación de las calcretas (como la intraparticular) como la de fractura (por ej., muestra 26, fig.16b).

Además del cemento de calcita, mayoritario, se encuentran sobrecrecimientos de cuarzo (muestras 3, 9, 10, 12 y 28), identificables gracias a los bordes (caras de los cristales) más rectos y agudos.

La disposición de la micrita alrededor de algunos componentes hace pensar en un cemento micrítico, ya que no se observan contactos irregulares entre ésta y el componente (muestras 23 y 26).

Procesos diagenéticos:

El más importante es la micritización. Llega a eliminar las estructuras internas de los diferentes componentes no esqueléticos, lo que dificulta la diferenciación entre ooides y peloides (muestras 9, 24 y 26). En algunos casos las envueltas micríticas sobre fragmentos de cuarzo o de calcita son muy irregulares, lo que puede indicar un proceso de micritización inacabado (muestras 9 y 10).

Otros dos procesos cuyos efectos se observan son la disolución y la compactación. La muestra 3 es un buen ejemplo del primero: el núcleo de muchos ooides se ha disuelto dando lugar a la que se conoce como porosidad oosmóldica. La

Fig.17) Calcreta poligenética. La calcreta más antigua (C1) está formada por fábrica laminar y por fábrica peletoidal, mientras que la calcreta posterior (C2) está compuesta únicamente por fábrica laminar. Ambas están atravesadas por una fractura (contacto línea discontinua) rellena por calcita y por filamentos micríticos (fm), responsables de la fábrica alveolar. Se observan abundantes fragmentos de cuarzo (q) (muestra 31, abanico de l'Almadrava). La escala representa 0.25 mm.

deformación de los ooides en las muestras 2 y 3 es una evidencia de los procesos de compactación. La conjunción de ambos procesos permite la interpenetración de unos ooides en otros (muestra 3).

Calcretas poligénicas:

A la escala de la lámina delgada se han observado intercrecimientos de caliches (fig.17). **Ello indica la sobreposición en el espacio de procesos edáficos generadores de calcretas de edades distintas.**

Muestreo

Para una buena estrategia de muestreo es esencial definir el objetivo y analizar las posibilidades de los métodos a aplicar. El objetivo es intentar datar cuerpos sedimentarios y/o discontinuidades que los separan. Las edades presumibles, como se verá en el capítulo 4, están comprendidas desde poco más de 300000 años hasta unos 100000 años. El material a utilizar, calcretas edáficas.

Suponiendo que las calcretas puedan datarse correctamente hay que tener en cuenta que la edad de una calcreta es la edad del proceso edáfico que la formó, no la edad de la unidad litológica que lo contiene o de la superficie sobre la que se halla. **La edad de la unidad litológica o superficie en cuestión será, como más moderna igual a la edad de la calcreta relacionada, pero puede ser más antigua.**

El rango de tiempo previsto es adecuado para los métodos uranio/torio y termoluminiscencia. Con ambos métodos pueden tratarse carbonatos. En ambos hay que intentar evitar fuentes de contaminación.

Para ambos métodos habrá que procurar evitar que la muestra contenga fragmentos, por pequeños que sean, de materiales más antiguos. Por lo tanto habrá que concentrarse siempre que sea posible en el horizonte *hardpan*, puesto que en el horizonte *platy* y en el noduloso se encuentran fragmentos del material encajante. No obstante, no todo el *hardpan* es igualmente adecuado, ya que en éste se encuentran tanto las fábricas laminares como las pisolíticas y ocasionalmente la alveolar. Siempre que ha sido posible se ha preferido la fábrica laminar a la pisolítica, puesto que el núcleo de los pisolitos puede estar formado por materiales antiguos de naturaleza caliza o no.

Para uranio/torio se cogieron, siempre que fue posible, muestras claramente laminares del *hardpan*. Para ello se realizó una trituración mecánica de las muestras y se separaron manualmente los fragmentos claramente laminares.

Las muestras para termoluminiscencia se extrajeron mediante perforadora que permitía obtener muestras cilíndricas de 3,5 cm de diámetro y 7 cm de longitud. Se despreciaron los 3 mm superficiales. En tres muestras se realizó la datación sobre el nivel laminar y sobre el pisolítico para investigar el comportamiento de ambas fábricas en termoluminiscencia (sólo contaminan los materiales carbonatados).

Resultados con los métodos de uranio/torio y termoluminiscencia

Los resultados y comentarios facilitados por los laboratorios que han realizado las dataciones se encuentran en DATACIÓN3-Anejos (Datación 1999). De manera sintética los resultados obtenidos se resumen en las tablas 1 y 2.

Uranio/torio

La presencia de ^{232}Th en los carbonatos implica que la muestra contiene una parte detrítica (arcillas) y, por lo tanto, una parte del ^{230}Th presente en la muestra no procede de la acumulación radiogénica a partir del uranio. Este tipo de contaminación está bien controlado mediante los datos analíticos.

Se han realizado 51 análisis (tabla 1). En 7 análisis (13.5%) no se ha encontrado Th (son muestras puras) y por lo tanto los resultados obtenidos son fiables. El 25% de los análisis (13) reflejan muestras ligeramente contaminadas (la relación ^{230}Th/^{232}Th es superior a 17). De acuerdo con Julià y Bischoff (1991) los resultados obtenidos con contaminaciones de estas magnitudes son también fiables. El resto de muestras (61%) están contaminadas. En 14 análisis la relación ^{230}Th/^{232}Th está comprendida entre 17 y 7 y en 18 esta relación presenta valores inferiores a 7.

En los casos de muestras contaminadas se han realizado más análisis con el fin de mejorar los resultados. En algunos casos, con los nuevos análisis se han encontrado valores fiables; los resultados de análisis previos, contaminados, se han desechado (muestras 10 y 75). En otros casos todos los análisis de una muestra resultaron contaminados con edades resultantes >350000 años: se han desechado, puesto que al obtener edades que van más allá de los límites del método no se ha considerado correcto utilizar la técnica de las isocronas (muestra 12A, por ejemplo). También se han desechado los análisis de aquellas muestras que estando contaminados, pero dando valores de magnitudes aceptables por el método, los campos de desviación de los resultados se superponían y, por lo tanto, no era posible establecer isocronas (muestra 26). En otros casos de diversos análisis de una misma muestra se obtienen dos grupos de resultados para contaminaciones muy parecidas (muestra 23). ¿Se trata de dos poblaciones de edad distinta en una calcreta poligénica o teniendo todas la misma presentan distinto grado de contaminación por carbonatos antiguos (núcleos oolitos)?

En algunos casos de diversos análisis han podido construirse isócronas y obtener resultados más o menos razonables, aunque, obviamente de inferior calidad que los obtenidos directamente en muestras poco o nada contaminadas (muestras 50C, 56, 71 por ejemplo).

DATACIÓN MEDIANTE U/Th

Nº Muestra	Lab - ref	U ppm	Th ppm	U234/U238	Th230/U234	Th230/Th232	Unidad a la cual pertenece	Tipo de material	Edad	Edad isócrona o media aritmética
Abanico de Porqueroles										
1	52987	0,7	0,05	1,31	1,09	56,993	Interior unidad 2	caliche laminar	> 350.000	
	19983	0,73	0	1,37	0,76	—			138.789 +/- 12.000	
2	20983	0,97	0	1,34	0,83	—	Interior unidad 2	oolítico	167.234 +/- 11.000	
3	89981	1,03	0,12	1,13	0,71	21,978	Techo unidad 3	oolítico	130.009 +/- 4.000	
	25983	1,03	0,13	1,17	0,6	17,931			95.847 +/- 5.000	
7	21982	0,61	0,02	1,37	0,93	99,434	Techo unidad 2	caliche laminar	220.058 +/- 18.800	
9	22984	0,99	0	1,21	0,58	—	Techo unidad 3	caliche laminar	92.322 +/- 6.300	
10	33984	0,45	0	1,11	0,44	—	Techo unidad 3	caliche laminar	62.363 +/- 4.700	
	26983	0,47	0,46	1,09	0,89	3,15			225.571 +/- 52.000	
Abanico de Montroig										
11	27983	0,66	0	1,12	0,4	—	Techo unidad 2	caliche laminar	54.314 +/- 1.600	
12	34984	0,57	0,34	1,07	0,6	3,377	Techo unidad 2	caliche laminar	98.521 +/- 1.100	media : 51.194 +/- 2.283
	28983	0,6	0,01	1,11	0,35	81,189			46.752 +/- 3.300	
	49981	0,51	0,01	1,12	0,39	75,803			53.237 +/- 1.650	
	1991	0,57	0,01	1,17	0,39	71,912			53.594+/- 1.900	
12A	74981	0,31	0,18	1,3	1,11	7,6	Interior unidad 2	caliche laminar	> 350.000	
	78981	0,31	0,23	1,36	1,23	6,9			> 350.000	
Abanico de Les Planes										
23	3598	1,07	0,31	1,17	0,67	8,263	Interior unidad 2	oolítico	115.492 +/- 13.000	
	50983	1,01	0,44	1,17	0,98	8,233			306.991 +/- 54.000	
	3998	1,05	0,32	1,15	0,72	8,333			132.795 +/- 19.000	
	2992	1	0,48	1,12	0,94	6,852			268.289 +/- 22.000	
24	4098	0,78	0	1,11	0,37	—	Techo unidad 3	caliche laminar	49.967 +/- 4.000	
	3698	0,82	0	1,14	0,41	—			57.055 +/- 3.971	
26	4198	0,33	0,32	1,45	0,89	4,092	Interior unidad 2	oolítico	194.978 +/- 2.200	
	13992	0,31	0,31	1,47	0,96	4,453			233.500 +/- 21.200	
Abanico de L'Almadrava										
27	4298	0,52	0,09	1,46	0,93	24,835	Techo unidad 2	caliche laminar	218.690 +/- 19.000	media: 262.443 +/- 22.500
	90981	0,54	0,07	1,44	1,03	38,137			306.197 +/- 26.000	
28	51983	0,68	0,39	1,34	0,98	7,23	Techo unidad 2	caliche laminar	269.760 +/- 30.000	
	4398	0,44	0,24	1,36	1,2	9,435			> 350.000	
	3992	0,62	0,52	1,24	1,06	4,868			> 350.000	
31	4498	0,4	0,17	1,56	1,17	13,323	Interior unidad 2	caliche laminar	> 350.000	
	91981	0,43	0,19	1,54	1,14	12,415			> 350.000	
32	45981	0,47	0,33	1,48	1,15	7,52	Interior unidad 2	caliche laminar	> 350.000	
	92981	0,51	0,21	1,4	0,69	7,334			118.183 +/- 3.700	
34	46983	0,6	0,09	1,29	1,07	28,09	Techo unidad 3	caliche laminar	> 350.000	
TRINCHERA 1										
PARED SUR										
50 C	77987	0,71	0,39	1,22	0,97	6,6	Zona de falla	caliche laminar	275.957 +/- 25.000	isócrona: 98.510 +/- 21.677
	80983	0,74	0,23	1,22	0,79	9,84			158.082 +/- 7.300	
	40992	0,69	0,35	1,27	0,87	6,711			191.764 +/- 11.000	
TRINCHERA 2										
PARED NORTE										
56	75983	0,68	0,3	1,14	0,56	4,5	Bloque hundido	caliche laminar	87.086 +/- 2.700	isócrona: 80.671 +/- 1.200
	79987	0,69	0,27	1,13	0,56	4,95			86.474 +/- 2.500	
FRACTURA PROXIMA A TR 3										
71	10992	1,03	0,27	1,34	0,82	12,875	Techo unidad conglomerática	caliche laminar	164.015 +/- 11.036	isócrona: 161.885 +/- 10.845
	38993	1,01	0,85	1,31	0,83	3,993			168.997 +/- 7.200	
TRINCHERA 3										
PARED SUR										
70	69992	0,56	0,73	1,35	1,04	3,33	Bloque levantado	caliche laminar	> 350.000	
74	11992	0,99	0,09	1,28	0,8	34,138	Bloque levantado	caliche laminar	158.803 +/- 13.235	
75	12993	1,08	0,39	1,3	0,64	7,231	Bloque hundido	caliche laminar	105.847 +/- 4.319	
	39993	1,06	0,18	1,36	0,75	18,368			138.035 +/- 6.000	
TRINCHERA 4										
PARED SUR										
CL 1	42991	0,5	0,49	1,38	0,96	4,167	Bloque levantado	caliche laminar	244.672 +/- 14.127	
CL 2	42992	0,67	0,6	1,31	0,94	4,22	Bloque hundido	caliche laminar	238.124 +/- 18.502	
CL 3	42993	0,57	0,42	1,26	0,91	4,903	Bloque hundido	caliche laminar	219.848 +/- 15.248	
CL 1 *	70991	0,47	0,26	1,43	1,06	8,59	Bloque levantado	caliche laminar	> 350.000	
CL 2 *	71992	0,59	0,02	1,45	1,04	115,5	Bloque hundido	caliche laminar	> 350.000	
CL 3 *	72993	0,68	0,5	1,21	0,93	4,7	Bloque hundido	oolítico	239.000 +/- 25.000	

Tabla 1) Resultados analíticos y dataciones obtenidos mediante el método del uranio/torio. Se han señalado en rojo aquellos resultados no fiables por su contaminación en torio (ver informes más detallados en Datación 1999, Datación3-Anejos).

Los datos de muestras contaminadas por torio, si bien no son fiables, si aportan una cierta información. La calcreta tendrá siempre una edad menor a la obtenida. Aparte de ello, no hay que olvidar que los suelos carbonáticos desarrollados sobre conglomerados carbonáticos podrían estar contaminados por carbonatos antiguos sin fracción arcillosa, contenidos en los núcleos de los oolitos o introducidos accidentalmente en el muestreo (a menudo las calcretas tienen grosores milimétricos). Este tipo de contaminación no es detectable en los datos analíticos, puesto que no introduce ^{232}Th, pero la edad obtenida sería más antigua que la real. Sólo criterios geológicos pueden ayudar a detectar este tipo de contaminación.

La presencia de cuarzo puede ser otra fuente de contaminación (incremento de ^{232}Th) que "envejezca" las muestras. Este podría ser el caso de l'Almadrava en donde las muestras con fábrica laminar están, en general, muy contaminadas y en las que se ha observado un notable contenido de granos de cuarzo, probablemente de origen eólico.

La técnica de preparación de muestras (selección mecánica) de fábricas laminares se ha mostrado eficaz: 6 de las 7 muestras sin contaminación alguna se han preparado con calcretas laminares; sólo una estaba constituida por fábricas oolíticas. Si se considera el total de análisis no contaminados y sólo ligeramente contaminados (con resultados fiables), 17 se han realizado en caliches laminares mientras que 3 lo han sido en calcretas oolíticas. Un 71% de los análisis realizados en muestras de calcretas laminares han dado resultados fiables, mientras que sólo se han obtenido resultados fiables en el 43% de los análisis realizados en calcretas oolíticas.

Termoluminiscencia

En la tabla 2 se han incluido también las dataciones realizadas en materiales detríticos finos. Las edades obtenidas en estos casos corresponderán a la edad de deposición del sedimento, siempre y cuando los granos hubieran sido blanqueados totalmente durante el transporte. En caso contrario se obtendrán edades más antiguas que las de sedimentación. El sentido geológico de los datos obtenidos se discutirá en los capítulos 4 y 6.

En lo que a las calcretas se refiere, puesto que se trabaja la muestra de forma global ("todo uno") no es posible detectar en los datos analíticos los casos de contaminación. Sólo criterios geológicos pueden permitir, eventualmente, descartar por absurdas algunas dataciones. Este es el caso de la datación realizada sobre fábrica laminar de la muestra 2. Se considera que en la operación de muestreo del testigo, debido al poco grosor del caliche laminar, muy probablemente se incluyó parcialmente material encajante.

En las muestras 30 y 31 (l'Almadrava) se analizaron separadamente las fábricas laminar y pisolítica con el fin de investigar posibles diferencias significativas. Las dataciones de las fábricas pisolíticas resultan algo más antiguas que las laminares, pero no de manera significativa (se solapan los márgenes de error). Hay que tener en cuenta que en este método sólo introducen contaminación los elementos carbonáticos, no los cuarcíticos ni los arcillosos.

Fig.18) Relación entre el error y las edades en las dataciones por termoluminiscencia. En los materiales carbonáticos el error varía con la edad del material datado (A), mientras que en los materiales detríticos finos se mantiene alrededor del 10% independientemente de la edad (B).

Para muestras de edades comprendidas entre unos 100000 y 350000 años los errores son del orden del 10% o inferiores, mientras que al disminuir la edad los errores se incrementan (fig.18). Este incremento del error al descender la edad es debido a la intensidad de la señal termolumiscente en relación al ruido de fondo y está relacionada con la composición de los materiales.

En el caso de las dataciones mediante termoluminiscencia, la fiabilidad de la muestra, por lo que a contaminación se refiere, debe basarse exclusivamente en el conocimiento petrográfico de la muestra. Debido a los grandes errores que pueden presentarse en calcretas de edades inferiores a los 100000 años hay que procurar aplicar otros métodos a las calcretas de estas edades (uranio/torio o ^{14}C).

Interpretación geológica

Para la correcta interpretación geológica de los resultados hay que tener en cuenta diversos aspectos:

Las calcretas son el resultado de procesos edáficos, los cuales pueden ser poligénicos. Por lo tanto, si datamos calcretas datamos procesos edáficos y por lo tanto el depósito que las contiene es necesariamente más antiguo que la edad de la calcreta.

Puesto que las calcretas analizadas son poligenéticas, distintos puntos de un mismo nivel de calcreta pueden proporcionar edades bien distintas que podrían reflejar distintos momentos pedogenéticos o distinto grado de contaminación carbonática.

Dada la relación entre las calcretas y las raices es posible que niveles de calcretas situados a mayor profundidad

DATACIÓN MEDIANTE TERMOLUMINISCENCIA

Nº Muestra	Ref. - lab.	Dosis total (Gy)	Dosis anual (mGy/a)	Unidad a la cual pertenece	Tipo de material	Edad (a)
Abanico de La Porquerola						
1	Mad - 818	862,88	4,5	Interior unidad 2	caliche laminar	191.750 +/- 15.610
2	Mad - 819	90,4	1,71	Interior unidad 3	oolítico	52.860 +/- 9.430
	Mad - 820	1595,42	4,19		caliche laminar	389.857 +/- 32.500
3	Mad - 821	48,39	1,29	Techo unidad 3	caliche laminar	37.223 +/- 9.770
4	Mad - 822	1212,6	6,08	Techo unidad 2	arenas	199.440 +/- 16.660
7	Mad - 823	83,17	1,41	Techo unidad 2	caliche laminar	58.570 +/- 9.450
8	Mad - 824	1061,61	4,87	Interior unidad 2	arenas	217.989 +/- 18.899
Abanico de Montroig						
11	Mad - 835	75,11	1	Techo unidad 2	oolítico	74.360 +/- 12.880
12	Mad - 839	160,64	2,22	Techo unidad 2	oolítico	72.360 +/- 12.720
13	Mad - 837	848,06	10,13	Interior unidad 3	arenas	83.717 +/- 6.700
16	Mad - 838	723,5	3,4	Interior unidad 2	arenas	212.794 +/- 6.700
16	Mad - 838	1060,4	1,8	Interior unidad 2	arenas	599.853 +/- 45.000
18	Mad - 836	684,05	4,9	Interior unidad 3	arenas	139.317 +/- 10.589
Abanico de Les Planes						
23	Mad - 833	597,06	5,44	Interior unidad 2	oolítico	109.753 +/- 10.180
24	Mad - 834	167,6	4,36	Techo unidad 3	caliche laminar	38.440 +/- 4.180
25	Mad - 832	3133,6	30,16	Interior unidad 2	arenas	103.899 +/- 13.720
25	Mad - 832	5812,2	9,6	Interior unidad 2	arenas	602.925 +/- 80.100
26	Mad - 831	1056,31	3,46	Interior unidad 2	oolítico	305.291 +/- 28.500
Abanico de L' Almadrava						
27	Mad - 825	910,57	3,58	Techo unidad 2	caliche laminar	258.348 +/- 22.210
30	Mad - 826 a	3574	13,22	Techo unidad 2	caliche laminar	270.143 +/- 22.550
	Mad - 826 b	3064,39	10,72		oolítico	285.590 +/- 23.320
31	Mad - 827 a	266,86	1,84	Interior unidad 3	caliche laminar	145.032 +/- 10.360
	Mad - 827 b	449,34	3,19		oolítico	140.850 +/- 11.710
33	Mad - 829	81,31	1,22	Techo unidad 3	caliche laminar	66.647 +/- 8.740
34	Mad - 828	196,58	2,1	Techo unidad 3	caliche laminar	93.165 +/- 8.949
36	Mad - 830	276,68	1,95		arenisca de playa	141.887 +/- 10.720
TRINCHERA 1						
PARED SUR						
50 C	Mad - 891	643,61	3,31	Zona de falla	caliche laminar	194.444 +/- 16.760
50 Cinf	Mad - 892	44,35	1,33	Zona de falla	caliche laminar	33.345 +/- 7.420
51	Mad - 893	262,96	2,88	Zona de falla	caliche laminar	91.305 +/- 7.760
PARED NORTE						
52	Mad - 894	448,68	4,3	Bloque levantado	caliche laminar	104.344 +/- 9.360
TRINCHERA 2						
PARED SUR						
57	Mad - 890	438,46	4,42	Bloque levantado	caliche laminar	99.199 +/- 8.070
PARED NORTE						
55	Mad - 888	50,02	1,66	Zona de falla	caliche laminar	30.138 +/- 4.365
55 C	Mad - 889	1111,52	1,23	Zona de falla	caliche laminar	90.666 +/- 16.880
56	Mad - 887	530,99	3,06	Bloque hundido	caliche laminar	173.526 +/- 15.170
TRINCHERA 3						
PARED SUR						
SOR 2	SOR 2	295,19	13,14	Bloque levantado	arenas	224.667 +/- 21.630

Tabla 2) Dataciones obtenidas mediante el método de la termoluminiscencia. Se han señalado en rojo aquellos resultados que se han desestimado por carecer de sentido geológico (ver informes más detallados en Datación 1999, Datación3-Anejos).

Fig.19) Resultados fiables (230Th/232Th>17) de las dataciones de calcretas mediante el método uranio/torio. En el gráfico de la derecha se indican las barras de las desviaciones y el número de la muestra. En las abcisas del gráfico de la izquierda, la cantidad de muestras.

Fig.20) Resultados de las dataciones de calcretas mediante el método de la termoluminiscencia. En el gráfico de la derecha se indican las barras de las desviaciones y el número de la muestra. En las abcisas del gráfico de la izquierda, la cantidad de muestras.

sean más recientes que otros más superficiales. Se han observado este tipo de situaciones, así como casos en que niveles de calcretas se cortan a la escala de varios metros.

Mediante el método del uranio/torio datamos, pues, etapas pedogenéticas. La figura 19 representa sintéticamente todos los resultados aceptables obtenidos mediante el método del uranio/torio. Visualiza la edad de las principales etapas edafogénicas productoras de calcretas en este área.

El significado geológico de los resultados obtenidos mediante termoluminiscencia es más complejo. Si en su evolución la calcreta ha permanecido siempre enterrada, datamos etapas pedogenéticas igual que con el método uranio/torio. Si el suelo no carbonático que las cubría ha sido barrido por la erosión, la calcreta ha quedado en superficie y posteriormente ha sido recubierta por una capa de sedimentos, datamos el momento de enterramiento del caliche, siempre que durante el tiempo de exposición a la luz la calcreta hubiera quedado blanqueada; o también podemos estar datando un proceso pedogénico posterior. La figura 20 es una representación sintética de los resultados obtenidos con el método de la termoluminiscencia. La comparación de las figuras 19 y 20 muestra diferencias que pueden atribuirse al distinto significado geológico de lo que se está datando.

La utilización de estos datos para datar horizontes estratigráficos o superficies de escala "regional" o niveles locales en las trincheras, en conjunción con los datos procedentes de los otros métodos aplicados, hay que discutirla en cada caso y se ilustrará en los capítulos 4 y 6.

4. Los abanicos aluviales

4. Los abanicos aluviales

Al pie de la falla de El Camp, a lo largo de su evolución, se han desarrollado una serie de abanicos aluviales, algunos de los cuales están afectados por el escarpe de falla reciente. Actualmente, a lo largo de la falla, desde la zona de El Pont d'Armentera en el extremo septentrional de la falla, hasta l'Almadrava, donde ésta se adentra en el mar, afloran los abanicos más recientes, de edad pliocuaternaria.

Antes de abordar la datación mediante métodos radiométricos e isotópicos de los abanicos cuaternarios asociados a la falla del Camp de Tarragona, se ha creído conveniente, 1) revisar su cronología relativa mediante criterios geométricos y geomorfológicos; 2) Analizar la relación entre los abanicos aluviales y el escarpe de falla con el fin de decidir el área a investigar, y 3) realizar un análisis detallado (escala 1.5000) del escarpe de Montroig y su relación con la estratigrafía de los abanicos.

Masana (1991, 1995) describió los abanicos y piedemontes asociados a la falla de El Camp y estableció la existencia de, como mínimo, dos generaciones de abanicos y dos de piedemontes (Masana 1995). El hecho de que el escarpe de Montroig afectara a uno de los abanicos más recientes, superpuesto al de Les Planes y al de Porqueroles, correlacionable morfológicamente con los de las cercanías de Reus que contienen industria musteriana (Vilaseca 1973), permitió establecer la hipótesis de una actividad de la falla de Montroig posterior a los 100000 años (Masana y Guimerà 1992).

4.1. Cronología relativa de los abanicos asociados a la falla de El Camp

Se ha realizado una revisión cartográfica de los abanicos mediante fotografía aérea a escala aprox. 1:33000 (vuelo 1956), y para el establecimiento de la cronología relativa entre los distintos abanicos y piedemontes se han utilizado los criterios geométricos y geomorfológicos descritos en el capítulo precedente.

La figura 21 resume la disposición de los abanicos a lo largo de la falla del Camp y su cronología relativa. Se proponen seis generaciones de piedemontes y abanicos:

Fig.21) Los abanicos aluviales relacionados con la actividad reciente de la falla de El Camp.

Generación 1

Piedemonte de Picamoixons y el abanico de Rupit. Materiales muy resistentes en comparación con los de los demás abanicos, unas incisión muy elevada (hasta 70 m), aparte de estar recubierto por los abanicos adyacentes.

Generación 2

Abanicos de Les Planes, Porqueroles, Montroig, La Selva y Alcover. Recubiertos por los abanicos adyacentes, presentan una incisión manifiestamente inferior a la del abanico de Rupit y superior a la del resto. La degradación superficial también es superior a la de los abanicos atribuidos a generaciones posteriores. Importante penetración de los ápices en el frente montañoso.

Generación 3

Abanicos de Les Borges y Cinc Camins. Recubiertos por abanicos que han sido atribuidos a las generaciones 4 y 5, presentan escasa incisión y una degradación análoga a los de la generación 2. A pesar de esta elevada degradación superficial se han considerado más recientes que los anteriores debido a haberse desarrollado a partir de materiales graníticos. Como los de la generación 2 presentan una considerable penetración de los ápices en el frente montañoso.

Generación 4

Abanicos de Montbrió 1, Castellvell, Voltes y Burquet. Sobrepuestos a abanicos de las generaciones 2 y 3 y , en algunos casos, recubiertos por los atribuidos a las generación 5. Poco degradados superficialmente, con una incisión intermedia entre la de los abanicos de las generaciones 3 y 5 y una penetración apical en las montañas inferior a la de los abanicos de generaciones anteriores.

Generación 5

Abanicos de Cala d'oques, Cabrafiga, Montroig N, Riudecanyes, Montbrió, Moros, La Font, Fontscaldes y Fonollosa. Poco incididos, poco degradados, apenas penetran en la montaña (excepto los desarrollados en terrenos graníticos). Superpuestos a abanicos de todas las generaciones anteriores.

Generación 6

Formada por la mayoría de piedemontes, excepto los de Picamoixons (Generación 1) y el de Cinc Camins (recubierto por el abanico de Castellvell de la generación 4 y aparentemente situado sobre el abanico de Cinc Camins). Todos los piedemontes incluidos en esta generación se situan por encima de abanicos de todas las generaciones previas.

El escarpe de falla reciente se encuentra bien desarrollado en el extremo norte de la falla donde pone en contacto el abanico de Rupit (de la primera generación) con el sustrato mesozoico. Al pie de la Sierra de Miramar, en los abanicos de quinta generación (Fonscaldes y Fonollosa), no se observa escarpe de falla. En la zona central de la falla, entre Picamoixons y el pueblo de Montroig el escarpe de falla, donde se observa, pone también en contacto el sustrato con los depósitos cuaternarios. Sólo entre Montroig y l'Almadrava el escarpe se desarrolla en el interior de los abanicos aluviales y, además, afecta al abanico de Cabrafiga perteneciente a la quinta generación. Es por ello que el presente estudio se ha centrado en la parte meridional de la falla, entre Montroig y l'Almadrava.

4.2. Los abanicos aluviales al sur de Montroig del Camp

Se ha realizado una cartografía geomorfológica detallada a escala 1:5000 de los abanicos situados al sur del pueblo de Montroig, así como un estudio estratigráfico de los cuerpos sedimentarios aflorantes. Para ello se ha levantado un mapa a escala 1:5000 utilizando como base cartográfica el ortofotomapa de Catalunya a escala 1:5000 y el mapa topográfico de Catalunya a la misma escala. Como ayuda, para tener una visión más de conjunto se han utilizado las fotografías aéreas a escala 1:18000. También se han levantado series estratigráficas y cortes estructurales (DATACIÓN 1997 b, c). Una síntesis de la cartografía se encuentra en DATACIÓN2-Atlas (Datación 1999). Este estudio ha permitido establecer la presencia de cuatro grandes unidades estratigráficas (fig. 22).

4.2.1. Dinámica actual

Actualmente hay una red de drenaje bien desarrollada (fig.23). Consta, principalmente de tres grandes ejes de drenaje que coinciden con los ejes de los abanicos de Montroig (Riera de Rifà), Porqueroles (Barranc de Porqueroles) y de Les Planes (río Llastres). Estos tres ejes están fuertemente incididos y a través de ellos se transportan hasta el mar los sedimentos recolectados en las cuencas que alimentaron los tres grandes abanicos mencionados. Cruzan los abanicos, sin apenas desarrollar afluentes sobre los mismos, de manera que, entre ellos se conserva un relieve anterior, formado por superficies de abanicos en las que pueden observarse antiguos canales que en la actualidad, esencialmente, no son funcionales (véase mapa general en Datación 1999, DATACIÓN2-Atlas). En la parte meridional de la zona estudiada (abanicos de Les Planes, en las cercanías de L'Hospitalet de l'Infant, y abanicos de Vandellós-l'Almadrava) se ha desarrollado una red de cortos cursos que nacen en los abanicos y desaguan directamente al mar. La figura 23 da una idea de la superficie afectada por los procesos de erosión-transporte descritos y el área donde es posible estudiar la morfología previa.

Es posible que actualmente se estén produciendo

Fig.22) Los abanicos aluviales al sur de Montroig. Puede verse como el escarpe de falla afecta a los abanicos más recientes.

Fig. 23) Red de drenaje actual. Se indican las superficies antiguas preservadas entre los valles incididos actualmente activos.

Fig. 24) Mapa simplificado del abanico de Montroig en la zona donde es afectado por el escarpe de falla. Ver la situación de este esquema en la figura 22. Se han situado el corte geológico de la figura 25, donde la falla corta al barranco de Rifà y la situación del itinerario a lo largo del cual se ha levantado la columna paleomagnética de la unidad 2 (véase fig. 33).

pequeñas acumulaciones de sedimentos en las zonas más deprimidas entre los grandes abanicos, cerca de sus zonas apicales, donde pueden recogerse los sedimentos de los pequeños cursos que existen entre las cuencas que alimentan los principales ejes descritos previamente. Podría ocurrir, por ejemplo, entre los abanicos de Montroig y Porqueroles. También pueden producirse acumulaciones locales al pie del escarpe de falla.

La falla cruza los principales valles (R. de Rifà, Bc. de Porqueroles y R. Llastres). En los dos primeros, la falla ha sido bien localizada, mientras que en el río Llastres, debido a la vegetación, no lo ha sido con precisión. En el fondo de los valles, en la traza de la falla, no se observa ninguna desnivelación del terreno que afecte a la morfología erosiva actual. Es decir, la falla no se ha movido desde la formación de estas formas, o bien, desde el último movimiento de la falla, la capacidad erosiva de estos torrentes ha sido suficiente para borrar el escarpe que el movimiento de la falla hubiera creado.

4.2.2. Abanico de Montroig

La estratigrafía del abanico de Montroig puede observarse gracias al corte que proporciona el barranco de la riera de Rifà en el eje del mismo. Entre los materiales aflorantes se distinguen dos grandes unidades separadas por una importante cicatriz erosiva, del mismo orden de magnitud que la incisión actualmente activa. Ello ha permitido diferenciar dos grandes unidades estratigráficas, una unidad inferior y una unidad superior. (figs. 24 y 25). En la parte alta del barranco de Rifà se observa como la unidad superior rellena parcialmente el paleovalle formado previamente a su deposición a expensas de los materiales de la unidad inferior, y gracias a la erosión posterior actualmente adopta una disposición morfológica en forma de terrazas. Desde el punto de vista sedimentológico ambas unidades se diferencian claramente ya que la unidad inferior está más consolidada que la superior, y en ella faltan, en general, estructuras sedimentarias claras, así como una ordenación interna de los materiales, que, por el contrario son bien manifiestas en la unidad superior. De acuerdo con los resultados de las dataciones mediante correlaciones con procesos globales que se presentarán a continuación, las unidades inferior y superior observadas en el abanico de Montroig se corresponden respectivamente con las unidades estratigráficas 2 y 3 (figs.22 y 25).

Unidad 2

En su interior pueden diferenciarse capas, las cuales presentan una estratificación muy gruesa (>1m), aunque también se encuentran capas de estratificación gruesa (entre 30 y 100 cm). La extensión lateral de las capas es difícil de establecer, aunque con las observaciones que permiten los afloramientos existentes, puede estimarse que sería del orden de decenas de metros.

En su conjunto en estas capas puede observarse una secuencia granodecreciente (positiva), con los clastos gruesos en la base (cantos y bloques), aunque esta secuencia no se

Fig. 25) Corte levantado a lo largo del barranco de Rifà en el abanico de Montroig (situación en figura 24). Se observan las unidades 2 y 3 y como la falla es fosilizada por parte de la unidad 3. En esta figura se han localizado algunas de las muestras, cuyo paleomagnetismo ha sido analizado.

cumple siempre, ya que pueden encontrarse secuencias granocrecientes. No obstante, la apariencia general de la unidad es la de no poseer fábrica interna.

La dureza de esta unidad es considerable, aunque puede pasar de ser en diferentes tramos de fractura difícil (sobretodo en las partes claramente consolidadas) a partirse sólo golpeando con el martillo.

La Unidad 2 es conglomerática, con una litología heterogénea. La granulometría por orden de predominancia es la siguiente: grava, cantos y arenas de grano grueso y medio; además se pueden encontrar bloques, que se disponen flotando dentro de la matriz en las partes medias o en las partes basales de las capas. El índice de rodadura de estos clastos oscila entre medio y redondeado, aunque es fácil encontrar clastos angulosos.

La laminación predominante -aunque no abundante- es la paralela, y es posible observarla gracias a las diferencias granolumétricas debidas a la alternancia entre cantos, gravas o arenas. A veces la laminación es de tipo paralela distorsionada. Hacia las partes más bajas de esta unidad es posible observar laminación cruzada de gran escala. En muchos casos se observan pequeños niveles de arenas que tienen poca extensión lateral y vertical; éstos se encuentran dentro de los paquetes conglomeráticos. Otras veces estos niveles ya tienen dimensiones considerables, dimensiones métricas, y, de la misma manera que los niveles de reducidas dimensiones, también se encuentran dentro de capas conglomeráticas. No obstante los niveles arenosos no siempre se encuentran dentro de paquetes conglomeráticos, también se sitúan como niveles independientes o como parte de una capa que puede o no pasar progresivamente a conglomerados, originando en este caso una secuencia granocreciente.

El color de la unidad en superficie es grisáceo con pátinas verdosas, debido a las alteraciones producidas por la vegetación, meteorización. En fractura seca, el color varía entre rosado y anaranjado.

Los cantos son mayoritariamente elongados, aunque también se encuentran esféricos. Los bloques son en su mayoría irregulares. También es posible observar cantos blandos. Los clastos son de granitos, calizas, areniscas y cuarzo, principalmente. La matriz es de tipo arenoso.
Esta unidad está fuertemente consolidada, debido, posiblemente, al alto grado de calichificación de esta zona.

Unidad 3

El contacto con la Unidad 2 es, localmente, neto paralelo, a veces ligeramente ondulado y erosivo en general. El grado de consolidación no es tan elevado como en la Unidad 2, cosa que hace posible que sea más fácil diferenciar los distintos niveles de la unidad y sus estructuras.

La dureza, aunque la consolidación no sea tan importante como en la Unidad 2, es importante, pasando de originarse una fractura simple con martillo a desprenderse material sólo rascando con el martillo. Las capas más endurecidas de esta unidad pueden confundirse localmente con las de la Unidad 2.

Se trata de una unidad conglomerática, de litología heterogénea. La granulometría de los clastos oscila entre tamaño grava y canto (en una proporción parecida) a bloques (menos abundantes) y arenas de grano grueso, presente en diferentes niveles y de extensiones reducidas. También se encuentran niveles arcillosos muy consolidados de corta extensión. El índice de rodadura de estos clastos oscila entre medio y redondeado, aunque no es difícil encontrar clastos angulosos e incluso muy angulosos.

La laminación que predomina es la paralela, observable gracias a las diferencias granolumétricas. También se encuentra laminación cruzada tanto de pequeña como de gran escala. En esta unidad es más fácil ver la laminación que en la anterior, siendo posible observarla tanto en las partes proximales cerca del frente montañoso, partes altas del barranco (donde la granulometría es más gruesa), como en las partes distales, aguas abajo de la falla de Montroig, donde la granulometría es mucho más fina, ya que comienzan a predominar los materiales arenosos. En su conjunto no se observa fábrica interna, aunque en diferentes sectores pueden observarse secuencias.

El color de la unidad en superficie seca es rosado, aunque en diferentes sectores es amarillento con pátinas grisáceas. En fractura seca el color es diferente, anaranjado o marrón claro.

Los clastos (tanto las gravas como los cantos) son elongados y esféricos en proporciones parecidas. La mayoría de los bloques son irregulares. También es posible observar la presencia de cantos blandos.

La litología de los clastos es equivalente a la observada en la Unidad 2: clastos de granitos, areniscas y calizas, principalmente. La matriz es arenosa, con una componente calcárea.

En el informe anual de 1997 se presentaron figuras que ilustran las características descritas (DATACIÓN 1997c, figs.11, 12, 13, 15, 16 y 17).

4.2.3. Abanico de Porqueroles

El mejor corte para el estudio de la estratigrafía del abanico de Porqueroles es el que ofrece el Bc. de Porqueroles, el cual, no obstante, no es tan profundo como el de Rifà. Igual que en el abanico de Montroig parecen poder distinguirse dos unidades, la inferior y la superior separadas por una superficie erosiva (DATACIÓN 1997 b, c). A simple vista se diferencian en función del grado de consolidación, siendo la inferior la más consolidada. Un estudio más detallado de estas dos unidades permite observar como en la inferior la presencia de estructuras es más difícil de observar que en la superior, donde los materiales son más arenosos, y presenta muchas estructuras sedimentarias, que le confieren un cierto carácter fluvial. No obstante debido a la escasa incisión del Bc. de Porqueroles

pudiera ser que las pocas capas más inferiores que afloran sólo a lo largo del barranco y que describimos como unidad inferior correspondieran a niveles endurecidos de la superior. Si bien ambas unidades están separadas por una cicatriz erosiva, debido a las características de los afloramientos no ha sido posible comprobar si ésta es de la magnitud de la observada en el Bc. de Rifà. Como veremos más adelante en este capítulo los datos paleomagnéticos tampoco permitirán dilucidar esta cuestión con certeza.

Unidad Inferior: techo de 2 o 3

El contacto de la unidad inferior con la superior localmente es neto, aunque ligeramente ondulado, debido a que la superficie del nivel inferior, erosiva, no es plana. En la parte basal de la unidad superior se encuentra un nivel arcilloso muy compactado de escasa potencia (fig. 3 de DATACIÓN 1997b), donde pueden observarse clastos, de tamaño gravas y cantos, aislados en su interior, que separara claramente las unidades superior e inferior.

En esta unidad, a pesar del alto grado de consolidación que tiene, es posible diferenciar capas. La estratificación es muy gruesa, la potencia de las capas oscila entre el metro y los 3m. También se encuentran capas con estratificación media (entre 10 y 30 cm) y gruesa (entre 30 y 100 cm), como se puede observar en las figs. 3 y 4 de la Información documental 2. A pesar de poder diferenciar las capas, el límite o contacto entre ellas a veces no es claro, y en muchos casos es transicional, bien paralelo u ondulado, neto, bien paralelo u ondulado (figs. 3 y 4, DATACIÓN 1997b), o erosional. Estas capas tienen una continuidad lateral alta, prueba de ello es el hecho de que pueden seguirse sin dificultad a lo largo del río.

Las diferentes capas en que se puede dividir esta unidad quedan resaltadas por la presencia de pequeños niveles de caliche que se encuentran sobre las mismas. Estos niveles de caliche son poco extensos verticalmente, no superan los 10 cm, la mayoría de las veces son milimétricos, y lateralmente son inferiores a los 2 m, aunque en algunos casos adquieran una extensión más importante. En muchos casos es difícil establecer la extensión lateral de estos niveles ya que no se observa una continuidad. Estos niveles incrementan la consolidación de los materiales y su resistencia a la erosión.

Aguas abajo de la falla de Montroig las estructuras sedimentarias se observan más fácilmente. Ello es debido a que a lo largo de la evolución del abanico, las partes más proximales, más cercanas al frente de montaña, están compuestas por materiales más gruesos, mientras que en las partes distales predominan los materiales más finos (arenas), lo que implica que, incluso con un grado de consolidación parecido, haya más clasificación y sea más fácil observar las estructuras internas.

La unidad, en su conjunto, es conglomerática, de litología predominantemente heterogénea. La granulometría por orden de predominancia es: mayoritariamente gravas y cantos, y ya en menor proporción, arena de grano grueso y bloques, éstos en un porcentaje reducido y flotando en la matriz. El índice de rodadura de los clastos (incluyendo tanto a los cantos y bloques como a las gravas) es de medio a redondeado, aunque es posible observar clastos angulosos (sobretodo los de tamaño bloque).

La laminación que predomina es, al igual que se verá para la unidad superior, la paralela y la cruzada, fácilmente observable gracias a las diferencias granolumétricas. Los bloques se encuentran aislados dentro de las capas entre los niveles de cantos y gravas, cuya extensión es limitada, tanto vertical, máximo de unos 20 cm, como lateralmente, máximo de 2 m. También se observan niveles de arenas, los cuales tienen una extensión mucho más limitada, aunque contribuyen a la formación de la capa.

La laminación cruzada de gran escala se puede observar hacia las partes más distales de esta unidad, donde los materiales ya comienzan a ser de granulometría más fina, como las arenas o arcillas.

La subdivisión de esta unidad en diferentes capas o niveles permite observar secuencias granodecrecientes, aunque generalmente predomina la falta de gradación.

También es posible observar la disposición paralela que adopta el material arcilloso (granulometría fina de la unidad) y los pequeños canales o barras conglomeráticas que se encuentran en su interior de forma aislada, canales que internamente presentan laminación paralela, y que en su conjunto adoptan una secuencia granodecreciente.

El color de la unidad en superficie seca oscila entre el rosado y el grisáceo, debido a las alteraciones producidas por la vegetación, la meteorización. En fractura fresca el color es diferente, pasando a ser anaranjado con tonalidades rojizas o marrón claro.

Los forma de los clastos es elongada, aunque también se encuentran esféricos. En los bloques predominan las formas irregulares. También se encuentran cantos blandos. La litología de los clastos es predominantemente calcárea (según el área fuente), aunque también se encuentran clastos de areniscas y cuarzo. La matriz en las capas es arenosa con componentes arcillosos. Tiene no obstante una cierta componente calcárea y presenta un importante grado de cementación.

Unidad Superior: Unidad 3

De la misma manera que la unidad inferior, esta unidad evoluciona en el sentido de tener materiales más gruesos en las partes proximales junto al frente de montaña, mientras que en las partes distales predomina la granulometría más fina, arenosa, arcillosa aunque también conglomerática, lo que permite observar mejor las estructuras sedimentarias. De la misma manera es más fácil subdividir la unidad en capas hacia las partes más distales que no en las proximales cerca del fren-

te de montaña. Las capas tienen una estratificación gruesa (entre 30 y 100 cm de potencia), aunque también se encuentran capas de estratificación muy gruesa. Son fácilmente diferenciables por la presencia de niveles de caliche centimétricos (en algunos casos milimétricos) que las separan. La extensión de estas capas es importante.

La dureza de esta unidad es variable. A veces se puede partir fácilmente sólo golpeando con el martillo, mientras en otras llega a ser de fractura difícil, sobretodo en las zonas donde hay caliche. No obstante, el grado de consolidación es menor que en la unidad inferior.

La Unidad 3 es conglomerática, y la litología que se observa es claramente heterogénea (predomina el material calcáreo). La granulometría predominante es la de los cantos y gravas; no obstante se observa la presencia de niveles de bloques (que en la mayoría de los casos se encuentran flotando dentro de la matriz de tipo arenosa) y pasadas de arena gruesa, que alternan con pasadas de cantos y gravas. La predominancia de los cantos permite considerar que muchos niveles están soportados por los clastos. El índice de rodadura de los clastos en esta unidad varía de medio a redondeado, aunque se observan en algunos lugares clastos angulosos.

Los dos tipos de laminación que predominan en la unidad son la paralela y la cruzada (ésta de gran escala), observables gracias a las diferencias granulométricas de las diferentes pasadas de cantos, gravas y arenas. Las pasadas de arenas gruesas se encuentran entre las anteriores, y son también limitadas tanto lateralmente (máximo 2 m) como verticalmente (máximo 15 cm). En conjunto la unidad 3 tiene una disposición en forma de secuencia granodecreciente, es decir granoclasificación positiva.

El nivel arcilloso muy consolidado que se observa entre la unidad superior y la unidad inferior tiene clastos, de tamaño gravas y cantos, aislados en su interior, y tiene poca extensión vertical, mientras que la extensión horizontal es importante y llega a ser de decenas de metros, aunque en algunos puntos desaparezca debido a la superposición de capas conglomeráticas superiores, o a que su extensión vertical es inferior a la descrita.

El color de la unidad en su conjunto es muy diferente en superficie que en fractura fresca. En superficie seca es de color rosado, debido, mayoritariamente, a los clastos, mientras que en fractura fresca seca el color es anaranjado o marrón claro.

Los clastos, en su conjunto, son predominantemente de tipo elongado, aunque también se observan cantos esféricos. Los bloques son mayoritariamente irregulares. La litología de los clastos es predominantemente carbonática (debido al área fuente que está compuesta por calizas y dolomías), aunque también existen cantos de arenisca y cuarzo. La matriz es arenosa con ciertos componentes arcillosos.

La parte superior de esta unidad está muy consolidada. Esto se debe a un nivel de caliche de escaso grosor (siempre inferior a los 7 cm) que la recubre. Esta consolidación origina un resalte morfológico respecto al resto de la unidad. No obstante, la presencia de niveles de caliche no es exclusiva de la parte superior de la unidad, ya que entre los diferentes niveles conglomeráticos que la constituyen pueden observarse niveles de caliche de grosor milimétrico y centimétrico que los separan.

Más detalles, tanto descriptivos como gráficos, de la estratigrafía del abanico de Porqueroles puede encontrarse en DATACIÓN 1997b y en 1997c, figs. 23, 24 y 25).

4.2.4. Abanico de Cabrafiga

Este es un abanico de reducidas dimensiones que ha sido atribuido a la generación 4 (fig.22) y se encuentra junto al frente montañoso sobre los abanicos de Porqueroles y Les Planes. Es por lo tanto posterior a dichos abanicos. Su alimentación procede de los pequeños cursos que hay entre las cuencas que alimentan las rieras de Rifà y Porqueroles y, de acuerdo con sus reducidas dimensiones, podría haberse desarrollado incluso durante la excavación de la red actualmente funcional y ser desde sólo ligeramente posterior a la superficie de colmatación de la Unidad 3 de los abanicos de Montroig y Porqueroles, hasta bastante más reciente. No hay ningún corte natural que permita analizar su estratigrafía.

4.2.5. Abanico de Les Planes

El mejor corte para el estudio de la estratigrafía del abanico de Les Planes lo proporciona el valle del río Llastres, el más profundo de todos los que cruzan los abanicos estudiados (fig.30). Probablemente gracias a ello, en este barranco llegan a cortarse tres unidades estratigráficas separadas por importantes cicatrices erosivas: de la base al techo, Unidad 1, Unidad 2 y Unidad 3 (figs. 26 y 27). Gracias al estudio paleomagnético las dos unidades superiores han podido ser correlacionadas con las dos unidades aflorantes en el abanico de Montroig.

Unidad 1

Es la unidad aflorante más inferior. Se trata de un conglomerado calcáreo con cantos mesozoicos, fuertemente cementado, masivo en el que no se aprecia la estratificación. Aflora únicamente en el fondo del río Llastres, al sur de la urbanización de Les Planes, a la altura de la autopista. Se desconoce su edad.

Unidades 2 y 3

Las unidades 2 y 3 presentan características sedimentológicas muy parecidas a sus equivalentes del abanico de Montroig. La Unidad 2 se presenta más consolidada que la

Fig. 26) Mapa simplificado del abanico deLes Planes en la zona donde es afectado por el escarpe de falla. Ver la situación de este esquema en la figura 22. Se ha situado el corte geológico de la figura 27 y se han situado las columnas paleomagnéticas levantadas en esta zona (véase figs. 34, 35 y 36).

Unidad 3 y de manera análoga a los abanicos de Porqueroles y Montroig, se observa una variación tanto granolumétrica como de estructuras sedimentarias desde las partes proximales cercanas al frente montañoso hasta las distales, de manera que en este sentido se produce un decrecimiento de la granulometría (pasando de ser niveles de materiales generalmente gruesos a niveles arenosos y arcillosos) y un incremento de las estructuras sedimentarias (incremento relacionado con el decrecimiento anterior). Como diferencia hay que destacar la ausencia de cantos y bloques graníticos y pizarrosos, puesto que el área fuente del abanico de les Planes está constituida totalmente por materiales mesozoicos.

En el fondo del barranco del río Llastres puede observarse el carácter de cicatriz erosiva que tiene la base de la Unidad 2, en particular en su contacto al norte de la autopista. Igual que en el abanico de Montroig las unidades 2 y 3 están también separadas por una cicatriz erosiva notable (fig. 27). En el abanico de Les Planes las partes más elevadas del paleorelieve anterior a la deposición de la Unidad 3 enrasan prácticamente con la superficie de colmatación de dicha unidad, como puede observarse en el corte del río Llastres y en la trinchera de la carretera de Montroig a l'Hospitalet de l'Infant, justo al norte del río Llastres.

4.3. Correlación con las variaciones globales del nivel del mar

En el área que nos interesa se han reconocido 4 unidades estratigráficas (fig.22), de las cuales sólo las tres superiores se muestran afectadas por el escarpe de falla en superficie. La Unidad 2 aflora extensamente al SW de Montroig, al oeste del escarpe de falla y en algunos puntos del bloque hundido, al este del escarpe (ver mapa general en Datación 1999, DATACIÓN2-Atlas). También en el barranco del río Llastres y quizás en el de la Porquerola. La Unidad 3 es la que ocupa un área más extensa, mientras que los abanicos que configuran la Unidad 4 son de reducidas dimensiones y se hallan adosados al frente montañoso.

Se considera que los abanicos de las unidades 2 y 3 son extensos y que su nivel de base era el nivel del mar. No ocurre lo mismo con los de la generación 4 cuyo nivel de base no es el mar, no lo alcanzan.

Teniendo en cuenta esta consideración se ha supuesto que la colmatación de los abanicos de las generaciones 2 y 3 ocurrió, a grandes rasgos, en momentos de máximos del nivel del mar, mientras que la máxima excavación de las grandes cicatrices erosivas se produjo en momentos de mínimos (máximo descenso) del nivel del mar, es decir en períodos interglaciares y glaciares respectivamente. A los máximos y mínimos del nivel del mar se les nombrará en lo sucesivo con el número de los picos de la curva de variaciones de los isótopos del

Fig. 27) Corte a lo largo del barranco del río Llastres (situación en figura 26). Se observan las relaciones geométricas entre las unidades 1, 2 y 3. La importante cicatriz erosiva entre las Unidades 2 y 3 es comparable a la observada en el abanico de Montroig. En esta figura se han localizado algunas de las muestras, cuyo paleomagnetismo ha sido analizado.

Fig. 28) Curva de variación de $\delta^{18}O$ con el tiempo (basado en Ruddiman et al. 1989 y Raymo et al. 1989).

oxígeno (figs. 28 y 29) de Ruddiman et al (1989) y Raymo et al (1989).

En relación a los abanicos de las generaciones 2 y 3 tenemos, de reciente a antiguo, de acuerdo con las descripciones realizadas los siguientes momentos clave en la evolución morfológico-sedimentaria:

- Excavación de los grandes barrancos (riera de Rifà, río Llastres, por ejemplo) que inciden profundamente (decenas de metros) en los abanicos de la generación 3 y es, por lo tanto posterior a la colmatación de los mismos.
- Colmatación de los abanicos de la generación 3.
- Excavación de profundos barrancos en los abanicos de la generación 2 antes del inicio de la deposición de los abanicos de generación 3.

La comparación de las curvas de las figuras 28 y 29 con los puntos singulares mencionados permite hipotetizar:

- La excavación de los barrancos profundos que constituyen los ejes de drenaje actual y que coinciden con los ejes de los grandes abanicos estaría asociada al último gran descenso del nivel del mar (estadio isotópico 2) que culminó hace unos 18000 años (figs 28 y 29).
- La colmatación de los abanicos de generación 3 habría coincidido con el máximo del nivel del mar inmediatamente anterior al mínimo de hace 18000 años. Es decir correspondería al máximo del estadio isotópico 5 (unos 125000 años).
- La cicatriz erosiva posterior a la colmatación de los abanicos de la Unidad 2 y anterior al inicio de la sedimentación de los abanicos de generación 3 podría asociarse al mínimo del nivel del mar correspondiente al estadio isotópico 6 (140000 a 150000 años). Por lo tanto los depósitos de las unidades 2 y 1 serían anteriores al máximo del nivel del mar correspondiente al estadio isotópico 9 (300 000 años aproximadamente).

Posteriormente a la colmatación de los abanicos de 3ª generación, se habrían formado los abanicos de la 4ª generación, desarrollados únicamente junto al frente montañoso, sin alcanzar el mar, mientras se encajaban los ejes de drenaje que actualmente atraviesan los grandes abanicos. Finalmente se habrían producido pequeñas acumulaciones sedimentarias, en particular, a favor del escarpe de falla. De una de ellas provienen las muestras que dieron una edad de unos 5000 años BC (entre 4790 y 4490, edad convencional de ^{14}C sobre fragmentos de carbón, Masana 1995). La red fluvial actual seguiría utilizando esencialmente los valles excavados entre 125000 y 18000 años.

La correlación expuesta es la que de manera más sencilla y retrocediendo lo menos posible en el tiempo permite explicar los datos geométricos y geomorfológicos considerados y supone la existencia de tres grandes etapas sedimentarias separadas por dos grandes discontinuidades sedimentarias.

Esta hipótesis es también congruente con la presencia de restos de terrazas tirrenienses con abundante fauna en

Fig. 29) Curvas de estimación de la altura del nivel del mar a partir de datos de terrazas coralinas de Nueva Guinea y de la relación de isótopos de oxígeno en foraminíferos (de Shakleton 1987).

el abanico de Vandellós-l'Almadrava (Solé y Porta 1955) que se sitúa en el bloque elevado, y su ausencia en los de Montroig, Porqueroles y Les Planes, que se sitúan en el bloque hundido. Los restos de terrazas tirrenienses de l'Almadrava han sido datadas mediante termoluminiscencia en 141887 ±10720 años (tabla 2, muestra nº36).

En efecto, de acuerdo con Stuiver et al. (1981), *cit. in* Dawson (1992), en el interglaciar correspondiente al pico 5 (125000 años) el mar pudo alcanzar unos 6 m por encima de su nivel actual. Por lo tanto puede suponerse que las playas tirrenienses como máximo se habrían formado 6 m por encima del actual nivel del mar. Si además se tienen en cuenta los datos de subsidencia estimados (fig.3) para el bloque hundido de la falla de El Camp (10^{-1} mm/año) y los de levantamiento para toda la región (10^{-2} mm/año), las playas formadas hace 125000 años deberían haber descendido 11.5 m (12.5-1.25 m = 11.25 m) en el bloque hundido y, por lo tanto, deberían encontrarse varios metros por debajo del nivel actual del mar, lo que está de acuerdo con la ausencia de restos de dichos depósitos a lo largo de la costa sobre los abanicos de Montroig, Porqueroles y Les Planes. Para entender la posición de las playas tirrenienses en los abanicos de Vandellós-L'Almadrava (1 m sobre el nivel actual del mar) no hay que olvidar, que a pesar de hallarse en el bloque elevado, nos encontramos en la zona de transferencia de la extensión (fig.3) de la falla de El Camp a la del Baix Ebre, y en esta zona, cierto hundimiento debió de existir, aunque de menor cuantía que en el bloque hundido.

No obstante no hay que descartar la posibilidad de que no hubiéramos observado alguna cicatriz erosiva importante, debido a la ausencia de cortes profundos. Si así fuera, algunas de las unidades tendrían edades más antiguas de las supuestas. Hay que indicar que en el abanico de l'Almadrava, a unos 20 m sobre el nivel del mar se hallan oquedades centimétricas que podrían atribuirse a la actividad de moluscos litófagos (?). Si fuera cierto, podríamos estar en presencia de terrenos pliocenos.

4.4. La edad de las superficies de colmatación: datos de uranio/torio y termoluminiscencia

Ya se ha indicado que en el abanico de Montroig los depósitos de la Unidad 3 situados por encima de la cicatriz erosiva están encajados dentro de los de la Unidad 2, dando lugar a una morfología de terrazas en la riera de Rifà. En esta zona pueden reconocerse dos superficies de colmatación de los abanicos que constituyen las unidades 2 y 3. Por contra en los abanicos de La Porquerola, Les Planes y l'Almadrava este encajamiento no existe y los depósitos de la Unidad 3 recubren totalmente a los depósitos inferiores, de manera que éstos afloran en los barrancos (fig. 30).

Los depósitos de las Unidades 2 y 3 presentan un

Fig. 30) Corte esquemático paralelo al frente montañoso (localización en fig.22, corte MM') que muestra las relaciones entre los abanicos de las unidades 2, 3 y 4 y la situación de los horizontes de caliche datados (línea gruesa).

Fig.31) Edades obtenidas en el caliche situado a techo de la Unidad 2 (en las abcisas el número de las muestras, valores exactos en tablas 1 y 2).

importante desarrollo de calcretas edáficas en distintos niveles. Destacan los niveles de caliche que culminan las unidades 2 y 3, los cuales presentan un notable desarrollo (niveles *platy* y *hardpan* de hasta 30 cm).

De las tablas 1 y 2 se han seleccionado los valores fiables de las dataciones realizadas en los caliches que culminan las Unidades 2 (fig. 31) y 3 (figs. 32). Corresponden a las muestras 7, 11, 12, 27 y 30 de termoluminiscencia y a las 11, 12 y 27 de uranio/torio recolectadas en caliches a techo de la unidad 2, y a las muestras 3, 24, 33 y 34 de termoluminiscencia y a las 3, 9,x 10, y 24 de uranio/torio tomadas en la superficie de colmatación de la unidad 3.

Puesto que las edades obtenidas representan edades de desarrollo de procesos edáficos, los resultados obtenidos sugieren que cada uno de los niveles de caliche analizados, se

Fig. 32) Edades obtenidas en el caliche situado a techo de la Unidad 3 (en las abcisas el número de las muestras, valores exactos en tablas 1 y 2).

ha desarrollado a lo largo de diversos períodos edafogénicos, hecho que se ha corroborado mediante el análisis petrográfico de las calcretas (ver 3.2.1.1). Por lo tanto los niveles de caliche considerados tendrán una edad mínima igual a la datación más antigua obtenida. Así el caliche situado a techo de los abanicos de generación 1 tendría una edad mínima de unos 300000 años, y el que culmina los abanicos de generación 2 una edad mínima de unos 125000 años (Villamarín et al. 1999).

4.5. Análisis paleomagnético

Se realizó una primera campaña de muestreo paleomagnético en la que se tomaron rocas de diversos tipos (detríticas finas, caliches) tanto en la unidad 2 como en la 3, en los barrancos de Rifà, Porquerola y del río Llastres, así como en la trinchera de l'Almadrava.

De acuerdo con las hipótesis establecidas a partir del análisis geométrico y geomorfológico y la correlación de la evolución geomorfológica con las variaciones globales del nivel del mar se esperaba que todas las muestras dieran polaridades normales, es decir que tuvieran la polaridad actual, y por lo tanto se confirmara una edad inferor a los 735000 años para todos los depósitos de las unidades 2, 3 y 4.

El resultado fue otro. En las muestras del barranco del río Llastres (unidad 2) se obtuvieron polaridades inversas y en las muestras de la unidad 2 de la riera de Rifà (abanico de Montroig) también, aunque los datos eran de baja calidad. Todas las muestras procedentes del barranco de Porqueroles resultaron con polaridad normal, así como las procedentes de la unidad 2 del barranco de la riera de Rifà (muestras CM011 y CM012, fig. 25). Las muestras de la trinchera de l'Almadrava no dieron resultados, posiblemente debido a la existencia de algún fenómeno muy reciente que ha remagnetizado localmente estas rocas. Se apunta la posibilidad de que se trate de un proceso relacionado con la excavación de la trinchera. Los resultados analíticos de esta campaña, así como un análisis detallado de los datos se encuentra en DATACIÓN3-Anejos, Paleomagnetismo1 (Datación 1999).

A la vista de estos resultados se procedió a la realización de dos columnas paleomagnéticas sistemáticas en los abanicos de Montroig y Les Planes con el fin de confirmar o refutar el caracter paleomagnético inverso de los materiales de la unidad 2. Los resultados completos de esta campaña se presentan en DATACIÓN3-Anejos, Paleomagnetismo2 (Datación 1999).

En el abanico de Montroig se realizó la columna paleomagnética básicamente a lo largo de la carretera de Montroig a Colldejou (ver situación de la columna en fig.24). Toda la columna presenta polaridad inversa (fig. 33).

En el abanico de Les Planes la columna paleomagnética se realizó en tres segmentos. La parte más inferior de la Unidad 2 se abordó al este de la Unidad 1 (Fig. 34, situación en el corte de la fig. 27). También al norte de la Unidad1 y el

Fig. 33) Resultados del análisis paleomagnético de la Unidad 2 del abanico de Montroig (localización de la columna en fig. 24).

resto de la Unidad 2 se muestreo aguas arriba del barranco del río Llastres (situación en el corte de la fig. 27, parte baja de la columna de la fig. 35). La parte superior de la unidad 2 se muestreo en la trinchera de la carretera de Montroig a l'Hospitalet de l'Infant, justo al norte del río Llastres. La Unidad 3 se muestreó en el barranc del río Llastres (situación de las muestras en el corte de la fig. 27, fig. 36). La localización geográfica de los columnas paleomagnéticas se ha indicado en la figura 26).

Fig. 34) Resultados del análisis paleomagnético en la parte inferior de la Unidad 2 del abanico de Les Planes (columna situada en fig. 26).

Fig. 35) Resultados del análisis paleomagnético de la Unidad 2 del abanico de les Planes (columna compuesta realizada en el barranco del río Llastres y en la carretera de Montroig a l'Hospitalet de l'Infant, localización en fig. 26).

Fig. 36) Resultados del análisis paleomagnético de la Unidad 3 del abanico de Les Planes (columna situada en fig. 26 y corte de la fig.27).

La Unidad 3 presenta polaridad actual (normal) (fig 36), mientras que la unidad 2 presenta polaridad inversa (fig. 35). Únicamente en la parte alta de la columna alguna muestra ha dado polaridad normal. Es posible que nos encontremos cerca del cambio de polaridad y que las muestras con polaridad normal correspondan al chron Jaramillo (0.99 - 1.07 x 10^6 años). Los datos obtenidos en la parte inferior de la Unidad 2, al este de la autopista (fig. 34) han sido de baja calidad. Ver Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos Paleomagnetismo 2.

4.6. Edad de los abanicos aluviales

Con los datos que anteceden se puede concluir:

- Los abanicos aluviales estudiados muestran tres grandes etapas sedimentarias separadas por dos cicatrices erosivas bien manifiestas. Se diferencian las Unidades 2, 3 y 4.

- Los materiales que constituyen la Unidad 2 tienen una edad situada dentro del período Matuyama de la escala paleomagnética, posiblemente la parte alta de la unidad se sitúe cerca del cambio a la polaridad actual. Es decir tiene una edad anterior a los 735000 años.

- Los restos de la superficie bien preservada a techo de la Unidad 2 en el afloramiento situado en la zona apical del abanico de Montroig, puede tener una edad comprendida entre los 735000 (edad del paso de Matuyama a Brunhes) y los 300000 años (edad más antigua del caliche que la tapiza y edad más moderna posible de acuerdo con la correlación entre morfología y variaciones del nivel del mar).

- La colmatación de la Unidad 3 muy probablemente corresponda al estadio isotópico 5 de las variaciones del nivel del mar, es decir tenga una edad de unos 125000 años. Son congruentes los datos de las edades de los caliches que las tapizan y la correlación entre la evolución geomorfológica y las variaciones del nivel del mar.

- Los pequeños conos adosados al frente montañoso (Unidad4) tienen una edad comprendida entre 125000 años y la actualidad.

- Al pie del escarpe de falla, localmente, se acumulan depósitos muy recientes.

5. El escarpe de Montroig

5. El escarpe de Montroig

La morfología de un abanico aluvial ideal es bien conocida. Esto facilita la detección de la deformación en la superficie de uno de ellos si la deformación ha sido suficiente. Los perfiles longitudinales de los abanicos depositados en el llano que se extiende al pie de la sierra de Prades y Llabería, en el Baix Camp, muestran una clara dislocación que, en tres dimensiones, forma un escarpe morfológico, el escarpe de Montroig, alineado NNE-SSW a lo largo de mas de 25 kilómetros de forma discontinua (fig. 37). El desnivel que crea en el perfil de los abanicos es muy variable, y llega a superar los 17 m alrededor de Montroig; esta variación es función, sobretodo, de la edad de los abanicos afectados En diversos puntos a lo largo del escarpe se observa como el drenaje de la parte noroccidental del mismo esta incidido de forma que consigue enra-

Fig. 37) El escarpe de Montroig: su relación con los distintos abanicos aluviales. 1) Situación de las figuras 38 y 39; 2) Situación de la figura 41; 3) Perfil topográfico de la fig.42; 4) Perfil topográfico de la fig. 43; 5) Situación de los mapas y perfiles topográficos de las figuras 44 y 45; 6 y 7) Localización de los perfiles topográficos de la figura 47; 8) Perfil topográfico de la fig. 48; 9) Perfil topográfico de la fig. 49.

Fig. 38) Mapa topográfico y geológico de un pequeño sector del escarpe de Montroig (ver situación en fig. 37). En el bloque hundido, sobre la Unidad 3 y frente a las vaguadas desarrolladas en la Unidad 2, se forman pequeños abanicos locales al pie del escarpe de falla que en este esquema se han denominado Unidad 4. Se observa el desplazamiento lateral de una cresta del bloque hundido respecto las del bloque levantado.

sarse al nivel de base local que crea el bloque sudoriental, más bajo (ver Datación 1999, DATACIÓN2-Atlas). Esta característica permite trazar el escarpe en algunas zonas donde éste no es marcado.

La linearidad y la longitud de dicho escarpe permiten descartar una causa gravitacional para la génesis del mismo. La proximidad al mar podría favorecer la hipótesis de que se tratase de un escarpe formado por erosión litoral. Para que ello hubiera ocurrido tendría que haberse dado alguna de las siguientes condiciones: 1) que durante el Cuaternario el nivel del mar hubiese alcanzado cotas del orden de 100 m por encima de su nivel actual, o 2) que por causas tectónicas el área donde es encuentra el escarpe hubiera sufrido un levantamiento del mismo orden de magnitud. Ninguno de los dos supuestos es razonable, puesto que, por una parte, el nivel del mar durante el Cuaternario no ha subido más que unos poco metros por encima del nivel actual y, por otra, este área está en proceso de hundimiento, como prueban la ausencia de terrazas marinas sobre los abanicos de Montroig, la Porquerola y les Planes (véase cap. 2, Antecedentes). En todo caso, si el origen del escarpe fuera debido a erosión litoral, la base del mismo debería mantenerse estable a una misma cota ya que sería el producto de la intersección entre la superficie topográfica y un nivel horizontal, el mar. Esto no se cumple en el caso del escarpe de Montroig, que discurre a través de los abanicos aluviales con diferencias de cota de hasta 25 m. La hipótesis más plausible para explicar la génesis del escarpe es la de la acción de una falla de deslizamiento principalmente vertical. Esta interpretación ha sido posteriormente corroborada tanto por la observación de dicha falla en afloramientos naturales, como el barranco de Rifà o la Porquerola, como por la excavación de trincheras a lo largo del escarpe en diversos puntos del mismo. Esta interpretación es coherente con la existencia de una familia de diaclasas paralelas al escarpe que tendrían relación con la deformación tectónica producida por la rotura de la falla en superficie.

A continuación se describen las principales características del escarpe en los diferentes sectores de la zona.

5.1. Norte de Montroig

Desde el norte del pueblo de Montroig hasta cuatro kilómetros al norte de la riera de Riudecanyes el escarpe, con

Fig. 39)- Perfil topográfico a través del escarpe de falla en la zona de la fig. 38.

Fig. 40) Aspecto del escarpe de falla en el abanico de Montroig cerca de su límite con el abanico de la Porquerola.

una dirección casi N-S, pone en contacto los materiales del substrato paleozoico con los abanicos aluviales cuaternarios del llano. En este tramo el escarpe se muestra muy degradado posiblemente debido a que la resistencia a la erosión de las granodioritas que forman el bloque elevado es baja. Aun así, se observan una serie de relieves bajos alineados que acaban bruscamente en el escarpe que permiten trazar la base del mismo. En estos relieves se han preservado dos pequeñas facetas triangulares muy degradadas de entre 15º y 35º de inclinación: Una de ellas se sitúa al NE de la carretera que lleva a l'Arbocet y la otra justo en el margen izquierdo de la riera de Riudecanyes (Masana 1991). El desnivel acumulado en esta zona es del orden de decenas de metros. En esta zona las posibilidades de acotar esta deformación en el tiempo son muy limitadas ya que no existen niveles de referencia claros a ambos labios de la falla, puesto que ésta pone en contacto materiales paleozoicos y cuaternarios (fig.37). Ésta ha sido una de las principales razones por las que se ha descartado este sector para el estudio de la paleosismicidad en favor del sector al sur de Montroig, donde el escarpe afecta a los abanicos aluviales cuaternarios lejos de los ápices.

5.2. Abanico de Montroig

En este sector, el escarpe, con una orientación NNE-SSW, adquiere su máximo desnivel. Así, en perfiles microtopográficos realizados a través del mismo se han llegado a medir hasta más de 17 m de salto vertical de la falla en la zona más cercana al pueblo de Montroig. Ésta es pues la zona donde mejor se observa el carácter encajado del drenaje en el bloque levantado para conseguir el nivel de base del bloque hundido (véase mapa general en Datación 1999, DATACIÓN2-Atlas y figs cap. 6).

El escarpe pone en contacto los materiales conglomeráticos de la generación 2 de abanicos, muy endurecidos por concreciones y suelos carbonáticos tipo caliche, con los materiales mas gravosos de los abanicos de generación 3 (fig.37). La superficie de colmatación de la generación 3 de abanicos no ha sido afectada por la rotura ya que ésta superficie se muestra sin desnivel alguno a ambos lados de la falla en las terrazas que desarrolla en el barranco de Rifà. En cambio, tal como se mostrará mas adelante, en la trinchera excavada en el barranco de Rifà (cap. 6), una parte basal de esta unidad se encuentra afectada por la falla. A pesar de que a lo largo de todo este

Fig. 41A) Escarpes en el abanico de Montroig. Situación en la fig. 37. Esquema geomorfológico general que muestra una pequeña depresión limitada por el escarpe principal de Montroig y otro menor de carácter antitético.

Fig. 41B) Escarpes en el abanico de Montroig. Mapa topográfico de detalle y perfiles topográficos de la estructura esquematizada en la fig. 41 A.

abanico el escarpe es muy visible y continuo, en los alrededores de la riera de Rifà, éste llega a desaparecer debido a la erosión producida por del canal principal del abanico y a la posterior fosilización de dicha erosión por la sedimentación de parte de la unidad 3.

Diversos perfiles topográficos levantados a lo largo de este escarpe muestran una parte poco degradada en la base del mismo y una parte menos vertical y más degradada en la parte alta, producto de la acumulación de deformación. En diferentes afloramientos se ha observado una familia de diaclasas paralelas al escarpe de disposición principalmente vertical, pero a menudo buzando fuertemente hacia el NNW. Se trata posiblemente de estructuras desarrolladas en el mismo marco de deformación del escarpe y que, con toda seguridad, contribuyen al rejuvenecimiento de la parte basal del mismo. Esto hace que no sea posible datar la formación del escarpe más reciente basándose en el grado de deformación del mismo como se ha hecho en escarpes de zonas activas (Nash, 1986).

El estudio geomorfológico realizado sobre el escarpe mediante la fotografía aérea no permitió detectar evidencias claras de movimiento direccional en la falla. Al contrario, mostró evidencias de movimiento vertical. En este sentido cabe destacar que la morfología del abanico de Montroig muestra claramente evidencias de que el bloque sudoriental ha sido hundido respecto al noroccidental. Sin embargo durante el trabajo de campo se observaron elementos que permitían intuir una componente direccional. Así, se realizó un levantamiento microtopográfico de una zona del abanico de Rifà donde los espolones del bloque levantado no coincidían con los afloramientos de la superficie de la unidad 2, que deberían corresponderse con espolones fosilizados por la unidad 3, del bloque hundido (figs. 38 y 39). Este levantamiento permite cuantificar una dislocación horizontal de dichos espolones de hasta 60 m (si se considera un movimiento siniestro) o unos 40 m (si se considera diestro) lo que, considerando el salto vertical de unos 17 m sugiere que en esta parte del escarpe la falla ha tenido un movimiento con una componente horizontal del orden de 3 o 2 veces mayor respectivamente que la componente vertical (se comparan saltos producidos durante períodos de tiempo comparables ya que la superficie de referencia es siempre el techo de la generación 2 de abanicos).

En todo el escarpe de Montroig la rotura superficial de la falla se concentra en una franja muy estrecha de pocos metros (fig. 40). El trabajo de campo detectó un solo punto del escarpe con elementos morfológicos que sugieren la existencia de una falla antitética a 100 m del escarpe principal y con una orientación algo oblicua al mismo (fig. 41a). La zona se analizó mediante el levantamiento de perfiles microtopográficos y de un mapa. El estudio de estos datos topográficos condujo a descartar que el escarpe antitético se hubiera formado por erosión causada por el canal que atraviesa de forma tam-

Fig. 42) Perfil topográfico paralelo al barranco de la Porquerola, a lo largo de su margen izquierdo. La superficie topográfica coincide practicamente con la de colmatación de la Unidad 3. Perfil nº 3 en la figura 37.

Fig. 43) Perfil topográfico a través del escarpe de falla en el abanico de la Porquerola en el paraje del "Ermot". Perfil próximo a la trinchera 4 (véase cap. 6). Perfil nº 4 en la figura 37.

bién oblicua al escarpe en esta mismo punto ya que el mapa muestra como el escarpe retrocede hasta más allá del margen natural del canal (fig. 41a). Los perfiles topográficos permiten cuantificar un desnivel total del escarpe de 1.5 m después de sustraer el desnivel en sentido causado por la falla antitética (fig. 41b).

5.3. Abanico de la Porquerola

En este abanico el escarpe es mucho menos evidente que en el de Rifà. Desde el límite con el abanico de Rifà hasta el barranco de la Pauma Negra no se observa una desnivelación continua más que en la margen izquierda del barranco de la Porquerola donde se preserva un escarpe de unos 4 m de desnivel vertical (fig. 42). En este mismo barranco la trinchera excavada muestra como la falla llega a afectar la superficie. El escarpe no se observa nuevamente hasta la zona del "Ermot", más al sur, donde tiene un desnivel de unos 6.5 m y una expresión geomorfológica muy clara (fig. 43). Finalmente, y después de perder salto hacia el sur, se retoma con claridad en las fotografías aéreas antiguas en la zona del campo de golf (actualmente, si bien el escarpe se encuentra modificado por los trabajos del golf, el desnivel es aun visible: 10.5m), donde se adentra en los terrenos del abanico de Cabrafiga. La orientación del escarpe es en general NNE-SSW aunque, especialmente en la zona del "Ermot", el frente del mismo muestra ligeros pero bruscos cambios de orientación muy locales. Solamente se ha podido analizar la morfología del escarpe en la zona del "Ermot" ya que en el campo de golf se encuentra modificada (fig. 44). Así, se observa que el escarpe aquí tiene una parte más vertical en la base, con un salto de orden métrico, y el resto de desnivel se reparte a lo largo de un escalón muy suave que a simple vista hace pensar en una flexión pero que, tal como se observa en la trinchera 4, no es debida a esto

Fig. 44) Contacto entre los abanicos de Porqueroles (Unidad 3) y de Cabrafiga (Unidad 4) en la zona del campo de golf "Bonmont - Terres Noves. En el abanico de Porqueroles el escarpe de la falla presenta una desnivelación de 10.5 m, mientras que en el de Cabrafiga es de 3,5 m (obsérvense los perfiles topográficos). Situación en figura 37, 5.

Fig. 45) Detalle del escarpe de falla en el abanico de Cabrafiga. El mapa topográfico (equidistancia 0.2 m) permite observar la complejidad del escarpe (ver los perfiles) y como una vaguada desarrollada en el bloque levantado desaparece al atravesar el escarpe. Situación en fig. 44.

Fig. 46) El escarpe de falla en el abanico de Les Planes (zona de El Casalot).

sino a la erosión de un escarpe que ha acumulado la deformación de varios eventos 8 (ver cap. 6).

Los materiales que forman este abanico son de generación 3. Como se ha visto el escarpe aquí no es homogéneo en cuanto a su expresión geomorfológica y en algunos puntos no llega a ser detectable en superficie, pero las evidencias indican que, al menos hasta algo más al norte del barranco de la Porquerola, la falla afecta a los conglomerados de generación 3, a diferencia de lo que ocurre en al abanico de Montroig, donde la generación 3 se muestra intacta, al menos en superficie (fig. 37).

5.4. Abanico de Cabrafiga

El abanico aluvial de Cabrafiga forma parte de los abanicos de generación 4, es decir es un abanico de la generación más reciente. El abanico se encuentra claramente afectado por el escarpe a lo largo de algún centenar de metros den-

Fig. 47) Perfiles topográficos en la zona de El Casalot. El perfil Casalot 1 corresponde al nº 6 y el Casalot 2 al nº 7 de la fig. 37.

Fig. 48) Perfil topográfico a través del escarpe de Montroig en el abanico de Les Planes. Situación en fig. 37, perfil nº 8.

tro del recinto del campo de Golf "Bonmont Terres Noves". El desnivel que crea es de 3.5 m a juzgar por el perfil microtopográfico levantado a través suyo (fig. 44). Como se comenta más adelante, éste ha sido uno de los sitios seleccionados para excavar las primeras trincheras del proyecto dado que es el único terreno en los abanicos de generación 4 donde el escarpe es visible actualmente. Esto llevó a levantar un mapa microtopográfico en una zona del escarpe favorable para la excavación de trincheras en el que se observa como la deformación de la falla no se concentra en una sola rotura en superficie sino que se divide en dos o más roturas (fig.45). Este aspecto ha sido corroborado por los resultados en trinchera.

5.5. Abanico de les Planes

Este abanico forma parte de los de generación 3 y está estratigráficamente debajo del abanico de Cabrafiga al norte y de otros abanicos de esta misma generación, al sur. El escarpe es muy visible en la superficie de este abanico, sobretodo en su parte más septentrional, donde el movimiento de la falla ha tenido lugar al mismo tiempo que la sedimentación del abanico de Cabrafiga ya que los materiales de este se han depositado al pié del escarpe, o más concretamente, en la zona deprimida adosada al escarpe creada por el movimiento vertical de la falla (fig. 46). Más adelante, además, los depósitos de generación 4 han sido también afectados por el movimiento de la falla, como se ve en la trinchera 3 (ver capítulo 6). El escarpe en esta zona llega a tener hasta 9 m de altura (fig. 47). La extracción de áridos (en este caso se explotaron las gravas del abanico de Cabrafiga) en la zona adosada al escarpe ha exhumado diversas fracturas subverticales de hasta 7 m de longitud que se muestran aperturas de hasta 50 cm sin relleno sedimentario. Esto puede sugerir por un lado que la apertura de las mismas ha sido seguida con rapidez por un periodo de sedimentación del abanico de Cabrafiga, lo que habría bloqueado los procesos de relleno sedimentario de la porosidad, o por el otro lado puede ser debido a que la extensión se ha producido muy recientemente. Las grietas no muestran dislocación vertical.

En la parte central del abanico el escarpe afecta solamente a materiales de generación 3 y el salto del escarpe es mucho menor, de hasta 2.5 m. La orientación muestra también tramos que llegan a ser N-S entre retazos de dirección general NNE-SSW. Actualmente la zona se encuentra totalmente ocupada por una urbanización, pero el estudio de la fotografía aérea antigua apunta la posibilidad de que en esta zona la deformación se encuentre repartida entre, al menos, dos escarpes que se relevan cerca del "Casalot".

Fig. 49) Perfil topográfico del escarpe en la zona de l'Almadrava (de Masana 1995). Situación en fig. 37, perfil nº 9.

5.6. Zona entre el abanico de les Planes y l'Almadrava

El escarpe sigue hasta el río Llastres y sigue en su margen derecha donde llega a tener 9.5 m de salto vertical (fig. 48), aun dentro del abanico de les Planes y posteriormente, se adentra un kilómetro en los abanicos de generación 4, en la zona actualmente ocupada por la autopista A7. Más al sur el escarpe desaparece contra el sustrato mesozoico aunque sobre las calizas jurásicas se observan diversas alineaciones de facetas triangulares que pueden corresponder al producto de la acción de la falla sobre estos materiales más antiguos (fig. 37). En todo caso se trataría de una traza secundaria de la falla del Camp ya que el desnivel principal de dicha falla se concentra al este del bloque mesozoico que separa l'Hospitalet de l'Infant de l'Almadrava.

5.7. L'Almadrava

La zona de l'Almadrava, una pequeña depresión situada entre el mar y los relieves mesozoicos al sur del collado de Balaguer, se encuentra colmatada principalmente por abanicos de generación 3. El escarpe de Montroig, aquí con una dirección casi N-S, disloca la superficie de estos abanicos a lo largo de 1.5 km y con un desnivel de hasta unos 9 m (fig. 49). De los datos de superficie y de afloramientos naturales y antrópicos de la zona se deduce que el escarpe tiene un origen principal en la flexión de las capas que forman los abanicos. También, localmente, en la parte baja del escarpe se observa una dislocación vertical con un salto de menos de 1. Hacia el sur el escarpe acaba bruscamente en la costa lo que indica con mucha probabilidad que ha sido erosionado por la acción marina pero que sigue bajo el mar (fig. 50). Los datos geológicos publicados de la plataforma continental permiten considerar que la falla se extienda aun hasta diversos kilómetros más al sur.

Fig. 50) Sección natural a través del escarpe de falla en el acantilado de la zona de l'Almadrava, donde la falla se adentra en el mar. Se observa que el escarpe corresponde a una flexión con roturas de saltos del orden métrico que alcanzan la superficie.

6. Trincheras

6. Análisis de las trincheras

Conocidos el carácter tectónico del escarpe de Montroig, su localización, su relación con los distintos cuerpos sedimentarios, y la edad de éstos, el próximo paso a realizar es el análisis de las relaciones de detalle entre la falla que ha producido el escarpe y los cuerpos sedimentarios con el fin de constatar el carácter sísmico de la falla e identificar y caracterizar los paleosismos más recientes. Puesto que el terreno es esencialmente llano y no hay buenos cortes en los lugares adecuados, será necesario abrir zanjas de exploración a través de la falla, para así obtener cortes bien localizados.

Los criterios para la elección del emplazamiento de una trinchera son sencillos:

- El escarpe debe de afectar a los terrenos más recientes. Sólo así se podrá obtener información de los últimos eventos sísmicos.
- En el punto concreto donde se abra la trinchera, durante los tiempos recientes, no ha de haber tenido lugar una sedimentación excesiva, que ocultaría los rasgos geológicos que caracterizan a los eventos paleosísmicos (fig. 51a), ni una erosión excesiva que los suprimiría (fig. 51b). Un moderada sedimentación constituye el caso ideal (fig. 51c).

Fig. 52) En un análisis paleosísmico de un escarpe sólo se obtienen resultados cuando el estudio se realiza en las zonas donde el escarpe corta los sedimentos más recientes (b, c). Esto añade dificultad al estudio ya que en estos contextos la deformación acumulada en los sedimentos es menor que la que se observa en materiales antiguos (a) y por lo tanto el escarpe es más difícil de localizar.

Fig. 51) Consideraciones sobre el contexto de erosión-sedimentación en la elección del emplazamiento de una trinchera. a) En una situación de elevada tasa de sedimentación los eventos sísmicos dejarán registro geológico adosado al escarpe de falla pero éste será difícilmente analizable debido a su elevada profundidad (una trinchera normalmente no sobrepasa los 4 m de profundidad por problemas de estabilidad de las paredes) y a la elevada separación del registro de los diferentes eventos. b) En una situación de elevada tasa de erosión, ciertos eventos puede que no dejen registro sedimentario por no existir condiciones de sedimentación o, caso de haberlo dejado, éste puede fácilmente haber sido erosionado y, por lo tanto, no puede analizarse. c) En un caso ideal las relaciones de erosión-sedimentación deberán ser tales que permitan la acumulación de registro sedimentario al pie del escarpe de falla, pero que dicho registro no sea cubierto por una potencia excesiva de sedimentos.

Si bien los criterios son sencillos, en la práctica implica un muy buen conocimiento de la geología y una gran agudeza de análisis, puesto que el lugar ideal estará siempre allí donde el escarpe sea mínimo (fig. 52). Si los depósitos a excavar son muy recientes sólo habrán sufrido un muy reducido número de eventos, y por lo tanto el desnivel creado será muy pequeño.

Para tomar la decisión sobre el sitio exacto donde excavar es imprescindible analizar con gran detalle la topografía y la geomorfología de la zona elegida. Para ello es muy útil el levantamiento de planos topográficos de gran precisión (equidistancia: 20 cm) con estación total (DATACIÓN 1998a y d).

6.1. Elección del emplazamiento de las trincheras

En el momento de redactar el proyecto, con los antecedentes de que se disponía, se propusieron 9 posibles emplazamientos de trincheras, que se preveía se reducirían a cinco excavadas y analizadas a lo largo del proyecto. Al final del primer año de investigaciones (DATACIÓN 1997c) se hizo una propuesta de cinco trincheras que se resume a continuación:

De acuerdo con las observaciones geológicas realizadas, se dividió el escarpe en tres tramos que no tenían porqué haber roto en superficie en todos los grandes eventos sísmicos. Por lo tanto sería necesario obtener datos de cada uno de estos tres tramos con el fin de integrar los resultados y

poder obtener una visión global de la actividad sísmica del segmento meridional de la falla de El Camp.

Tramo de L'Almadrava

No se había previsto abrir zanjas nuevas en este abanico. Masana había realizado el corte de la zanja que había sido abierta previamente a la construcción de la central nuclear y se consideró que podía utilizarse esta trinchera para trabajarla más en detalle (zanja 0). Habría que datar los materiales que afloran en ella y que mantienen relaciones claras con los horizontes-evento mediante U/Th y termoluminiscencia, así como precisar las relaciones entre las playas tirrenienses y la falla y datar estos materiales con los mismos métodos.

Tramo de Les Planes-Cabrafiga-Porqueroles

Zanjas 1 y 2: Abanico de Cabrafiga

Objetivo: De acuerdo con los datos geomorfológicos este abanico es el más reciente afectado por el escarpe. Por lo tanto la determinación en él de la geología de detalle a través del escarpe era fundamental.

Zanjas: Se pensó abrir 2 zanjas a través del escarpe en este abanico (terrenos de la urbanización-golf Bonmont Terres Noves). Una se localizaría cercana al fondo de una pequeña vaguada Fig. 45), de tal manera que pudieran cortarse sedimentos afectados por la falla y sedimentos posteriores a la misma. La otra se realizaría pocos metros más al sur cortando el escarpe neto. En función de la información que mostraran los afloramientos creados se estudiarían con igual detalle ambas zanjas o se centraría la investigación sólo en una de ellas.

Zanja 3: El Casalot (o "Ermot")

Objetivo: Cortar el escarpe en una zona donde éste afecte a la superficie de los abanicos de la Unidad 3. Ello ocurre en la zona de El Casalot (abanico de Les Planes) y en el Ermot (abanico de Porqueroles).

Zanjas: La localización que se consideraba más idónea era en el Casalot. En esta zona el escarpe es neto (falla), está preservado el relleno del bloque hundido y se conoce, gracias a las extracciones de gravas adyacentes, la magnitud del salto referido al nivel más resistente que forma la topografía del bloque inferior. La presencia de una vaguada puede permitir la presencia de sedimentos correlacionables en ambos bloques y facilitar la obtención de los datos con menor excavación.

Caso de no poder realizarse esta zanja, en el Ermot podría excavarse una en una zona de características similares en cuanto a la edad de las superficies topográficas afectadas. No hay cortes cercanos -naturales o artificiales- que permitan hacerse una idea del corte que va a obtenerse con la realización de la zanja.

Tramo de Montroig-Porqueroles

Zanja 4: Barranc de Porqueroles

Objetivo: Asegurar un corte de detalle en este tramo del escarpe, donde la falla parece fosilizada por los niveles superiores de la Unidad 3.

Zanja: En este caso se trataría de limpiar, realizando cortes más o menos planos, el margen izquierdo del barranc de Porqueroles donde de manera natural aflora la falla y parecen observarse diferencias estratigráficas entre el bloque inferior y el superior o hundido.

Zanja 5: Antitética

Objetivo: En la terminación sudoccidental del tramo del escarpe que aflora en el abanico de Montroig se detecta un escarpe que podría corresponder a una falla antitética de la que forma el escarpe principal (fig. 41). La pequeña fosa situada entre ambas fallas sería una buena trampa sedimentaria y por lo tanto un lugar muy adecuado para el análisis de paleosismos. Además se situa en una zona de vaguada y en el bloque hundido, junto a donde la vaguada cruza el escarpe principal se produce, cuando llueve, un enlodamiento que sugiere una zona más deprimida, de especial interés para la acumulación de sedimentos (DATACIÓN 1998d). En esta zona se podría obtener buena información de los últimos movimientos de este segmento del escarpe.

Zanja: abierta en dos segmentos, uno que cortara la falla principal y el otro la antitética (zanja 5). Sería la última de las zanjas a abrir por razones estratégicas (afecta campo de olivos).

Se empezó el programa de excavación de trincheras por las zanjas 1 y 2 en el abanico de Cabrafiga, puesto que éstas cortaban los depósitos más recientes y previsiblemente eran las que mejor información paleosísmica podían proporcionar. Se siguió con la zanja 3 en El Casalot según estaba previsto. Dados los resultados se abrió una cuarta zanja en el "Ermot". Se pensó que con los datos provenientes del análisis de estas trincheras se podría caracterizar paleosísmicamente el tramo LesPlanes-Cabrafiga-Porqueroles.

Con el fin de caracterizar el tramo Porqueroles-Montroig, donde se pensaba, con los datos disponibles, que la parte superior de la Unidad 3 fosilizaba a la falla, se limpió el margen izquierdo del barranc de la Porquerola, donde es atravesado por la falla y se prepararon dos cortes verticales planos de la zona de falla a distinta altura (zanja 5). También se limpió el barranc de Rifà y se excavó otra zanja (zanja 6) allí donde la falla cruza dicho barranco. Ambas con el fin de observar las relaciones entre las capas superiores de la Unidad 3 y la falla. De acuerdo con la hipótesis que se manejaba (falla fosilizada por las capas superiores de la unidad 3 desde el barranco de la Porquerola hacia el NE), se prescindió de la zanja "Antitética", por considerar que, de acuerdo con esta hipótesis, la morfolo-

Fig. 53) Localización de las trincheras estudiadas.

gía deprimida atribuida a la acción de la falla principal y una antitética, probablemente, correspondía a una morfología erosiva.

La figura 53 muestra la localización de las trincheras analizadas. A continuación, para cada trinchera excavada, se expondrán los criterios de selección del emplazamiento, se describirán los cortes puestos al descubierto y se discutirán los datos obtenidos en términos paleosismológicos. Los cortes de las paredes de las trincheras se han levantado a escala 1:20 con la ayuda de la instalación de una red con celdas cuadradas de 1 m de lado.

6.2. Trincheras 1 y 2 (Golf Bonmont-Planes Noves)

Se han excavado en el abanico de Cabrafiga (Unidad 4), de edad comprendida entre 125000 años y la actualidad: se trata de los terrenos más recientes afectados por el escarpe de Montroig.

6.2.1. Elección de los emplazamientos

Con el fin de analizar detalladamente la morfología del escarpe, interpretar su significado geológico y así decidir donde excavar las zanjas 1 y 2, se ha levantado un mapa microtopográfico a una escala aproximada 1:800 con curvas de nivel cada 20 cm de una zona de 15000 m^2 (150 m de largo y 100 m de ancho) situada en un área no urbanizada del campo de golf "Bonmont Terres Noves", en el término municipal de Montroig del Camp (fig. 45). El levantamiento topográfico se ha realizado con una estación total (teodolito y distanciómetro) TC 1700 Leica y los datos se han analizado mediante el programa Cartomap (ANEBA Geoinformática S.L.).

El levantamiento microtopográfico pone en evidencia el escalón morfológico de dirección N-S que hemos interpretado como el escarpe de falla de Montroig (figs. 54 y 55). En el extremo meridional del mapa, la deformación producida por la falla se reparte a lo largo dos escarpes separados unos 25 m y paralelos entre ellos. Esta división se ha puesto de manifiesto gracias al levantamiento topográfico ya que a simple vista el escalón más oriental, que es el menos continuo pasa desapercibido. En la parte central del mapa, el escarpe occidental ha sido erosionado por una vaguada que drena hacia el E y que trunca la continuidad del escarpe, que vuelve a apreciarse unos 75 m más al N.

A partir del análisis morfológico de detalle pueden distinguirse tres unidades litológicas. 1) Los materiales claramente afectados por el escarpe (sin colorear en la fig. 54). 2) La unidad más superficial del abanico de Cabrafiga que fosiliza el escarpe de falla (color verde pálido en fig. 54): en el perfil 1 (fig. 55), realizado a través de la zona donde afloran los materiales más recientes, se observa como éstos experimentan una inflexión muy suave. A esta escala podría considerarse prácticamente indeformada. 3) Los sedimentos aportados por la vaguada (color violeta en fig. 54), que recubren el fondo de la misma y se extienden más ampliamente donde ésta atraviesa la zona del escarpe, aguas abajo. Consideramos que estos sedimentos son los más recientes que afloran en la zona ya que posiblemente la vaguada ha sido sedimentológicamente activa hasta la construcción del campo de golf, momento en el que se bloqueó la cabecera del canal para evitar problemas de erosión en el *green*. El perfil topográfico 3, realizado a lo largo del fondo de canal de la vaguada, muestra un pequeño escarpe con 0.5 m de desnivel en coincidencia con el escarpe que corta al abanico aluvial. Esto sugiere que la falla ha actuado hasta después de la sedimentación de dichos materiales. Sin embargo, el elevado nivel de antropización de la zona puede haber contribuido a formar el resalte. Por otro lado, si los sedimentos aportados por la vaguada están afectados por los últimos movimientos de la falla, ¿por qué los sedimentos del abanico aluvial que cubre el escarpe en el extremo septentrional del mapa no están también igualmente afectados por la falla - 0.3 m de desnivel frente a los 0.5 de la vaguada-?.

El salto vertical acumulado del escarpe, medido a lo largo de un perfil topográfico de 400 m de longitud, es de unos

Fig. 54) Mapa topográfico de detalle con la situación de los perfiles topográficos de la fig. 55, la traza del escarpe (color rojo), la situación de las trincheras excavadas y las trazas de las fallas encontradas (color negro) en las zanjas

Fig. 55) Perfiles topográficos a través del escarpe de falla en el abanico de Cabrafiga (Unidad 4), en el campo de golf Bonmont-Terres Noves (situación en fig. 54)

3.5 m (fig. 44). Este desnivel no es apreciable en su totalidad en el mapa microtopográfico que presentamos ya que en él no se llega a observar la totalidad del abanico aluvial dislocado por la falla y por tanto tampoco se observa la tendencia general del mismo. El mapa se centra en la zona de máxima deformación, es decir en la zona cercana al escarpe de falla y, en consecuencia, aporta información adicional referente a los últimos estadios de deformación. Así, el salto vertical del escarpe en los perfiles realizados a través del mismo varía entre 1 m y 2.5 m. Esta diferencia de salto al cambiar la escala de observación puede ser indicador del movimiento recurrente de la falla que ha causado dicho escarpe: a escala detallada observamos los movimientos más recientes que han motivado un escarpe más evidente y vertical, mientras que disminuyendo la escala observamos el desnivel acumulado en períodos anteriores que se muestra en forma de un escarpe más degradado y con una pendiente menor. Esta observación aumenta las posibilidades de obtener información sobre terremotos independientes del pasado mediante la excavación de trincheras en este escarpe.

Se han excavado dos trincheras (situación de las mismas en fig. 54) con el objetivo de cortar los sedimentos aluviales más recientes que se encuentran prácticamente indeformados en la superficie (zanja 1), y también los sedimentos subyacentes, claramente dislocados por la falla, objeto, también, de la zanja 2.

Al desconocer la potencia de los sedimentos de la vaguada, no se proyectó la excavación de una trinchera a lo largo del eje del canal de la vaguada, previsiblemente con mayor acumulación de sedimentos. Cabe la posibilidad de que las inflexiones observadas en superficie en la vaguada y/o en el abanico aluvial reciente no sean, como ya se ha indicado,

consecuencia del movimiento de la falla. Además la vaguada ha erosionado el escarpe y, por lo tanto, un corte en esta zona podría no presentar la información que sobre los eventos más recientes previsiblemente deberían proporcionar las zanjas 1 y 2.

Tampoco se decidió excavar en la zona meridional, donde el escarpe está más concentrado (perfil 5 de la fig. 55), puesto que había argumentos para pensar que su morfología había sido alterada antrópicamente. Sólo caso de no obtener buenos resultados en las zanjas 1 y 2 se excavaría en esta transversal.

6.2.2. Estratigrafía

En las trincheras 1 y 2 (fig. 56) se han distinguido nueve unidades litoestratigráficas que pueden ordenarse cronológicamente de acuerdo con el criterio de superposición: unidades A1, A2, B, C, D, E, F, G y H. Además hay depósitos que rellenan cavidades, en gran parte de origen cárstico (Trinchera 2 [TR-2]). El relleno de estas cavidades se organiza en tres unidades litológicas superpuestas: R1, R2 y R3. Se describen sus características geológicas antes de abordar la discusión sobre la edad de las mismas.

Litoestratigrafía

Unidad A1

Unidad conglomerática soportada por la matriz con

Unidad A1: Conglomerados muy consolidados soportados por la matriz, arenoso-limosa y rosada. Clastos calcáreos, subangulosos, y de selección moderada entre centimétricos y decimétricos. Caliche laminar a techo. Decalcificación local en la parte superior.

Unidad A2 : Arenas y limos poco seleccionados, marrón oscuro e inconsolidados. Contienen pocos clastos, centimétricos a decimétricos, calcáreos, subangulosos-subredondeados y fragmentos subangulosos de brechas procedentes de la unidad A1.

Unidad B: Conglomerados muy consolidados, poco seleccionados y soportados por la matriz, arcilloso-arenosa y amarillenta. Clastos, calcáreos de diámetro centimétrico y decimétrico, poco clasificados. Procesos de decalcificación de la parte superior del nivel. Caliche laminar continuo a techo y laminar y oolítico en el interior de la unidad.

Unidad C: Gravas inconsolidadas soportadas por la matriz, arcilloso-limosa, y con clastos calizos subredondeados, de milimétricos a decimétricos moderadamente seleccionados. Estructura interna de carácter fluvial.

Unidad D: Gravas inconsolidadas soportadas por la matriz, arcilloso-limosa y marrón claro. Clastos calizos, subredondeados, de diámetro milimétrico a decimétrico, abundantes en la parte inferior de la unidad.

Unidad E: Gravas inconsolidadas soportadas por la matriz, arcilloso-arenosa y marrón rojiza. Clastos calcáreos, subangulosos y principalmente centimétricos, aunque también decimétricos cerca de la falla. raíces actuales.

Unidad F: Limos y arcillas marrón oscuro que conforman el suelo subactual. Escasos cantos calcáreos, subredondeados, de milimétricos a decimétricos. Nódulos de $CaCO_3$.

Unidad G: Arenas de origen antrópico procedentes del campo de golf.

Unidad R1: Arcillas marrón rojizo con cantos escasos, centimétricos y decimétricos. Contiene fragmentos de carbón.

Unidad R2: Arcillas de color marrón oscuro situado por encima de R1. Contiene clastos calcáreos centimétricos, alguno decimétrico (corresponden a fragmentos de la unidad A1). También se han encontrado a techo de la unidad conchas de gasterópodos.

Unidad R3: Unidad arcillosa de color marrón oscuro con textura granular. Contiene algunos clastos calcáreos centimétricos subredondeados. En su interior además de encontrarse fragmentos de carbón se han encontrado conchas de gasterópodos.

Fig. 56) Perfiles geológicos de las paredes de las trincheras 1 y 2 (Golf Bonmont-Terres Noves). Las fallas se han indicado con trazo rojo grueso y los caliches con trazo verde. Se han situado también los horizontes evento y las muestras analizadas (rojo: uranio/torio; verde: termoluminiscencia; morado: polen).

TRINCHERA 1 - PARED SUR
E - W
HORIZONTE-EVENTO X
HORIZONTE-EVENTO Z
P68
P8
P9
P10
P11
50 C
51
50 C
50 Cinf
G
F
D
C
B
A1
F1
F2
F3

TRINCHERA 1 - PARED NORTE
E - W
P4
HORIZONTE-EVENTO Z
52
G
F
D
C
B
A2
A1
F1
F2

TRINCHERA 2 - PARED SUR
E - W
HORIZONTE-EVENTO Z
P6
CB6
P3
NF-3P
NF -CB2
P2
CB3
P1
NF-2P
CARGOLS
NF-7P
P5
CB5
CB2
57
G
E
F
B
D
R3
R2
R1
A1
F1
F2

TRINCHERA 2 - PARED NORTE
E - W
HORIZONTE-EVENTO Z
P7
56
56
P61
55 C
55
G
E
F
H
B
D
A2
A1
F1
F2'
F2

grado de consolidación muy elevado. La matriz es arenoso-limosa, con tonalidades rosadas. Los clastos son en su mayoría calcáreos de colores grisáceos, subangulosos, con un aspecto en general más brechoide que conglomerático y una selección moderada. Se observan diversas fracciones granolumétricas, que oscilan entre cm y dm. La matriz se hace más abundante hacia la parte superior de la unidad. No se aprecian estructuras internas. A techo de la unidad se observa un nivel de caliche laminar (< 2 cm), que la recubre parcialmente. En la pared sur de la trinchera 2, donde el afloramiento de la unidad es mayor, puede observarse como esta unidad ha estado afectada por procesos edáficos: se observa un sector a techo de la unidad claramente decalcificado (metro 2-3).

Unidad A2

Unidad arenoso-limosa de color marrón oscuro y con muy bajo grado de consolidación en la pared norte de la trinchera 1 y medio en la pared norte de la trinchera 2 (únicos sitios donde este nivel aflora). Contiene clastos, soportados por la matriz, de diversas fracciones granolumétricas que oscilan de cm a dm (fragmentos brechoides de hasta 40 cm). Los clastos son generalmente calcáreos gris oscuros, y son subangulosos-subredondeados con muy bajo grado de selección. Contiene fragmentos subangulosos de brechas formados por clastos calizos a su vez subangulosos, centimétricos y con matriz arenoso-arcillosa de color marrón claro que se han interpretado como procedentes de la unidad A1.

Unidad B

Unidad de conglomerados con grado de consolidación alto, selección moderada a baja y soportados por la matriz. La matriz es arcilloso-arenosa, con tonalidades amarillentas. Los clastos, calcáreos y con colores grisáceos, son de diámetro centimétrico y decimétrico, abundando los primeros. También se observan clastos de tamaño milimétrico, pero en menor proporción. Muchos clastos decimétricos son brechoides, formados por cantos calcáreos centimétricos y milimétricos y por matriz arenosa de color rosado a marrón claro. Es posible observar nódulos de $CaCO_3$, sobretodo en la zona que se encuentra en contacto con la falla. A lo largo de la unidad es posible encontrar lentejones, con poca extensión lateral, de clastos calcáreos centimétricos. Abundan en la mitad oriental de la trinchera 2. Aunque la estructura interna de la unidad, en general muestra paralelismo con el techo de la misma, en algunos sectores la disposición de los clastos (tanto los cm como los dm), hacen intuir una distribución de los mismos que definen *sets* que buzan hacia el este (pared norte de la trinchera 1).

Hacia techo de la unidad, y sobre todo en contacto con la falla F1, se observa como la unidad se encuentra afectada por procesos edáficos de decalcificación que alteran el material conglomerático disminuyendo el grado de consolidación (TR2S metro 4-5, 3, TR2N metro 1-4). También a techo de esta unidad y en su interior es posible encontrar niveles de caliche laminar (entre los 2 y los 5 cm de espesor). Los caliches encontrados en el interior de la unidad tienen una extensión limitada y se observan sólo en algunas paredes de las trincheras mientras que el superior es muy continuo.

Unidad C

Unidad de gravas, soportadas por la matriz, con bajo grado de consolidación y abundante matriz arcilloso-limosa de color marrón claro. Contiene clastos con diferentes fracciones granolumétricas, que oscilan desde mm a dm, en su mayoría calcáreos, de tipo subredondeado y con selección moderada. En la pared sur de la trinchera 1, en contacto con la falla F3 aumenta la proporción de clastos calcáreos milimétricos y centimétricos que se encuentran depositados en forma de canal (metro 17-18). Por encima de esta acumulación se observa un predominio de la arcilla, con algunos clastos centimétricos en su interior, siendo este nivel más potente en la pared norte. Por encima del nivel arcilloso-limoso y hacia techo de la unidad, vuelven a observarse acumulaciones lenticulares de clastos centimétricos, generalmente con extensión métrica.

Unidad D

Unidad de gravas con grado de consolidación moderado a bajo. Matriz arcilloso-limosa, de color marrón claro. Se observan diferentes fracciones granolumétricas, con clastos que oscilan del tamaño mm al dm, más abundantes hacia las partes bajas de la unidad. Éstos son calcáreos, de colores grisáceos, subredondeados. También se observa que algunos clastos dm son brechoides, con clastos calcáreos en su interior subangulosos-angulosos y matriz arenoso-arcillosa con tonalidades rosadas. A lo largo de la unidad, y a diferentes alturas de la misma, se observan lentejones de clastos calcáreos (de tamaño centimétrico) con extensión lateral métrica. En ambas paredes de la trinchera 2 se observa como el carácter limo-arcilloso de la unidad se incrementa hacia el este, disminuyendo el número de lentejones de clastos en esta dirección. Adosados a la falla F1 (trinchera 1, pared sur) se observan niveles de cantos (fragmentos brechoides) inclinados hacia el oeste (metro 9-10). En esta misma zona, la unidad muestra una elevada concentración de nódulos de $CaCO_3$.

Unidad E

Gravas soportadas por la matriz que es arcilloso-arenosa y de color marrón rojizo. Los clastos son mayoritariamente centimétricos, aunque también decimétricos en contacto con la falla. Los clastos son subangulosos y calcáreos, aunque también hay fragmentos brechoides (pared norte de la trinchera 1). La selección es de moderada a pobre. Se observa la presencia de raíces actuales. La geometría del cuerpo sedimentario es de cuña adosada a la falla F1.

Unidad F

Suelo subactual que se encuentra muy afectado por la presencia de raíces de la vegetación actual. Matriz limoso-arcillosa de color marrón oscuro. Contiene algunos cantos calcáreos de color grisáceo y con formas subredondeadas con diferentes fracciones granolumétricas, que oscilan de mm a dm. Se observa la presencia de algún nódulo de $CaCO_3$. Los clastos son, en general, más abundantes en la base de la unidad y decrecen a techo de la misma, no obstante en algunos sectores es posible encontrar acumulaciones de clastos centimétricos. La selección oscila entre pobre y moderada. La secuencia es granodecreciente. La unidad está soportada por la matriz.

Unidad G

Arenas de origen antrópico, utilizadas para crear un buen drenaje en el campo de golf. Sobre estas arenas se ha desarrollado un suelo, observable gracias a la presencia de raíces actuales. Color grisáceo, mientras que el suelo desarrollado a techo tiene un color más oscuro.

Unidad R1

Constituye la unidad más profunda entre las unidades de relleno cárstico. Se encuentra incluso por debajo de la unidad A1. Está constituida por un nivel arcilloso de color marrón rojizo. Contiene diferentes fracciones granolumétricas: centimétricas (clastos calcáreos subredondeados) y decimétricas (clastos calcáreos; más abundantes en la base de la unidad, y fragmentos brechoides (en la parte alta de la unidad). Contiene además fragmentos de carbón.

Unidad R2

Nivel arcilloso de color marrón oscuro situado por encima de R1. Contiene clastos calcáreos centimétricos, alguno decimétrico (corresponden a fragmentos brechoides de la unidad A1). También se han encontrado a techo de la unidad conchas de gasterópodos.

Unidad R3

Unidad arcillosa de color marrón oscuro con textura granular. Contiene algunos clastos calcáreos centimétricos subredondeados. En su interior además de encontrarse fragmentos de carbón se han encontrado conchas de gasterópodos.

Cronoestratigrafía

Para aproximarnos a la edad de las distintas unidades descritas se utilizarán las dataciones realizadas mediante uranio/torio, termoluminiscencia y radiocarbono, así como los resultados de los análisis polínicos. Todo ello enmarcado en el contexto general de la edad de los abanicos que nos ocupan. Es decir, las trincheras 1 y 2 se han excavado sobre el abanico de Cabrafiga, situado sobre la superficie de colmatación de la Unidad 3 del abanico de Les Planes, que se ha situado en el máximo del nivel del mar correspondiente al estadio isotópico 5, es decir alrededor de los 125000 años (véase cap. 4, Abanicos aluviales).

Se discutirá primero la edad de la unidad B, en particular de su techo, sobre la que se desarrolla extensamente un caliche laminar. Esta superficie tendrá una edad que será (fig. 57):

- Más antigua que los caliches que la tapizan.
- Más antigua que la edad de la falla que la corta, y la falla será de la misma edad o más antigua que los caliches desarrollados a lo largo de su plano.
- Más antigua que los caliches que cortan la unidad.
- Más antigua que la capa C.
- Más moderna que los depósitos de la Unidad A2.

Del caliche laminar que la tapiza se tiene datada una muestra (TR2S-56) tanto mediante termoluminiscencia como uranio torio:

U/Th: 80671 ± 1200

(Termulominiscencia: 173562 ± 15170)

Puesto que por criterios geomorfológicos (superposición y morfología de la superficie) sabemos que el abanico de Cabrafiga se sitúa sobre la superficie de colmatación del abanico de Les Planes (alrededor de 125000 años), pensamos que la edad obtenida por termoluminiscencia carece de sentido. Posible contaminación por alguna partícula del conglomerado sobre el que se desarrolla el caliche. Por lo tanto, el techo de la capa B ha de ser más antigua que 79471 años.

Se han datado los caliches que se encuentran en el plano de la falla F1, tanto por termoluminiscencia como mediante el método del uranio/torio:

Fig. 57) Gráfico con los datos geocronológicos que permiten acotar la edad del techo de la unidad B en las trincheras 1 y 2 (Golf Bonmont-Terres Noves).

TR1S-51 (termoluminiscencia): 91305 ± 7760
TR1S-50C (U/Th): 98510 ± 21677
(TR1S-50C (termoluminiscencia): 194444 ± 16760)
TR1S-50C inf (termoluminiscencia): 33.345 ± 7420
La muestra TR1S-50C tratada por termoluminiscencia da una edad carente de sentido por el mismo motivo que la muestra TR2S-56 y es por ello que no se toma en consideración. Por lo tanto, el techo de la capa B será más antigua que 76833 años.

Se han obtenido algunas edades (termoluminiscencia) de caliches que cortan a la unidad B:
TR2N-55: 30138 ± 4365
TR2N-55C: 90666 ± 16880
TR1N-52: 104344 ± 9360. Si bien este nivel de calcreta se sitúa sobre la unidad A1, forma parte de un sistema de caliches instalados en el interior de la unidad B.
Por lo tanto, el techo de la capa B será anterior a 79471 años, edad del caliche que la recubre.

El techo de la capa B será anterior a la edad de la capa C que lo recubre. Puesto que el análisis palinológico de las muestras P8 y P9 de la pared sur de la trinchera 1 ha permitido establecer para ellas una cronología relativa de edad würmiense, es decir, una edad comprendida entre 10000 y 70000 años años BP (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Polen1), el techo de la unidad B será anterior a dicha edad.

De las dos muestras recolectadas para análisis palinológico en la Unidad A2 (P4 en trinchera 1 y P61 en trinchera 2), sólo la P4 ha permitido sacar conclusiones de edad relativa. Correspondería, de acuerdo con la interpretación climática y la posición estratigráfica de la muestra, al estadio isotópico 5, es decir a una edad de entre 70000 y 130000 años años BP (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Polen1).

De todos los datos que anteceden puede concluirse que **el techo de la unidad B** es anterior a 79471 años y posterior a 130000 años años BP. A la vista de estos datos y considerando además que sobre el techo de B se encuentra un caliche laminar, hecho que implica su desarrollo y posterior erosión del suelo no carbonático que lo cubría, es decir, un importante lapso de tiempo, interpretamos que el techo de B **corresponde a la superficie de colmatación de los abanicos de la generación 3, que se ha atribuido al máximo del nivel del mar del estadio isotópico 5,y que, por lo tanto tiene una edad de unos 125000 años años BP**.

La figura 58 ilustra los datos que permiten acotar las **edades de las capas C y D**. Se han utilizado los siguientes criterios:

- La capa C ha de ser posterior al techo de B y posterior al desarrollo de calcretas en su parte alta y a la erosión del suelo no carbonático que recubría las calcretas, puesto que la capa C descansa directamente sobre el caliche laminar situado a techo de B.
- D ha de ser posterior a C (criterio de superposición) y entre ambas capas ha de haber habido un período de erosión (la capa C falta en la trinchera 2).

Fig. 58) Gráfico con los datos geocronológicos que permiten acotar la edad de las capas C y D en las trincheras 1 y 2 (Golf Bonmont-Terres Noves) así como mostrar el largo período sin sedimentación entre el techo de B y la base de C.

En base a análisis de correspondencias de pólenes y palinofacies las muestras P8 y P9 pueden diferenciarse claramente de P68 (pared sur, trinchera 1). Es decir las capas C y D pueden diferenciarse mediante su contenido polínico (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Polen3).

Las muestras P8 y P9 (pared sur de la trinchera 1) permiten acotar la edad de la capa C. La base de la misma no puede ser mucho más antigua que la muestra P9, puesto que ésta se encuentra muy cerca de la base de la capa C. Como ya se ha indicado el análisis palinológico de estas muestras arroja una cronología relativa de edad würmiense, es decir una edad comprendida entre 10000 y 70000 años años BP (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Polen1).

Por lo que se refiere a la capa D, cabe indicar que los análisis de correspondencia basados en pólenes y palinofacies, permiten correlacionar las muestras P6 y P7 de la trinchera 2 con la P68 de la trinchera 1 (véase DATACIÓN3-Anejos, Polen3). El análisis polínico de la muestra P68 permite datar los sedimentos que la contienen como anteriores a 8000 años años BP y comprendidos entre esta edad y unos 60000 años años BP (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Polen2). El contenido polínico de las muestras P6 y P7 sólo permite afirmar que son anteriores a 8000 años años BP (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Polen1).

Así, el análisis polínico permite diferenciar las capas C y D pero no darles un rango de edad que permita diferenciarlas. La diferenciación cronológica de estas capas ha sido posible gracias a la combinación de la correlación palinológica combinada con la datación mediante el método del radiocarbono. En efecto, en la trinchera 2, mediante el análisis de corres-

pondencias las muestras P6 y P7 pueden correlacionarse la muestra NF-2P de la unidad R2 del relleno de cavidades. Además cerca de la base de la unidad R2 se encontró un pedacito de carbón (muestra NF-CB2) que ha arrojado una edad mediante radiocarbono de 31050 ± 460 años BP (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Radiocarbono3). Por lo tanto la base de la capa D será poco más antigua de 30000 años años BP.

En resumen, **la edad de la capa C estaría comprendida entre algo anterior a los 70000 años años BP y un cierto momento anterior a los 30000 años (cerca de los 50000 ?). La capa D tendría una edad anterior a 8000 años y su base se tendría una edad algo más antigua que 30000 años.** Entre ambas capas habría habido un tiempo sin sedimentación, con procesos erosivos (fig. 58).

La unidad E tiene geometría de cuña coluvial y **ha podido ser bien datada** (fig. 59). Desde el punto de vista palinológico las muestras P11 (trinchera 1, pared sur) y P5 (trinchera 2, pared sur) han podido situarse en el período subatlántico del Holoceno, es decir entre la actualidad y unos 2600 años años BP (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Polen1). Además en la pared sur de la trinchera 2 se han obtenido dos

Fig. 59) Datos geocronológicos utilizados en el establecimiento de la edad de la cuña coluvial E en las trincheras 1 y 2 (Golf Bonmont-Terres Noves).

dataciones mediante radiocarbono: La muestra CB2 (pedacito de carbón) situada unos 20 cm de la base de E ha suministrado una edad convencional de radiocarbono de 570 ± 50 años BP, que corresponde a una edad calibrada (2s, 95% de probabilidad) comprendida entre 1430 y 1300 AD (véase DATACIÓN3-Anejos, Radiocarbono2). La edad convencional de radiocarbono de un concentrado polínico (CB5), de la muestra P5 situada muy cerca de la base de E es de 940 ± 40 años BP, que corresponde a una edad calibrada (2s, 95% de probabilidad) comprendida entre 1010 y 1195 AD (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Radiocarbono4). Por lo tanto **la base de E es ligeramente anterior a 1195 AD, en todo caso no anterior a 2600 años años BP.**

La **edad del relleno sedimentario de las oquedades de origen cárstico** (trinchera 2, pared sur) presenta un paralelismo con la de las capas C, D y E situadas por encima de B. La unidad superior (R3) tiene una edad comparable a E. Así, desde un punto de vista palinológico a las muestras P1, P2 y P3 les ha sido atribuida una edad inferior a unos 2600 años años BP, igual que a las muestras P5 y P11 de la capa E. Además, restos de carbón (muestra CB3) han suministrado una edad convencional de radiocarbono de 1020 ± 50 años BP, que corresponde a una edad calibrada (2s, 95% de probabilidad) comprendida entre 1075 y 1155 AD (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Radiocarbono2). Conchas de gasterópodos (muestra CARGOLS) han proporcionado una edad convencional de radiocarbono de 3180 ± 90 años BP, que corresponde a una edad calibrada (2s, 95% de probabilidad) de 1265 a 800 años BC (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Radiocarbono2). Como ya se ha indicado la unidad R2 tiene un contenido en pólenes y palinofacies comparable al de las muestras de la unidad D. No se tienen datos cronológicos de la unidad R1, situada por debajo de R2.

Historia sedimentaria

La unidad A2 se depositó poco antes del máximo del nivel del mar del estadio isotópico 5. Posteriormente sedimentó la capa B, cuyo techo coincidiría con el máximo mencionado, es decir tendría una edad de unos 125000 años años BP. A continuación tuvo lugar un período relativamente largo de no deposición y erosión durante el que se formó el caliche bien desarrollado que se extiende sobre la superficie de 125000 años y la erosión del suelo decalcificado que lo cubría. Durante este tiempo se desarrolló el carst que creó las cavidades que serán posteriormente rellenadas.

Después de este período erosivo durante un tiempo situado entre desde poco antes de los 70000 hasta unos 50000 años años BP, se depositó la capa C y posiblemente (?) la unidad del relleno de las cavidades cársticas, R1. Un período de erosión, probablemente de más corta duración que el que sucedió a la deposición de B, precedió la sedimentación de D y del relleno R2, que ocurrió en un tiempo comprendido entre algo

antes de los 30000 años años BP y unos 8000 años años BP. La cuña coluvial E, así como la unidad del relleno cárstico R3, ocurrió en un período de tiempo comprendido entre los 2600 años años BP y la actualidad.

El nivel F corresponde al suelo actual y el G a acopios de arenas realizados con motivo de la adecuación del campo de golf.

6.2.3. Las estructuras de deformación

En las trincheras 1 y 2 se han distinguido estructuras que se asocian a 3 fallas que, de oeste a este, se han denominado F1, F2, y F3 (fig. 56 y Datación 1999, DATACIÓN2-Atlas).

La falla F1 (figs. 60, 61 y 62) se observa en todas las paredes expuestas en las trincheras 1 y 2. Se pone claramente de manifiesto por el desplazamiento del límite entre las unidades A1 y B y por la presencia de la cuña coluvial E. El plano de falla buza, en general, fuertemente hacia el este, aunque en la pared norte de la trinchera 2 lo hace hacia el oeste. A lo largo del plano de falla se ha desarrollado un caliche de grosor centimétrico lo que sugiere que dicho plano ha sido utilizado como vía de circulación de las aguas en relación con el carst. En relación a este fenómeno, en la trinchera 2 pared sur, se observa una decalcificación de la unidad D (la arquitectura de la unidad B es todavía reconocible), junto a la falla y por debajo de la cuña coluvial E. En idéntica posición, en la pared sur de la trinchera 1, se observa una disposición general semejante, pero la interpretación propuesta para la trinchera 2 no es aquí evidente, puesto que de ser cierta, el proceso de decalcificación habría sido de tal magnitud que no habría respetado la arquitectura de la capa B. Podría interpretarse, también como parte de la cuña coluvial que rellenaría un hueco creado entre la falla y la capa D en relación con la apertura de una grieta asociada a esta falla y rellena por material de la unidad D. En la pared norte de la trinchera 1 se observa una pequeña fractura asociada a F1.

La falla F2 se observa bien, aunque bajo distintos aspectos, en todas las paredes de las trincheras 1 y 2. En la trinchera 1, pared norte, separa las unidades A2 y A1 y está sellada por la unidad B que, de todas maneras, está abombada y presenta una grieta que la atraviesa completamente en la prolongación de la falla (fig. 60). En la pared sur de esta misma trinchera no alcanza a verse la base de la unidad B, y en la posición de la falla F2, la unidad B presenta una grieta abierta, sin desplazamiento vertical, rellena por material de la unidad D. El plano de falla oscila alrededor de la vertical. La arquitectura interna de la unidad D por encima de dicha grieta sugiere un hundimiento de los materiales de D dentro de la grieta. En el interior de la grieta los materiales de D están extraordinariamente alterados, lo que sugiere una importante circulación de agua (el carácter contaminado por pólenes recientes de la muestra P10, situada justo encima de dicha grieta, abona esta

Fig. 60) Pared sur de la trinchera 1. Se observa la falla F1 que pone en contacto la unidad consolidada B con las unidades E y C, esta última rellenando una grieta junto a la falla. En primer término, la grieta abierta que se correlaciona con la falla F2. En la parte superior de la fotografía, en primer término, el suelo F (comparar con figs. 56 y 61).

Fig. 61) Falla F1 en la trinchera 1, pared sur. Se aprecia la falla que separa los materiales de la unidad B en el oeste (derecha) de los de la unidad D rellenando una grieta. En el cuadrante inferior izquierdo, la unidad B claramente hundida respecto su posición en el bloque occidental. También se observa la cuña coluvial E, adosada a la falla. Comparar con figura 56.

Fig. 62) Falla F1 en la pared sur de la trinchera 2. Se aprecia muy bien la cuña coluvial E, los caliches desarrollados a lo largo del plano de falla y la zona decalcificada adosada a la falla bajo la cuña coluvial. En la parte superior, el suelo F y las arenas de acopio G.

interpretación, véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Polen1). La alteración también podría haber sido ocasionada por la presencia de raíces. En la trinchera 2, pared sur, la falla F2 está sellada por la unidad B y ésta está ligeramente abombada. La falla F2 limita por el oeste las cavidades cársticas. En el suelo de la trinchera se pudo observar como esta falla se desdobla hacia el norte y, en la pared norte de dicha trinchera se manifiesta por dos fallas muy próximas. La rama más occidental (F2) separa las unidades A1 y A2 y está sellada por la unidad B. La rama oriental (F2') rompe la unidad B y está sellada por el suelo actual (F). No ha sido posible determinar la magnitud del desplazamiento del contacto entre B y D, puesto que el grado de consolidación de la unidad B disminuye al acercarse a F2', de manera que es difícil situar con seguridad el límite entre B y D más allá de donde se ha coloreado en la figura 56. Esta zona se complica por la presencia de la unidad arcillosa H relacionada con procesos de decalcificación asociados a raíces.

La falla F3 se observa únicamente en la trinchera 1, pared sur. Se pone de manifiesto por el desplazamiento del techo de la unidad B. Al pie del escarpe de falla los depósitos de la unidad C presentan la arquitectura sedimentaria propia de canal. En la pared norte de la misma trinchera esta falla no es visible, probablemente debido a la poca profundidad de la excavación. En la trinchera 2 no se observa esta falla.

Fig. 63) Restitución de la pared sur de la trinchera 1 (Golf Bonmont-Terres Noves). Obsérvese la distinta magnitud del deslizamiento vertical de los eventos X y Z.

6.2.4. Los eventos paleosísmicos

Evento Z

Es el más reciente de todos los observados y queda bien representado tanto en la trinchera 1 como en la trinchera 2. Viene definido por la cuña coluvial de la unidad E desarrollada contra la pared de la falla. El escarpe original producido por este evento sufrió erosión parcial anteriormente a la deposición de la parte superior de la cuña coluvial que, como puede verse en las cuatro secciones comentadas, se dispone parcialmente sobre el escarpe erosionado. Es especialmente claro en las paredes norte de ambas trincheras. El alto grado de consolidación de la unidad B impidió el desmoronamiento rápido de la misma en el escarpe de falla. La cuña coluvial (E) representa la acumulación de fragmentos de la unidad B procedentes del escarpe (p. ej. , trinchera 1, pared norte) soportados por materiales detríticos más finos procedentes de suelos erosionados por las aguas de escorrentía. El potencia máxima de la cuña coluvial es de unos 70 cm (trinchera 2, pared norte). El desnivel vertical producido por este evento estaría comprendido entre 0.7 m (grosor máximo observado de la cuña coluvial asociada) y 1 m si se incluye en este salto la parte más erosionada del escarpe (véase la restitución propuesta de la trinchera 1, pared sur, fig. 63).

Este evento, aparte de ser el responsable del salto asociado a la cuña coluvial E en la falla F1, sería también el responsable de la apertura de la fractura (trinchera 1, pared sur) con el consiguiente hundimiento de materiales de la unidad D en la misma. Igualmente habría dado lugar a una cierta reactivación de la falla F2 que se habría traducido en un cierto abombamiento de la unidad B (trinchera 1, norte y trinchera 2 sur) con agrietamiento de la misma (trinchera 1). En la pared sur de esta trinchera la grieta se habría abierto y en su interior se habrían hundido materiales de la unidad D. Posiblemente esta reactivación de la falla F2 habría conducido a la rotura con desplazamiento de la unidad B en la trinchera 2, pared norte. De todas maneras la magnitud de esta reactivación es difícil de evaluar. En todo caso, ello indica que los valores estimados a partir de la restitución de la pared sur de la trinchera 1 son valores mínimos.

La edad de este evento ha de estar comprendida entre la base de la cuña coluvial y el techo de la unidad D. De acuerdo con este criterio y los datos previamente expuestos representados en las figuras 58 y 59, este evento debió de producirse necesariamente entre unos 30000 años años BP y 1195 AD.

Esta ventana es extraordinariamente amplia. Pensamos que si bien la cuña coluvial E no es una cuña coluvial de acuerdo con el concepto clásico, el sismo correspondiente al evento Z debió de ocurrir poco tiempo antes de la edad de la base de E, es decir entre 1195 AD y unos 2600 años años BP, y que la base de la cuña E debe considerarse como el horizonte evento Z. Desde una perspectiva conservadora podría situarse en unos 15000 años años BP.

Se trataría pues de un evento muy reciente, pero anterior a los registrados en el catálogo histórico. Fontseré e Iglésies (1971) citan únicamente dos terremotos en el siglo XII (1101 y 1152, registrados en Ripoll) y dos en el siglo XIII. Hay que tener en cuenta que no es hasta la mitad del siglo XII que se produce la ocupación catalana de Lérida y Tortosa y que la carta de población a los habitantes de Tarragona se les da en 1153. Así pues el área que estudia el proyecto DATACIÓN está desprovista de fuentes documentales catalanas que puedan informar adecuadamente sobre fenómenos sísmicos anteriores a la ocupación de esta zona nororiental de Al-Andalus por los catalanes. Habría que buscar en fuentes documentales musulmanas para intentar averiguar si durante la ocupación musulmana (aproximadamente entre los años 700 y 1150, Recasens i Comes, 1980) de éste área tuvo lugar algún sismo que pudiera asociarse a las estructuras descritas

Evento X

Viene claramente marcado por el desplazamiento del techo de B a lo largo de la falla F3 (trinchera 1, pared sur). La falla F3 y el escarpe, parcialmente erosionado, está sellado por la unidad C. A parte del salto observable a lo largo de la falla F3, este evento también sería el responsable del salto residual en la falla F1 que queda al restituir el salto asociado a la cuña coluvial (E). Véase la restitución de la trinchera 1, pared sur. La suma del salto residual de la falla F1 y el que se observa en la falla F3 da un valor comprendido entre 1.4 y 2 m. (fig. 63).

Este evento se habría producido posteriormente a la edad del techo de B y anteriormente a la base de C. De acuerdo con los datos de la cronoestratigrafía resumidos en las figuras 57 y 58, este evento debe situarse en un momento entre los 125000 y los 30000 años años BP. Si se interpreta la base de C como el horizonte evento X, habría que pensar que el momento en que sucedió el evento X difícilmente habría sido posterior a los 70000 años. Más adelante se volverá sobre ello.

Evento W1-2

Viene indicado por la falla F2 y su sellamiento por la unidad B (trinchera 1, pared N y trinchera 2, ambas paredes). La unidad detrítica grosera A2 podría interpretarse como la cuña coluvial asociada a dicho evento. En este caso el desplazamiento vertical mínimo sería de unos 0.8 m que corresponden al máximo grosor observable de la unidad A2. El horizonte evento W1-2 sería la base de la unidad A2, nivel no alcanzado en la excavación.

De acuerdo con los datos cronoestratigráficos resumidos en las figuras 57 y 58, puede afirmarse que el evento W1-2 ocurrió anteriormente a 125000 años, pero no puede establecerse un límite inferior de edad (falta de datos).

Tasa de deslizamiento y paleosismos

El perfil topográfico levantado a través del escarpe en la zona donde se abrieron las trincheras 1 y 2 tiene una longitud que excede los 400 m (fig. 44). Es suficientemente largo como para que tanto en el bloque levantado como en las partes más alejadas de la falla del bloque hundido aflore la superficie de 125000 años. Por lo tanto el desnivel vertical de 3.5 m (fig. 44) que se obtiene corresponde al desnivel vertical acumulado desde hace 125000 años hasta la actualidad. Como consecuencia, la tasa de deslizamiento vertical entre 125000 años años BP y la actualidad es de 0.02 mm/año (fig. 64).

La recta inclinada del gráfico de la figura 64 representa la tasa de deslizamiento vertical. Teniendo en cuenta todo lo expuesto hasta este momento se han representado los eventos descritos en la trinchera 1 y 2. Se han indicado los saltos máximo y mínimo estimados. El evento Z se ha situado a unos 3000 años años BP y el evento X cerca de los 60000 años, de manera que al aplicarle el deslizamiento vertical observado sea coherente con la tasa de deslizamiento estimada a partir del escarpe.

Se constatan dos hechos. 1) El evento X presenta un deslizamiento vertical de un valor doble al del evento Z. Ello podría sugerir que de hecho se tratara de dos eventos y que dada la discontinuidad del registro estratigráfico no se hubieran podido distinguir. Este hecho es posible, puesto que hay una interrupción sedimentaria que abarca desde unos 125000 años años BP (techo de B) hasta cerca de los 70000 años años BP. (base de C), es decir, unos 50000 años sin expresión sedimentaria. 2) El deslizamiento vertical acumulado desde 125000 años años BP hasta la actualidad (3.5 m) excede al valor que se obtiene de la adición de los deslizamientos de los eventos descritos (aprox. 2.5 m.). Es decir falta aproximadamente 1 m, salto vertical que podría corresponder a un sismo de las dimensiones del evento Z o de la mitad del evento X que, temporalmente se situaría entre ambos eventos.

6.3. Trinchera 3 (Casalot)

Se ha excavado donde el escarpe de falla separa el abanico de Les Planes (Unidad 3) del abanico de Cabrafiga (Unidad 4). Véase figura 53.

Fig. 64) Gráfico tiempo vs. deslizamiento vertical que muestra la tasa de deslizamiento vertical estimada a partir desnivel del escarpe y las características de los paleoeventos descritos en las trincheras 1 y 2 (Golf Bonmont-Terres Noves).

6.3.1. Elección del emplazamiento

El área escogida para la excavación de la trinchera 3 se encuentra en la zona del Casalot, en la que el escarpe de falla de Montroig pone en contacto a los materiales del abanico de generación 3 en el bloque levantado, al noroeste, con los materiales del abanico de generación 4 en el bloque hundido, al sudeste. Desde el cruce del escarpe con el trazado de la autopista A-7, justo al S del campo de golf Bonmont-Terres Noves, hacia el sur, el escarpe de falla de Montroig se encuentra altamente antropizado. Así, además de cruzar dos veces el trazado de dicha autopista, al sur de la zona del Casalot, el escarpe pasa actualmente inadvertido hasta el barranco de LLastres debido a la construcción de una urbanización encima del mismo. Solamente la existencia de fotografías aéreas anteriores a tal antropización han permitido cartografiar el escarpe. A pesar del elevado grado de modificación del terreno, el desnivel total acumulado a lo largo del escarpe se ha podido medir con perfiles topográficos largos perpendiculares al mismo. Así, al sur de la urbanización el escarpe tiene un desnivel de 9.5 m y en la zona de la urbanización de 2.5 m (perfiles Hospitalet 1 y 2). Al norte de la urbanización, en la zona del Casalot, los dos perfiles microtopográficos levantados indican un desnivel de hasta 9 m. Esta ha sido la zona escogida para la excavación de la tercera trinchera ya que solamente en este tramo el escarpe pone en contacto las dos generaciones de abanicos mencionadas al principio.

La elección de la localización de la trinchera 3, en este marco, se ha realizado menos en función del contexto microgeomorfológico que en función del mínimo nivel de modificación artificial del terreno. El carácter altamente modificado del terreno impide un análisis detallado del mismo para la selección del óptimo emplazamiento de la trinchera donde exista un equilibrio entre los procesos de erosión y de sedimentación en el mismo sentido que el expuesto para las trincheras 1 y 2. Así, considerando que las gravas pertenecientes al abanico de generación 4 han sido explotadas como áridos a lo largo de casi todo el escarpe, y que solamente existe un punto en el que se ha preservado la disposición original de los materiales, se ha seleccionado esta localización para la excavación de la trinchera 3.

6.3.2. Estratigrafía

En esta trinchera (fig. 65) se distinguen dos grandes unidades: al oeste, el bloque elevado formado, de base a techo,

por las unidades H, I1, I2 e I3 que pertenecen al abanico de Les Planes, de la tercera generación de abanicos, mientras que la parte oriental de la trinchera, el bloque hundido, que se atribuye al abanico de Cabrafiga de la 4ª generación, está formada, de base a techo por las unidades J, K y L. Los materiales del abanico de Les Planes (parte occidental de la trinchera) presentan un aspecto de macrobrecha, con grandes bloques de hasta 2 a 3.5 m de diámetro con una elevada porosidad en gran parte rellenada por sedimentos terrígenos, en la zona de falla debido a la coincidencia de la zona de falla con una zona de cavidades cársticas. En el relleno de las cavidades se han distinguido dos unidades, de base a techo, R1 y R2.

Litoestratigrafía

Unidad H

Unidad de conglomerados soportados por la matriz fuertemente consolidados. La matriz es arenoso-arcillosa, con tonalidades rosadas. Los clastos son mayoritariamente de caliza, subangulosos y con predominio del diámetro centimétrico y decimétrico, pobremente seleccionados. No muestra estructuras sedimentarias claras.

La unidad se encuentra parcialmente cubierta por un pequeño nivel de caliche laminar (de aproximadamente 2-3 cm). Muestra una gran fracturación, con grietas abiertas de hasta 5-15 cm de ancho, algunas de ellas rellenas de material correspondiente a la unidad I1.

Unidad I1

Unidad arcillosa con un grado de consolidación variado debido a un diverso grado de calichificación. Puede dividirse en 3 subniveles (de base a techo): 1) nivel bastante calichificado, de color rosado, con fracturación interna que define bloques elongados de hasta 30 cm de diámetro máximo según el corte. Su eje máximo buza hacia el este tendiendo a verticalizarse en las partes inferiores del nivel, tendiendo a paralelizarse a la falla F1 2) nivel arcilloso consolidado con abundantes pequeñas concreciones carbonatadas típicas de los horizontes de caliche, más abundantes cerca de la falla F1; contiene algunos clastos de caliza centimétricos, subangulosos, bien seleccionados. 3) nivel discontinuo de arcillas rojas de hasta 15 cm de espesor.

El nivel de arcillas rojas define, cuando está presente, el límite con la unidad I2. En el caso contrario el límite queda definido por la presencia de pequeños clastos (centimétricos) de la parte superior del segundo nivel claramente angulosos y fácilmente diferenciables de los clastos subredondeados-redondeados que dominan mayoritariamente en la unidad I2.

Unidad I2

Unidad conglomerática, de base erosiva, soportada por los clastos y de consolidación moderada. La matriz es arcillosa de color marrón claro. Los clastos son de caliza, mayoritariamente subredondeados-redondeados, aunque algunos son claramente angulosos, de diámetro centimétrico y decimétrico, con algunos superiores a 10 cm. La selección de estos clastos es moderada. A pesar de que el grado de consolidación general es bajo en alguna zona más expuesta a la circulación de aguas la unidad está fuertemente consolidada, como en la zona fallada (falla F1) o cerca de la superficie.

La estructura interna de la unidad es escasa aunque en algún caso se distinguen algunos canales de arena. Se observan niveles de caliche, tanto a techo de la unidad, recubierta parcialmente por un nivel de caliche laminar de grosor inferior a los 2 centímetros, como en su interior donde son tanto laminares como oolíticos y del orden de los 3-5 centímetros de potencia.

Unidad I3

Unidad de conglomerados soportados por la matriz, muy fuertemente consolidados. Afloran solamente en la zona de falla, en el suelo de la trinchera. La matriz es arcillosa, de color rosado. Los clastos son de caliza, centimétricos y localmente decimétricos, predominantemente subangulosos aunque también algunos son redondeados. A techo de la unidad se ha desarrollado pobremente un caliche.

Unidad J

Unidad de conglomerados soportados por la matriz con un grado de consolidación fuerte. La matriz es arcillosa de color rosado. Los clastos son de caliza, y de conglomerados, de tamaño decimétrico y de forma angulosa a subangulosa, con una selección moderada. La unidad muestra una clara organización interna en forma de sets que buzan hacia el SE con una inclinación subaparalela a la inclinación del escarpe de falla. Esta estructura interna se halla reforzada por el desarrollo de caliches paralelos a los sets lo que da a la unidad una apariencia muy consolidada. Esta unidad tiene disposición de cuña adosada a la falla F2 y aunque en la trinchera no es posible observarlo, su extensión lateral es reducida. Ello puede apreciarse en la explotación de áridos situado justo al norte de la trinchera. Allí puede constatarse la presencia de dicha unidad junto a la falla y su ausencia a unos 50 m de la misma, donde las unidades terrígenas suprayacentes descansan sobre una unidad conglomerática comparable a las unidades I.

Unidad K

Unidad de conglomerados soportados por la matriz que es arcilloso-limosa, y con un grado de consolidación medio-bajo. Contiene dos subniveles (de base a techo): 1) nivel con matriz arcilloso-limosa de color marrón oscuro, con clastos subangulosos de caliza decimétricos (en algunos casos bloques) y centimétricos y selección moderada; 2) nivel con mayor porcentaje de matriz arcilloso-limosa de color marrón claro con

más abundancia de clastos de tamaño centimétrico y buena selección, a menudo difícil de distinguir del nivel anterior; y que hacia la parte superior incrementa su contenido en matriz arcilloso-limosa de color rojizo. En la parte alta contiene clastos centimétricos, aunque en la proximidad de la falla F2 y en contacto con la unidad I2 aumentan los clastos decimétricos. Cerca de la falla la selección es moderada y esta unidad es a menudo difícil de distinguir de la unidad L.

Nivel L

Nivel formado por arcillas y limos de color marrón oscuro con un grado de consolidación bajo. Los clastos de caliza que se encuentran en su interior son centimétricos y localmente cerca de la falla F2, en contacto con la unidad I2, decimétricos, subangulosos-subredondeados y de selección moderada. A techo de la unidad se desarrolla el suelo actual y contiene abundantes raíces actuales.

Unidad R1

Unidad arcillosa inconsolidada de color marrón claro. Contiene clastos mayoritariamente de caliza, subangulosos, y con diferentes fracciones granolumétricas, con predominio de los centimétricos y los decimétricos, éstos más abundantes en contacto con las fallas F2 y F3, con una selección de pobre a moderada. En la base de la unidad se encuentra un pequeño nivel arcilloso de color marrón oscuro con pequeños clastos dispersos en su interior (porcentaje inferior al 5 %). La unidad contiene fragmentos de carbón, generalmente a techo de la misma.

Unidad R2.

Unidad arcillosa inconsolidada de color oscuro sin apenas clastos. En la base de la unidad hay un nivel de unos 20 cm de potencia como máximo de arcilla bien laminada, sin clastos. Sobre este nivel las arcillas incluyen algunos clastos, que son de caliza, centimétricos y milimétricos, más abundantes en las partes altas de la unidad. La selección es moderada y la unidad granodecreciente. Contiene raíces actuales y también abundantes fragmentos de carbón y conchas de gasterópodos. En su interior se han encontrado restos (acumulaciones de excrementos, cáscaras de nueces, huesos de frutos de almez, e incluso tres latas de conserva muy oxidadas) que atestiguan la excavación de madrigueras.

Unidad H: Conglomerados soportados por la matriz, arenoso-arcillosa y rosada, fuertemente consolidados. Clastos de caliza, subangulosos y de diámetro centimétrico y decimétrico, no seleccionados. Caliche laminar a techo. Grietas abiertas.

Unidad I1: Arcillas inconsolidadas rosadas. Importante calichificación en la base con fábrica fracturada, nódulos de caliche en la parte media y cerca de la falla y nivel arcilloso rojo a techo.

Unidad I2: Conglomerados marrón claro poco consolidados, soportados por los clastos que son calizos de diámetro centimétrico a decimétrico y subredondeados. Caliches laminares a techo y en el interior.

Unidad I3: Conglomerados muy fuertemente consolidados, soportados por la matriz, arcillosa y rosada. Clastos calizos, centimétricos y localmente decimétricos, subangulosos a redondeados. Caliche pobre a techo.

Unidad J: Conglomerados consolidados, soportados por la matriz, arcillosa y rosada. Clastos angulosos de caliza y de conglomerados, de tamaño decimétrico y selección moderada. Desarrollo de caliches paralelos a la estructura interna en sets.

Unidad K: Conglomerados soportados por la matriz, arcilloso-limosa, de color rojo, poco consolidados. Cantos de caliza poco abundantes, decimétricos y centimétricos.

Nivel L: Arcillas y limos marrón oscuro inconsolidados. Algún clasto de caliza subanguloso-subredondeado y de selección moderada. A techo se ha desarrollado el suelo actual con abundantes raíces actuales.

Unidad R1: Arcillas inconsolidadas color marrón claro. Contiene clastos de caliza pobremente seleccionados, subangulosos, centimétricos y fragmentos de carbón a techo.

Unidad R2: Arcillas inconsolidadas sin apenas clastos, calizos, centimétricos y milimétricos, más abundantes en las partes altas de la unidad. Selección moderada. Contiene raíces actuales y abundantes fragmentos de carbón y conchas de caracoles.

Fig. 65) Perfiles geológicos de la trinchera 3 (Casalot) con situación de las muestras analizadas. Las fallas se han indicado con trazo rojo grueso y los caliches con trazo verde. Se han situado también las muestras analizadas (rojo: uranio/torio; verde: termoluminiscencia; morado: polen).

TRINCHERA 3 - PARED SUR
E - W
SOR 2
P13
P48
P20
P19
P17
P15
P16
P18
75
P8
CB3
P2
CB6
P1
P32
CG4
74
P3
P4
L
K
J
I2
I1
H
R2
R1
F1
F2
F3

TRINCHERA 3 - PARED NORTE
E - W
CB19
70
L
K
J
I2
I1
H
R2
R1
F1
F2
F3

Cronoestratigrafía

Las unidades del abanico de Les Planes (Unidades H, I1, I2 e I3), bloque levantado, tienen una edad anterior a 125000 años años BP, puesto que se sitúan por debajo de la superficie de colmatación de dicho abanico, a la cual ha sido atribuida dicha edad (véase cap. 4-Abanicos aluviales).

Las edades que se han obtenido confirman este hecho. No se ha obtenido resultado alguno de la muestra 70, situada en el caliche laminar desarrollado a **techo de H**, analizada mediante el método del uranio/torio, puesto que se trataba de una muestra altamente contaminada.

La **unidad I2** ha proporcionado dos buenos datos geocronológicos: La muestra SOR2 extraída de un lentejón de arenas cerca de la base de la unidad I2, analizada mediante termoluminiscencia, ha arrojado una edad de 224 ± 21630 años BP, y la muestra 74, tomada de un caliche laminar de la unidad I2, en la zona de macrobrechas y situada estratigráficamente en una posición más alta que la muestra SOR2, ha suministrado, con el método uranio/torio, una edad de 158803±13235 años BP.

En el bloque hundido (Unidades J, K y L), también han podido obtenerse algunos datos geocronológicos de interés para la interpretación paleosismológica de esta trinchera.

El **techo de la unidad J** ha podido ser datado en aproximadamente 125000 años BP (fig. 66). En el interior de la unidad el caliche laminar de la muestra 75 ha proporcionado una edad basada en el método uranio/torio de 138035 ± 6000 años BP. Por otra parte, el análisis polínico de las muestras 13 y 48, situadas en la parte inferior de K permiten pensar que deben situarse, cronológicamente, en el estadio isotópico 5, entre

Fig. 66) Datos geocronológicos utilizados para datar el techo de la capa J en la trinchera 3 (Casalot).

70000 y 130000 años BP (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Polen2) Estos datos, junto con el elevado grado de calichificación y su contacto neto con la unidad K, permiten pensar en una edad de **125000 años BP para el techo de la unidad J**. Un dato adicional que es congruente con esta interpretación es el resultado de la datación (U/Th) del caliche a techo de los conglomerados comparables a I situados estratigráficamente por debajo de la unidad J. La muestra datada (muestra 71) ha sido obtenida en la grieta abierta (unos 30 cm) de extensión plurimétrica que se encuentra en la explotación de gravas abandonada al norte de la trinchera. Este caliche tiene una edad de 161885 ± 10845 años BP.

El análisis polínico de las muestras 18, 19 y 20 de la **parte alta de la capa K** a pesar de mostrar ciertas diferencias con las muestras 13 y 48 (disminución de la cobertura arbórea, aumento de termo-xéricos y disminución de mesófilos) se han interpretado como pertenecientes a una fase interestadial o interglacial anterior al estadio isotópico 3 (presencia de pino del tipo *haploxylon*). Podría tratarse delo estadio 5 (aproximadamente entre 70000 y 130000 años BP, véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Polen2).

La muestra 15 de la **capa L**, si bien es pobre en contenido de pólenes, los análisis de correspondencias basados en pólenes y palinofacies, permiten correlacionar esta muestra con las muestras P6 y P7 de la capa D de la trinchera 2 años BP (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Polen3), cuya edad está comprendida entre 8000 años BP y algo antes que 30000 años BP.

En lo que se refiere a la **cronología del relleno** de las oquedades cársticas, las dos unidades definidas quedan bien diferenciadas desde el punto de vista palinológico. Así las muestras 8 y 32 de la **Unidad R1** son totalmente comparables a las muestras 13 y 48 y por lo tanto cabe atribuir a estos depósitos **una edad comprendida entre 70000 y 130000 años BP**. Las muestras 1, 2, 3 y 4 situadas en la unidad R2 presentan asociaciones polínicas características para edades posteriores a 8000 años BP, y muy probablemente, comprendidas entre 2600 años BP y la actualidad. Los análisis mediante el método del radiocarbono en fragmentos de carbón y conchas de gasterópodo confirman estas edades. Los resultados obtenidos son los siguientes años BP (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Radiocarbono3):

TR3S-CB3: convencional, 310 ± 50 años BP
calibrada (2s, 95% de probabilidad), 1460 a 1610 AD.
TR3S-CG4: convencional, 1670 ± 50 años BP
calibrada (2s, 95% de probabilidad), 250 a 530 AD.
TR3S-CB6: convencional, 250 ± 50 años BP,
calibrada (2s, 95% de probabilidad), 1515 a 1585; 1625 a 1685; 1740 a 1810; 1930 a 1950 AD.
TR3N-CB19: convencional, 250 ± 50 años BP,
calibrada (2s, 95% de probabilidad), 1515 a 1585; 1625 a 1685; 1740 a 1810; 1930 a 1950 AD

En resumen, el relleno de las oquedades designado como **R2 es**

extraordinariamente reciente (histórico) y como ya se ha indicado ha sido retrabajado en la actualidad (madrigueras).

6.3.3. Las estructuras de deformación

Se destacan tres fallas, F1, F2 y F3 identificables en ambas paredes de la trinchera y que permiten sacar algunos datos para establecer la historia paleosísmica de la falla. Además hay otras fallas que si bien causan desplazamientos de algunos niveles, dada su relación general con la estratigrafía y los datos geocronológicos disponibles, no aportan datos paleosísmicos suficientemente fiables. También hay que indicar la presencia de grietas subverticales abiertas en las unidades mejor consolidadas, como es el caso de la unidad H, en algunos caso rellenadas por materiales de I1.

La falla F1, de hecho una zona de falla, es arqueada, de manera que en la parte baja de la trinchera buza fuertemente al este mientras que en la alta lo hace hacia el oeste (fig. 68). Es especialmente evidente el desplazamiento que causa al nivel arcilloso del techo de I1 (fig. 69). En la pared sur el salto de este nivel es de 1m. Esta falla no disloca la superficie que, en la zona donde la falla alcanza la superficie, ésta presenta una inclinación moderada, superior a la general de la superficie de colmatación de la Unidad 3 y muy inferior a la de la parte más baja del escarpe.

La falla 2, buza fuertemente hacia el este y pone en contacto los materiales más recientes del bloque hundido (J, K y L) con los del levantado (zona cárstica desarrollada en I). Es especialmente clara en la pared norte (fig. 67) y en la pared sur queda fosilizada por la parte alta de la capa L. Al pie de esta falla se encuentra la cuña coluvial (Unidad J) cuyo techo tiene la edad de 125000 años BP y que junto a la falla presenta una potencia mínima de 2 m.

La falla 3, atraviesa la zona de macrobrechas (fig.

Fig. 67) Trinchera 3, pared norte. Se observa la falla F2 que pone en contacto la macrobrecha cárstica (izquierda) con las unidades J, K y L del bloque hundido (derecha). En la zona de brechas se aprecia la falla F3 que buza hacia el oeste (izquierda). Se observan oquedades cársticas parcialmente rellenas por arcillas de la unidad R2. En el techo de las oquedades cársticas superiores, las trazas de la circulación cárstica forzada. Comparar con la figura 65.

Fig. 68) Zona de falla F1 en la pared sur de la trinchera 3. Se observa el escarpe y la zona de macrobrecha cárstica en la unidad I2 y las oquedades rellenas por las rocas detríticas finas no consolidadas de las unidades R1 y R2.

Fig. 69) Trinchera 3, pared sur. En el centro, la zona de falla F1. Al oeste (derecha) de la falla se observan, de base a techo, el nivel consolidado H junto al suelo, el nivel I1 en el que destaca el nivel de arcillas rojizas que lo culmina, y sobre este nivel los conglomerados de I2. Puede apreciarse el hundimiento del nivel de arcillas de I1 al cruzar la falla. En la izquierda de la fotografía la macrobrecha cárstica. Comparar con la figura 65.

67), buza hacia el oeste y en la pared norte puede estimarse que presenta un salto del orden del metro (desplazamiento observado en distintos niveles característicos). En la pared sur dadas las características de las macrobrechas es más difícil establecer el salto de la falla. En todo caso puede afirmarse que esta falla afecta a los materiales de la capa L, y que por lo tanto ha tenido una actividad reciente.

6.3.4. Los eventos paleosísmicos

Evento Z

Viene definido por la falla F3, que desplaza niveles de referencia dentro de la zona cárstica y que afecta a la capa L. No se observan materiales coluviales asociados al movimiento de la falla F3 posterior a la capa L. El deslizamiento vertical de este evento es difícil de evaluar debido a las características de los terrenos afectados por la falla F3. Si la estimación del salto efectuada es correcta, el deslizamiento vertical sería inferior al metro y superior a unos 30 cm. La datación de este evento queda poco acotada. Simplemente puede decirse que es posterior a la capa L, por lo tanto posterior a 30000 años BP. Es por esta edad que se correlaciona con los eventos Z descritos en las trincheras 1 y 2.

Evento W3

Con esta denominación se designa el desplazamiento cosísmico del horizonte arcilloso del techo de I1. No es posible afirmar si este desplazamiento corresponde a un único evento o a varios. En todo caso puede decirse, por una parte, que es posterior a 246677 años BP (edad de la muestra SOR2 situada justo por encima del nivel arcilloso de techo de I1). Por otra parte, es difícil acotar un límite superior de edad. Puede decirse que es suficientemente antiguo como para que la erosión haya borrado la desnivelación causada en la superficie por este evento.

Tasa de deslizamiento y eventos paleosísmicos

Los perfiles topográficos levantados a través del escarpe en la zona donde se ha abierto la trinchera 3 muestran que el escarpe alcanza los 9 m de desnivel (fig. 47). Si se tiene en cuenta que junto a la falla F2 el techo de la unidad J (125000 años BP) se encuentra aproximadamente a 1 m de profundidad, se puede afirmar que el desnivel de la superficie de edad 125000 años BP en el escarpe es de 10 m. Este desnivelamiento correspondería a una tasa de deslizamiento vertical de 0.08 mm/año, caso de encontrarse dicha superficie nivelada hace 125000 años. La morfología del plano de falla F2 junto a la cuña J, así como la disminución progresiva de la inclinación del escarpe al alejarse de la falla F2 indican el escarpe no se erosiona totalmente entre eventos y que posiblemente 125000 años BP la superficie topográfica ya estuviera desnivelada. Ello implica que la tasa de deslizamiento vertical estimada es superior a la real, es, en todo caso, un máximo.

En esta trinchera sólo han podido definirse dos eventos, y de manera poco precisa (fig. 70). De todas maneras el hecho que uno de los eventos sea posterior a 30000 años BP

Fig. 70) Tasa de deslizamiento vertical estimada a partir desnivel del escarpe de la zona de la trinchera 3 en un gráfico tiempo vs. deslizamiento vertical y localización temporal de los paleoeventos descritos en la trinchera 3 (Casalot)

permite correlacionarlo con el último evento descrito en las trincheras 1 y 2 (Evento Z).

El evento (eventos) designado por W3 está acotado por su parte inferior (246677 años BP), pero no por la superior. Podría incluso haber ocurrido posteriormente a los 125000 años BP, pero la ausencia de correlación con depósitos inmediatamente posteriores al sismo impiden acotarlo.

6.4. Trinchera 4 (Ermot)

6.4.1. Elección del emplazamiento

La cuarta trinchera se proyectó para analizar un corte a través del escarpe done éste afectara materiales de la tercera generación de abanicos, deformando su techo. El análisis fotogeológico muestra esta situación de forma clara en la zona del Ermot, al norte de las trincheras 1 y 2, en la zona donde el escarpe de falla se sitúa al sudeste de la carretera que une Montroig con Pratdip.

Fig. 71) Mapa topográfico de detalle del escarpe en la zona del Ermot y situación de la trinchera 4. Equidistancia de las curvas de nivel, 0.2 m.

Se han levantado tres perfiles microtopográficos en la zona del Ermot con la finalidad de cuantificar con precisión el desnivel vertical causado por la falla en la superficie del abanico de generación 3. De éstos, solamente el más largo permite restituir la superficie antes de ser erosionada ya que abarca una longitud mayor a la de la zona del escarpe erosionada. El desnivel observado en este perfil es de 6.5 m. Tanto los perfiles topográficos como las observaciones de campo muestran que el escarpe es más acentuado cerca de la falla mientras que es mucho más suave al alejarse de la misma. Esto sugiere que el escarpe se ha formado en diversas etapas, es decir que el desnivel observado no corresponde al último evento de deformación y que no llega a ser totalmente erosionado entre eventos.

El escarpe se encuentra claramente definido en la zona del Ermot a lo largo de unos 700 m, donde éste tiene una dirección predominantemente NNE-SSW aunque muestra variaciones claras y bruscas de orientación, adoptando en tramos muy cortos una dirección N-S. La zona donde el escarpe es más evidente se encuentra limitada por dos canales encajados en el bloque levantado hasta el nivel base determinado por el nivel de colmatación del bloque hundido. Entre los mismos se ha desarrollado una vaguada secundaria con un nivel de incisión en el bloque levantado menor ya que no llega hasta el nivel de base mencionado y el canal queda algo colgado. Desde el punto de vista geomorfológico la zona de la vaguada presenta las condiciones idóneas para la excavación de la trinchera 4 ya que por un lado la energía del canal es baja, lo que implica que transporta materiales finos, y por el otro lado la erosión y la sedimentación serán moderadas aunque existentes. Con la finalidad de determinar con precisión la posición ideal de esta trinchera se levantó un mapa microtopográfico, con una equidistancia de 20 cm entre curvas de nivel de la zona de dicha vaguada y se proyectó la localización exacta de la misma perpendicular al escarpe y alineada con la vaguada (fig. 71).

6.4.2. Estratigrafía

El nivel de referencia en esta trinchera es la superficie de colmatación de la Unidad 3, es decir la superficie de 125000 años, que se desarrolla sobre la capa O. Por debajo de O, en el bloque levantado, de techo a base, se encuentran las unidades N y M, mientras que en el bloque hundido, sólo puntualmente aflora la unidad Ñ. Por encima de O, en el bloque hundido se han diferenciado básicamente tres unidades, una cuña coluvial P y sobre ella las unidades Q (Q1 y Q2) y S (fig. 72).

Litoestratigrafía

Unidad M

Unidad conglomerática soportada por la matriz con un grado de consolidación muy alto. La matriz es arenoso-arcillosa, con tonalidades rosadas. Los clastos tienen formas angulosas a subredondeadas, y la inmensa mayoría son de caliza. Se observan diferentes fracciones granolumétricas, predominando los tamaños centimétricos y decimétricos, aunque localmente se observan clastos milimétricos y en algunos sectores superiores a los 20 cm. La unidad es de moderada a pobremente seleccionada y muestra un carácter decreciente (se observa como a techo de la unidad los clastos escasean). A techo de esta unidad se observa un nivel de caliche laminar (2-3 cm) que la cubre parcialmente. En la pared norte, se observa un nivel arcilloso situado cerca del techo de la unidad M. El color de la unidad arcillosa es marrón claro, y contiene diversos clastos soportados por la matriz, subangulosos y de tamaño no superior al centimétrico.

Unidad N

Unidad limoso-arcillosa inconsolidada y de color marrón claro-anaranjado. Contiene pequeños clastos de caliza de tamaño cm (1-2 cm) en su interior, decreciendo de la base a techo -unidad granodecreciente-; localmente algún clasto decimétrico. El porcentaje de clastos es bajo (5 % del total dentro de la unidad) y la selección de la unidad es buena.

Unidad Ñ

Unidad arcillosa de color marrón claro. La extensión de su afloramiento es muy limitada ya que solamente aflora en una pequeña porción en la base de la pared norte. Contiene algunos clastos centimétricos de caliza, subredondeados-subangulosos con un porcentaje de clastos inferior al 5 %.

Unidad O

Unidad de conglomerados en general soportados por la matriz, con un grado de consolidación de moderado a elevado. La matriz es arcilloso-limosa, con tonalidades rosadas. Se observan diferentes fracciones granolumétricas, siendo las más abundantes las centimétricas y decimétricas y en segundo término los clastos de tamaños milimétricos y algunos superiores a los 20 cm, con selección de pobre a moderada. La mayoría de los clastos son de caliza, subangulosos-subredondeados. Aunque en general la unidad es soportada por la matriz, existen sectores donde el conglomerado es soportado por los cantos.

En el bloque levantado, la unidad se encuentra alterada a techo (TR4S metro 2-6) y a lo largo de alguna fractura (TR4S metro 7). Las zonas alteradas están formadas por gravas soportadas por una matriz arcilloso-limosa de color marrón. Los clastos son de caliza , de tamaño centimétrico y subangulosos-subredondeados. Contiene también algunas grietas (de hasta unos 10 cm de grosor) rellenas de limo-arena, color marrón claro con clastos centimétricos y raíces actuales así como niveles de caliche laminar de poca extensión lateral y con un grosor no superior a los 3 centímetros. A su vez, el techo de la unidad se encuentra recubierto parcialmente por un nivel de caliche laminar (1-2 cm).

En el bloque hundido, esta unidad presenta fracturas abiertas, algunas de ellas rellenas de material arcilloso-limoso (color marrón). También contiene niveles de caliche oolítico centimétrico, pero de poca extensión lateral, así como un nivel de caliche laminar centimétrico que recubre casi la totalidad del techo de la capa en el afloramiento puesto al descubierto en la trinchera.

Unidad P

La geometría general de la unidad es de cuña y se encuentra adosada a la falla que separa el bloque levantado del hundido. Su grosor máximo junto a la falla es de 140 cm. Descansa sobre la unidad O a través de un nivel arcilloso-limoso discontinuo (naranja en figura 72), de color marrón oscuro con algunos clastos centimétricos en su interior. Este nivel, en muchos casos, rellena las fracturas que se encuentran en la unidad O.

Esta unidad está constituida por conglomerados de cantos heterométricos, muy angulosos, soportados por la matriz y con un grado de consolidación medio. Está formada mayoritariamente por bloques de tamaño decimétrico, e incluso mayores al metro en la zona cercana a la falla. El diámetro decrece al alejarse de la misma hasta llegar a ser decimétrico o centimétrico. La matriz es arcilloso-limosa, de color marrón claro. Los bloques contenidos en estos conglomerados son a su vez conglomerados soportados por la matriz aunque en algún caso también por los cantos. La matriz es arcilloso-limosa, de color amarillento. Se observan diferentes fracciones granolumétricas en el interior de los bloques, predominando los clastos centimétricos y decimétricos. Éstos son de caliza y de tipo subanguloso-subredondeado. Algunos de estos bloques muestran niveles de caliche de orden centimétrico, tanto laminar como oolítico. Se han interpretado como derivados de la unidad O.

Unidad Q1

Unidad de gravas marrón claro soportadas por la matriz, que es arcilloso-limosa, y con un grado de consolidación de medio a bajo. Los clastos son calizos, subangulosos y con diferentes fracciones granolumétricas, con predominio de los tamaños centimétricos sobre los decimétricos y una selección de moderada a buena. El porcentaje de clastos decrece a techo de la unidad.

Unidad Q2

Unidad de gravas soportadas por la matriz, que es arcilloso-limosa, y con bajo grado de consolidación. Se distingue del nivel Q1 sólo localmente y con mayor claridad en el contacto con la unidad O1 en la pared S y en las partes más alejadas de la falla en ambas trincheras. En la pared norte podría en parte faltar debido a la erosión previa a la deposición de la unidad superior, S.

Unidad S

Unidad arcillosa con grado de consolidación bajo y color marrón oscuro. Contiene clastos de tamaños no superiores a los 2 cm aunque en algunos sectores son decimétricos, generalmente en la base de la unidad y en contacto con la unidad O. El techo de la unidad muestra claras evidencias de edafización actual con abundantes raíces.

Cronoestratigrafía

Las muestras investigadas mediante el método del uranio/torio (CL1, CL2, CL3, CL1*, CL2*, CL3* han dado resultados negativos. Todas ellas, excepto CL2*, han resultado extraordinariamente contaminadas. Por el contrario CL2*, tomada de un caliche laminar de un bloque contenido en la cuña P, ha resultado ser una muestra excelente. Ha proporcionado una edad superior a 350000 años BP, es decir más allá de las posibilidades del método. Teniendo en cuenta la procedencia del bloque (unidad O) este resultado es absurdo. Si bien esta muestra no presenta contaminación por arcillas, debe de contener algún fragmento de caliza pura, probablemente mesozoica (puede tratarse de un problema del proceso de muestreo y selección de fragmentos a tratar).

Por lo tanto el único elemento cronológico basado en métodos analíticos es la edad del **techo de O**, que como se ha indicado repetidamente **es de 125000 años BP**.

La mayor parte de los análisis polínicos tampoco han sido positivos (véase Datación 1999, DATACIÓN3-Anejos, Polen3). No obstante, ha podido establecerse una **edad holocena** para las muestras P28 y P29 de la **unidad S** en la pared norte.

6.4.3. Las estructuras de deformación

La falla tiene una disposición en flor (*flower structure*), es decir, al ascender la falla se ramifica y las distintas ramas divergen. Esta disposición es obvia en la pared norte donde se observa el punto de entroncamiento; en la pared sur queda a mayor profundidad y no se observa. Se ha denominado F1 a la rama más occidental y F2 a la oriental.

La falla F1 se pone claramente de manifiesto por el desplazamiento del límite entre las unidades N y O con un salto acumulado mínimo de casi 3 m. Las distintas ramas que la forman buzan fuertemente hacia el este o el oeste según se sitúen respectivamente al oeste o al este. Estas fallas si bien alcanzan la superficie no la desnivelan.

La falla F2 buza hacia el oeste. La zona de falla, fuertemente triturada, alcanza casi 1 m de grosor. Se trata de una roca arcilloso-limosa de color marrón oscuro con un grado de consolidación bajo. Los clastos, de centimétricos a decimétricos, se organizan en una textura anastomosada característica de las zonas de falla frágiles, la cual también se desarrolla

Fig. 73) Trinchera 4, pared sur. En la parte inferior de la fotografía se aprecia la unidad O del bloque hundido y sobre ella los bloques de la cuña coluvial P, limitados al oeste (derecha) por la zona de falla. Comparar con la figura 72. En la fotografía es difícil apreciar el límite entre Q1 y Q2. Si se aprecia el nivel S.

en algunas partes de la unidad O afectadas por la zona de falla (pared norte, metros 10-11).

Adosada a esta falla se encuentra la unidad cuneiforme P (fig. 73). El bloque superior de la falla presenta estructuras de colapso. En la pared norte se observan dos pequeñas fallas gravitacionales (metros 8-12) y una grieta rellena (metro 9); en la pared sur se observa un desprendimiento de bloque (metros 9-12) y una grieta abierta (metros 9-10). Estas estructuras de colapso son coherentes con una verticalización de la falla en profundidad, hecho éste que ya se observa en la trinchera (pared norte).

Esta falla está sellada por la parte alta de la unidad Q1.

6.4.4. Los eventos paleosísmicos

Evento X

Está muy bien registrado por la cuña coluvial P y de acuerdo con el máximo grosor observado en la cuña coluvial, su deslizamiento vertical mínimo es de unos 140 cm. Dado el tamaño de los bloques que forman la cuña y la estructura interna de ésta indican que este cuerpo sedimentario muy probablemente sea el reflejo de un evento único. Este evento ocurrió posteriormente al techo de O y antes de la deposición de Q1. Si se tienen en cuenta los datos geocronológicos disponibles en esta trinchera (techo de O, 125000 años BP y capa S, holocena) y se compara con la sección de las trincheras 1, 2, y 3 se puede

Unidad M: Conglomerados soportados por la matriz, arenoso-arcillosa y rosada, con un grado de consolidación muy alto. Los clastos son de caliza, angulosos, centimétricos y decimétricos, poco seleccionados. Caliche laminar a techo. En la pared norte intercala un nivel arcilloso marrón claro, con clastos subangulosos de tamaño no superior al centimétrico (color verde).

Unidad N: Limos y arcillas inconsolidados, bien seleccionados y de color marrón claro-anaranjado con algún clasto calizo decimétrico.

Unidad O: Conglomerados soportados por la matriz, arcilloso-limosa rosada, fuertemente consolidados con cantos de caliza, subangulosos-subredondeados, con selección pobre y diámetro centimétrico a decimétrico. Algunos tramos alterados a techo y en las fracturas. Caliche laminar a techo.

Unidad P: Conglomerados medianamente consolidados, heterométricos con cantos de hasta 40 cm de diámetro, muy angulosos, y soportados por la matriz, arcilloso-limosa de color marrón claro. Los cantos principalmente de conglomerados de facies similar a las unidades O y M.

Unidad Q1: Gravas levemente consolidadas soportadas por la matriz, arcilloso-limosa, marrón claro. Cantos calizos, subangulosos moderadamente seleccionados.

Unidad Q2: Gravas inconsolidadas soportadas por la matriz, arcillosa limosa, y con bajo grado de consolidación. Cantos muy escasos.

Unidad S: Arcillas inconsolidadas marrón oscuro con algún clasto de diámetro entre 2 y 10 cm. La parte superior constituye el suelo actual.

Fig. 72) Perfiles geológicos de la trinchera 4 (Ermot) con situación de las muestras analizadas. Las fallas se han indicado con trazo rojo grueso y los caliches con trazo verde. Se han situado también los horizontes evento y las muestras analizadas (rojo: uranio/torio; verde: termoluminiscencia; morado: polen). En violeta se ha indicado la zona de falla.

TRINCHERA 4 - PARED SUR
E - W
HORIZONTE-EVENTO Y
HORIZONTE-EVENTO X
CL 3
CL 2
CL 2'
CL 3'
P19
P37
P41
P42
P40
P39
P38
P24
P23
P21
P35
P48
P20
CL 1
CL 1'
S
Q2
Q1
P
O
N
M
F1
F2

TRINCHERA 4 - PARED NORTE
E - W
HORIZONTE-EVENTO Y
HORIZONTE-EVENTO X
P33
P28
P31
P32
P29
P3'
P2'
P1'
P13
P49
P51
P50
P17
P34
P43
P15
P14
P11
P4
P2
S
Q2
Q1
P
O
N
M
F1+F2

concluir que el evento que nos ocupa debió de ocurrir entre 125000 años BP y algo antes de un momento situado entre 50000 y 70000 años BP (ver figs. 56, 58 y 66).

Evento Y

Se pone de manifiesto por el cabalgamiento de la unidad O más allá del límite P-Q1. Este último movimiento de esta falla (F2) afecta la parte baja de la unidad Q1 queda sellado por la parte alta de dicha unidad Q1. Por lo tanto el evento en cuestión ocurrió durante la sedimentación de Q1. En esta unidad no se dispone de datos geocronológicos. No obstante si se tiene en cuenta que es anterior no sólo al Holoceno (límite inferior, 10000 años BP), es decir anterior a la unidad S, sino también anterior a la unidad Q2 y a parte de Q1, es evidente que este evento ocurrió anteriormente al evento que se ha denominado Z, situado en el interior del Holoceno, muy probablemente durante los últimos 2000 años. Por otra parte es posterior al evento asociado a la cuña coluvial P que hemos situado entre 50000 años BP y 125000 años BP. De acuerdo con todos los condicionantes expresados y comparando con la estratigrafía de las trincheras 1, 2 y 3 la edad de este evento debe de estar comprendida entre los 30000 y los 50000 años BP. El deslizamiento vertical máximo observado en esta trinchera para este paleosismo es de unos 40 cm.

Evento W4

Con esta denominación se designa el evento o eventos asociados al desplazamiento del límite de las unidades N y O por la falla F1. Se trata de un evento antiguo al que no es posible asociar depósitos cosísmicos o inmediatamente posteriores al sismo, tales como cuñas coluviales. La desnivelación que podía haber creado en la superficie ha sido totalmente borrada por la erosión, lo que da una idea de su antigüedad. Se interpreta que es anterior a 125000 años BP sin poder acotar más su o sus edades.

Tasa de deslizamiento y eventos paleosísmicos.

El perfil topográfico realizado en este área muestra un escarpe con un desnivel de 6.5 m (véase fig. 43) de la superficie de colmatación del abanico de la Porquerola, es decir de la superficie 125000 años BP. Ello equivale a una tasa de deslizamiento de 0.052 mm/año. Esta tasa ha de considerarse superior a la real, puesto que el perfil del escarpe indica que

Fig. 74) Gráfico tiempo vs. deslizamiento vertical que muestra la tasa de deslizamiento vertical estimada a partir del desnivel del escarpe y las características de los paleoeventos descritos en la trincheras 4 (Ermot).

entre eventos el escarpe no ha sido totalmente erosionado. Ello se pone de manifiesto por la disminución de la pendiente del mismo al alejarnos de la falla. En los perfiles de las trincheras puede verse como el escarpe está segmentado en tramos de distinta inclinación, cada vez menor hacia el oeste.

En la figura 74 se ha representado la tasa de deslizamiento vertical estimada en esta trinchera y, los elementos cronoestratigráficos necesarios para localizar los paleoeventos y las características de los mismos, en particular los deslizamientos verticales máximos observados, que hay que entender como mínimos para el conjunto de la falla.

6.5. Trinchera 5 (Porquerola)

6.5.1. Elección del emplazamiento

Los trabajos de campo realizados para el reconocimiento detallado del escarpe de Montroig, mostraron la falla del Camp aflorando directamente en el fondo del barranco de la Porquerola. Dicho afloramiento era, en cambio, poco claro por lo que respecta a los niveles superiores del abanico de generación 3 sobre el que se ha encajado el barranco: no se observaba de manera clara si la falla afectaba o no a los mismos. En los trabajos previos (DATACIÓN 1997b) se había interpretado que la falla no afectaba la superficie de colmatación del abanico de la Porquerola (Unidad 3). Con el fin de investigar si en la transversal del barranc de la Porquerola la falla afecta o no la superficie de colmatación de la Unidad 3 se planteó la trinchera 5. Así el objetivo de la trinchera 5 no fue directamente la detección de eventos sísmicos prehistóricos sino la inclusión de la transversal al escarpe en el tramo sur (actividad de la falla posterior a 125000 años años BP) o en el tramo norte del mismo (cese de la actividad durante el depósito de la Unidad 3, antes de su colmatación, es decir antes de 125000 años años BP), lo que sería indicado por la rotura o no de los materiales del techo del abanico de generación 3. Bajo estos objetivos concretos se escogió para la excavación el margen izquierdo del barranco donde aflora la falla. Se escogió el margen izquierdo debido a su topografía más vertical y facilidad en la obtención del permiso. Se limpió el margen izquierdo del barranco y se realizó una roza en dos escalones dada la gran altura de dicho margen. Junto al escalón inferior se excavó una pequeña trinchera. El escalón inferior se ha denominado trinchera 5A y el superior, 5B.

6.5.2. Estratigrafía

Previamente a la descripción de la trinchera es interesante describir el corte del margen izquierdo del barranc de la Porquerola, aguas abajo de la carretera de Montroig a Pratdip, hasta donde la falla cruza el barranco, localidad de las trincheras 5A y 5B (fig. 75 y 76). En este corte, de base a techo, se han distinguido siete unidades estratigráficas, nombradas del I al VII.

Litoestratigrafía

Unidad I. Esta unidad constituye la base de la serie que se ha podido observar en el barranco, por lo tanto no es posible establecer su potencia debido a que solo aflora su parte superior. Corresponde a un nivel de conglomerados formado por una predominancia de clastos de tamaño mayoritariamente centimétrico (> 1 cm), aunque también se observan tamaños milimétricos, pasadas de clastos más pequeños, y tamaños decimétricos (>10 cm). Los clastos tienen formas de subredondeadas a subangulosas. Predominan los clastos calcáreos (por encima de un 50 % del total) sobre los clastos de cuarzo y arenisca. El color del nivel conglomerático es de marrón claro a anaranjado, aunque a primera vista se observen tonalidades rosadas, debido a los diferentes clastos. La dureza de este nivel se pone de manifiesto por la existencia de calichificación que se observa en la zona.

Unidad II. Corresponde a una unidad de potencia variable, aunque no superior a los 2 m. Se encuentra formada por pequeños niveles de conglomerados, donde predomina la fracción centimétrica (1 ó 2 cm) y milimétrica (< 1 cm) sobre la decimétrica. El color de la unidad es anaranjado, con tonalidades rojizas. Los clastos tienen formas de subangulosas a subredondeadas, y al igual que en el caso anterior, predominan los clastos calcáreos por encima de otros. En esta unidad, dentro de las diferentes capas en las que se puede diferenciar, se observa la presencia de gradación positiva, clastos gruesos en la parte baja y finos en la alta, aunque en esta unidad predomina la falta de gradación general. También se observan niveles donde predomina la fracción arenosa sobre los clastos, que se encuentran flotando dentro. Al igual que en la unidad anterior, la calichificación es muy alta, incrementando la resistencia de estos materiales a la erosión. En algunos casos se pueden observar pequeñas laminillas de caliche predominantemente de tamaño milimétrico, cosa que no impide la existencia de tamaños mucho mayores, que separan los niveles en los cuales se podría subdividir esta unidad.

Unidad III. Se encuentra por encima de la anterior, y es la unidad que aflora a lo largo de todo el lecho del río. Tiene unas características muy parecidas a las de la Unidad I, predominancia de tamaños centimétricos, formas de los cantos subredondeadas a subangulosas, abundancia de clastos calcáreos, etc. En esta unidad se puede observar su base (erosiva) y su techo (con ondulaciones debido a la erosión del río), cosa que permite establecer su potencia, que no llega a ser superior a los 2 m. Esta unidad, igual que la anterior, se encuentra subdividida en pequeños niveles en los cuales se observan bases erosivas, separados la mayoría por costras de caliche, que en

Fig. 75) Corte geológico a lo largo del barranco de la Porquerola, al SE de la carretera de Montroig a Pratdip hasta la falla de El Camp. Se han indicado la situación de las trincheras 5A y 5B, la localización de las muestras (rojo, uranio/torio y verde, termoluminiscencia). Obsérvense las estructuras de ruptura y agrietamiento de la unidad III y su relleno ascendente por licuefacción de la unidad infrayacente II. Se ha situado la representada en la fotografía y en el esquema de detalle.

algún caso pueden ser importantes. La subdivisión del paquete de conglomerados en diferentes niveles, ha permitido observar secuencias de gradación negativa, donde se puede pasar de tamaños decimétricos a milimétricos en un mismo nivel. También se ha observado la presencia de imbricación de los clastos (hacia el SE), mayoritariamente en los de tamaño centimétrico.

Unidad IV. Esta unidad se encuentra por encima de la Unidad III, su potencia no supera el metro y lateralmente se muestra discontínua. Es una unidad con una predominancia de material más lutítico que las otras. Al igual que ellas se encuentra fuertemente encalichada (dureza elevada). Los clastos que tiene en su interior, tienen formas de subredondeadas a subangulosas, con predominancia de los tamaños centimétricos. El color de este nivel es amarillento.

Unidad V. Unidad de conglomerados que al igual que las anteriores comparte ciertas características comunes. En general predominan los clastos subredondeados, aunque en función del nivel abundan los subangulosos. Los clastos son de tamaños centimétricos a milimétricos, aunque se observan cantos aislados con un tamaño superior a los 20 cm. Su color es marrón claro, con tintes anaranjados que pasan a amarillentos en la parte sudoriental del corte. Se puede dividir en dos unidades, separadas por un nivel de caliche (de dimensiones muy reducidas, milimétricas). La observación de gradación en estos dos niveles es muy difícil, pero la tendencia general de la unidad completa es granodecreciente (gradación positiva). Se observa imbricación de los clastos hacia el SE.

Unidad VI. Una observación detallada de la unidad, permite subdividirla en pequeños niveles de bases erosivas separados por zonas de caliches, con unas características equivalentes al resto de niveles observados en la zona, como serían por ejemplo la presencia de cantos de tamaños predominantemente centimétricos. Dentro de cada nivel, no se observa gradación, aunque la tendencia general indica una gradación positiva. Además se puede ver la presencia de imbricación de los clastos hacia el SE. El color del nivel oscila entre tonalidades anaranjadas y colores más claros hacia el SE.

Unidad VII. Es la unidad que culmina la sección. Tiene colores más oscuros que el resto de unidades, aunque sus características sedimentológicas son semejantes. En la base de esta unidad hay predominancia de cantos de tamaño decimétrico (>20 cm), que hacia las partes superiores disminuyen de tamaño, predominando entonces los de tamaño centimétrico. Es un nivel muy resistente a la erosión debido a la presencia de caliche. Como tendencia general, de acuerdo con la disposición de los clastos, se observa una gradación positiva. En este nivel, no obstante, no se observa imbricación.

En la **trinchera 5A** afloran sólo dos de las unidades descritas. En la figura 77 se ha designado por **TI** los conglomerados correspondientes a la unidad I y con **TIII** los correspondientes a la unidad III. Hay que destacar los abundantes caliches laminares que contienen ambas unidades. En esta trinchera se ha cortado también una terraza actual (**Tz**) formada por arcillas de color marrón oscuro con grado de consolidación muy bajo. Algunos clastos de caliza centimétricos en su interior. Se encuentra afectada por abundantes raíces actuales.

Fig. 76) Aspecto general de los desmontes realizados para excavar las trincheras 5A y 5B en el barranco de la Porquerola.

En la **trinchera 5B** también aflora la Unidad III (**TIII**) y las unidades V y VI que en esta trinchera se han designado con la letra **UV y UVI**. En el interior de la unidad UV y adosada a la falla F1 se ha distinguido una pequeña unidad (**V**).

En esta trinchera la **Unidad V (UV)** está formada por gravas soportadas por la matriz con un bajo grado de consolidación. La matriz es arcilloso-limosa, con tonalidades marrón claro. Los clastos son de caliza, generalmente subredondeados, con tamaños centimétricos y en algunos casos decimétricos. En la base de la unidad se observa una acumulación de bloques, que parecen corresponder a la unidad TIII. Hacia techo y a lo largo de toda la unidad se observan acumulaciones aisladas (de poca extensión lateral y grosor, unos 40 cm y 5 cm respectivamente) de clastos centimétricos de caliza. No obstante, a unos 50 cm de la base, se observa un nivel contínuo de clastos subredondeados centimétricos de unos 10-20 centímetros de grosor. En contacto con la falla F1, la unidad se encuentra fracturada, dando lugar a fragmentos brechoides de orden centimétrico y decimétrico. La unidad tiene, en general, buena selección. Su carácter es granodecreciente, de manera que a techo predomina la presencia de matriz.

La **subunidad V** está constituida por gravas soportadas por la matriz que es arcilloso-arenosa. Los clastos son de caliza, decimétricos y centimétricos (más abundantes en contacto con la falla), y subredondeados-redondeados. No presenta estructura interna, hecho que la diferencia de la unidad que la contiene, la cual presenta una buena estratificación.

La **Unidad VI (UVI)** presenta, igual que la UV una buena estratificación. Está formada por gravas soportadas por la matriz, con grado de consolidación bajo y selección pobre-moderada. Es grandocreciente. Se divide en dos niveles. El primero es un nivel de gravas con un mayor predominio de matriz

arcilloso-limosa de color marrón claro. Contiene algunos clastos de caliza centimétricos en su interior (en una proporción de un 5-10 % del total). Estos clastos son subangulosos-subredondeados. El segundo nivel de la unidad es un nivel de gravas con un menor porcentaje de matriz. La matriz es arenoso-limosa, color rosado. Los clastos de caliza son subangulosos-subredondeados con diferentes fracciones granolumétricas (centimétricas y decimétricas). En la base del segundo nivel de la unidad se observa una acumulacion de clastos centimétricos (de unos 40 cm de grosor). Igualmente a techo de la misma se observan acumulaciones de clastos, pero de escasa extensión lateral. El grado de consolidación se incrementa a techo de la unidad.

Cronoestratigrafía

Los resultados obtenidos mediante los métodos de la termoluminiscencia y del uranio/torio en el barranc de la Porquerola ilustran los problemas que se han encontrado con la aplicación de estas técnicas en calcretas, en particular por el hecho de que se han obtenido resultados fiables desde el punto de vista de las técnicas analíticas. Los resultados obtenidos han sido los siguientes (fig.75):

Techo de la unidad VII:
Muestra 3 (U/Th): 130009 ± 4000 y 95847 ± 5000 años BP
Muestra 9 (U/Th): 92322 ± 6300 años BP
Muestra 10 (U/Th): 62363 ± 4700 años BP
Muestra 3 (TL): 37223 ± 9770 años BP
Unidad VI:
Muestra 8 (TL): 217989± 18999 años BP
Unidad V:
Muestra 2 (TL): 52850 ± 9430 y 389857 ± 32500 años BP
Unidad IV:
Muestra 4 (TL):199 ± 16660 años BP
Techo de III:
Muestra 7 (U/Th): 220058 ± 18800 años BP
Muestra 7 (TL): 58570 ± 9470 años BP
Unidad III:
Muestra 1 (TL): 191 750 ± 15610 años BP
Muestra 1 (U/Th): 138789 ± 12000 años BP

Las muestras de caliche recogidas en el techo de la unidad VII, que corresponde a la superficie de colmatación de los abanicos de la generación 3, es decir, a la superficie de 125000 años BP han suministrado edades muy diversas, desde unos 37000 hasta 130000 años BP. Aquí se encuentra el mismo modelo que a la escala de toda el área estudiada (véase cap.4, Abanicos). Un mismo nivel de caliche suministra diversas edades, hecho que refleja su carácter poligenético. La edad de los materiales en los que se desarrolla un caliche será, como más moderna, un poco anterior a la edad más antigua que se obtiene en el caliche desarrollado en ella. Por lo tanto la edad de los materiales del **techo de la unidad VII será de 130009 ± 4000 años BP**. Teniendo en cuenta esta datación, el resultado de la muestra 2 de la unidad 5 obtenido mediante termoluminiscencia en un caliche no tiene sentido en cuanto a reflejar la edad del sedimento en el que se ha desarrollado. El depósito debería de ser necesariamente más antiguo que 125000 años BP, mientras que el resultado obtenido es una edad mucho más reciente. Interpretamos esta edad como una edad de un proceso edafogénico muy tardío respecto al sedimento (influencia de la penetración de raíces en la formación de caliches). El otro resultado obtenido en la misma muestra es de una antigüedad que tampoco tiene sentido en el marco regional definido en el cap. 4, Abanicos. Probablemente esté contaminada por carbonatos antiguos, contenidos en el caliche o introducidos en el proceso de muestreo.

Las muestras 8 y 4 de las unidades VI y IV respectivamente son detríticas (arenas finas) y han sido estudiadas mediante termoluminiscencia. Lógicamente si los clastos hubieran sido totalmente blanqueados en el proceso de transporte sería esperable que la muestra de la unidad IV fuera más antigua que la de la unidad VI, puesto que estratigráficamente la primera se encuentra por debajo de la segunda. No obstante sucede lo contrario. Interpretamos que el tiempo transcurrido durante el transporte y enterramiento de los clastos de los materiales de la unidad VI no ha sido suficiente para blanquearlos y que presenta una señal remanente que "envejece" la muestra. Por lo tanto desechamos este dato y aceptamos como más probable el de la **unidad IV: 199440 ± 16660 años BP**.

El caliche laminar del **techo de III** ha proporcionado dos edades bien distintas. Estamos ante el mismo caso que en el techo de VII. Aceptamos como más próxima a la edad de dicha superficie a la más antigua, es decir: **220058 ± 18800 años BP**. Esta edad es ligeramente anterior a la datación de la unidad IV.

En un caliche situado en el interior de la Unidad III se han obtenido, tanto mediante termoluminiscencia como uranio/torio edades más recientes que para el techo de dicha unidad. La más antigua de ellas muy parecida a la de las arenas de la unidad IV. Probablemente el caliche del interior de la unidad III esté relacionado con caliches relacionados con raíces de la vegetación desarrollada poco después de la unidad III, desarrollada en el suelo de la unidad IV.

6.5.3. Las estructuras de deformación

En el corte del barranc de la Porquerola aparte de la falla asociada al escarpe, donde se realizado la trinchera 5, es interesante destacar la presencia de grietas abiertas en la unidad III, de dirección paralela a la falla principal (042,65 SE y 055,65 SE) y rellenas en parte por material de la unidad IV suprayacente y en parte por material infrayacente de la unidad II. El relleno ascendente de estas grietas se ha interpretado

Unidad TI: Conglomerados fuertemente consolidados soportados por la matriz, arenoso-arcillosa, rosada. Clastos de caliza, centimétricos y decimétricos, subredondeados a redondeados y pobremente seleccionados. Abundantes caliches laminares y oolíticos en la unidad y en la zona de falla. Caliche oolítico a techo.

Unidad TIII: Conglomerados consolidados soportados por la matriz, arcilloso-arenosa y marrón claro. Clastos de caliza, centimétricos, selección de moderada a buena.

Unidad UV: Gravas inconsolidadas soportadas por la matriz, arcilloso-limosa, marrón claro. Clastos de caliza, subredondeados, centimétricos y esporádicamente decimétricos que decrecen en cantidad hacia techo. Laminación interna por localización preferente de cantos. Fracturación en la zona cercana a la falla F1. Buena selección.

Unidad UVI: Gravas poco consolidadas soportadas por la matriz, y selección pobre-moderada. Se compone de 1) nivel inferior: gravas con predominio de matriz arcilloso-limosa marrón claro y clastos calizos centimétricos subangulosos-subredondeados poco abundantes, y 2) nivel superior: gravas con menor cantidad de matriz, arenoso-limosa y rosada y con clastos calizos, subangulosos-subredondeados, centimétricos y decimétricos. Mayor grado de consolidación a techo.

Unidad V: Gravas soportadas por la matriz, arcilloso-arenosa. Clastos de caliza, decimétricos y centimétricos (más abundantes en contacto con la falla), y subredondeados-redondeados. Carece de organización interna

Terraza actual (Tz): Arcillas marrón oscuro inconsolidadas con algunos clastos de caliza centimétricos y abundantes raíces actuales.

Fig. 77) Perfiles geológicos de las trincheras 5A y 5B (Porquerola). Las fallas se han indicado con trazo rojo grueso y los caliches con trazo verde. Se ha situado también la zona de falla alterada. La separación vertical de las trincheras es la real a la escala del dibujo.

como debido a procesos de licuefacción asociados a paleosismos (fig. 75).

En las trincheras 5A y 5B se han distinguido dos fallas, F1 y F2 (fig. 77).

La falla F1 buza fuertemente hacia el NE y es la falla más manifiesta en el fondo del barranco, donde los caliches asociados al plano de falla alcanzan un gran desarrollo (pluricentimétrico). En la trinchera 5A pone en contacto los materiales de la Unidad I (TI) con los de la Unidad III (TIII). En la trinchera 5B se observa como esta falla termina en el interior de la unidad V (UV) y es sellada por las capas superiores de dicha unidad aflorantes en el corte expuesto en esta trinchera. Adosados a la falla F1, en el bloque hundido se encuentra la unidad V que podría interpretarse, dadas sus características litológicas como una cuña coluvial asociada al último evento sísmico ocasionado por la falla F1.

La falla F2 es una zona de falla de casi 1 m de grosor. Es subvertical, cruza ambas trincheras y debe de haber actuado posteriormente a los 125000 años BP puesto que esta falla va asociada al escarpe que deforma la superficie de colmatación del abanico de la Porquerola. En la trinchera 5A, esta falla pone en contacto materiales de la misma unidad (TIII), mientras que en la trinchera 5B pone en contacto materiales de las unidades V (UV) y VI (UVI). En la trinchera 5A se presenta como dos fallas paralelas separadas casi 1 m, mientras que en la trinchera 5B la zona de falla (de una anchura del orden del metro) está limitada por caliches laminares de 2 a 3 cm de grosor. La zona calichificada se extiende hasta unos 30 cm más allá de los caliches laminares. La parte central de la zona de falla está muy alterada (probable vía de circulación de aguas), pero todavía se observan clastos centimétricos y decimétricos.

6.5.4. Los eventos paleosísmicos

Como ya se ha indicado, el objetivo de esta falla no era la detección de eventos paleosísmicos, sino averiguar si la falla alcanzaba o no la superficie de colmatación del abanico de Porquerola. No obstante ha podido detectarse un evento sísmico asociado a la falla F2.

Evento W5

Asociado a la falla F2, de acuerdo con el grosor máximo del depósito adosado que se interpreta como una cuña coluvial asociada, el salto mínimo del evento W5 habría sido de 1 m. Este evento se habría producido durante la deposición de la unidad V, por lo tanto sería posterior al techo de la unidad III (238858 años BP) y a la unidad IV (216100 años BP) y anterior a 125000 años BP de acuerdo con los datos cronológicos expuestos. Queda pues bien acotado en el tiempo, pero con una ventana extraordinariamente amplia.

Tasa de deslizamiento

El desnivel de la superficie de colmatación del abanico de la Porquerola (125000 años BP) medido mediante la realización de un perfil topográfico de precisión es de 4 m (fig. 42). Ello implica una tasa de deslizamiento vertical de 0.03 para los últimos 125000.

6.6. Trinchera 6 (Rifà)

6.6.1. Elección del emplazamiento

De una forma similar a la expuesta para la trinchera de la Porquerola, en el barranco de Rifà se proyectó la limpieza de parte de su margen izquierdo, puesto que en este margen se había localizado la falla (fig. 78). En este caso, y a diferencia de la trinchera 5, la transversal al escarpe está claramente localizada dentro de la zona en la que la falla detuvo su actividad con anterioridad a 125000 años, tal como ya había sido descrito (Masana 1995). El objetivo era detectar el nivel, dentro de la Unidad 3, que sella la falla.

6.6.2. Estratigrafía

En el barranco de Rifà (figs. 78, 79, 80 y 81) se distinguen dos grandes unidades correspondientes a abanicos de dos generaciones (véase cap. 4, Abanicos): los materiales pertenecientes al abanico de generación 2 (en la trinchera 6, unidades A, B, C) y los que conforman el abanico de tercera generación (unidades D y E en la trinchera).

Litoestratigrafía

Unidad A

Unidad conglomerática soportada por la matriz. La matriz es arenoso-arcillosa con tonalidades rosadas. Los clastos son subredondeados a subangulosos, de caliza, de arenas y algunos de granitoides (el porcentaje de granitoides junto con arenas es del 5-10 %). Se observan diferentes fracciones granolumétricas, predominando los clastos cm y dm, estos últimos menos abundantes a techo de la unidad. La selección es pobre. A techo de la unidad, y localmente, se observa un nivel de caliche laminar del orden de 1-2 cm que la recubre parcialmente.

Unidad B

Unidad de gravas soportadas por la matriz que es arcilloso-limosa de tonalidades marrón claro. En su interior se observan algunos clastos (10 %) de caliza de tamaño cm, son subangulosos-subredondeados.

Fig. 78) Corte geológico del margen izquierdo del barranco de Rifà en los alrededores de la falla. Se han situado las muestras analizadas y la situación de la trinchera 6.

Unidad C

Unidad conglomerática compuesta por dos subunidades separadas por un nivel de caliche laminar de poca extensión lateral que, en dirección a la falla, tiene como máximo 2 cm de grosor. El nivel inferior está constituido por una unidad arenosa con canales conglomeráticos en su interior (de aproximadamente unos 15 cm de grosor y 1,5 m de longitud) que contiene clastos de caliza subredondeados de tamaño cm. El nivel superior es también conglomerático soportado por la matriz que es arenoso-arcillosa de tonalidades rosadas. Predominan los clastos cm y dm (clastos mayoritariamente de caliza) aunque la selección es pobre. A techo de este nivel se observa como el tamaño de los clastos se incrementa hasta diámetros de más de 40 cm, subredondeados.

Unidad D

Unidad conglomerática soportada por los clastos con un grado de selección moderado. La matriz es arcilloso-arenosa, de color marrón oscuro. Los clastos son de caliza, subredondeados, con diversas fracciones granolumétricas: de base a techo, se incrementa el tamaño de los clastos (de cm a dm), en una secuencia granocreciente.

Unidad E

Unidad conglomerática con tramos soportados por la matriz y otros soportados por los clastos y con buena selección. La matriz es arcilloso-limosa, de color marrón oscuro. Los clastos son subangulosos-subredondeados, en su mayoría son de diámetro cm (aunque también dm, encontrándose éstos aislados en el interior de la unidad o formando niveles continuos) y principalmente de litología caliza, aunque también de arenas y granitoides (en un porcentaje de un 5-10 %).

A unos 2,5 m de la base de la trinchera se encuentra un canal arcilloso de color rojizo. En su interior se observan diversas acumulaciones (de unos 5-20 cm de grosor y extensión lateral oscilante entre centimétrica y métrica) de clastos de caliza subredondeados de tamaño centimétrico. El carácter del canal se pierde a techo donde se incrementa el número de clastos. A un metro por encima de este canal aflora un pequeño nivel arcilloso de color marrón claro y de poca extensión lateral. Este pequeño afloramiento consta de matriz arcilloso-arenosa y clastos de caliza, soportados por los granos.

Esta unidad se encuentra formada por diferentes niveles en su mayoría con secuencias granodecrecientes a techo (pasando de clastos de orden decimétrico, en algunos casos superiores a los 30 cm, a clastos centimétricos).

Cronoestratigrafía

Tal como ya se ha indicado en el cap. 4, Abanicos, la edad de los abanicos de generación 2 se sitúa dentro del período Matuyama de la escala paleomagnética, es decir tienen una edad anterior a 735000 años BP. La superficie de dichos abanicos puede tener una edad comprendida entre 735000 años BP y 300000 años BP (edad más antigua del caliche que la tapiza y edad más moderna posible de acuerdo con la correlación entre geomorfología y variaciones del nivel del mar).

En los caliches de techo de la unidad 2 se han obtenido edades fiables inferiores a 100000 tanto por U/Th, como mediante termoluminiscencia (muestra 12, tablas 1 y 2). Del interior de la unidad se analizaron las arenas de la muestra 16 (fig. 78) mediante termoluminiscencia. Se obtuvo una edad de 599853 ± 45000 años BP que es inferior a la esperable (período paleomagnético Matuyama). Hay que tener en cuenta que se está en el límite del método. (véase Datación 1999, Datación3, Anejos-Termoluminiscencia4).

Por otra parte la edad más antigua obtenida en la unidad 2 es de 139317 ± 10589 (termoluminiscencia, muestra 18, fig. 78), pero debido al paleorelieve fosilizado por la unidad 2 y a su alejamiento de la falla, es difícil poder asegurar su posición respecto a la capa que sella la falla.

6.6.3. Estructuras y actividad de la falla

El resultado de la limpieza del margen del barranco de Rifà y de la excavación de la trinchera fue un afloramiento de geometría compleja, pero estructura sencilla (figs. 79 y 80).

La geometría del límite entre las unidades de los abanicos de segunda y tercera generación es irregular y oblicua al corte debido al hecho de que la unidad 3 está llenando un paleovalle excavado en la unidad 2. En la figura 80 se ha ilustrado esta geometría a la escala de la excavación realizada. En la zona limpiada y excavada puede apreciarse como **la base de la unidad E sella la falla**.

Unidad A : Conglomerdos soportados por la matriz, arenoso-arcillosa y rosada. Clastos de caliza, arenas y granitoides, subredondeados a subangulosos, de centimétricos a decimétricos y poco seleccionados. Caliche discontinuo laminar a techo.

Unidad B: Gravas soportadas por la matriz, arcilloso-limosa y marrón claro. Clastos centimétricos de caliza, dispersos y subredondeados a subangulosos.

Unidad C: Nivel compuesto, de base a techo, por: 1) arenas con canales conglomeráticos con clastos centimétricos de caliza subredondeados; 2) caliche laminar poco continuo; y 3) conglomerados soportados por la matriz, arenoso-arcillosa rosada, con clastos centimétricos y decimétricos de caliza poco seleccionados, y diámetros de hasta 40 cm a techo.

Unidad D: Conglomerados soportados por los clastos, de caliza, subredondeados, moderadamente seleccionados y dispuestos en secuencia granocreciente. La matriz es arcilloso-arenosa, marrón oscuro.

Unidad E: Conglomerados con tramos soportados por la matriz y tramos soportados por clastos bien seleccionados. Matriz arcilloso-limosa, marrón oscuro. Clastos de calizas, arenas y granitoides, subangulosos-subredondeados y centimétricos. Canales dispersos de arcilla roja con cantos y canales de conglomerados soportados por los cantos.

Fig. 79) Perfil geológico de la trinchera 6 (Rifà). La parte central recuadrada está situada en un plano distinto. Comparar con figura 80 para la geometría general de la trinchera y de los contactos entre las unidades 2 y 3.

Fig. 80) Bloque diagrama esquemàtico que muestra la forma de la excavación de la trinchera 6 y la disposición de los principales contactos en tres dimensiones.

De acuerdo con los datos cronológicos de que se dispone puede decirse que la falla cesó en su actividad anteriormente a los 125000 años BP y posiblemente en un momento posterior a unos 150000 años BP (edad del mínimo del nivel del mar correspondiente al estadio isotópico 6), puesto que en el corte del barranco de Rifà no se observa ninguna discontinuidad mayor en el interior de los depósitos de la unidad 3.

A pesar de estar sellada la falla por materiales de la Unidad 3, al estar la Unidad 3 encajada en la Unidad 2, en los alrededores del barranco de Rifà no se observa bien el escarpe relacionado con la falla (véase 5.2). Se han medido hasta más de 17 m de desnivel de la superficie de colmatación de la unidad 2 en el escarpe de falla. Si bien el estudio geomorfológico realizado sobre el escarpe mediante la fotografía aérea mostró evidencias claras de movimiento vertical y no permitió detectar evidencias de movimiento direccional en la falla, se han observado elementos que permitían intuir una componente direccional. Así, se realizó un levantamiento microtopográfico de una zona del abanico de Rifà donde los espolones del bloque levantado no coincidían con los afloramientos de la superficie de la unidad 2, que deberían corresponderse con espolones fosilizados por la unidad 3, del bloque hundido (figs. 38 y 39). Si esta interpretación fuera cierta ello permitiría cuantificar una dislocación horizontal de dichos espolones de hasta 60 m (si se considera un movimiento siniestro) o unos 40 m (si se considera diestro) lo que, considerando el salto vertical de unos 17 m sugiere que en esta parte del escarpe la falla ha tenido un movimiento con una componente horizontal del orden de 3 o 2 veces mayor respectivamente que la componente vertical (se comparan saltos producidos durante períodos de tiempo comparables ya que la superficie de referencia es siempre el techo de la generación 2 de abanicos).

Fig. 81) Aspecto general de la trinchera 6 en el barranco de Rifà. Comparar con la figura 80.

Tasa de deslizamiento

Si se toma como nivel de referencia la superficie de colmatación de la Unidad 2, cuya edad está comprendida entre 300000 años BP y 730000 años BP, se considera un desnivelamiento vertical de esta superficie de 17 m y se toma como momento del cese de la actividad de la falla un momento entre 125000 y 150000 años BP (142500 años BP), se obtienen tasas de deslizamiento vertical de valores comprendido entre 0.10 mm/año (si se consideran 1575000 años de actividad de la falla) y 0.03 (si se consideran 5875000 años). Caso de ser ciertos los componentes horizontales sugeridos, estas tasas habría de doblarlas o triplicarlas según se considerase la falla diestra o siniestra.

Hay que indicar que los indicios de movimiento direccional son de muy poca entidad y que para la actividad posterior a los 125000 años BP no se ha encontrado ninguna evidencia de componente direccional del deslizamiento.

Por lo tanto puede concluirse que en la zona del barranco de Rifà la falla de El Camp fue activa hasta un momento entre 150000 y 125000 años BP, y que en los tiempos previos al cese de su actividad se deslizó con una tasa de deslizamiento vertical comprendida entre 0.03 mm/año (del mismo orden de magnitud que durante los últimos 125000 años) y 0.1 mm/año (tres veces mayor que durante los últimos 125000 años).

6.7. Trinchera 7 (Almadrava)

En este caso no cabe hablar de elección del emplazamiento. Se ha estudiado la pared sur de la trinchera que fue abierta en su día para estudiar la actividad de la falla en las cercanías de la Central Nuclear de Vandellós. Esta trinchera había sido ya analizada por Masana (1995). En el presente

estudio se ha vuelto a levantar el corte de la pared sur a escala 1:20 (fig. 82) y se han realizado dataciones de diversas muestras. Esta trinchera fue excavada principalmente en el bloque levantado y en la zona del escarpe. En el bloque hundido apenas se excavó y es difícil realizar observaciones en esta parte de la trinchera.

6.7.1. Estratigrafía

Se han diferenciado tres unidades designadas por las letras a, b, c.

Litoestratigrafía

Unidad a

Conglomerados fuertemente consolidados, soportados por la matriz, y localmente por los cantos. Cantos calizos, heterométricos (diámetro entre 0.5 y 20 cm) y angulosos. El techo de esta unidad está cubierto de un potente caliche que llega a tener hasta 8 cm de potencia. El caliche es laminar y oolítico.

Unidad b

Arcillas rojas con restos de caliche y nódulos carbonáticos. Localmente contiene grandes bloques de conglomerados fuertemente cementados formados por cantos calizos heterométricos, de diámetros entre 1 y 6 cm, y angulosos. La parte superior de esta unidad contiene también caliches.

Unidad c

Gravas calcáreas soportadas por la matriz que está formada por limos rojos moderadamente cementados. Los cantos con carbonáticos, tienen un diámetro de entre 3 y 5 cm y son subangulosos. Contiene gran cantidad de concreciones y nódulos carbonáticos, así como un caliche bien desarrollado a techo que ha evolucionado también en las fracturas que atraviesan esta unidad.

Cronoestratigrafía

El método del uranio/torio ha dado un rendimiento bajo debido a la presencia de granos de cuarzo de origen eólico (ver tabla 1). En cambio se han obtenido buenos resultados con la termoluminiscencia. En resumen, los resultados obtenidos son:

El caliche que cubre el techo de la unidad a ha suministrado los siguientes datos:
Muestra 27 (U/Th): 262443 ± 22500 años BP
Muestra 27 (TL): 258348 ± 22210 años BP
Muestra 30 (TL, caliche laminar): 270143 ± 22550 años BP
Muestra 30 (TL, caliche oolítico): 285590 ± 23320 años BP.
Por lo tanto las rocas sobre las que se desarrolló el caliche son anteriores a 262270 años BP (muestra 30, TL). El **techo de la unidad a** se ha atribuido al techo de un abanico de la segunda generación que están tapizados por caliches que alcanzan **edades cercanas a los 300000 años BP**.

Posteriormente a la deposición de la unidad a hay que pensar en un período relativamente largo de no sedimentación (desarrollo del caliche y erosión del suelo no carbonático que probablemente lo cubría.

Caliches en la **parte alta de la unidad b** han proporcionado una edad próxima a los **140000 años BP**:
Muestra 31 (TL, caliche laminar): 145032 ± 10360 años BP
Muestra 31 (TL, caliche oolítico): 140850 ± 11710 años BP.

La superficie topográfica actual, deformada en la zona del escarpe, corta las capas más altas de la unidad c. Sobre ella se ha desarrollado un caliche que ha arrojado las siguientes dataciones:
Muestra 33 (TL): 66647 ± 8740 años BP
Muestra 34 (TL): 93165 ± 8949 años BP

La muestra 34 de U/Th da una edad más allá de las posibilidades del método (<350000 años BP). Posiblemente esté contaminada por carbonatos contenidos en el caliche o incorporados durante el proceso de muestreo.

Unidad a: Conglomerados fuertemente consolidados, soportados por la matriz, y localmente por los cantos. Cantos calcáreos, heterométricos (diámetro entre 0.5 y 20 cm) y angulosos. Caliche laminar y oolítico a techo.

Unidad b: Arcillas rojas con restos de caliche y nódulos carbonáticos. Localmente contiene bloques de hasta 1.5 m de diámetro de conglomerados fuertemente cementados formados por cantos calcáreos heterométricos. Caliches en la parte superior.

Unidad c: Gravas calcáreas soportadas por la matriz, limosa y roja, moderadamente cementadas. Cantos carbonáticos, de diámetro entre 3 y 5 cm y subangulosos. Gran cantidad de concreciones y nódulos carbonáticos. Caliche bien desarrollado a techo y en las fracturas.

Fig. 82) Perfil geológico de la pared sur de la trinchera 7 (Almadrava) con situación de las muestras analizadas. Las fallas se han indicado con trazo rojo grueso y los caliches con trazo verde. Se han situado también los horizontes evento y las muestras analizadas (rojo: uranio/torio; verde: termoluminiscencia).

TRINCHERA 7 - PARED SUR
E - W
HORIZONTE-EVENTO W7
HORIZONTE-EVENTO W7
34
34
32
31
31
30
28
27
27
33
F1
F2
F3
F4
a
b
c

Como consecuencia de estos datos se ha asociado esta superficie a la superficie de colmatación de los abanicos de la generación 3, es decir se le atribuye una edad de 125000 años BP.

6.7.2. Las estructuras de deformación

En la pared sur de la trinchera 7 (Almadrava) se han encontrado cuatro fallas (F1, F2, F3 y F4).

La **falla F1** es subvertical y disloca el límite entre las unidades a y b y el techo de b. El deslizamiento vertical del techo de b es de 1.3 m. Esta falla está sellada por el nivel de caliche situado en la parte alta de c, que ha sido datado. La **falla F2** se pone de manifiesto porqué desplaza el techo de b de 1 m.

Las **fallas F3 y F4**, buzan fuertemente hacia el oeste, afectan a la unidad c y en el afloramiento que ofrece la pared sur de la trinchera no es posible definir el salto debido a la gran homogeneidad de los materiales y a su elevado grado de calichificación. De todas maneras es importante señalar que estas fallas dislocan a la superficie de 125000 años BP: La falla F3, unos 60-70 cm y la falla F4, poco más de 30 cm. Es decir han actuado posteriormente a 125000 años BP.

Cabe destacar la presencia de grietas abiertas (hasta 30 cm) en las unidades más consolidadas (unidades a y b) (fig. 83).

Fig. 83) Trinchera 7, pared sur. Grieta abierta sellada por la unidad c.

6.7.3. Los eventos paleosísmicos

Evento W7

Con los datos que ofrece la trinchera no es posible distinguir si los desplazamientos que se observan en las fallas F1 y F2 corresponden a un solo evento o a más de uno. En todo caso son posteriores al caliche del techo de a y anteriores al caliche que sella la falla F1. Es decir, el evento o eventos W7 ha ocurrido entre 308910 años BP (muestra 30, TL, caliche oolítico) y 129140 (muestra 31, TL, caliche oolítico). Es decir, se trata de eventos anteriores a 125000 años BP y que han causado un desplazamiento vertical mínimo de 1.3 m..

Las roturas con deslizamientos verticales de la superficie topográfica actual a la que le ha sido atribuida una edad de 125000 años BP deben de corresponder a sismos ocurridos posteriormente a 125000. Debido a que no presentan ninguna relación con depósitos post-125000 no es posible situarlos en el tiempo.

Tasa de deslizamiento

El escarpe de l'Almadrava alcanza un desnivel vertical de 9 m (fig. 49). Si se tiene en cuenta que la superficie desnivelada tiene una edad de 125000 años BP, la tasa de deslizamiento vertical durante los últimos 125000 años habrá sido de 0.07 mm/año.

7. Paleosismicidad

7. Paleosismicidad

Se sintetizan los principales parámetros paleosísmicos de la falla de El Camp obtenidos en esta investigación. Se tratará la segmentación de la falla, la tasa de deslizamiento, los paleoeventos, el período de recurrencia y el tiempo transcurrido desde el último evento y la magnitud del sismo máximo esperable.

7.1. Segmentación

La falla de El Camp consta de dos grandes partes. La norte, que se extiende desde las cercanías de El Pont d'Armentera hasta justo al norte de Reus, está separada de la meridional por un escalón situado al noroeste de Reus (fig. 21). La falla de El Camp (parte sur) se extiende pues desde el NW de Reus hasta l'Almadrava, en la línea de costa, y se adentra en el mar. De acuerdo con el "Mapa morfoestructural de la margen continental y zona terrestre" de la hoja de Tortosa-Tarragona publicado por el IGME (Medialdea 1986), la falla de El Camp se prolonga en mar, como mínimo unos 10 km. En este estudio se ha investigado la parte meridional de la falla del Camp (sur), es decir el tramo comprendido entre Montroig y la playa de l'Almadrava donde el escarpe de falla se sitúa dentro de los abanicos cuaternarios.

En el tramo estudiado se han podido diferenciar dos segmentos, en base al distinto comportamiento de la falla. El límite entre ambos segmentos estaría al sur del barranco de Rifà y algo al norte del barranco de la Porquerola.

Al norte del barranco de la Porquerola la falla habría dejado de actuar hace unos 140000 años BP. Hasta aquel momento habría sido activa con una tasa de deslizamiento vertical de un valor comprendido entre 0.03 y 0.1 mm/año.

Al sur de la Porquerola la falla ha mantenido actividad sísmica posteriormente a 125000 años BP, hasta la actualidad. Este es el segmento cuya actividad y características sísmicas han podido ser estudiadas en detalle y cuyos resultados se expondrán a continuación. Desde el barranco de la Porquerola hasta la playa de l'Almadrava hay unos 14 km. Puesto que sin lugar a dudas el escarpe de falla se adentra en el mar, habrá que pensar en una longitud mayor para este segmento. Si se le suman los 10 km que como mínimo esta falla se adentra en el mar, se puede pensar en un segmento de unos 24 km de longitud, de los cuales 14 pueden ser estudiados en tierra.

En resumen la parte sur de la falla de El Camp, de unos 40 km de longitud, puede dividirse en dos segmentos (fig. 87):

1) Comprendido entre el NW de Reus y el barranco de la Porquerola. Tiene una longitud de unos 16 km y sólo se conocen algunas características de su extremo meridional.

2) Se extiende desde algo al norte del barranco de la Porquerola hasta más allá de la playa de la Almadrava. Tiene unos 24 km de longitud y en este trabajo se han estudiado sus características paleosísmicas en la parte emergida.

Fig. 84) Gráfico tiempo vs. desnivelamiento vertical en el que se han representado las tasas de deslizamiento vertical para los últimos 125000 años obtenidas a partir del desnivelamiento de la superficie de 125000 años, medido en el escarpe de falla.

7.2. Tasas de deslizamiento

Se han establecido a partir del desnivelamiento de la superficie datada en 125000 años BP en las zonas donde se han excavado las trincheras y se tiene un mejor control de la edad de las unidades estratigráficas. Los resultados, expuestos ya en el capítulo precedente se han resumido en la figura 84.

Se han obtenido valores comprendidos entre 0.02 mm/año y 0.08 mm/año. Éstas son tasas máximas puesto que hay argumentos para pensar que la erosión no borraba el escarpe creado por los distintos paleosismos durante los períodos de tiempo entre eventos. El carácter de techo de cuña coluvial que tiene la superficie de 125000 años BP en el bloque hundido de la trinchera 3 y la clara disminución de la pendiente, en tramos bien definidos, del escarpe de falla al alejarse de ésta en la zona de la trinchera 4 son buenos ejemplos de estos argumentos. Por ello se acepta como mejor aproximación a la tasa de deslizamiento de este segmento de la falla de El Camp el menor valor obtenido: 0.02 mm/año. Además, más adelante se verá que el desnivel que provoca una tasa de deslizamiento vertical de este valor se explica razonablemente con los paleosismos descritos.

7.3. Los paleoventos

Se han podido definir con suficiente precisión diversos paleoventos posteriores a 125000 años BP y se ha podido

Fig. 85) Acotación temporal de los paleoeventos descritos en las trincheras analizadas. Evento Z en amarillo; evento Y en verde; evento X en morado; eventos W (pre-125000) en azulado. Se ha respetado la separación entre trincheras.

detectar la existencia de paleoeventos anteriores a 125000 años BP (fig. 85). La localización temporal de estos últimos no es lo suficientemente precisa: en algunos casos sólo puede decirse que son anteriores a 125000 años BP (Trincheras 1, 2 y 7), en otros que son posteriores a unos 240000 años BP (trinchera 3) o que están comprendidos entre 125000 y unos 240000 años BP. Es decir, en el mejor de los casos, la ventana temporal acotada es mucho más amplia que los períodos de recurrencia que más adelante veremos para los terremotos posteriores a 125000 años BP y por lo tanto no es posible definir temporalmente los eventos pre 125000, ni correlacionarlos entre trincheras. Es por ello que de aquí en adelante se tratará solamente de los paleoeventos post-125000 años BP.

Se han descrito estructuras que prueban la existencia de tres paleoeventos post 125000 años BP, una de las cuales, no obstante podría corresponder a dos eventos. Es decir, entre 125000 años BP y la actualidad han ocurrido 3 o 4 paleosismos que han dejado registro geológico junto a la falla.

Evento Z

Es el más reciente. Está muy bien definido en las trincheras 1 y 2 y se encuentra también representado en la trinchera 3, aunque en ésta no está tan bien precisado como en las trincheras 1 y 2, ni desde el punto de vista temporal (aunque lo suficiente como para poder correlacionarlo), como desde el punto de vista de la magnitud del deslizamiento vertical.

En las trincheras 1 y 2 la base del horizonte-evento ha sido datada entre 1195 AD y 2600 años BP. La única edad de la capa anterior al horizonte evento se sitúa en torno a los 30000 años. Si bien la edad del evento Z queda acotada entre 1195 AD y 30000 años BP, dado el carácter de cuña coluvial de la unidad E de las trincheras 1 y 2, el evento Z debe situarse inmediatamente antes de la base de E, es decir, **como más antiguo unos 3000 años BP**. Siendo extraordinariamente conservadores desde el punto de vista de la estimación de la peligrosidad podría situarse en 15000 años BP, pero nunca antes (fig. 64 y 85).

El deslizamiento vertical ha sido estimado en las trincheras 1 y 2 en un valor comprendido entre 0.7 y 1 m (fig.64 y 86).

Evento Y

Se han encontrado estructuras que permiten definirlo únicamente en la trinchera 4 (fig.74). En las trincheras 1 y 2 no se ha detectado, pero entre los eventos X y Z bien definidos en estas trincheras queda un lapso de tiempo vacío y una parte del desnivel vertical sin explicar (fig. 64).

No queda acotado temporalmente con precisión (fig. 85), pero si suficientemente como para poder afirmar que es **posterior al evento X** (muy bien representado en la trinchera 4) **y anterior a Z**, puesto que Y es bastante anterior al Holoceno (fig. 74).

El desnivel mínimo observado es de 0.4 m (fig. 74 y 86).

Evento X

Bien definido en las trincheras 1 y 4.

En la trinchera 1 queda acotado temporalmente entre 125000 y 30000 años BP. Teniendo en cuenta que su deslizamiento vertical observado está comprendido entre 1.4 y 2 m y considerando una tasa de deslizamiento de 0.02 mm/año, debe situarse como más antiguo próximo a los 60000 años BP (fig. 64). Teniendo en cuenta el largo periodo de no sedimentación y erosión posterior a 125000 años BP (fig. 58) no hay que descartar la posibilidad de que este evento corrresponda a dos sismos de deslizamiento vertical parecido al del evento Z (fig. 64 y 86).

En la trinchera 4 viene definido por una cuña coluvial muy característica, cuya base no ha podido ser datada. En todo caso es posterior a 125000 años BP y, de acuerdo con la estratigrafía, perfectamente correlacionable con el evento X de la trinchera 1. El deslizamiento vertical mínimo estimado a partir de del grosor máximo de la cuña coluvial es de 1.4 m (fig. 74 y 86).

La figura 85 sintetiza la acotación temporal de los paleoeventos y la 86 integra la tasa de deslizamiento aceptada (0.02 mm/año), la localización temporal de los eventos y su

Fig. 86) Gráficos tiempo vs. desnivel vertical en el que se han sintetizado los resultados de la presente investigación: incluyen la tasa de deslizamiento vertical, la localización temporal de los eventos descritos, el salto vertical que han creado y los períodos intersísmicos para cada evento.

deslizamiento vertical, y duración de los períodos de quietud intersísmica deducidos directamente de las observaciones realizadas.

7.4. Período de recurrencia

Se han realizado dos aproximaciones al período de recurrencia.

Media de los períodos intersísmicos observados (fig.86). En este caso pueden realizarse dos hipótesis: a) que el evento el evento X corresponda a un solo paleosismo con una desnivelación vertical de 2 m (59 000 años de tiempo intersísmico) o b) que corresponda a dos sismos de deslizamiento vertical distinto, el mayor como el evento descrito en la trinchera 4 (períodos intersísmicos de 9000 y 50000 años). Teniendo en cuenta estas dos posibilidades se obtienen períodos medios de recurrencia de 34333 y 25750 años respectivamente.

Suposición de un terremoto característico con un deslizamiento vertical de 0.7 m o 1 m. En el caso del deslizamiento vertical de 0.7 m, son necesarios 5 eventos para alcanzar el desnivel de 3.5 m que corresponde a la tasa de 0.02 mm/año. En el caso del deslizamiento vertical de 1 m son necesarios 3.5 terremotos para alcanzar el desnivel mencionado. El período de recurrencia máximo se obtendrá si se supone que el último evento ha ocurrido actualmente y el primero hace justo 125000 años, es decir habrá que dividir el período de tiempo considerado por el número de eventos menos 1. Dividiendo pues los 125000 años considerados por el número de eventos y por el número de eventos menos 1, para desniveles verticales por evento de 0.7 m y de 1 m , se obtienen los siguientes valores:

Para 0.7 m: 25000 y 31500 años.

Para 1 m: 35714 y 50000 años.

Es decir, todos los valores obtenidos están comprendidos entre 50000 años y 25000 años. El valor estimado a partir de la observación se sitúa en torno a los 30000 años.

7.5. Tiempo transcurrido desde el último evento

De lo expuesto en la síntesis de las características del evento Z en párrafos inmediatamente anteriores se infiere que en una estimación poco conservadora el tiempo transcurrido desde el último evento será 2000 - 1195 = 805 años. En una opción muy conservadora puede estimarse en 15000 años. En nuestra opinión, unos 3000 años sería una opción conservadora que tendría en cuenta el carácter de horizonte-evento de la base de la cuña coluvial E.

7.6. Terremoto máximo

El terremoto máximo esperable se ha estimado, de acuerdo con los algoritmos e Wells y Copersmith (1994) para fallas normales, a partir de la longitud de la falla y a partir del

Fig. 87) La falla de El Camp (sur) con los tramos considerados en el cálculo de la magnitud del terremoto máximo y los resultados obtenidos.

salto máximo por evento observado (fig. 87). Se han realizado los cálculos para longitudes de falla de 14 km (entre la Porquerola y l'Almadrava) y de 24 km (considerando la prolongación de la falla en mar). Se han obtenido los siguientes resultados:

Para una longitud de 14 km, se obtienen terremotos de M_W 6.4 $\pm$ 0.4 y salto vertical máximo de 0.6 m.

Para una longitud de 24 km, se obtienen terremotos máximos de M_W 6.7 $\pm$ 0.5 y salto vertical máximo de 1.27 m.

Si se realizan los cálculos para la totalidad de los 40 km de la falla de El Camp (sur) se obtienen terremotos máximos de M_W 6.8 $\pm$ 0.5.

A partir del salto máximo observado (1.4 m en trinchera 1 y 1.3 en trinchera 4) la magnitud del momento estimada es de 6.7 $\pm$ 0.1.

Los datos observados en esta investigación coinciden razonablemente con los calculados para una falla de una longitud de 24 km.

7.7. Resumen

Los parámetros paleosísmicos (magnitud del terremoto máximo, intervalo de recurrencia y tiempo transcurrido desde el último evento) inferidos con las investigaciones del proyecto DATACIÓN para la parte meridional de la falla de El Camp se resumen en la siguiente tabla:

	M_w MÁXIMA	INTERVALO DE RECURRENCIA (AÑOS)	TIEMPO TRANSCURRIDO (AÑOS)
ESTIMACIÓN CONSERVADORA	6.7 ± 0.5	25000	15000
ESTIMACIÓN MENOS CONSERVADORA	6.4 ± 0.4	50000	805
ESTIMACIÓN PREFERIDA	6.7 ± 0.5	30000	3000

8. Incertidumbres

8. Incertidumbres de los parámetros paleosísmicos

Los datos geológicos, básicos para el análisis de la peligrosidad sísmica, conllevan incertidumbres significativas, inherentes a toda interpretación de fenómenos geológicos, en los que, a menudo, las observaciones pueden satisfacer diversas interpretaciones. Estas incertidumbres deben ser bien explicitadas en términos de probabilidades para que la información geológica pueda ser usada rigurosamente en el análisis probabilista de la peligrosidad sísmica.

Se ha propuesto el método del árbol lógico para tratar sistemáticamente las incertidumbres de los datos e interpretaciones geológicos utilizados en la caracterización de las fallas sismogénicas (Budnitz et al. 1997). Se asume que cada estadio de la interpretación lleva asociado un nivel de incertidumbre y que los siguientes estadios de interpretación dependen de la fiabilidad de las interpretaciones realizadas durante los estadios anteriores. Por lo tanto las incertidumbres acumuladas proporcionan una guía para valorar la fiabilidad de la solución final.

Recientemente Atakan (1997, 1999) ha propuesto un protocolo para el tratamiento sistemático de las incertidumbres en las investigaciones paleosísmicas. Existe también un software (UNIPAS, UNcertainties In PAleoSeismology) basado en el protocolo propuesto por Atakan (Toirán y Atakan 1999).

Con el fin de que los datos obtenidos en la investigación paleosismológica de la falla de El Camp en el marco del proyecto DATACIÓN (véase cap.7), pudieran ser utilizados de manera rigurosa en la estimación de la peligrosidad sísmica, los datos y argumentaciones contenidos en el proyecto DATACIÓN han sido sometidos al protocolo mencionado. El análisis ha sido llevado a cabo por K. Atakan y en el ha colaborado el equipo investigador del proyecto (P. Santanach, E. Masana y J.A. Villamarín). El análisis se ha realizado en seis sesiones de un día de duración cada una de ellas (29 de noviembre- 3 de diciembre). Ello condujo a una valoración de la incertidumbre de los resultados del proyecto DATACIÓN en términos de probabilidades. El análisis realizado y los resultados obtenidos se han plasmado en un informe de Atakan que se adjunta en DATACIÓN3-Anejos,Incertidumbres (Datación 1999). En este capítulo solamente se resumen el método empleado y los resultados.

8.1. Método

En general, hay dos tipos de incertidumbres: 1) aquellas relacionadas con la falta de información y que pueden mejorarse con nuevos datos y 2) aquellas relacionadas con la comprensión de los fenómenos y que no necesariamente pueden mejorarse con nuevos datos.

En paleosismología hay dos fuentes de incertidumbres. La primera está relacionada con los resultados numérico/analíticos y estas incertidumbres pueden ser tratadas y documentadas fácilmente. La segunda está relacionada con la interpretación de los datos y de las observaciones que se realizan en cada estadio de la investigación. Se trata básicamente de evaluar estas últimas. La cuantificación de este tipo de incertidumbres es difícil y normalmente menos documentada por los paleosismólogos, hecho que puede conducir a un mal uso y por lo tanto a una mala interpretación de la peligrosidad potencial de una determinada área. Raramente se cuantifica la fiabilidad relativa de la interpretación preferida respecto las otras alternativas. Se trata de intentar cuantificar estas incertidumbres utilizando el formalismo del árbol lógico.

La interpretación de datos geológicos implica el juicio del geólogo sobre algunos criterios de diagnóstico. Si se puede establecer una clasificación de los criterios de diagnóstico, puede establecerse una prioridad entre ellos basada en la relativa fiabilidad de cada criterio. Como consecuencia, pueden atribuirse factores de peso cualitativo (QWF, *Quality weight factors*) a las características de diagnóstico durante el proceso interpretativo, y finalmente puede atribuirse una incertidumbre acumulativa al resultado final.

Debe procederse del siguiente modo. Una vez identificados los objetivos del estudio paleosismológico, deben de identificarse los estadios consecutivos del análisis. Estos estadios deben integrarse en un árbol lógico como nodos con ramas alternativas. En cada nodo pueden describirse diferentes alternativas con sus incertidumbres asociadas. Éstas pueden expresarse en términos de probabilidades asignadas a cada rama del árbol lógico. En el caso más simple, en cada nodo pueden darse dos alternativas, una que represente la solución preferida y la otra, la suma de las restantes alternativas. Al final, una probabilidad conjunta de las alternativas preferidas dará una medida cualitativa de la incertidumbre del análisis.

El análisis realizado se restringe al estadio final de las investigaciones paleosísmicas donde se usan "evidencias de trincheras" para identificar paleosismos, con estimación de magnitud e intervalo de recurrencia. La interpretación paleosismológica involucra un complejo ensamblaje de relaciones geológicas y geomorfológicas, proceso que puede descomponerse en los seis estadios:

1. Marco tectónico y tasa de deslizamiento.
2. Selección de las localidades para el análisis detallado (criterios de selección de localidades)
3. Extrapolación de las conclusiones obtenidas en el análisis detallado de las localidades a la totalidad de la falla.
4. Identificación de paleosismos individuales (criterios de diagnóstico)

5. Datación de paleosismos (tipo de técnica)
6. Estimación de las dimensiones de los paleosismos (deslizamiento en eventos individuales, correlación entre trincheras)

Se han tenido en cuenta las incertidumbres asociadas con los seis estadios mencionados. Para ello se han analizado de manera sistemática mediante la ayuda del programa UNIPAS. UNIPAS permite al usuario configurar el sistema de la manera deseada. Ello se realiza de manera iterativa llenando de manera apropiada los valores del factor de peso cualitativo de las distintas categorías usadas para los seis estadios de la investigación (Toirán y Atakan 1999).

8.2.Resultados del análisis de las incertidumbres

1. **Marco tectónico**. A este estadio de la investigación se le ha aplicado un factor de peso cualitativo de **0.7**.

2. **Selección de las localidades para el análisis detallado**. Se discuten los criterios utilizados para i) la elección de la parte meridional de la falla de El Camp, ii) la elección de la parte sur del escarpe de Montroig y iii) la elección de las localidades de las trincheras en la parte meridional de la falla de El Camp. Se concluye que las incertidumbres asociadas al proceso de selección fueron reducidas al mínimo. Aunque no se investigara geofísicamente, la fiabilidad de las elecciones realizadas era alta. En el esquema propuesto en el protocolo, el caso en cuestión cae en la clase definida por evidencias geomorfológicas apoyadas con análisis geodésicos o geofísicos. Corresponde a un QWF de 0.6 a 0.8. Teniendo en cuenta que la falla fue observada directamente en dos localidades seleccionadas gracias a afloramientos naturales (localidades de las trincheras 5 y 6), y el escarpe había sido observado en el campo en la mayor parte de los 14 km de la falla, se ha aplicado un QWF de **0.8**.

3. **Extrapolación de las conclusiones obtenidas en el análisis detallado de las localidades a la totalidad de la falla**. Se han considerado dos posibles aplicaciones en lo que refiere a la longitud de la falla. La primera alternativa consiste en considerar sólo la parte en que el escarpe es visible en tierra y donde se han abierto las trincheras (desde Porquerola a l'Almadrava). En este caso la falla tiene una longitud de unos 14 km. La segunda alternativa consiste en considerar también la prolongación de esta falla en mar. La falla puede alcanzar entonces entre 24 y 30 km. Teniendo en cuenta la consistencia de resultados entre las diferentes localidades donde se han observado datos detallados se ha asignado un QWF de 0.8 para la alternativa de 14 km y de 0.6 para la de 24 km.

4. **Identificación de paleosismos individuales**. En esta sección del informe se describen los criterios de diagnóstico utilizados en la identificación de los eventos individuales en cada trinchera, y de acuerdo con la valoración de dichos criterios se atribuye, por separado, un valor de QWF a cada evento en cada trinchera, los cuales se detallan en la tabla adjunta. Al final se aplica un único QWF a todos los eventos considerando las interpretaciones de las cinco trincheras.

	TR 1	TR 2	TR 3	TR 4	TR 5	TR 6	TR 7
EVENTO Z	0.9	0.9	0.9				
EVENTO Y				0.8			
EVENTO X	1.0			0.9			
EVENTOS PRE 125K	0.8	0.8	1.0	0.9	0.8		0.8

Las dataciones permiten usar sólo los eventos X, Y y Z y, por lo tanto, los eventos pre 125K no se consideran en el estudio. El QWF global que puede asignarse a la identificación de los eventos X, Y y Z se basa en la media de los QWF de la tabla precedente y es **0.91**.

5. **Datación de paleosismos**. Se han considerado las incertidumbres asociadas con los métodos de datación, las asociadas a la adecuación de la muestra respecto al método usado y las asociadas al contexto de la muestra en relación con el horizonte a datar. Además se ha tenido en cuenta que en el establecimiento de la edad de los paleoeventos individuales se ha seguido un proceso en dos etapas: primero se ha establecido la cronoestratigrafía de la localidad estudiada y luego se ha establecido la ventana de edad de los paleoeventos individuales indentificados en cada trinchera. Los resultados de este análisis se resumen en la tabla adjunta.

	TR 1	TR 2	TR 3	TR 4	TR 5	TR 6	TR 7
EVENTO Z	1.0	1.0	0.6				
EVENTO Y				0.7			
EVENTO X	1.0			0.7			
EVENTOS PRE 125K	0.5	0.5	0.5		0.9		0.8

La media de los valores QWF obtenidos para los eventos X, Y y Z es de **0.83**.

6. **Estimación de las dimensiones de los paleosismos**. La estimación del la magnitud de los paleoeventos se ha basado en la longitud de la falla y en los deslizamientos observados en los eventos individuales observados en las trincheras. A partir de estos datos se han aplicado las regresiones de Wells y Coppersmith (1994). De acuerdo con el esquema propuesto en el protocolo UNIPAS, a las determinaciones de magnitud basadas en la longitud de la falla y en los datos de deslizamiento obtenidos mediante el análisis paleosismológico les corresponde un valor de QWF de **0.8**.

8.3. Aplicación a UNIPAS

Los 6 valores QWF obtenidos en el análisis que precede se han aplicado al formalismo del árbol lógico mediante

la utilización del software UNIPAS (Toirán y Atakan 1999). Se obtiene un valor de Pes de 0.2030, que corresponde a la mejor de las 64 posibles combinaciones del árbol lógico (fig. 88). El punto más débil del análisis, desde el punto de vista de la fiabilidad del análisis paleosismológico, proviene del nodo 3, donde se valora la extrapolación de los resultados de los análisis detallados locales a la totalidad de la falla. Este QWF (0.6) puede mejorarse con información adicional de la prolongación de la falla en mar.

Aceptando que estos resultados van a ser usados en la estimación de peligrosidad sísmica que pueden clasificarse en el nivel 2 (véase Atakan, 1999, para la definición de los diferentes niveles de importancia en relación a la utilización de datos paleosismológicos en aplicaciones de estimación de la peligrosidad), se obtiene **factor de calidad paleosísmica (PQF, Paleoseismic Quality Weight Factor) de 0.812**. En el caso de que estos datos se usaran en una aplicación del nivel 1, el correspondiente PQF sería de 0.406.

8.4. Discusión y conclusiones

Se considera la fiabilidad de las investigaciones paleosísmicas teniendo en cuenta el valor de Pes de 0.20 obtenido de la aplicación de UNIPAS y el correspondiente valor de PQF de 0.8 para una aplicación de nivel 2. En el caso de los resultados resumidos en la tabla que sigue, estas estimaciones de las incertidumbres se aplican a todos los parámetros proporcionados por los resultados de las investigaciones paleosísmicas. Los dos conjuntos de parámetros para la magnitud máxima, intervalo de recurrencia y tiempo transcurrido desde el último sismo característico, representan los dos casos extremos. Se dan los valores más y menos conservadores. En una aplicación de peligrosidad sísmica en la que se use la asunción del terremoto característico en lugar de la poissoniana, estos resultados pueden aplicarse usando el valor de PQF de 0.8. En otras palabras, la fiabilidad de los parámetros de la tabla resumen está expresada con un 80% de confianza. Ello es igualmente cierto para aplicaciones de estimación de peligrosidad sísmica que usen una aproximación poissoniana en la que estos resultados se aplicarán parcialmente en la determinación de la magnitud del terremoto máximo en fuentes lineales.

Los resultados de las investigaciones paleosísmi cas en la falla de El Camp se resumen en:

	Mmax	Intervalo de recurrencia	Tiempo transcurrido
ESTIMACIÓN CONSERVADORA	6.7	25000 años	15000 años
ESTIMACIÓN MENOS CONSERVADORA	6.4	50000 años	Último evento en 1195 AD

Sin embargo, si la aplicación de los parámetros precedentes fuera del tipo escenario asumiendo un terremoto determinístico, donde un futuro terremoto producido por la falla de El Camp se usara como terremoto de control, debería de aplicarse el PQF de 0.406 (se asume un nivel de importancia 1).

En general, existen las siguientes posibilidades de aplicación de los principales resultados de las investigaciones paleosísmicas de la falla de El Camp a los análisis de peligrosidad sísmica:

1. Análisis probabilístico de la peligrosidad sísmica utilizando fuentes areales (aproximación poissoniana). En este caso los resultados precedentes tienen influencia en la definición de algunos parámetros de la fuente, tales como la máxima magnitud esperada, y en este caso puede aplicarse un 81% de confianza (que corresponde al PQF de 0.812 utilizando el nivel 2).

2. Análisis probabilístico de la peligrosidad sísmica utilizando fuentes lineales (aproximación poissoniana). En este caso los resultados obtenidos se usan de manera similar al caso anterior, aunque la influencia dela falla de El Camp se expresará por su posición geográfica respecto de la localidad de interés. En este caso también puede aplicarse una confianza del 81% (que corresponde al PQF de 0.812 utilizando el nivel 2).

3. Estimación probabilística de la peligrosidad sísmica utilizando fuentes lineales y asumiendo un comportamiento

Fig. 88) Incertidumbres de las investigaciones paleosísmicas en la falla de El Camp. El árbol lógico representa las incertidumbres expresadas en valores de QWF asociados a los seis estadios de la investigación. El valor de Pes de 0.203 corresponde a un valor de PQF de 0.406 si se usa el nivel de importancia de 1. El diagrama inferior muestra la distribución de frecuencias de las probabilidades asociadas con las 64 diferentes soluciones finales.

dependiente del tiempo. En este caso también puede aplicarse una confianza del 81% (que corresponde al PQF de 0.812 utilizando el nivel 2).

4. Estimación determinista de la peligrosidad sísmica usando los resultados de las investigaciones paleosísmicas directamente como sismo de control (sismo de diseño o sismo de escenario). En este caso se considera que la confianza es del 40% (que corresponde al valor de PQF de 0.406 obtenida utilizando el nivel de importancia 1).

9. Peligrosidad

9. Estudio comparativo de peligrosidad sísmica en el área de El Camp

María José Jiménez y Mariano García Fernández
Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", C.S.I.C., Barcelona

El objetivo del presente estudio es la evaluación probabilista de la peligrosidad sìsmica en la zona de El Camp, Tarragona, considerando la información que han suministrado los resultados de los estudios de paleosismicidad de la falla de El Camp.

Para el análisis comparativo de peligrosidad sísmica se ha considerado el mismo conjunto de datos empleado en la elaboración del mapa de peligrosidad sísmica del Atlas Nacional de España, publicado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) en 1992 (IGN, 1992), y que fue incluído como mapa básico en la última edición de la Norma de Construcción Sismorresistente NCSE-94 (IGN, 1995). A partir de las diferentes hipótesis mediante las que pueden incorporarse los resultados aportados por la paleosismicidad en este tipo de estudios de evaluación probabilista de la peligrosidad, se han generado una serie de mapas que se comparan con resultados anteriores para la región, discutiendo los resultados obtenidos en conexión a las diferentes hipótesis consideradas con especial énfasis en la contribución a los valores del movimiento del terreno de la información paleosismológica.

Este trabajo se enmarca dentro del Convenio de Colaboración formalizado por el Departament de Geodinàmica i Geofísica de la Universitat de Barcelona (DGG-UB) y el Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (ICTJA-CSIC) para la realización por parte del ICTJA-CSIC de un "Estudio comparativo de peligrosidad sìsmica en el ·rea de El Camp, Tarragonaî, con objeto de evaluar la influencia de la utilización de la información obtenida por el DGG-UB en sus trabajos de paleosismicidad en el área de estudio (Jiménez y García Fernández, 1998, 1999, véase Datación 1999, Anejos).

En este resumen se ilustran los resultados del Convenio de Colaboración ICTJA-CSIC/DGG-UB (Jiménez y García Fernández, 1998, 1999) con tres mapas de peligrosidad sísmica, en têrminos de aceleración horizontal máxima del terreno en el área de El Camp para un período medio de retorno de 10.000 años (probabilidad anual de 10^{-4}). Este nivel de probabilidad se ha escogido al ser representativo en la evaluación de estructuras críticas.

9.1 Introducción

Los métodos probabilistas de evaluación de la peligrosidad sísmica, a diferencia de los métodos deterministas, basan los cálculos de peligrosidad en todos los eventos sísmicos en un área geográfica determinada, incorporando la variable tiempo de forma explícita al considerar las frecuencias de ocurrencia de diferentes tipos de eventos en cuanto a su tamañoo y considerar, además, el tiempo de exposición.

En los últimos años, los estudios de peligrosidad han evolucionado como resultado de las investigaciones en este campo de la Sismología. Los modelos utilizados para el cálculo de la peligrosidad han sido mejorados durante esta evolución, como queda reflejado en las distintas generaciones de estudios de peligrosidad sìsmica, desde los estudios pioneros de determinismo histórico, basados en considerar el caso más extremo implicando por tanto el mayor conservadurismo; hasta las generaciones más recientes de estudios basados en la evaluación de la peligrosidad en función del tiempo (*time-dependent hazard*) o de predicción, pasando por el probabilismo histórico y el probabilismo sismotectónico.

Todo ello se traduce en la práctica en que los estudios de peligrosidad actuales consideren no sólo el caso más conservador en cuanto a los modelos y parámetros, o un modelo y unos parámetros específicos elegidos de entre los posibles, sino que tengan en cuenta todo un rango de modelos y de parámetros, asignando unas incertidumbres a cada uno de ellos, siempre que la información y el conocimiento disponible así lo permitan.

Además, esta evolución ha quedado también reflejada en el carácter multidisciplinar de los estudios de peligrosidad recientes, en los que cada vez adquiere mayor relevancia la incorporación del conocimiento de otras disciplinas como la geología y la geodesia, entre otras.

El cálculo probabilista de la peligrosidad depende del modelo elegido y de la caracterización de los parámetros de ese modelo. La elección del modelo y la caracterización de los parámetros depende, a su vez, de la información y del conocimiento disponible en cuanto a los diversos factores que constituyen la base para la aplicación del mtodo probabilista. La geometría de las fuentes sísmicas y la asignación de magnitud máxima para cada una de ellas, la determinación de las leyes de recurrencia para la magnitud, los modelos de ocurrencia en el tiempo que describen la sismicidad y las leyes de atenuación resultan ser los factores más relevantes y determinan, en gran medida, la calidad de los resultados del c·lculo probabilista de la peligrosidad y sus incertidumbres asociadas.

Durante el desarrollo del presente estudio de peligrosidad sísmica para el área de El Camp se han considerado todos estos factores, analiz·ándose la influencia que

supone la incorporación de la información suministrada por los estudios de paleosismicidad de la falla de El Camp.

9.2. Peligrosidad sísmica en el área de El Camp

Sismicidad

Como base de datos se ha utilizado el catálogo sísmico original del Instituto Geográfico Nacional, actualizado a Diciembre de 1998 (la fig.89 muestra la sismicidad del catálogo actualizado) y la ocurrencia de paleoterremotos en la falla de El Camp en un número y tamaño de acuerdo con las investigaciones de paleosismicidad del DGG-UB.

Definición de fuentes sismogénicas

La definición de forma precisa de las fuentes sismogénicas, origen de la sismicidad que puede afectar a un emplazamiento en el futuro, y el detalle de su geometría es función de la información sobre sismicidad y sismotectónica en una región.

Así, pueden definirse fuentes sismogénicas de acuerdo con diferentes escalas geográficas en función del detalle con que se conoce la sismicidad y las principales estructuras tectónicas activas. Los criterios principales para el establecimiento de fuentes sismogénicas en un área geográfica tienen en cuenta aspectos generales de geología estructural, la historia sismotéctonica, concentraciones de sismicidad y estructuras específicas activas e implican escalas geográficas diferentes en cuanto a su extensión, directamente relacionadas con el conocimiento de los procesos sismotectónicos en una región. En el caso de fuentes sismogénicas que corresponden a fallas, los criterios para su definición como fuentes específicas son, fundamentalmente, la existencia de concentraciones muy altas de sismicidad, las estructuras cuaternarias cartografiadas y la deformación cuaternaria. Las fallas corresponden al caso extremo de fuente sísmica en cuanto a la dimensión, lineal en general, en contraste con los otros tipos de fuente asociadas con un área geográfica, y se utilizan para representar zonas sísmicamente muy activas en la actualidad y para las que se cuenta con información precisa. Pueden también definirse fuentes que correspondan a una falla en base exclusivamente a criterios e información geológicos.

Para este estudio se han considerado las zonas fuente del conjunto original con el que se generó el mapa de la norma NCSE-94 (IGN, 1995) y que afectan al área de interés. Estas zonas, representadas en la figura 89, corresponden, en síntesis, a la sismicidad asociada con los principales rasgos sismotectónicos regionales:

- La zona S22 incluye toda la actividad asociada al Pirineo Oriental, salvo la región de Olot que constituye una fuente independiente (zona S25).
- La zona S23 representa la sismicidad asociada a las Cadenas Costeras Catalanas.
- La zona S25 definida para individualizar la sismicidad singular de la región de Olot, representada fundamentalmente por la denominada serie olotina de 1427-1428.

La zona S23 se ha dividido en dos subzonas denominadas S23N (fuente Norte) y S23S (fuente Sur), basándose en el análisis de la actividad sísmica y en consideraciones tectónicas. La subzona S23S se ha considerado como la de mayor influencia en la peligrosidad sísmica en el área de El Camp (Jiménez y Garcéa Fernández 1998, en Datación 1999, Anejos).

Alternativamente, a partir de los resultados del estudio de paleosismicidad en la falla de El Camp facilitados por el DGG-UB, se ha definido un modelo de sismicidad de falla fuente que incluye las hipótesis siguientes:

- La parte meridional de la falla de El Camp, con evidencia de actividad cuaternaria, tiene una longitud en tierra de unos 14 km, entre el barranco de la Porquerola y la playa de l'Almadrava, y se adentra en el mar unos 10 km como mínimo. El modelo considera estos 24 km como longitud de la falla fuente.
- En los últimos 125000 años se han producido al menos tres

Fig. 89) Zonas sismogénicas y sismicidad. Catálogo sísmico de 1320 a 1998, con intensidades (rojo (I_0>7), amarillo (6<I_0 ≤7), verde (5<I_0≤6), azul (I_0≤5)) superpuestas a las magnitudes (en gris). En ambos casos, valores proporcionales al tamaño del símbolo. La línea discontinua azul delimita el área de estudio.

eventos de magnitud del momento M=6.5.

- Se considera la relación empírica entre longitud de ruptura, L, y magnitud del momento, M, obtenida por Wells y Coppersmith (1994) para fallas normales:

$\text{Log } L = -2.01 + 0.50\ M\ (s_L = 0.21)$

- Se supone una magnitud máxima de 6.7.

Modelos de recurrencia

Los modelos de recurrencia especifican para cada fuente sísmica la frecuencia de los terremotos en función de su tamaño. El modelo más común mediante el que se representa la actividad sísmica es el exponencial caracterizado por tres parámetros fundamentales: la tasa total de terremotos por encima de un cierto nivel de magnitud, la pendiente del decaimiento del número de terremotos al aumentar la magnitud y la magnitud máxima asociada con la fuente sismogénica.

Para la determinación de estos parámetros es necesario disponer de tres tipos de datos: sismicidad histórica, datos geológicos y datos geodésicos. El grado de conocimiento y la precisión en estos tres tipos de datos determinan el mayor o menor peso de los diferentes tipos de información en la caracterización de los modelos de recurrencia. Este hecho está también relacionado con el ambiente geológico y tectónico de una región y por tanto, con el proceso de deformación cortical lento o rápido que determina el ciclo sísmico.

En el caso general, el uso de las distribuciones exponenciales para representar la actividad sísmica es adecuado cuando se trata de fuentes sismogénicas con un área geográfica suficientemente grande. Su uso para regiones reducidas o para estructuras específicas, con el objeto de determinar la ocurrencia de los terremotos mayores, debe hacerse con precaución y teniendo en cuenta las incertidumbres que de ello se pueden derivar. A menos que la muestra a partir de la que se calculan los par·metros de actividad contenga al menos dos de los terremotos de mayor magnitud, no puede garantizarse que este tipo de distribuciones representen un modelo estadístico apropiado.

Un modelo de recurrencia alternativo para estructuras específicas es el modelo del terremoto característico, según el cual la frecuencia de ocurrencia de los terremotos mayores es mayor que la que correspondería a la distribución exponencial. Estudios recientes para estructuras con una actividad sísmica elevada muestran evidencias de que las leyes de recurrencia basadas en el modelo del terremoto característico representan de forma más adecuada tanto la sismicidad observada como la frecuencia de ocurrencia de los terremotos mayores. A pesar de haber suscitado debate en cuanto a su aplicabilidad generalizada, el concepto de terremoto característico, introducido por Schwartz y Coppersmith (1984), parece ser mucho más representativo de la actividad sísmica asociada a una falla en particular, como muestran diversos estudios recientes basados en observaciones de la actividad sìsmica o de paleosismicidad, en los que se evidencia la ocurrencia de terremotos característicos asociados a fallas específicas (ej.: Schwartz y Coppersmith, 1984; Pantosti et al., 1993). Algunos estudios teóricos recientes, además, demuestran también la validez del concepto de terremoto característico (Madariaga, 1994); pero es importante señalar, por las implicaciones que tiene en el cálculo probabilista de la peligrosidad, que este concepto puede aplicarse en cuanto a la determinación de la magnitud y el desplazamiento asociado, pero no implica necesariamente periodos de recurrencia uniformes o cuasi-periodicos entre los eventos característicos (Hecker y Schwartz, 1994).

En general, los datos disponibles para caracterizar los parámetros de las leyes de recurrencia son aquellos que provienen del registro histórico de la sismicidad y aunque la información geológica se extiende a un período de tiempo mucho mayor, la información suministrada por la paleosismicidad es generalmente escasa en el sentido estadístico. Este hecho hace que no sea posible la caracterización de los parámetros de las distribuciones de modo que sean estadísticamente significativos y permitan así el necesario rigor en los cálculos probabilistas de la peligrosidad.

Para el presente estudio, y con el objetivo de utilizar al máximo toda la información disponible, el modelo de ocurrencia de terremotos se ha obtenido a partir del catálogo sísmico de la zona S23S, incluyendo las ocurrencias estimadas por los estudios de paleosismicidad en el caso de los modelos de fuente con magnitud máxima M=6.7.

La inclusión de la información disponible a partir de la paleosismicidad no resulta rigurosa pero permite establecer la comparación con estudios anteriores en la zona y el impacto de la paleosismicidad en los resultados. Por ello los resultados que de este proceso de cálculo se derivan deben considerarse como estimativos y cualitativos pero nunca cuantitativos.

Modelos de ocurrencia en el tiempo

El modelo más común para representar la ocurrencia en el tiempo de la actividad sísmica es el proceso de Poisson. Este modelo estocástico es el más simple y no requiere información adicional aparte de las leyes de recurrencia. Su característica fundamental es la de ser un proceso que carece de memoria; es decir la probúbilidad de ocurrencia de un terremoto es independiente del tiempo transcurrido desde el ltimo evento. A pesar de que estas hipótesis no responden al conocimiento actual en cuanto al comportamiento de los procesos tectónicos en fallas individuales, su aplicación proporciona resultados razonables en cuanto a los niveles de peligrosidad correspondientes a los tiempos de exposición de interés para estructuras tanto comunes como críticas.

Un modo de incorporar memoria en el proceso de ocurrencia de los terremotos es considerar otras distribuciones en lugar de la exponencial para reflejar así la influencia de los terremotos del pasado en la ocurrencia futura de terremotos.

De este modo, la probabilidad de ocurrencia de un terremoto es variable en el tiempo y función del tiempo transcurrido desde el último terremoto, incrementándose al aumentar el tiempo transcurrido desde el último terremoto.

Para el estudio de peligrosidad del área de El Camp se ha considerado que el modelo de ocurrencia de Poisson representa de modo razonable la ocurrencia en el tiempo de la actividad sísmica asociada a la falla de El Camp, para los tiempos de exposición considerados. Las diferencias en los resultados del cálculo de peligrosidad al considerar otros modelos dependientes del tiempo sólo serían evidentes para tiempos de exposición mucho mayores de los reflejados en este estudio.

Leyes de atenuación

El modelo de movimiento del terreno o ley de atenuación calcula los efectos en un emplazamiento debidos a la ocurrencia de un terremoto de una determinada magnitud a una cierta distancia del emplazamiento de interés.

La elección de una ley de atenuación del movimiento del terreno, cuando no se dispone de información suficiente en el área de interés, es un aspecto clave en la evaluación de la peligrosidad sísmica, y constituye la fuente fundamental de incertidumbre en el resultado final.

En el estudio original (Jiménez y García Fernández 1998, 1999, en Datación 1999, Anejos), la estimación del rango de incertidumbre de los resultados se ha realizado utilizando cinco leyes de atenuación regional del movimiento del terreno, una específica de la Península Ibérica y cuatro relaciones empíricas desarrolladas para regiones de ambientes tectónicos que pueden considerarse similares al área de estudio.

En los mapas que se presentan en este resumen se ha empleado como ley de atenuación la relación empírica desarrollada por Ambraseys et al. (1996), que puede considerarse un promedio representativo para la región Euromediterránea y que ha sido utilizada recientemente en el mapa de peligrosidad sísmica del Mediterráneo elaborado dentro del proyecto internacional SESAME (Jiménez et al. 2000). En todos los casos se ha considerado una desviación estándar en la ley de atenuación.

Algoritmo de cálculo

Para la evaluación probabilista de la peligrosidad sísmica en el área de El Camp se ha utilizado el programa SEISRISK III (Bender y Perkins 1987), basado en el algoritmo original de Cornell (1974). El programa SEISRISK III est· diseñado para calcular los niveles máximos de movimiento del terreno que tienen una probabilidad específica de no ser excedidos durante periodos de tiempo fijos en los puntos equidistantes de una malla bidimensional. SEISRISK III asume que la sismicidad se distribuye en zonas fuente y/o fallas, permitiendo que los terremotos dentro de cada fuente/falla tengan una distribución uniforme o normal. Esta última opción es una forma de modelizar la incertidumbre de las localizaciones epicentrales y, consecuentemente, la de los límites de las zonas fuente definidas. El modelo en el que se basan los cálculos de peligrosidad con SEISRISK III asume que la ocurrencia de los terremotos sigue una distribución de Poisson y que las tasas medias por unidad de tiempo del númeromero de terremotos en cada fuente o falla, N_i, para cada intervalo de magnitud considerado, M_i, permanecen constantes durante los periodos de tiempo de interés; sin necesidad explícita de que sigan una distribución exponencial del tipo Gutenberg-Richter.

9.3. Resultados

Para ilustrar los resultados generales del trabajo, en este resumen se consideran tres modelos de fuente sísmica:

1. Zona S23S con magnitud máxima M=5.5 (magnitud equivalente a la intensidad máxima asignada a la zona S23 para el cálculo del mapa de la norma NCSE-94).
2. Zona S23S con magnitud máxima M=6.7 (según los resultados del estudio de paleosismicidad del DGG-UB).
3. Falla de El Camp (24 km) con magnitud máxima M=6.7 (según los resultados del estudio de paleosismicidad del DGG-UB).

Con estos tres modelos se han generado los mapas de peligrosidad sísmica, en términos de aceleración horizontal

Fig. 90) Mapa de aceleración horizontal máxima del terreno para un periodo medio de retorno de 10.000 años (probabilidad anual de 10^{-4}). Modelo de fuente: Zona S23S con magnitud máxima M=5.5. Ley de atenuación: Ambraseys et al. (1996).

Fig. 91) Mapa de aceleración horizontal máxima del terreno para un período medio de retorno de 10.000 años (probabilidad anual de 10^{-4}). Modelo de fuente: Zona S23S con magnitud máxima M=6.7. Ley de atenuación: Ambraseys et al. (1996).

máxima del terreno para un período medio de retorno de 10.000 años (probabilidad anual de 10^{-4}), que se presentan en las figuras 90, 91 y 92.

La evaluación probabilista de la peligrosidad incluyendo la contribución de la actividad paleosísmica identificada en la falla de El Camp se ha llevado a cabo siguiendo un procedimiento similar al utilizado por Mayer-Rosa et al. (1993) para la elaboración de mapas de peligrosidad para el Sur de Italia. Básicamente consiste en asociar la actividad sísmica de la fuentes que representan las regiones sismotactónicas en estudio (fuente S23S en nuestro caso) con la actividad de determinadas fallas (segmento activo de El Camp en este trabajo). Los parámetros de actividad se calculan a partir de los datos disponibles del catálogo sísmico, se asocian a la estructura, incluyendo la información paleosísmica, se estima la magnitud máxima a partir de los datos geológicos y se calcula la peligrosidad. A pesar de que este procedimiento tiene la gran ventaja potencial de reconocer estructuras sismogénicas específicas y de incorporar el conocimiento geológico directamente, está sujeto también a las incertidumbres derivadas de la hipótesis de que un registro histórico relativamente corto en el tiempo representa la historia de la actividad asociada a la estructura.

El mapa de la figura 90 muestra la aceleración horizontal máxima del terreno para un período medio de retorno de 10.000 años (probabilidad anual de 10^{-4}), considerando como fuente sísmica la zona S23S con magnitud máxima M=5.5. El valor máximo del mapa es de 0.15g (1g=9.8 m/s^2). El mapa equivalente al de la norma NCSE-94, para el mismo período de retorno (García Fernández, 1986), calculado en términos de intensidad y utilizando las leyes de atenuación de Martín (1984), da un valor para el área de El Camp de I_{MSK}=VII, que, segúnn la relación intensidad-aceleración de la norma NCSE-94 (IGN, 1995), correspondería a una aceleración máxima horizontal de 0.08g.

El mapa de la figura 91 es análogo al anterior (aceleración horizontal máxima del terreno para un período medio de retorno de 10.000 años), considerando como fuente sísmica la zona S23S, pero suponiendo una magnitud máxima M=6.7, según los resultados del estudio de paleosismicidad del DGG-UB. El mapa es prácticamente igual al anterior (figura 90), con un valor máximo de 0.15g. El resultado casi idéntico se explica porque las ocurrencias de los terremotos más grandes tienen periodos de recurrencia (30.000 años) mayores que el período de retorno representado en el mapa (10.000 años), por lo que su influencia es prácticamente nula.

En el mapa de la figura 92 se considera el tercer modelo que usa como fuente la falla de El Camp con una magnitud máxima M=6.7, incluyendo los resultados del estudio de paleosismicidad del DGG-UB. Al tratarse de una falla individual, el área de influencia de la actividad sísmica se reduce respecto a los mapas anteriores, concentrándose alrededor de la misma, y proporciona valores más altos de aceleración horizontal del terreno (el valor máximo que aparece en el mapa, para un período medio de retorno de 10.000 años, es de 0.43g). Aún así, en este mapa, por las mismas razones expuestas en el mapa anterior (figura 91), la influencia de los terremotos más grandes es prácticamente nula.

Fig. 92) Mapa de aceleración horizontal máxima del terreno para un período medio de retorno de 10.000 años (probabilidad anual de 10^{-4}). Modelo de fuente: Falla de El Camp con magnitud máxima M=6.7. Ley de atenuación Ambraseys et al. (1996).

9.4. Discusión y conclusiones

Los ejemplos incluídos en este resumen muestran la importancia que tiene la elección del tipo de fuente, zona o falla, sobre los resultados de peligrosidad sísmica. En el caso del área de El Camp, el valor máximo de aceleración horizontal del terreno, para un período medio de retorno de 10.000 años, varía entre 0.15g y 0.43g, según se considere como fuente la zona S23S o el segmento de la falla de El Camp identificado como activo en los estudios de paleosismicidad del DGG-UB. Los valores que reflejan los resultados obtenidos son aplicables para emplazamientos a distancias superiores a unos 10 km del epicentro, donde no han de considerarse efectos específicos derivados de las dimensiones finitas de la fuente sísmica. Para distancias inferiores a 10 km sería necesario caracterizar la geometría tridimensional de la fractura junto con el proceso de ruptura.

Los resultados obtenidos en este estudio son particularmente importantes cuando se trata de evaluar o diseñar estructuras especiales o críticas. Por ello es fundamental la realización de estudios de detalle de identificación y parametrización de fallas activas, como el llevado a cabo en la falla de El Camp, en áreas dónde existen o se pretende construir estructuras de este tipo.

En el caso de fuentes sismogénicas específicas, tales como la falla de El Camp, que no presentan actividad significativa en tiempo reciente, reflejada en el registro histórico, pero para las que existen evidencias paleosismológicas de la ocurrencia de terremotos grandes, la aplicación de modelos exponenciales no puede llevarse a cabo de forma directa por las razones expuestas con anterioridad. La evaluación de la contribución a la peligrosidad debería llevarse a cabo a partir de un modelo de recurrencia específico para los terremotos mayores asociados a la estructura. La información que se dispone en la actualidad sobre la falla de El Camp no permite establecer dicho modelo en base a parámetros estadísticamente significativos para el cálculo probabilista de la peligrosidad.

Por otra parte, los resultados de los estudios de paleosismicidad pueden incorporarse también en el cálculo de la peligrosidad a través de modelos alternativos, como el del terremoto característico, para el desarrollo de evaluaciones deterministas de la peligrosidad mediante la generación de escenarios que tengan en cuenta la fuente, la transmisión de la energía sísmica y los efectos del tipo de emplazamiento. A partir de estos escenarios se determina el movimiento esperado del terreno, mediante la simulación sintética de toda su historia temporal y contenido frecuencial (ej.: Berardi et al., 2000), utilizando la información que suministra la paleosismicidad en cuanto a la magnitud y al tipo de fuente sísmica correspondiente al terremoto característico. La comparación de los valores, no sólo de aceleración máxima, sino también de las amplitudes espectrales, con los de diseño de la estructura para instalaciones críticas; junto con la asignación de la probabilidad estimada de que se produzca ese nivel del movimiento del terreno, suministra la información necesaria para la toma de decisiones, si es que el riesgo que supone la instalación requiere un cierto conservadurismo para cumplir con la legislación que garantiza la seguridad de la misma.

La determinación del intervalo medio de recurrencia de los terremotos mayores es evidentemente el principal objetivo de la evaluación probabilista de la peligrosidad. A partir de las investigaciones de paleosismicidad, sin embargo, no es frecuente que puedan determinarse paleoterremotos en un número suficiente, y con la precisión necesaria en las dataciones, para establecer un intervalo medio válido con poca incertidumbre. En estos casos, y bajo ciertas hipótesis (ej. modelo del terremoto característico, relación unívoca entre magnitud y el desplazamiento asociado), el intervalo de recurrencia puede deducirse a partir de la historia del deslizamiento de la falla de forma relativamente sencilla. Este método ha sido aplicado, por ejemplo, para establecer las probabilidades de ocurrencia en 30 años de terremotos de magnitud 7 o mayores en el área de la bahía de San Francisco, California (WGCEP, 1990).

Para llevar a cabo un cálculo análogo en al caso de la falla de El Camp sería necesario disponer de información más detallada y precisa en cuanto a los datos geológicos sobre la segmentación de la falla, la tasa de desplazamiento en cada segmento, la magnitud estimada del terremoto característico para cada segmento y el tiempo de ocurrencia del último terremoto característico; junto con la apropiada asignación de las incertidumbres asociadas a cada uno de los parámetros mencionados.

Las conclusiones generales de este estudio comparativo para la evaluación probabilista de la peligrosidad sísmica en el área de El Camp se resumen a continuación en una serie de puntos de los que pueden inferirse aquellos temas que deberían ser objeto de investigaciones futuras para reducir las incertidumbres en los análisis de peligrosidad.

En casos específicos, como es la existencia de instalaciones especiales, es fundamental llevar a cabo análisis particulares de detalle de los datos del área de estudio (geología, sismología, paleosismología), con el interés fundamental de reducir las incertidumbres asociadas a la utilización de modelos de recurrencia limitados y de leyes de atenuación importadas de otras regiones en principio similares. En el caso concreto de la falla de El Camp, resulta fundamental el trabajo geológico de detalle para poder determinar la historia del comportamiento de la falla, con objeto de validar modelos estadísticos de recurrencia que no deben ser necesariamente de tipo Poisson.

Tanto la intensificación de estudios de paleosismicidad en fallas o segmentos de falla identificados como activos, como de estudios que establezcan, desde el punto vista teóri-

co del cálculo probabilista de la peligrosidad, las ventajas y limitaciones de la incorporación de la información paleosísmica, proporcionan los elementos necesarios para avanzar en la integración de los resultados de las diversas investigaciones geológicas, sismológicas y paleosismológicas y para suministrar la información necesaria para el conocimiento del ciclo sísmico de estructuras potencialmente peligrosas y su impacto en la evaluación de la peligrosidad.

10. Conclusiones

10. Conclusiones

Tal como se explica en la introducción de este informe, el proyecto DATACIÓN se planteó dos problemas, por un lado la acotación cronológica de las unidades aluviales en una zona semiárida y para un período de tiempo sensiblemente mayor que el Holoceno, para uso en paleosismología, y, por otro lado, la caracterización de los parámetros sísmicos de la falla de El Camp a partir de un análisis paleosismológico.

La datación de niveles geológicos para usos de paleosismicidad se ha abordado clásicamente con el método del radiocarbono debido a su gran precisión. Sin embargo, en la zona de El Camp, el método presenta unas limitaciones que hacen inviable un estudio de paleosismicidad basado únicamente en el mismo. Destacan las siguientes: 1) la falla de El Camp es una falla de actividad moderada a baja lo que implica que, para caracterizar su comportamiento sísmico, deban analizarse períodos de tiempo largos para abarcar así, al menos, un ciclo sísmico entero; en cualquier caso deben considerarse períodos de tiempo superiores a 40000 años, límite temporal del método del radiocarbono; 2) en medios semiáridos y con depósitos aluviales, los materiales susceptibles de ser datados con el método son escasos y han sido oxidados con relativa facilidad, con lo que su poca abundancia y su irregular distribución espacial imposibilitan su uso generalizado. Esto ha llevado a la necesidad de la incorporación de otras técnicas de datación como la termoluminiscencia y el uranio/torio, el análisis polínico y el paleomagnetismo para acotar la geocronología de las unidades estratigráficas de la zona. Las características de la falla de El Camp son comunes a gran parte de las fallas catalogadas como neotectónicas en la Península Ibérica, con lo que las conclusiones metodológicas obtenidas en la misma en el aspecto de la obtención de resultados geocronológicos son, sin duda, de aplicación general. A pesar de la escasez de materiales susceptibles de ser datados en este tipo de medios y para este rango de tiempo el desarrollo del proyecto DATACIÓN ha permitido acotar cronológicamente las unidades de la zona de El Camp con suficiente precisión para realizar posteriormente interpretaciones paleosísmicas.

Los métodos de análisis paleosismológico se han desarrollado en zonas donde el ciclo sísmico es corto, es decir con una velocidad de deformación muy alta, con lo que no son directamente aplicables en zonas de actividad moderada como la falla de El Camp. En el otro extremo, se han publicado algunos trabajos, con resultados muy limitados debido a la gran dificultad de la labor, en los que se analiza la paleosismicidad en fallas mucho más lentas que la de este trabajo, con métodos tampoco directamente aplicables a la falla de El Camp. Así, el proyecto DATACIÓN planteaba también la necesidad de adaptar los métodos paleosismológicos a una zona semiárida y con una velocidad de deformación moderada.

A pesar de las limitaciones paleosísmicas y geocronológicas planteadas al inicio del proyecto, el trabajo realizado sobre cada uno de estos aspectos ha permitido profundizar en el origen de los problemas y en su resolución. De esta forma se ha evolucionado lentamente hasta la caracterización del potencial sísmico de la falla de El Camp con una incertidumbre mínima. Para culminar el proceso, se han incorporado los parámetros paleosísmicos obtenidos al cálculo de la peligrosidad sísmica de la zona, lo que muestra un notable incremento de la misma en algunos puntos, en particular a lo largo de la falla de El Camp, junto a la que se asienta la Central Nuclear de Vandellós. Se recalca, pues, la gran incidencia de este tipo de estudios en la evaluación de la peligrosidad sísmica.

El trabajo realizado ha sido exhaustivo y centrado en el sector de la falla de El Camp, donde a priori pueden sacarse más y mejores resultados. Sin embargo, permanecen abiertos algunos interrogantes, sobretodo en lo que se refiere a la extrapolación de los datos obtenidos en un sector de la falla al resto de la misma.

A continuación se exponen las principales conclusiones obtenidas referentes a cada uno de los objetivos planteados, así como los aspectos que podrían ser analizados con mayor detalle para aumentar la fiabilidad de los resultados.

10.1. Dataciones

La obtención de una geocronología apropiada para estudios de paleosismicidad en la falla de El Camp aporta conclusiones tanto metodológicas en la datación de zonas semiáridas como aplicadas a la caracterización del comportamiento sísmico de dicha falla.

Sobre el método

- **El uso de diversos métodos de datación independientes**, en este caso correlación geomorfológica con fenómenos globales -variaciones del nivel del mar y cambios del campo magnético terrestre-, desequilibrios de la serie del uranio, termoluminiscencia, radiocarbono y análisis palinológico, permite establecer un autocontrol de los resultados. El uso de diversos métodos y el contraste de sus resultados permite descartar algunos resultados obtenidos por alguno de los métodos aplicados por falta de consistencia o carencia de sentido geológico. Ello implica que basar los resultados en un único método o en pocos resultados puede conducir a grandes errores.

- **En la datación de calcretas**, se ha de tener en cuenta:

a) Una calcreta es un suelo desarrollado sobre un sustrato por lo que la edad obtenida para la calcreta será necesariamente

más joven que la edad del sustrato.
b) El proceso edáfico que forma las calcretas es a menudo poligénico. Esto conduce a que las edades obtenidas sobre un mismo nivel de calcretas puedan ser muy variables en función de si han experimentado recrecimientos o no. Ello implica que la edad del sustrato será más antigua que la edad más antigua obtenida en la calcreta.

c) Es posible que niveles de calcretas situados a mayor profundidad sean más recientes que otros más superficiales. Este hecho es función de la profundidad de penetración de las raíces que fijan el $CaCO_3$.

d) Mediante el método uranio/torio se datan etapas edafogénicas.

e) Mediante la termoluminiscencia, si la calcreta ha permanecido siempre enterrada, se datan etapas edafogénicas. Si la calcreta ha quedado expuesta en la superficie y posteriormente ha sido recubierta por una capa de sedimentos, se data el momento de enterramiento del caliche, siempre que durante el tiempo de exposición a la luz la calcreta hubiera quedado blanqueada; o también se puede estar datando un proceso edafogénico posterior.

Edad de los abanicos aluviales

• Se pueden diferenciar tres grandes etapas sedimentarias separadas por dos cicatrices erosivas bien manifiestas. Se diferencian, de más antiguas a más modernas, las Unidades 2, 3 y 4.

• Los materiales que constituyen la Unidad 2 tienen una edad situada dentro del período Matuyama de la escala paleomagnética, posiblemente la parte alta de la unidad se sitúe cerca del cambio de la polaridad actual. Es decir tiene una edad anterior a 735000 años BP.

• Los restos de la superficie bien preservada a techo de la unidad 2 en el afloramiento situado en la zona apical del abanico de Montroig, puede tener una edad comprendida entre los 735000 años BP (edad del paso de Matuyama a Brunhes) y los 300000 años BP (edad más antigua del caliche que la tapiza y edad más moderna posible de acuerdo con la correlación entre geomorfología y variaciones del nivel del mar).

• La colmatación de la Unidad 3 muy probablemente corresponda al máximo del estadio isotópico 5 de las variaciones del nivel del mar, es decir, tenga una edad de unos 125000 años BP. Son congruentes las edades de los caliches que tapizan el techo de dicha unidad y la correlación entre la evolución geomorfológica y las variaciones del nivel del mar

• Los pequeños abanicos adosados al frente montañoso (Unidad 4) tienen una edad comprendida entre 125000 años BP y la actualidad.

• Al pie del escarpe de falla, localmente, se acumulan depósitos muy recientes.

10.2. Potencial sísmico de la falla de El Camp

Paleosismicidad

• **Segmentación**

a) En la parte sur de la falla de El Camp, de 40 km de longitud, se han podido diferenciar dos segmentos de comportamiento sísmico distinto. El límite entre ambos segmentos se sitúa entre el barranco de Rifà y el barranco de la Porquerola.

b) En el segmento norte, de 16 km de longitud, la falla dejó de actuar hace unos 140000 años. Hasta aquel momento fue activa con una tasa de deslizamiento vertical de un valor comprendido entre 0.03 y 0.1 mm/año.

c) En el segmento sur, de 24 km de longitud (14 km en la zona emergida y posiblemente 10 en la sumergida, al sur de l'Almadrava), la falla ha mantenido actividad sísmica posteriormente a los 125000 años BP y ha perdurado hasta la actualidad. Los trabajos paleosismológicos se han concentrado en este segmento. Las conclusiones sobre caracteres paleosísmicos que se exponen a continuación se refieren al segmento sur.

• **Tasas de deslizamiento**

Se han obtenido, en puntos diferentes, valores máximos comprendidos entre 0.02 y 0.08 mm/año. Se acepta como mejor aproximación a la tasa de deslizamiento vertical de este segmento de la falla de El Camp el menor valor obtenido: 0.02 mm/año. Hay evidencias de la no desaparición total del escarpe por erosión en los períodos intersísmicos y el desnivel que provoca una tasa de deslizamiento de este valor se explica razonablemente con los paleosismos descritos.

• **Carácter sísmico de la falla**

Se han observado evidencias (cuñas coluviales, grietas rellenas por ascenso de materiales de niveles inferiores, por ejemplo) de movimientos bruscos a lo largo de los diferentes afloramientos analizados que descartan una liberación continuada de la energía acumulada en la falla. La falla de El Camp es pues una falla con potencial sísmico.

• **Los paleoeventos**

a) Se han localizado 3-4 paleoeventos posteriores a 125000 años BP y se han detectado paleoeventos anteriores a 125000 años BP. En estos últimos la acotación temporal es pobre y la discriminación de eventos individuales imprecisa (algunos son posteriores a 240000 años BP).

b) El evento Z es el más reciente. Está muy bien definido en las trincheras 1 y 2 y se encuentra también representado en la trinchera 3, con un deslizamiento vertical entre 0.7 y 1 m. El evento se produjo en el período comprendido entre 1195 años AD y 30000 años BP, aunque mucho más cerca del límite superior y con muy pocas posibilidades de ser anterior a 15000 años BP. Muy probablemente el evento Z tuvo lugar entre 1195 AD y 3000 años BP.

c) El evento Y se ha definido únicamente en la trinchera 4. El desnivel mínimo causado por este evento es de 0.4 m. Es posterior al evento X y anterior al Holoceno, y por tanto anterior al evento Z.

d) El evento X está bien definido en las trincheras 1 y 4. El desnivel causado por este evento es de entre 1.4 y 2 m. Tuvo lugar durante el período comprendido entre 125000 y 30000 años BP. Considerando su deslizamiento vertical y una tasa de deslizamiento de 0.02 mm/año, debe situarse como más antiguo próximo a los 60000 años BP. Es probable que el deslizamiento vertical atribuido al evento X haya sido producido por dos paleosismos diferentes ocurridos en el período de tiempo comprendido entre 125000 y 60000 años BP.

• **Período de recurrencia**

a) La media de los períodos intersísmicos observados, bien considerando que el evento X corresponda a un solo paleosismo, bien que corresponda a dos sismos de deslizamiento vertical distinto es de 3433 y 25750 años respectivamente.

b) Suponiendo un terremoto característico con un deslizamiento vertical de 0.7 m, el período de recurrencia puede estar comprendido entre 25000 y 31500 años y suponiendo 1 m. entre 35714 y 50000 años.

c) Todos los valores obtenidos están comprendidos entre 50000 y 25000 años. El valor estimado a partir de la observación se sitúa en torno a los 30000 años.

• **Tiempo transcurrido desde el último evento**

El tiempo transcurrido desde el último evento está comprendido entre 15000 y 850 años, aunque con mucha probabilidad no excederá los 3000 años.

• **Terremoto máximo**

a) Caso de producirse una ruptura a lo largo de la totalidad del segmento sur del escarpe de Montroig (24 km incluyendo la parte submarina) la magnitud del terremoto sería de M_W 6.7 ± 0.5. Si el escarpe finalizara justo pocos metros mar adentro (14 km), la magnitud del momento esperada sería de 6.4 ± 0.4. Si rompiera la totalidad del escalón sur de la falla de El Camp (40 km), los dos segmentos definidos, situación poco probable, la magnitud sería de M_W 6.8 ± 0.5. Los datos observados en esta investigación coinciden razonablemente con los calculados para una falla de una longitud de 24 km.

b) A partir del salto máximo observado (1.4 m en trinchera 1 y 1.3 en trinchera 4) la magnitud del momento estimada es de 6.7 ± 0.1.

• **La falla de El Camp es una falla capaz**

Desde el punto de vista de la seguridad nuclear, de acuerdo con las definiciones de la Nuclear Regulatory Comission de EEUU, cabe concluir que la falla de El Camp es una falla capaz ya que la totalidad de la falla sur ha sufrido movimientos recurrentes dentro de los últimos 500000 años y el segmento sur del mismo "ha fallado en superficie, al menos una vez, durante los últimos 35000 años".

• **Resumen parámetros sísmicos**

Los principales parámetros sísmicos del segmento sur del escalón meridional de la falla de El Camp se resumen en la siguiente tabla:

	M_W MÁXIMA	INTERVALO DE RECURRENCIA (AÑOS)	TIEMPO TRANSCURRIDO (AÑOS)
ESTIMACIÓN CONSERVADORA	6.7 ± 0.5	25000	15000
ESTIMACIÓN MENOS CONSERVADORA	6.4 ± 0.4	50000	805
ESTIMACIÓN PREFERIDA	6.7 ± 0.5	30000	3000

Incertidumbre

• La incertidumbre asociada al análisis paleosismológico realizado tiene un valor de Pes de 0.2030, que corresponde a la mejor de las 64 posibles combinaciones del árbol lógico -software UNIPAS- . Este árbol muestra que el punto más débil del análisis paleosismológico reside en el nodo 3 (0.6) que valora la extrapolación de los resultados obtenidos en análisis locales de falla a toda la falla.

• El factor de calidad paleosísmica (PQF) es de 0.812 (un 80% de confianza) si los resultados van a ser usados en la estimación de peligrosidad sísmica que pueden clasificarse en el nivel 2 (análisis probabilístico de la peligrosidad sísmica utilizando fuentes areales o fuentes lineales en una aproximación poissoniana y estimación probabilística de la peligrosidad sísmica utilizando fuentes lineales, asumiendo un comportamiento dependiente del tiempo). Si los resultados van a ser usados en una estimación de la peligrosidad sísmica clasificada de nivel 1 (estimación determinista) el valor de PQF es de 0.406 (un 40% de confianza).

Implicaciones en la evaluación de la peligrosidad sísmica

Los ejemplos de peligrosidad sísmica analizados muestrtan la importancia que tiene la elección del tipo de fuente, zona o falla, sobre los resultados de peligrosidad sísmica. En el caso del área de El Camp, el valor máximo de aceleración horizontal del terreno, para un período medio de retorno de 10000 años, varía entre 0.15 g y 0.43 g según se considere la fuente areal, la denominada zona S23S, o el segmento meridional de la falla de El Camp, identificado como activo gracias a los estudios paleosismológicos.

10.3. Propuestas de estudios adicionales

• El análisis de incertidumbres aplicado a los resultados de paleosismicidad de la falla de El Camp indican un nivel alto de certitud. Este tipo de análisis permiten detectar los puntos a reforzar en el proceso de análisis al estimar la incertidumbre de cada uno de los estadios del estudio. Así, a pesar de que el valor de incertidumbre obtenido para este estudio es el mejor de todas las posibilidades planteadas por el árbol lógico, el aspecto que muestra un valor mínimo es el de la extrapolación de los resultados obtenidos a escala local a la totalidad de la falla. Esto viene determinado principalmente porqué la mitad del segmento activo de la falla de El Camp se encuentra sumergido en el Mediterráneo, con lo que los estudios de campo deben limitarse a la parte emergida. El estudio paleosismológico de esta parte debería abordarse con métodos geofísicos de suficiente precisión como la sonda paramétrica TOPAS o BPS (*Bottom Parametric Sounder*), un perfilador del fondo marino indicado para aplicaciones de elevada penetración y/o alta resolución, o el ecosondador multihaz para fondos someros SIMRAD EM1000, una sonda batimétrica multihaz que se utiliza para realizar mapas del fondo marino, diseñada para trabajar en aguas poco profundas (entre 3 y 1000 m) y para una frecuencia de trabajo de 95 kHz. Estos métodos deberían aplicarse desde un barco oceanográfico. Con estas técnicas se podría, en primer lugar, delimitar la extensión real de la falla en mar, con lo que los valores de magnitud máxima esperada podrían ajustarse con mejor precisión a la realidad. En segundo lugar, permitirían abordar el estudio de la historia reciente de la actividad de la falla y, eventualmente, confirmar la uniformidad de comportamiento de todo el segmento.

• El proyecto DATACIÓN se ha centrado en el tramo del escarpe de Montroig donde la falla de El Camp ha roto la superficie de los abanicos aluviales cuaternarios, es decir al sur del pueblo de Montroig. La parte de la falla al norte del mismo forma parte del segmento que, al menos en su extremo meridional, ha sido inactivo, al menos, desde 125000 años BP, con lo que las implicaciones para la peligrosidad sísmica parecen ser menores. Aun así, los parámetros sísmicos de esta porción de la falla de El Camp deben ser considerados ya que existe la posibilidad de que sus períodos de retorno fueran mucho mayores que en el segmento sur. Para conocer el comportamiento sísmico del segmento norte habría que investigar este segmento al norte del pueblo de Montroig. Este estudio plantea problemas distintos a los del segmento estudiado en este proyecto, debido a las diferentes condiciones presentes: posible mayor lapso de tiempo a abarcar, mayores períodos de recurrencia y el escarpe situado entre el sustrato y los terrenos cuaternarios. Sería necesaria una adaptación de los métodos y técnicas empleados en el proyecto DATACIÓN.

• Desde el punto de vista metodológico, el buen nivel de conocimiento de las estructuras adquirido en las trincheras durante el proyecto DATACIÓN puede permitir desarrollar y mejorar métodos geofísicos de tierra firme para detectar fallas recientes en zonas donde el escarpe no exista por haber sido erosionado, estar cubierto por una sedimentación excesiva o, simplemente por ser demasiado pequeño para ser discriminado de las desnivelaciones del terreno creadas por el hombre. En este sentido cabe citar el uso de prospección eléctrica, prospección sísmica, gravimetría y radar (GPR), todas ellas técnicas desarrolladas para ser aplicadas a mayor profundidad pero actualmente revisadas para aplicación en la detección de fallas a esta escala. Sería interesante realizar experimentos geofísicos a través de la falla cerca de las trincheras estudiadas y comparar los resultados de la geofísica con los datos observados. Eventualmente ello podría permitir extrapolar las trincheras conocidas a mayor profundidad.

11. Bibliografía

11. Bibliografía

Ambraseys, N.N., Simpson, K.A. y Bommer, J. (1996): Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthquake eng. struct. dyn.*, 25, 371-400.

Allen, C.R. (1986): Seismological and Paleoseismological Techniques of Research in Active Tectonics, *in* R. Wallace (ed.), *Avtive Tectonics*, 148-154, National Academy Press, Washingon D.C.

Arnold, E.P. (1989): Program SEISRISK III Adapted to Personal Computers, *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 89-557, 31 pp.

Atakan, K. (1997): Uncertainties related to paleoseismic investigations. *In* M. Bonatz (ed.), *Comptes Rendus Journées luxembourgeoises de Géodynamique*, 81st session Council of Europe, European Network on Geodynamics, Walferdange, Grand Dutchy of Luxembourg, Nov. 4-6, 1996, pp. 32-36.

Atakan, K. (1999): *Treatment of uncertainties in paleoseismology: a simple qualitative method for seismic hazard analysis.* Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway, 24 pp.

Banda, E., Ansorge, J., Boloix, M. y Córdova, D. (1980): Structure of the crust and upper mantle beneath the Balearic islands (Western Mediterranean). *Earth and Planet. Sci. Letters*, 49(2), 219-230.

Banda, E. y Santanach, P. (1992): The Valencia trough (western Mediterranean): an overview. *Tectonophysics*, 208, 183-202.

Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G., Zindler, A., Mathieu, G. y Arnold, M. (1990): Calibration of 14C timescales over the past 30 000 years using mass spectrometric U/Th ages from Barbados coral. *Nature*, 345, 405-410.

Barka, A.A. (1992): The North Anatolian fault zone. *Annales Tectonicae*, VI, 164-195.

Bartrina, M.T., Cabrera, L., Jurado, M.J., Guimerà, J. y Roca, E. (1992): Evolution of the central Catalan margion of the València trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 219-247.

Bender, B. y D.M. Perkins (1987): SEISRISK III: A Computer Program for Seismic Hazard Estimation, *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1772, 48 pp.

Berardi, R., Jiménez, M.J., Zonno, G. y García Fernández, M. (2000, en prensa): Calibration of stochastic ground motion simulations for the 1997 Umbria-Marche, Central Italy, earthquake sequence. *Soil Dyn. and Earthq. Eng.*

Berger, G., W. (1988): Dating Quaternary events by luminescence. *Geological Society of America Special Paper*, 227, 13-50.

Berryman K.R., Beaniand S., Cooper A.F., Cutten H.N., Norris R.J. y Wood P.R. (1992): The Alpine fault, New Zealand: Variation in Quaternary structural style and geomorphic expression, *Annales Tectonicae*, Supplement to v. VI, 126-163.

Billiris, H. et al. (1991): Geodetic determination of tectonic deformation in central Greece from 1900 to 1988. *Nature*, 350, 124-129.

Bischoff, J.L. y Fitzpatrick, J.A. (1991): U-series dating impure carbonates: An isochron technique using total-sample dissolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 543-554.

Bonilla, M.G. y Lienkaemper, J. J. (1991): Factors affecting the recognition of faults exposed in exploratory trenches. *U. S. Geological Survey Bull.*,1947, 54 pp.

Bowman, J., Jones T., Gibson G., Dorke A., Thompson R. y Comacho, A. (1988): Tennant Creek earthquakes of 22 January 1988: Reactivation of a fault in the Proterozoic Australian shield. *Eos*, 69, 400.

Brown, R.D., Wallace, R.E. y Hill, D.P. (1992): The Sant Andreas fault system, California, USA. *Annales Tectonicae*, VI, 261-284.

Buchnam, R.C. y Anderson, R.E. (1979): Estimation of fault scarp ages from a scarp height slope angle relationship. *Geology*, 7, 11-14.

Budnitz, R.J., Apostolakis, G., Boore, D.M., Cluff, L.S., Coppersmith, K.J., Cornell, C.A. y Morris, P.A. (1997): *Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts.* NUREG/CR-6372, UCR-ID122160, Vol.1, 249 pp.

Burjachs, F. (1990): *Palinologia dels dòlmens de l'Alt Empordà i dels dipòsits quaternaris de la cova de l'Arbreda (Serinyà, Pla de l'Estany) i del Pla de l'Estany (Olot, Garrotxa). Evolució del paisatge vegetal i del clima des de fa més de 140000 anys al NE de la Península Ibèrica.* Tesis doct., Publicacions de la Universitat Autònoma de Barcelona. Edición microfotográfica (1991), Bellaterra.

Burrus, J. (1984): Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (Northwestern Mediterranean). *Mar. Geol.*, 55, 247-269.

Callot, G., Guyon, A. y Mousain, D. (1985): Interrelations entre aiguilles de calcite et hyphes mycéliens. *Agronomie*, 5, 209-216.

Calvet, F. y Julià, R. (1983): Pisoids in the calcite profiles of Tarragona, northeast Spain. In: T.M. Peryt (ed.),*Coated Grains* , 456-473, Springer Verlag, Berlin.

Camelbeeck, T. y Megrhaoui, M. (1998): Geological and geophysical evidence for large palaeo-earthquakes with surface faulting in the Roer Graben (northwest Europe). *Geophys. J. Int.*, 132, 347-362.

Chase, C. G. (1978): Plate kinematics: The Americas, East Africa and the rest of the world. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37, 353-68.

Chinnery, M.A. (1966): Secondary faulting. I, theoretical aspects. *Canadian Jour. Earth. Sci.*, 3, 163-174.

Collier, R., Pantosti, D., D'Addezio, G., De Martini, P. M., Masana, E. y Sakellariou, D. (1998): Paleoseismocity of the 1981 Corinth earthquake fault: Seismic contribution to extensional strain in central Greece and implications for seismic hazard. *Jour. Geophys. Res,*. 103, B12, 30001-30019.

Combaz, A. (1964): Les palynofaciès. *Rev. de Microplaléontologie*, 7(3), 205-218.

Cornell, C.A. (1974): *Seismic Risk Analysis Program Support Documents. A Users Manual*, M.I.T., 132 pp.

Crone, A.J. y Luza, K.V. (1990): Style and timing of Holocene surface faulting on the Meers fault, southwestern Oklahoma. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 102, 117

Crone, A.J., Machette, M.N. y Bowman, J.R. (1997): Episodic nature of earthquake activity in stable continental regions revealed by paleoseismicity studies of Australian and North American Quaternary faults. *Australian Jour. Earth Sci.*, 44, 203-214.

D'Addezio, G., Masana, E. y Pantosti, D. (1999, en prensa): The Holocene paleoseismicity of the Aremogna-Cinque Miglia Fault (Central Italy). *Jour. Seism.*

DATACIÓN (1997a): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 1. *Los conos aluviales asociados a la falla del Camp de Tarragona (una cronología relativa)*, 6 pp., junio 1997, (Informe interno).

DATACIÓN (1997b): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 2. *La falla de Montroig (Barranc de la Porquerola)*, 14 pp., junio 1977, (Informe interno).

DATACIÓN (1997c): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 3. *Resultados del primer año de investigaciones y plan de trabajo para los años 1998 y 1999*, 77 pp. + mapa, diciembre 1997, (Informe interno).

DATACIÓN (1998a): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 4. *Análisis microtopográfico de una zona del escarpe de Montroig (campo de golf). Implicaciones en la situación de las trincheras para el análisis de la Paleosismicidad.*, 9 pp., marzo 1998, (Informe interno).

DATACIÓN (1998b): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 5. *De las evidencias de paleosismos en las Cadenas Costeras Catalanas al proyecto "Datación"*, 7 pp. (comunicación presentada en la IX Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica que tuvo lugar en Almería, 9-13 de febrero de 1998), marzo 1998, (Informe interno).

DATACIÓN (1998c): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 6. *Análisis microtopográfico de una zona del escarpe de Montroig situada entre el pueblo de Montroig y el Barranco de Rifà*, 17 pp., junio 1998, (Informe interno).

DATACIÓN (1998d): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 7. *Análisis microtopográfico del escarpe de Montroig en la zona colindante con la posible falla antitética (propuesta de localización de la trinchera 5)*, 4 pp., junio 1998, (Informe interno).

DATACIÓN (1998e): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 8. *Dataciones, 1ª fase: resultados sobre calcretas (U/Th y termoluminiscencia)*, 42 pp., junio 1998, (Informe interno).

DATACIÓN (1998f): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 9. *Primeros resultados de la excavación de trincheras para el estudio de la paleosismicidad de la falla de Montroig (zona del golf)*, 5 pp., junio 1998, (Informe interno).

DATACIÓN (1998g): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 10. *Resumen de la comunicación al "1er. Congreso nacional de ingeniería sísmica"*, 2 pp., junio 1998, (Informe interno).

DATACIÓN (1998h): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 11. *Abanicos aluviales cuaternarios del Baix Camp (provincia de Tarragona): resultados de dataciones radiométricas*, 9 pp., septiembre 1998, (Informe interno).

DATACIÓN (1998i): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 12. *Análisis paleomagnético de los depósitos aluviales del área de Montroig*, 74 pp., diciembre 1998 (Informe interno).

DATACIÓN (1998j): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 13. *Datación absoluta por termoluminiscencia de muestras procedentes del campo de golf: trinchera I y trinchera II. Montroig (Tarragona) y comunicación preliminar de muestras detríticas*, 12 pp., diciembre 1998, (Informe interno).

DATACIÓN (1998k): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 14. *Estudio comparativo de peligrosidad sísmica en el área de El Camp, Tarragona*, 101 pp., diciembre 1998, (Informe interno).

DATACIÓN (1998l): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 15. *Proyecto Datación* (texto de la ponencia prersentada a la III Jornada I+D del Consejo de Seguridad Nuclear), 32 pp., diciembre 1998.

DATACIÓN (1999a): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 16. *Masana, E., Villamarín, J.A. y Santanach, P. (1999): Análisis paleosismológico de una falla sismogénica sin registro histórico: la falla de El Camp (Cadenas Costeras Catalanas). 1er. Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. Memorias, T. Ia, 89-97*, 9 pp., junio 1999, (Informe interno).

DATACIÓN (1999b): Proyecto Datación. CSN-ENRESA-UB. Información Documental 17. *P. Santanach and E. Masana: Palaeoseismicity in a low seismicity area: the case of Spain* (ponencia presentada al "Second EU-Japan workshop on seismik risk" en Reykjavík, julio 1999), 12 pp., septiembre 1999, (Informe interno).

Datación (1999): *Proyecto DATACIÓN, CSN-ENRESA-UB. Memoria final.* Vol.1, 167 pp.; Vol.2, Atlas; Vol. 3, Anejos.

Davies, R.R., England, P. C., Parson, B.E., Billiris, H., Paradisis, D. y Veis, G. (1997): Geodetic strain of Greece in the interval 1892-1992. *J. Geophys. Res.*, 102, 24572- 24588.

Dawson, A.G. (1992): *Ice Age Earth. Late Quaternary Geology and Climate*, 293 pp, Routledge, London & New York.

DeMets, C., Gordon, R. G., Stein, S., y Argus, D. F. (1987): A revised estimate of Pacific-North America motion and implications for western North America Plate boundary tectonics. *Geophys. Res. Lett.*, 14, 911-14.

Diot, M.F. (1991): Le Palynofaciès en Archéologie: Intérêt de son étude. *Rev. d'Archéométrie*, 15, 54-62.

Doglioni, C., Gueguen, E., Sàbat, F. y Fernández, M. (1999): On the interference between the early Apennines-Maghrebides back-karc extension and the Alps-Betics orogen in the Neogene Geodynamics of the Western Mediterranean. *Boll. Soc. Geol. It.*, 118, 75-89

Doglioni, C., Gueguen, E., Sàbat, F. y Fernández, M. (1997): Western Mediterranean extensional basins vs. Alpine orogen. *Terra Nova*, 9(3), 109-112.

Duller, G.A. (1994): Luminiscence dating using single aliquots: new procedures. *Quaternary Science Reviews*, 13, 149-156.

Edwards, A.W.F. y Cavalli-Sforza, L.L. (1964): Reconstruction of evolutionary trees. *In* V.H. Heywood y J. McNeill (eds.) *Phenetic and phyllogenetic classification*. Systematic Association Publication, 6, 67-76.

Edwards, R.L., Chen, J.H. y Wasserburg, G.J. (1987): 238U-234U-230Th-232Th systematics and the precise mesaurement of time over the past 500 000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81, 175-192.

Egozcue, J.J., Barbat, A., Canas, J.A., Miquel, J. y Banda, E. (1991): A method to estimate intensity occurrence probabilities in low seismic activity regions. *Earthquake eng. struct. dyn.*, 20, 43-60.

Esteban, M. (1974): Caliche textures and *Microcodium*. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 92, Suppl. 1973, 105-125.

Esteban, M. y Klappa, C.F. (1983): Subaerial exposure environment. *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 33, 1-54.

Fontboté, J.M., Guimerà, J., Roca, E., Sàbat, F., Santanach, P. y Fernández-Ortigosa, F. (1990): The Cenozoic Geodynamic evolution of the València trough (western Mediterranean). *Rev. Soc. Geol. España*, 3(3-4), 249-259.

Forman, S.L. (1989): Applications and limitations of thermoluminiscence to date Quaternary sediments. *Quaternary International*, 1, 47-59.

Forman, S.L., Pierson, J. y Lepper, K. (1998): Luminiscence geocronology. *NUREG*, 5562, 2-259-2-287.

García-Fernández, M. (1986): *Aproximación al mapa de peligrosidad sísmica de la Península Ibérica en términos de intensidad para período de retorno de 10000 años*. Informe interno CSN/SEP/EMPL/93/86, Consejo de Seguridad Nuclear.

García Fernández, M., Jiménez, M.J. y Kijko,A. (1989): Seismic Hazard Parameters Estimation in Spain from Historical and Instrumental Catalogues. *Tectonophysics*, 167, 245-251.

García Yagüe, A.(1977): *Estudio Sismotectónico de una zona de 300 km. de radio centrada en Cortes de Pallás*, Hidroeléctrica Española, Madrid.

Geel, B. van (1986): Application of fungal and algal remains and other microfossils in palynological analyses. *In*, B.E. Berglund (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, 497-505, John Wiley & Sons Ltd., Chichester.

Giardini, D. (1995): The Geological Input in the Practice of Seismic Hazard Assessment: the Kobe Lessons, *in* G. Valensise y D. Pantosti, *11th. Course: Active faulting studies for seismic hazard assessment*, Extended Abstracts, 14 pp., Erice.

Girard, M. y Renault-Miskovsky, J. (1969): Nouvelles techniques de préparation en Palynologie appliquées à tros sediments du Quaternaire final de l'Abri Cornille (Istres-Bouches du Rhône). *Bull. A,F.E.Q.*, 4, 275-284.

Goeury C. y Beaulieu, J.L. (1979): À propos de la concentration du pollen à l'aidew de la liqueur de Thoulet dans les sédiments minéraux. *Pollen et Spores*, XXI (1-2), 239-251.

Gölke, M. y Coblentz, D. (1996): Origins of the European regional stress field. *Tectonophysics*, 266, 11-24.

Goula, X., Olivera, C., Fleta, J., Grellet, B., Lindo, R., Rivera, L.A., Cisternas, A. y Carbon, D. (1999): Present and recent stress regime in the eastern part of the Pyrenees. *Tectonophysics*, 308, 487-502.

Grimm, E.C. (1993): Tilia and Tilia-Graph. Illinois State Museum, Springfield.

Gumbel, E.J. (1958): *Statistics of Extremes*, Columbia Univ. Press, New York, 378 pp.

Hamblin, W.K. (1976): Patterns of displacement along the Wasatch fault. *Geology*, 4, 619-622.

Hawksworth, D.L. et al. (1995): *Ainsworth & Bisby's dictionary of the fungi*. Wallingford & CAB International & International Mycological Institute. Kew.

Hinz, K. (1972): Results of seismic refraction investigations (Project Anna), in Western Mediterranean, south and north of the island of Mallorca. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 6(2), 405-426.

Hecker, S. y Schwartz, D.P. (1994): The characteristic earthquake revisited: Geological evidence of the size and location of successive earthquakes on large faults. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 94-568.

Hinz, K. (1973): Crustal structure of the Balearic Islands. *Tectonophysics*, 20, 295-302.

Huh, C.A., Moore, W.S. y Kadko, D.C. (1989): Oceanic Th-232: a reconnaisance and implications of global distribution form manganese nodules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 1357-1366.

IGN, Instituto Geográfico Nacional (1992): *Atlas Nacional de España, Sección II, Grupo 8, Geofísica*. Centro Nacional de Información Geográfica, Madrid, 25 pp.

IGN, Instituto Geográfico Nacional (1995): *Norma de Construcción Sismorresistente (Parte General y Edificación) NCS-94*, Centro Nacional de Información Geográfica, Madrid, 105 pp.

Ikeda, Y., Suzuki, Y., Herece, E., Sarogiu, F., Isikara, A.M. y Honkura Y. (1991): Geological evidence for the last two faulting events on the North Anatolian fault zone in the Mudurnu Valley, western Turkey. *Tectonophysics*, 193, 335-345.

Jackson D.D. y 37 others (1995): Seismic hazards in Southern California, 1994 to 2024. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 85, 379-439.

James, N.P. (1972): Holocene and Pleistocene calcareous crust (caliche) profiles: criteria for subaerial exposure. *J. sedim. Petrol.*, 42, 817-836.

Jarzen, D.M. y Elsik, W.C. (1986): Fungal palynomorphs recovered from recent river deposits, Luanwa valley, Zambia. *Palynology*, 10, 35-60.

Jinénez, M.J., García-Fernández, M and the Ibero-Maghreb Working Group (1998): The GSHAP Ibero-Maghreb Seismic Hazard Map (Submitted to *Annali di Geofisica*)

Jiménez, M.J., Giardini, D., Grünthal, G. y el SESAME Working Group (2000): Unified seismic hazard modeling throughout the Mediterranean region. *XXVII General Assembly of the European Seismological Commission, Lisbon, Portugal, 10-15 September 2000, Book of Abstracts and Papers*, SSF-1-05-O, 93

Johnson, W.J., Vaidya, N.R. y Michapoulos, A.P. (1981): Probabilistic Assessment of Seismic Risk in the Northwest Iberian Peninsula, *Reunión sobre Contribución a una posible revisión de la Norma Sismorresistente Española*, Madrid, 4 pp.

Jones, B. (1988): The influence of plants and micro-organisms on diagenesis in caliche: example from the Pleistocene Ironshore Formation on Cayman Brac, British West Indies. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 36, 191-201.

Julià, R. y Bischoff, J.L. (1991): Radiometric dating of Quaternary deposits and the hominid mandible of Lake Banyoles, Spain. Journal of Archaeological Science, 18, 707-722.

Jurado, M.-J. y Müller, B. (1997): Contemporary tectonic stress in northeastern Iberia. New results from borehole breakout analysis. *Tectonophysics*, 282, 99-115.

Klappa, C.F. (1979): Calcified filaments in Quaternary calcretes: organo-mineral interactions in the subaerial vadose environment. *J. sedim. Petrol.*, 49, 955-968.

Klappa, C.F. (1980): Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27, 613-629.

Ku, T.L. (1976): The uranium-series methods of age determination. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 4, 347-379.

Ku, T.L., Bull, W.B., Freeman, S.T. y Knauss, K.G. (1979): 230Th-234U dating of pedogenic carbonates in gravelly desert soils of Vidal valley, southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 1063-1073.

Ku, T.L. y Kern, J.P. (1974): Uranium-series ages of the upper Pleistocene Nestor terrace, San Diego, California. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 1713-1716

Lamothe, M., Dreimanis, A., Morency, M. y Raukus, A. (1984): Thermoluminiscence Dating of Quaternary Sediments, *In*: W.C. Mahaney, *Quaternary Dating Methods*, 153-170, Elsevier, New York.

Lemeille, F. y Cushing, M. (1999): Traces d'activité pléistocène de failles dans le Nord du fossé du Rhin supérieur (plaine d'Alsace, France). *C. R. Acad. Sci . Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 328, 839-846.

Lemeille, F., Cushing, M., Carbon, D., Grellet, B., Bitterli, T., Flehoc, C. e Innocent, C. (1999): Co-seismic ruptures and deformations recorded by speleothems in the central epicentral zone of the Basel easrthquake. *Geodinamica Acta*, 12, 179-191.

Luo, S. y Ku, T.L. (1991): U-series isochron dating: A generalised method employing total sample dissolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 555-565.

Luza, K.V., Madole, R.F. y Crone, J.A. (1987): Investigation of the Meers Fault in Southwestern Oklahoma. NUREG /CR-4937, 58 pp.

Machette, M.N., Personius, S.F. y Nelson, A.R. (1992): The Wasatch fault zone, USA. *Annales Tectonicae*, IV, 5-39.

Madariaga, R. (1994): The dynamic origin of earthquake complexity. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, 75, 426-427.

Martín, A.J. (1984): *Riesgo sísmico en la Península Ibérica*, Tesis Doctoral, Instituto Geográfico nacional, Madrid, 235 pp. + 25 Tablas + 97 Figuras.

Martín, A.J. (1995): Peligrosidad Sísmica, *In* Asociación Española de Ingeniería Sísmica, *25 Años de Normativa Sismorresistente en España*, Monografía 1, 24-45.

Masana, E. (1991): *Actividad tectónica reciente en la falla del Camp (Tarragona).* Tesis de licenciatura, Univ. de Barcelona, 216 pp.

Masana, E. (1993): Los frentes montañosos de las Cadenas Costeras Catalanas como indicadores de actividad neotectónica. *Actas III Congr. do Quaternario Ibérico* (Coimbra), 73-77.

Masana, E. (1994): El análisis de la red fluvial en el estudio de la neotectónica en las Cadenas Costeras Catalanas, *in* J. Arnáez, J.M. García Ruiz y A. Gómez Villar, *Geomorfología en España* (Actas de la II Reunión de Geomorfología, Logroño), 29-41.

Masana, E. (1995): *L'activitat neotectònica a les Cadenes Costaneres Catalanes.* Tesis doct., Univ. Barcelona, 444 pp.

Masana, E. (1996a): Evidence for past earthquakes in an area of low historical seismicity: the Catalan Coastal Ranges, NE Spain. *Annali di Geofisica*, XXXIX, 689-704.

Masana, E. (1996b): Neotectonic features in the Catalan Coastal Ranges, Northeastern Spain. *Acta Geol. Hispanica*, 29, 107-122.

Masana, E. y Guimerà, J. (1992a): Escarpe de falla del Cuaternario reciente en la falla del Camp (Cadenas Costeras Catalanas). *Geogaceta*, 11, 56-58.

Masana, E. y Guimerà, J. (1992b): Análisis morfológico de la actividad reciente en la falla del Camp (Tarragona). *Actas III Congr. Geol. España* (Salamanca), t2, 73-76.

Masana, E., Villamarín, J.A. y Santanach, P. (1999): Análisis paleosismológico de una falla sismogénica sin registro histórico: la falla de El Camp (Cadenas Costeras Catalanas). *1er. Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. Memorias*, T. Ia, 89-97, Murcia.

Matsuda, T., Ota, Y., Ando, M. y Yonekura, N. (1978): Fault mechanism and recurrence time of major earthquakes in the southern Kanto district. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1610-1618.

Mauffret, A., Fail, J.P., Montadert, L., Sancho, J. y Winnock, E. (1973): Northwestern Mediterranean sedimentary basin from seismic reflection profile. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 57, 2245-2262.

Mayer-Rosa, D., Slejko, D. y Zonno, G. (1993): Assessment of seismic hazard for the Sannio-Matese area, southern Italy (Project "TERESA"). *Annali di Geofisica*, 36, 199-209.

McGuire, R. (1976): EQRISK. Evaluation of Earthquake Risk to Site. Fortran Computer Program for Seismic Risk Analysis. *U.S. Geol. Survey Open-File Report*, 76-67, 92 pp.

Medialdea, J., Maldonado, A., Alonso, B., Díaz, J.I., Farrán, M., Giró, S., Vázquez, A., Sainz-Amor, E., Martínez, A. y Medialdea, T. (1986): *Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes, escala 1:200000*, hoja 41-42, Tortosa-Tarragona, mem. expl., 78 pp., IGME, Centro de Publicaciones Ministerio de Industria y Energía, Madrid.

Minster, J. B. y Jordan, T. (1987): Vector constraints on Western U.S. tectonics from space geodesy, neotectonics and plate motions. *J. Geophys. Res.*, 92, 4798-804.

Moore, P.D., Webb, J.A. y Collison, M.E. (1991): *Pollen Analysis.* Blackwell Scientific Publications, Oxford.

Multer, H.G. y Hoffmeister, J.E. (1968): Subaerial laminated crusts of the Florida Keys. *Bull. geol. Soc. Am.*, 79, 183-192.

Muñoz, D. (1983): *Estudio del riesgo sísmico en el Sur y Sureste de la Península Ibérica*, Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 117 pp.

Nash, D. (1984): Morphologic dating of fluvial terrace scarps near West Yellowstone, Montana. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 95, 1413-1424.

Nash, D. (1986): Morphologic dating and modelling degradation of fault scarps. *In* R. Wallace (ed.), *Active tectonics*, Washington D.C. National Academy Press, 1986, 181-194.

Nilsson, S. (ed.) (1983): *Atlas of Airborne Fungal Spores in Europe*. Springer, Berlin.

Nuttili, O. (1973): The Mississipi valley earthquakes of 1811-12: Intensities, ground motion and magnitudes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 227-248.

Pantosi, D., Schwartz, D. y Valensise, G. (1993): Paleoseismology along the 1980 surface rupture of the Irpinia fault: implications for the earthquake recurrence in the southern Apennines, Italy. *Journ.of Geophys.Res.*, 98, 6561-6577.

Pantosti, D., Collier, R., D'Addezio, G., Masana, E. y Sakellariou, D. (1996): Direct geological evidence for prior earthquakes on the 1981 Corinth fault (central Greece). *Geophys. Res. Lett.*, 23, 3795-3798.

Pantosti, D. y Yeats, R.S. (1993): Paleoseismology of great earthquakes of the late Holocene. *Annali di Geofisica*, XXXVI, 237-257.

Paulissen, E., Vandembergue, J. y Gullentops, F. (1995): The Feldbiss fult in the Maas valley bottom (Limburg, Belgium). *Geol. Mijn.*, 64, 79-87.

Phillips, S.E. y Self, P.G. (1987): Morphology, crystallography and origin of needle-fibre calcite in Quaternary pedogenic carbonates of South Australia. *Aust. J. Soil. Res.*, 25, 429-444.
Plafker, G. y Rubin, M. (1967): Vertical tectonic displacement in south-central Alaska during and prior to the great 1964 earthquake. *J. Geosci. Osaka city Univ.*, 10, 53-66.

Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Shackelton, N.J. y Oppo, D.W. (1990): Evolution of Atlantic-Pacific $d^{13}C$ gradients over the las 2.5 m.y. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 97, 353-368.

Read, J.F. (1974): Calcrete deposits and Quaternary sediments, Edel Province, Shark Bay, Western Australia. *Mem. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **22**, 250-282.

Rebaï, S., Philip, H. y Taboada, A. (1992): Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales. *Geophysical Journal International*, 110, 106-140.

Recasens i Comes, J.M. (1980): Tarragona. *In Gran Enciclopèdia Catalana*, vol 14, 202-205, Enciclopèdia Catalana SA, Barcelona.

Reilinguer, R.E., McClusky, S.C., Oral,, M.B., King, R.W., Tosoz, M.N., Barka, A.A., Kinit, I., Lenk, O., y Sanly, I. (1997): Global Positioning System measurements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone. *Journ. Geophys. Res.*, 102, 9983-9999.

Réhault, J.P., Boillot, G. y Mauffret, A. (1985): The Western Mediterranean Basin: geological evolution. *Mar. Geol.*, 55, 447-477.

Renault-Miskovsky, J y Petzold, M. (1992): *Spores et Pollen*. Delachaux et Nestlé, Neuchâtel-Paris.

Robbin, D.M. y Stipp, J.J. (1979): Depositional rate of laminated soilstone crusts, Florida Keys. *J. sedim. Petrol.*, 49, 175-180.

Roca, E. y Guimerà, J. (1992): The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the València trough (Western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203, 203-218.

Roca, A. y Udías,A. (1976): Sismicidad y riesgo sísmico de la zona de Cataluña y Pirineos. *Rev. de Geofísica*, XXXV, 183-207.

Rosenbauer, R.J. (1991): UDATEI: a computer program for calculation of uranium-series ages. *Computers Geosci.*, 17, 45-75.

Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M. y Backman, J. (1989): Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanog.* 4, 353-412.

Sàbat, F., Roca, E., Muñoz, J.A., Vergés, J., Santanach, P., Sans, M., Masana, E., Estévez, A. y Santisteban, C. (1997): Extension and compression in the evolution of the eastern margin of Iberia: the ESCI-València Trough seismic profile. *Rev. Soc. Geol. España*, 8(4), 1995, 431-448.

Scholz, C. (1990): *The mechanics of earthquakes and faulting.* Cambridge: Cambridge University Press, 439 pp.

Shackelton, N.J. (1987): Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quat. Sci. Rev.*, 6, 183-190.

Sieh, K.E. y Jahns, R.H. (1984): Holocene activity of the San Andreas fault at Wallace Creek, California. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 95, 893-896.

Sieh, K.E. (1978): Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallet Creek, California. *Journ.of Geophys.Res.*, 83, 3907-3939.

SIGMA (1998): Proyecto SIGMA. *Análisis del estado de esfuerzos tectónicos, reciente y actual, en la Península Ibérica.* Colección Otros Documentos, 239 pp., CSN.

Schindler, A., Jurado, M.-J. y Müller, B. (1998): Stress orientation and tectonic regime in the northwestern Valencia Trough from borehole data. *Tectonophysics*, 300, 63-77.

Solé, N. y de Porta, J. (1955): Las formaciones tirrenienses del cabo de Salou (Tarragona). *Mem. y Com.*, Instituto Geológico, Dip. Prov. Barcelona, 12, 5-36.

Schwartz, D.P. y Coppersmith, K.J. (1984): Fault behaviour and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas faults. *J. Geophys. Res.*, 89, 5681-5698.

Soriano, A., López Arroyo, A. y M. Roesset (1976): Deterministic and Probabilistic Approach to Determine Seismic Risk of Nuclear Power Plants. A Practical Example. *Proc. Symp. on Earthq. Risk for Nuclear Power Plants*, Luxemburgo, 29-87.

Sowers, J.M., Noller, J.S. y Lettis, W.R., eds. (1998): *Dating and Earthquakes: Review of Quaternary Geochronology and Its Application to Paleoseismology.* NUREG-5562, 1024 pp.

Stokes, S. y Gaylord, D.R. (1993): Optical dating of Holocene dune sands in the Ferris Dune Field, Wyoming. *Quaternary Research*, 39, 274-281.

Strasser, A. y Davaud, E. (1983): Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. *Ecol. geol. Helv.*, 76, 551-580.

Stuiver, M., Denton, G.H., Hughes, T.J., y Fastook, J.L. (1981): History of the Marine Ice Sheet in West Antarctic during the last glaciation: a working hypothesis. In G.H. Denton y Hughes, T.J., (eds.), *The last Great Ice Sheets*, 319- 439, John Wiley and Sons, New York.

Stuiver, M. (1991): Radiocarbon Dating. *In* R.B. Morrison, Quaternary nonglacial geology: *Conterminous U.S.* 46-49, Geological society of America.

Stuiver, M., Braziunas, T.F., Becker, B. y Kromer, B. (1991): Climatic, solar, oceanic and geomagnetic influences on Late-Glacial and Holocene atmospheric 14C/12C change. *Quaternary Research*, 35, 1-24.

Stuiver, M. y Kra, R., eds. (1986): *Calibration Issue: Proceedings of the 12th Intrnational Radiocarbon conference*, Trondheim, Norway. *Radiocarbon*, 28, nº 2B.

Swan, F. H., Schwartz, D. P. y Cluff, L.S. (1980): Recurrence of moderate to large earthquakes produced by surface faulting on the Wasatch fault zone. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 70, 1431-1462.

Sykes, L. R. (1978): Intra-plate seismicity, reactivation of pre-existing zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonics post-dating continental separation. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, 621-88.

Thatcher, W. (1984): The earthquake deformation cycle at the Nankai Trough, southwest Japan. *J. Geophys. Res.*, 89, 3087-101.

Toirán, B.M. y Atakan, K. (1999): UNIPAS: Uncertainties In PAleoSeismology. A computer software for the systematic treatment of uncertainties in paleoseismology. User Manual (ver. 2.0). Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway, January 1999, 32 pp.

Torres, J., Bois, C. y Burrus, J. (1993): Initiation and evolution of the Valencia Trough (western Mediterranean): constraints from deep seismic profiling and subsidence analysis. *Tectonophysics*, 228-57-80.

Urbina, M., Millán, A., Beneitez, P. y Calderón, T. (1997): Minerales potencialmente útiles para el cálculo de dosimetrias retrospectivas en alimentos. *Alimentaria*, 97, 53-59.

USNRC (1997a): 10 CFR Part 100, "Reactor Site Criteria", Rev. 01.01.1997.

USNRC (1997b): 10 CFR Part 100, "Reactor Site Criteria" Appendix A, Rev. 01.01.1997.

USNRC (1997c): Regulatory Guide 1.165, "Identification and Characterization of Seismic Sources and Determination of Safe Shutdown Earthquake Ground Motion", marzo 1997.

Valensise, G. y Pantosti, D. (1992): A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: the Messina Straits (southern Italy) and the 1908 earthquake (Ms 7 1/2). *Terra Nova*, 4, 472-483.

Valensise, G. y Ward, S.N. (1991): Long-term upiift of the Santa Cruz coastiine in response to repeated earthquakes along the San Andreas fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 81, 1694-1704.

Van Den Berg, M.W., Groenenwoud, W., Lorenz, G.K., Lubbers, P.J., Bruns, D.J. y Krooenemberg, S.B. (1994): Patterns and velocities of recent crustal movements in the dutch part of the Roer Valley rift system. *Geol. Mijn.*, 73, 157-168.

Vergés, J., Lewis, C. y Marzo, M. (1996): Drenaje fluvial y topografía ligados a extensión: NE de Iberia. *Geogaceta*, 20(4), 850-852.

Verrecchia, E.P., Dumont, J.L. y Verrecchia, K.E. (1993): Role of calcium oxalate biomineralization by fungi in the formation of calcretes; a case study from Nazareth, Israel. *J. sedim. Petrol.*, 63, 1000-1006.

Vilaseca, S. (1973): Reus y su entorno en la prehistoria. *Asociación de estudios Reusenses*, 48, 282.

Villamarín, J.A., Masana, E., Calderón, T., Julià, R. y Santanach, P. (1999): Abanicos aluviales cuaternarios del Baix Camp (provincia de Tarragona): resultados de dataciones radiométricas. *Geogaceta*, 25, 211-214, Madrid.

Villamor, P. y Berryman, K. (1999): La tasa de desplazamiento de una falla como aproximación de primer orden en las estimaciones de peligrosidad sísmica. *1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica* (Murcia, 12-16 de Abril de 1999), *Memorias*, T. Ia, 153-163.

Wallace, R. (1977): Profiles and ages of young fault scarps, North-Central Nevada. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 88, 1267-1281.

Wallace, R. (1978): Geometry and rates of change of fault generated range fronts, North-Central Nevada. *Journ.Res.U.S.Geol.Surv.*, 6, 637-650.

Wallace, R. (1980): Degradation of the Hebgen lake fault scarps of 1959. *Geology*, 8, 225-229.

Wallace, R.E. (1981): Active faults, paleoseismology and earthquake hazards in the western United States. *In* D.W. Simpson and T.G. Richards, Earthquake prediction: An international review. Washington: *Am. Geophys. Un.* 1981, p.209.

Ward, S. N., y Valensise, G. (1994): The Palos Verdes terraces, California: bathtub rings from a buried reverse fault. *J. Geophys. Res.*, 99, 4485-4494.

Ward, S. N., y G. Valensise, G.(1995): Progressive growth of San Clemente Island, California, by blind thrust faulting: implications for fault slip partitioning in the California Continental Borderland. *Geophys. J. Int.*, 126, 712-734.

Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.

WGCEP, Working Group on California Earthquake Probbilities (1990): Probabilities of large earthquakes in the San Francisco Bay region. *U.S. Geological Survey Circular*, 1053, 51 pp.

Wintle, A.G. (1980): Thermoluminiscence dating: a review of recent applications to non-pottery materials. *Archaeometry*, 22, 113-122.

Wintle, A.G. (1990): A review of current research on TL dating of loess. *Quaternary Science Reviews*, 9, 385-392.

Wintle, A.G. y Huntley, D.J. (1982): Thermoluminiscence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, 1, 53.

Wright, V.P. (1986): The role of fungal biomineralization in the formation of early Carboniferous soil fabrics. *Sedimentology*, 33, 831-838.

Zoback, M.L. y Magee, M. (1991): Stress magnitudes in the crust: constraints from stress orientation and relative magnitude data. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A*, 337, 181-194.