MEMORIA NEOTECTONICA
DE LAS HOJAS DE
CANEJAN (32-7) 118bis
Y VIELLA (32-8) 148

NOVIEMBRE/96

COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A.

INDICE

I N D I C E

Págs.

1.- INTRODUCCION 1

2.- ESTRUCTURA NEOTECTONICA 4

2.1. ANOMALIAS EN EL TRAZADO DE LA RED DE DRENAJE 6

2.2. ANOMALIAS EN LA MORFOLOGIA DE CRESTAS Y ARISTAS 8

2.3. ANOMALIAS EN LA REGULARIZAICON DE LAS LADERAS 10

2.4. ESTRUCTURAS ALPINAS CON POSIBLE REACTIVACION NEOTECTONICA 11

3.- SISMICIDAD Y OTROS DATOS EN RELACION CON LA NEOTECTONICA 14

4.- RESUMEN Y CONCLUSIONES 18

5.- BIBLIOGRAFIA 22

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

El Mapa Neotectónico a escala 1:50.000 de la hoja de Caneján-Viella (32-7 y 32-8) se ha realizado siguiendo las pautas establecidas en el "Anexo V: Neotéctonica" de la "Normativa para la Elaboración del Mapa Geológico a escala 1:50.000" (ITGE, 1991). El mapa contiene una infraestructura geológica obtenida a partir de los mapas Geológico y Geomorfológico a escala 1:50.000. Se diferencian los terrenos de edad preneotectónica de los de edad neotectónica, incluyendo entre estos últimos desde el Vallesiense (incluido) hasta la actualidad. Esta infraestructura geológica se completa con algunas estructuras tectónicas que afectan a materiales anteneotectónicos y que pueden haber tenido actividad en etapas recientes, aunque no haya signos evidentes de ello.

Tomando como base dicho mapa infraestructural, se superponen las estructuras que afectan a materiales de época neotectónica, los rasgos geomorfológicos que puedan indicar actividad neotectónica y, en definitiva, toda la información recopilada que sea indicativa de actividad reciente (sismicidad, geotermia, etc).

Los terrenos que afloran en la zona estudiada son paleozoicos casi en su totalidad, y el área ha estado sometida a procesos erosivos dominantes en epocas recientes, de manera que los depósitos de edad neotectónica son escasos y reducidos, y corresponden a pequeños recubrimientos cuaternarios asociados con los cursos fluviales (depósitos aluviales), con las empinadas laderas (canchales, coluviones y conos de deyección), o bien con procesos glaciares (tillitas, morrenas y depósitos glaciolacustres). La edad de estos depósitos es muy reciente, prácticamente en su totalidad son holocenos, salvo algunos retazos de morrenas antiguas que pueden corresponder a la glaciación Würm, del Pleistoceno superior (BORDONAU et al, 1992).

La hoja de Caneján-Viella (32-7 y 32-8) se encuentra situada en la Zona Axial de la Cordillera Pirenaica, constituida por materiales hercínicos con una deforma-

ción muy intensa y compleja que responde a la superposición de estructuras hercínicas y alpinas. En esta zona de la cadena pirenaica es francamente difícil identificar y estudiar estructuras y movimientos neotectónicos debido a la intensa erosión post-orogénica a que ha estado sometida en etapas recientes, probablemente acentuada por la elevación isostática post-alpina de la cordillera. En consecuencia, los sedimentos desde el Mioceno hasta nuestros días están muy escasamente desarrollados, ocupando áreas muy reducidas, de manera que, como se ha comentado, apenas sirven para asignar algunas estructuras al período neotectónico. Además, la estructura interna de tales depósitos suele ser caótica (especialmente en los ligados a la dinámica glaciar), poco apta para el reconocimiento de deformaciones. Tampoco han quedado apenas restos de superficies de erosión neógenas en amplios sectores de la cadena. El panorama que se presenta es, pues, desolador, si bien se tiene la certeza de que la actividad neotectónica ha sido (y es) muy intensa, como muestra la juventud del relive y la existencia de una importante actividad sísmica.

La elevación generalizada del Pirineo por reajuste isostático post-orogénico es evidente, ya que el Plioceno marino se puede encontrar a cotas de 2000 m en la parte oriental de la cadena (MATTAUER y HENRY, 1973; WILLIAMS y FISCHER, 1984). Gran parte de la elevación se produjo, por tanto, durante el Cuaternario. RUEGG y KASSER (1983) calculan una tasa media de elevación de 0.7 mm/año, mientras que GARWIN (1985) habla de 0.1 a 0.2 mm/año para los últimos millones de años. En cualquier caso tal levantamiento existe y es muy activo. Este reajuste isostático viene determinado no sólo por la carga litostática diferencial del orógeno, sino que se acentúa por la presencia de fuerzas adicionales que pueden tener su origen en la formación de una raíz litosférica fría durante el acortamiento (BRUNET, 1986).

2.- ESTRUCTURA NEOTECTONICA

2.- ESTRUCTURA NEOTECTONICA

En los depósitos cuaternarios existentes en la hoja apenas se reconocen deformaciones. Ello se debe a diversos motivos:

- La juventud de los depósitos. La mayor parte son holocenos, salvo algún retazo de morrenas del Pleistoceno superior.

- La escasez y reducido tamaño de los mismos. El área está sometida a un intenso proceso de erosión.

- La desorganizada estructura interna de los depósitos glaciares y fluvioglaciares. Resulta generalmente infructuoso intentar identificar deformaciones en un depósito cuya estructura interna es caótica, constituida por bloques de tamaño métrico y cuya geometría es sumamente irregular.

Otra dificultad que ha de tenerse en cuenta a la hora de buscar indicios de actividad neotectónica es la existencia de frecuentes huellas de la dinámica glaciar y periglaciar a que ha estado (y está) sometida el área. En efecto, los depósitos recientes han sufrido numerosos ciclos de hielo-deshielo que los deforman y enmascaran cualquier vestigio de actividad tectónica. Además, entre las deformaciones de los depósitos de ladera no puede discriminarse con seguridad las que se deben a Neotectónica y las que se originan por procesos de solifluxión, "creeping", etc., ya que se trata de depósitos de elevada pendiente en una región con abundantes precipitaciones y con un periglaciarismo muy intenso aun en la actualidad. Son frecuentes los desprendimientos y aludes en las empinadas laderas, generalmente ligados a las épocas del deshielo.

Así pues, el reconocimiento de los depósitos, tanto en foto aérea como sobre el terreno, apenas ha proporcionado dato alguno en relación con fenómenos neotectónicos. Sin embargo, la elevada sismicidad del área indica una importante activi-

dad tectónica reciente, que debe haber dejado sus huellas en las rocas paleozoicas que constituyen el territorio comprendido en la hoja.

Identificar deformaciones recientes en rocas tan antiguas, intensamente tectonizadas no es tarea fácil. Hay que recurrir al análisis geomorfológico detallado para hallar "anomalías" que puedan indicar la presencia de estructuras jóvenes y, aun así, muchas veces nos quedaremos en el ámbito de la especulación. Siguiendo esta línea de trabajo, se han encontrado algunos indicios de actividad tectónica reciente en relación con el trazado de la red de drenaje, con la morfología de las crestas y aristas, con la regulación de las laderas y con la posible reactivación de accidentes alpinos.

2.1. ANOMALIAS EN EL TRAZADO DE LA RED DE DRENAJE

Llama la atención la existencia en el Valle de Arán de diversos tramos fluviales rectilíneos de longitud plurikilométrica. Los valles, excavados por los glaciares, parecen ignorar la estructura geológica E-O de la zona, a la que atraviesan oblicuamente sin apenas desviarse. Se trata de un indicio evidente de la existencia de importantes discontinuidades subverticales en el sustrato que se superponen a la estructura general del área y que han condicionado intensamente el trazado de la red de drenaje. La edad de estas discontinuidades es claramente post-orogénica (los tramos rectilíneos atraviesan las grandes estructuras hercínicas y alpinas), y anterior a la excavación de los valles por las masas de hielo, que aprovechan las discontinuidades preexistentes. Por tanto, cabe la posibilidad de que correspondan a la época neotectónica, si bien deben ser anteriores a las glaciaciones (Pleistoceno).

En la cartografía no se han diferenciado tales lineamientos al no haber otras evidencias claras de que correspondan a fracturas (en todo caso el salto es inapreciable) con actividad reciente. Sin embargo, los lineamientos principales quedan

de manifiesto en el Mapa Neotectónico por la ubicación de los depósitos aluviales. Los tramos a los que se hace referencia son:

- El Río Garona, desde Bossost hasta casi su entrada en Francia, a lo largo de una decena de kilómetros en dirección SSO-NNE.

- El Valle del Río Joeu presenta una orientación paralela a lo largo de casi 4 Km, la mayor parte de su longitud total.

- El Río Varradós, que entra en la hoja con orientación E-O, siguiendo la traza de la Falla de Bossost (de edad alpina), sufre una inflexión y se dirige al SSO en un tramo de 4 km hasta encontrarse con el Garona. Este valle está mucho más encajado que los anteriores y, aunque en conjunto el río se dirige de NNE a SSO, el curso fluvial es sinuoso y en él predominan los tramos rectilíneos de orientación NE-SO a ENE-OSO, directriz que también se reconoce en las crestas montañosas que limitan el valle glaciar.

- El Río Negro, de orientación próxima a N-S en su área de confluencia con el Garona, que en un pequeño tramo mantiene también dicha orientación en la zona de Viella.

- El Río Joeu sufre una brusca reorientación en los dos últimos kilómetros de su recorrido y toma rumbo NO. Esta orientación se prolonga en el Río Garona hasta las inmediaciones de Bossost (5 Km en total), atravesando oblicuamente las capas paleozoicas y las estructuras geológicas principales, orientadas E-O.

Conviene comentar, por último, que las áreas con mayor sismicidad registrada en la hoja (Viella y Lès, principalmente) se hallan situadas muy próximas a dos de estos lineamientos, con orientación NNE.

2.2. ANOMALIAS EN LA MORFOLOGIA DE CRESTAS Y ARISTAS

A lo largo de la hoja se han encontrado diversas líneas de fractura que afectan a las zonas de mayor altitud y que no se corresponden con las directrices generales de su entorno inmediato. Se han representado por su notoriedad geomorfológica, pero no se han econtrado criterios para establecer si han tenido actividad reciente. Tal es el caso de la Sierra de Montlludé, con una fractura ENE subvertical, orientación que se repite en las inmediacines. O de la zona del Lago de Gorgutes en el valle del Esera, donde se aprecia una pequeña fosa NNE-SSO (en la que se acomoda el lago) limitada por sendas fracturas paralelas que afectan a la serie cambro-ordovícica, de orientación E-O.

En este ultimo sector se ha representado también una fractura que es paralela a la estratificación, pero que da un resalte geomorfológico notable. No es que tenga un interés desmedido, pero es indicativo de la existencia de otras dificultades que añadir al estudio neotectónico de un macizo paleozoico. En efecto, es frecuente y razonable que los movimientos neotectónicos se articulen a favor de discontinuidades preexistentes, y en un área paleozoica hiperdeformada pueden reactivarse como fallas neotectónicas todo tipo de discontinuidades, desde planos de falla heredados, hasta planos de estratificación, esquistosidad y diaclasado, lo cual añade, efectivamente, dificultades a su identificación.

En la parte más septentrional de la zona estudiada las altas cumbres presentan líneas de fractura de pequeño desarrollo pero que dan lugar a notables evidencias geomorfológicas, lo cual sugiere la posibilidad (aunque no la certeza) de que se hayan formado en épocas recientes. Los casos más espectaculares son dos fracturas en las inmediaciones del Pico Bacanera (2.192 m) de orientación E-O y buzamientos opuestos.

En diversas áreas del Pirineo se han hallado indicios de actividad neotectónica relacionados con la acción de la gravedad, pero que afectan a la masa rocosa de las montañas, y no sólo a su recubrimiento superficial. Así, RENGERS y SOETERS (1982) describen fenómenos de "gravitational spreading" en la zona de Bohí. Estos fenómenos se encuentran preferentemente ligados a zonas de elevadas aristas con pendientes verticalizadas y grandes desniveles (zonas de valles glaciares), donde la propia acción de la gravedad puede originar estados de esfuerzos condicionados por la topografía, de manera que en la parte superior de las laderas habría una situación de compresión vertical (la gravedad) y extensión horizontal en el sentido de la pendiente (perpendicularmente a la arista). En esta situación, se producirían escarpes en contrapendiente en la parte superior de las laderas, mientras que en la parte inferior predominarían los "abultamientos " y los escarpes a favor de la pendiente (VARNES et al, 1989). En las propias aristas estos procesos pueden dar lugar a fosas y depresiones a lo largo de las mismas, con posible formación de aristas con doble cresta y desarrollo de lagos efímeros y turberas en las fosas. Estas geometrías dependen también de la relación de la orientación de las anisotropías preexistentes respecto a la orientación (dirección y buzamiento) de la pendiente, ya que difícilmente se generan planos de fractura nuevos, sino que los movimientos suelen aprovechar las discontinuidades previas.

En áreas muy próximas (un par de kilómetros al Sur, en la Sierra d'Hurno) se han descrito anomalías geomorfológicas de esta índole, si bien los autores (BORDONAU y VILAPLANA, 1986) las relacionan más bien con fenómenos de descompresión originada por la retirada de las enormes masas de hielo. Se trata, pues, de una deformación muy reciente, ya que el comienzo del último retroceso de los glaciares tuvo lugar hace unos 30.000 años (VILAPLANA, 1983). Los esfuerzos de descompresión, en efecto, no son desdeñables en absoluto (BORDONAU, 1985 calcula un espesor de 500-600 m de hielo en el valle del río Negro para el máximo glaciar), y han podido dar lugar a desplazamientos en el seno de

las masas rocosas a favor de planos de anisotropía previos (estratificación, diaclasas, fracturas, etc.)

Este tipo de deformaciones, tanto si son debidas exclusivamente a la gravedad como si tienen participación de fuerzas de descompresión, son, evidentemente recientes, y pueden entrar en el campo de la Neotectónica. Sin embargo, en la zona estudiada no se observan apenas deformaciones que puedan atribuirse de forma clara y meridiana a estos fenómenos. Unicamente la cresta del Pico Montpius (2258 m), orientada N-S, parece presentar una geometría comparable, si bien en estado incipiente, sin llegar a formar una depresión bien definida. En efecto, al contrario que la mayor parte de las aristas de la hoja, que presentan geometrías muy agudas, la cresta del Montpius muestra un aspecto aplanado, del orden de la decena de metros de anchura, con tendencia a formar pequeñas depresiones (fotografía 1), y la parte superior de la ladera está configurada por pequeños escalones a favor de planos de fractura (probablemente diaclasas) verticalizados, con inclinación opuesta a la pendiente (fotografía 2). Otro posible ejemplo se halla en las proximidades del Pico de Escaleta, próximo a la intersección entre Aragón, Cataluña y Francia, pero ambos casos presentan tan escaso desarrollo que son francamente discutibles.

2.3. ANOMALIAS EN LA REGULARIZACION DE LAS LADERAS

Tanto el Valle de Arán como el de Benasque se caracterizan por un relieve juvenil con laderas muy escarpadas que presentan abundantes huellas de deslizamientos, avalanchas, etc, difíciles de relacionar con procesos tectónicos. Sin embargo, la ladera septentrional del Montcorbison, en las inmediaciones de Viella, presenta una morfología particular, caracterizada por la existencia de abundantes depresiones alargadas en dirección aproximada E-O (N 120°E), con frecuencia ocupadas por lagunas y turberas (fotografía 4), dando lugar a un paraje pintoresco denominado Les Basses d'Ules.

Estas depresiones se deben a la existencia de escarpes rocosos de escala generalmente métrica situados en contrapendiente respecto a la pendiente general de la ladera (fotografía 3). La orientación de los escarpes oscila entre N 120°E y N 125°E y buzamientos de 65° a 70° hacia el Sur (la pendiente general es hacia el Norte). Estas discontinuidades corresponden a los propios planos de estratificación, pero según un estudio realizado por BORDONAU et al (1989) se trata de un conjunto de fracturas posteriores a la retirada glaciar.

El carácter postglaciar de estas depresiones se pone de manifiesto en el estudio de BORDONAU et al (1989) por la naturaleza de su material de relleno, eminentemente arcilloso, que corresponde a una sedimentación por decantación, desligada de las aguas de fusión glaciar. En cuanto al origen de la fracturación, resulta difícil relacionarlo con fenómenos de descompresión post-glaciar o de "gravitational spreading" debido a su ubicación, en una ladera de pendiente no muy fuerte y desnivel no muy elevado.

2.4. ESTRUCTURAS ALPINAS CON POSIBLE REACTIVACION NEOTECTONICA

Observaciones realizadas por BORDONAU y VILAPLANA (1986) en el sector del Puerto de Viella y el Port Vell de Toro (inmediatamente al Sur de la hoja, en el Valle de Arán), les llevan a afirmar que la Falla de La Maladeta, un accidente E-O de escala regional que limita por el Norte el Macizo granítico de La Maladeta (KLEINSMIEDE, 1960), presenta indicios claros de reactivación neotectónica relacionada probablemente con la elevación isostática del Macizo de la Maladeta durante el Pleistoceno Superior y Holoceno (MOYA y VILAPLANA, 1993).

En la hoja estudiada apenas aflora este accidente. Solamente hay un pequeño afloramiento del Granito de la Maladeta (y su contacto septentrional) en las inmediaciones de La Renclusa, en el alto valle del Esera, y no se observan signos

claros de actividad reciente, aunque se desarrollan lagos y turberas en el espectacular contacto entre el granito y la caliza paleozoica, que forma un gigantesco farallón, con escarpes paralelos a las capas calizas que se elevan verticalmente varias decenas de metros sobre el relieve granítico en la zona de contacto. Las inmediaciones de este contacto son generosas en fenómenos espectaculares, como los "foraus" de La Renclusa y Aiguallut, sumideros kársticos desarrollados en las calizas y que se tragan la totalidad de las aguas que en esta zona discurren por la superficie granítica procedentes de la fusión de los hielos de los Montes Malditos.

A pesar de la falta de evidencias de actividad reciente de esta falla en la hoja, parece confirmarse en areas próximas por la existencia (a menos de 1 km de la hoja) de sismicidad muy próxima a la falla. En concreto, se ha registrado un epicentro en las inmediaciones de la Tuca Blanca de Pomero, en la zona de Aiguallut, a poca distancia al Este de La Renclusa, prácticamente en el límite de hoja.

Otro accidente alpino E-O de gran longitud que ha podido reactivarse en época neotectónica a tenor de las observaciones realizadas es la Falla de Bossost, estructura que recorre de E a O la parte del Valle de Arán incluida en la hoja desde el valle del Río Varradós hasta más allá de Bossost. Los indicios que permiten sospechar su actividad reciente son de carácter geomorfológico. El cresterío calcáreo E-O de la vertiente septentrional del Valle del Varradós se encuentra repleto de fracturas verticales de traza curva en planta y cóncavas hacia la pendiente que constituyen las citatrices de arranque de grandes masas rocosas que se deslizan ladera abajo.

Este fenómeno no sería nada especial en una zona de alta montaña como ésta, si no fuera por que no hay una concentración semejante de cicatrices de este tipo en ningún otro punto de la hoja. Las laderas del Valle de Arán se encuentran casi en su totalidad recubiertas de vegetación (hasta en las zonas más altas), a excepción

de los empinados canchales que todavía son activos. Sin embargo, el escarpe superior de la Sierra de Guarbes destaca en el paisaje por su desnudez (fotografía 5), que revela la intensidad de los procesos erosivos que tienen lugar en él y, por tanto, su juventud relativa. Sólo se ha registrado otra cicatriz de este tipo (en este caso aislada) en la zona del Cabezo de las Agudas, en las inmediaciones de Bausán.

Aunque en planta (y, por tanto, en el Mapa Neotectónico) este conjunto de cicatrices de la Sierra de Guarbes se encuentra muy separado de la traza de la Falla de Bossost (a 1,5 km aproximadamente), en realidad ambos accidentes se encuentran estrechamente relacionados, ya que corresponden a los extremos superior e inferior de una ladera de 30° de pendiente media que salva un gran desnivel (unos 800 m).

También destaca la abundante fracturación subvertical que afecta a las cimas de la Sierra de Guarbes, quizá debido a esta posible reactivación. Todo parece indicar que si se ha producido actividad reciente en la Falla de Bossost, no ha sido a lo largo de toda su longitud, sino solamente en algunos tramos de la misma, como sería el tramo más cercano a la Sierra de Guarbes y, quizá, el tramo al Oeste de Bossost, dada la sismicidad de la zona más inmediata.

3.- SISMICIDAD Y OTROS DATOS EN RELACION CON LA NEOTECTONICA

3.- SISMICIDAD Y OTROS DATOS EN RELACION CON LA NEOTECTONICA

La sismicidad es particularmente intensa en la zona estudiada. Según la información proporcionada por el Instituto Geográfico Nacional, entre el año 880 a.C. y el 30 de Abril de 1995 se han registrado 19 epicentros, de los cuales 7 pertenecen a la etapa instrumental, lo que ha permitido estimar su magnitud y precisar su localización. El resto corresponde en su mayoría a la primera mitad del presente siglo y su ubicación es menos precisa. Hay que aclarar, de todas formas, que las imprecisiones en la localización epicentral son abundantes ya que hasta hace bien poco tiempo no se dispuso de una red sismológica adecuada en el Pirineo (y sólo unos pocos sismos corresponden a este último período). Dos de los epicentros presentan intensidad VI (escala M.S.K.), uno en 1870 y el otro en 1924 (ambos en las inmediaciones de Viella). El resto son de intensidad IV e inferiores. En cuanto a la profundidad del hipocentro, son escasos los sismos en los que ha podido precisarse, sólo 3, con profundidades de 2, 3, y 10 Km respectivamente. En la mayor parte de los sismos se desconoce su profundidad (ver tabla de sismos).

Los epicentros registrados se concentran especialmente en dos áreas principales. Por un lado, las inmediaciones de la población de Viella y por otro, el sector de Lès Bossost. El resto de epicentros se encuentran aislados, uno en las inmediaciones del Perdiguero, dos en la zona de Caneján-Río Torán y dos en la zona de Les Bordes.

En general, no se aprecian buenas correlaciones entre epicentros y estructuras, pero ésta es una característica generalizada en el Pirineo, en parte por la posibilidad de generación de sismos en profundidad sobre planos de cabalgamiento subhorizontales o con buzamiento moderado, de manera que resulta prácticamente imposible relacionar la evidencia superficial de un terremoto (su epicentro) con el plano de cabalgamiento asociado, ya que aflora (si es que lo hace) muy lejos. Sin embargo, las dos áreas mencionadas de mayor actividad sísmica coinciden con

TABLA DE SISMOS

FECHA	HORA	LONGITUD	LATITUD	PRO	RMS	EH	EZ	NO	AGEN	MAG	INT	LOCALIZACION
1784-07-10*	00-00-00.0	00-36.0 E	42-46.0 N						SSIS			Bagneres de Luchon. FR
1870-01-15	02-00-00.0	00-48.0 E	42-43.0 N						SSIS		VI	Viella
1888-04-21*	02-00-00.0	00-35.0 E	42-47.0 N						SSIS			Bagneres de Luchon, FR
1910-10-02	02-00-00.0	00-42.0 E	42-48.0 N						SSIS			Lés
1914-08-07*	00-50-42.0	00-32.0 E	42-46.0 N					2	SSIS		VII	Francia
1914-08-11*	09-06-20.0	00-30.0 E	42-45.0 N					2	SSIS		VII	Francia
1915-11-01	00-24-00.0	00-42.0 E	42-48.0 N						SSIS		IV	Lés
1919-11-27	07-24-42.0	00-47.0 E	42-42.0 N					2	SSIS		IV	Viella
1919-12-01	07-30-00.0	00-42.0 E	42-48.0 N						SSIS		IIR	Lés
1924-01-20	19-45-00.0	00-42.0 E	42-48.0 N						SSIS			Lés
1924-02-27	21-53-00.0	00-47.0 E	42-41.0 N					4	SSIS		VI+	Viella
1924-09-27	02-00-00.0	00-42.0 E	42-48.0 N						SSIS		III	Lés
1924-11-13	17-00-00.0	00-48.0 E	42-42.0 N						SSIS		II	Viella
1952-05-06*	01-05-00.0	00-30.0 E	42-48.0 N						BCIS		IV	Bagneres de Luchon, FR
1952-05-06*	06-32-00.0	00-30.0 E	42-48.0 N						BCIS		IVR	Bagneres de Luchon, FR
1961-11-08	07-55-00.0	00-47.0 E	42-42.0 N						SSIS		III	Viella
1963-04-15	20-36-42.0	00-43.0 E	42-44.0 N					1	SSIS		III	Las Bordas
1966-06-27	12-36-50.0	00-48.0 E	42-42.0 N					2	SSIS	3.2	III	Viella
1967-08-21	02-29-51.1	00-29.4 E	42-41.4 N		0.6			4	LDGP	3.0		Benasque
1968-01-11	23-00-00.0	00-48.0 E	42-42.0 N						SSIS		II	Viella
1969-03-11	16-14-04.3	00-48.0 E	42-48.6 N		0.6			6	LDGP	3.5	III	Liat
1969-03-11	18-18-16.1	00-40.2 E	42-47.4 N		0.9			15	LDGP	2.7	IV	Bossost
1978-01-27	23-21-44.8	00-45.6 E	42-49.8 N	10	0.5			18	LDGP	3.3		Canejan
1978-10-14*	19-54-18.5	00-34.2 E	42-42.6 N		1.3			22	LDGP	2.9		Francia
1981-01-27*	04-53-37.9	00-36.0 E	42-48.0 N		0.9				LDGP	3.2		Bagneres de Luchon, FR
1991-08-19**	00-33-04.5	00-40.7 E	42-40.0 N	2	0.7	1	2	29	SSIS	2.8		Benasque
1992-06-17	01-45-44.6	00-46.3 E	42-41.6 N	2	0.7	1	2	34	SSIS	3.1		Viella
1994-04-11	05-38-59.1	00-41.8 E	42-43.9 N	3				09	SSIS	2.6	III-IV	Las Bordas

* Epicentro situado en Francia
** Epicentro situado a escasa distancia de la hoja por el Sur
HORA: Hora origen (GMT)
LONGITUD Y LATITUD: En grados y minutos
PRO: Profundidad en km
RMS: Error cuadrático medio en segundos
EH: Error epicentral en km
EZ: Error en profundidad en km
NO: Número de observaciones
MAG: Magnitud MB a partir de la fase LG
INT: Intensidad máxima (escala M.S.K.)
R: Réplica
+: Mapa de isosistas

PERIODO DE TIEMPO: 880 A.C. al 30-IV-1995
FUENTE: INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL

sendos tramos tectilíneos del Valle del Garona, de orientación NNE uno y N-S el otro, identificados como zonas de fractura con posible actividad reciente. Ademas, en Lés hay un manantial termal, sin duda asociado a la presencia de granitos, pero quizá favorecido por la existencia de esa posible fractura.

En general, las manifestacioens termales más importantes en el Pirineo se localizan en relación con las fracturas que limitan los macizos graníticos principales (SANTANACH y VILAPLANA, 1987), y suelen coincidir con zonas de preferente localización de epicentros. En el caso del manantial de Lés, las aguas surgen próximas al cauce del Río Garona a una temperatura de 30.7°C, y la surgencia se encuentra claramente asociada a la presencia del domo granítico del Garona. En realidad, el manantial consiste en una galería excavada en el contacto entre una gran masa granítica y el encajante paleozoico de elevado metamorfismo (zona de la sillimanita).

La ausencia de tritio y otras características químicas parecen indicar que se trata de aguas meteóricas infiltradas a grandes profundidades (1000-3000 m) y de largo recorrido (40 años), que ascienden por convección forzada a la superficie, rebajando su temperatura de 100°C a 30°C.

4.- RESUMEN Y CONCLUSIONES

4.- RESUMEN Y CONCLUSIONES

La Cadena Pirenaica presenta evidencias claras de actividad tectónica reciente, que continúa en la actualidad, como prueba la abundante simiscidad registrada. Esta actividad reciente queda puesta de manifesto a escala regional por tres fenómenos principales:

- Elevación generalizada del Pirineo, evidente en algunas áreas como en el sector oriental, donde se han encontrado depósitos marinos pliocenos a 2000 m de altitud (MATTAUER y HENRY, 1973; WILLIAMS y FISCHER, 1984). Se relaciona con el reajuste isostático post-orogénico y su valor estimado oscila entre 0,1 y 0,8 mm/año para los últimos millones de años (GARWIN, 1985).

- Hundimientos locales con generación de fosas como la de Puigcerdá, controlada por fallas E-O y NE-SO. Estos fenómenos se producen en la parte oriental del Pirineo y forman parte de un sistema de fracturas recientes que se propaga de Norte a Sur por la costa mediterránea y que está ligado a la tectónica extensional por "rifting cortical" desarrollada en Los Catalánides y el Golfo de Valencia. En diversos puntos presenta vulcanismo asociado.

- Sismicidad. La Cordillera Pirenaica es la región más activa de la Península Ibérica después de las Béticas, con más de 1000 sismos históricos registrados con intensidad entre I y VIII (escala M.S.K.). Esta sismicidad es mayor en la parte central y occidental, y más dispersa en el sector oriental. Del análisis de la distribución geográfica de los sismos y los mecanismos focales de algunos de ellos se desprende que la sismicidad pirenaica responde a la superposición de diversos procesos tectónicos. Por un lado, el carácter transgresivo dextral de la Falla Norpirenaica y la actividad de los accidentes NE-SO de Pamplona y el Segre, y por otro la relación de algunos sismos con la

distensión oriental, así como la posible relación de muchos de ellos con el levantamiento isostático.

La hoja de Caneján-Viella se encuentra situada en el sector central de la Cordillera Pirenaica, en su Zona Axial. Se encuentra, por tanto, alejada de la zona de influencia de la distensión ligada al "rifting" de la costa mediterránea, de manera que solamente se producen fenómenos de reajuste isostático y, quizás, algún fenómeno compresivo o transpresivo ligado a la Falla Norpirenaica, aunque no hay evidencia alguna, salvo la presencia de varios epicentros difíciles de relacionar con estructuras tectónicas aflorantes en la hoja.

El levantamiento isostático del Pirineo se desarrolla seguramente a lo largo del Mioceno, Plioceno y Cuaternario, continuando activo en la actualidad. Sin embargo, la zona estudiada ha estado sometida (debido precisamente a esta elevación) a una dinámica erosiva dominante durante este período, de manera que no existen apenas depósitos de la época neotectónica, y los pocos que hay son holocenos (quizás alguno alcanza el Pleistoceno Superior) y son de tamaño reducido.

Los indicios de actividad neotectónica encontrados en la hoja son de carácter geomorfológico y consisten principalmente en fracturas que afectan a la masa rocosa paleozoica aprovechando discontinuidades preexistentes. En parte se relacionan con procesos "atectónicos", como fenómenos de "gravitational spreading" y descompresión postglaciar, originados por esfuerzos locales generados por la propia orografía (VARNES et al, 1989; BORDONAU y VILAPLANA, 1986).

Otros indicios apuntan a la posible reactivación de grandes accidentes alpinos como la Falla de La Maladeta, al Sur, y la Falla de Bossost, en la mitad septentrional de la hoja, y existen abundantes huellas de deslizamientos y avalanchas en las laderas, en su mayoría relacionados con procesos de solifluxión y "creeping" ligados a la dinámica periglaciar.

Por último, destaca la existencia de diversos tramos rectilíneos de la red de drenaje de longitud plurikilométrica que sugieren la presencia de importantes fracturas subverticales sin desplazamiento apreciable que han condicionado la ubicación de los valles excavados por los glaciares y que han podido tener su origen en etapas recientes, ya que cortan oblicuamente a las grandes estructuras hercínicas y alpinas. Además, en torno a dos de estos valles se concentra la mayor parte de la sismisicdad registrada. Se trata del sector de Viella, de orientación N-S a NNE-SSO, y del Valle del Garona a la altura de Lés, donde, además, existe un manantial termal con aguas profundas que emergen a una temperatura de 30.7°C.

5.- BIBLIOGRAFIA

5.- BIBLIOGRAFIA

BORDONAU, J. (1985).- **Estudi geomorphològic del sector sud-occidental de la Vall d'Aran. L'evolució quaternaria de los valls dels rius Joeu i Nere.** Tesis de Licenciatura. Univ. Barcelona, 141 pp. (inédito).

BORDONAU, J. y VILAPLANA, J.M. (1986).- Géomorphologie et tectonique récente dans le Val d'Aran (Zone axiale des Pyrénées Centrales, Espagne). **Rev. Géol. Dyn. et Géog. Phys**, vol. 27 (5), pp. 303-310. Paris.

BORDONAU, J.; POUS, J.: QUERALT, P. y VILAPLANA, J.M. (1989).- Geometría y depósitos de las cubetas glaciolacustres del Pirineo. **Est. Geol.**, 45, pp. 71-79.

BORDONAU, J. e IBEREN, J. (1992).- Els complexes glacio-lacustres relativaments amb el darrer cicle glaciar als Pyrenés.

BRUNET, M.F. (1986).- The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins. **Tectonophysics**, 129, 343-354.

GARWIN, L.J. (1986).- **Fission track dating and tectonics in the Eastern Pyrenees**. Tesis Doc. Gonville & Caius College, Cambridge, 218 pp.

I.G.N.- Banco de datos sísmicos

ITGE (1991).- Mapa Geológico Nacional. Escala 1:50.000 (MAGNA). Modelo de hoja. Anexo V: Neotectónica, pp. 55-76. (Inédito).

KLEINSMIEDE, W. F.J. (1960).- Geology of the Valle de Arán (Central Pyrenees). **Leidse Geol. Meded.**, 25, pp. 129-245.

MATTAUER, M. y HENRY, J. (1973).- **Pyrenees. Mesozoic-Cenozoic orogenic belts.** In: Data for orogenic studies. Geol. Soc. London, pp. 3-21.

MOYA, J. y VILAPLANA, J.M. (1993).- **Tectónica reciente en el Macizo de la Maladeta**. In: The late quaternary in the Western Pyrenean region (A. Cearreta & F.M. Ugarte, eds). Serv. Publ. País Vasco, pp. 381-399.

RENGERS, N. y SOETERS, R. (1982).- Two examples of gravitational spreading in the Bohí area, Spanish Pyrenees. **ITC Journal**, 1982-3, 283-289.

RUEGG, J.C. y KASSER, M. (1983).- Mouvements verticaux dans la region d'Arudy (Pyrénées occidentales). **C.R. Acad. Sc. Paris**, 296, Sér. II: 443-448.

VARNES, D.J.; RADBRUCH-HALL, D.H. & SAVAGE, W.Z. (1989).- Topographic and structural conditions in areas of gravitational spreading of ridges in the Western United States. **U.S. Geological Survey Professional Paper** 1496, 28 pp.

VILAPLANA, J.M. (1983).- **Estudi del glacialisme quaternari de les altes valls de la Ribagorça**. Tesis Doc. Univ. Barcelona, 322 pp.

WILLIAMS, G.D. & FISCHER, M.W. (1984).- A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. **Tectonics**, 3 (7): 773-780.

FOTOGRAFIAS

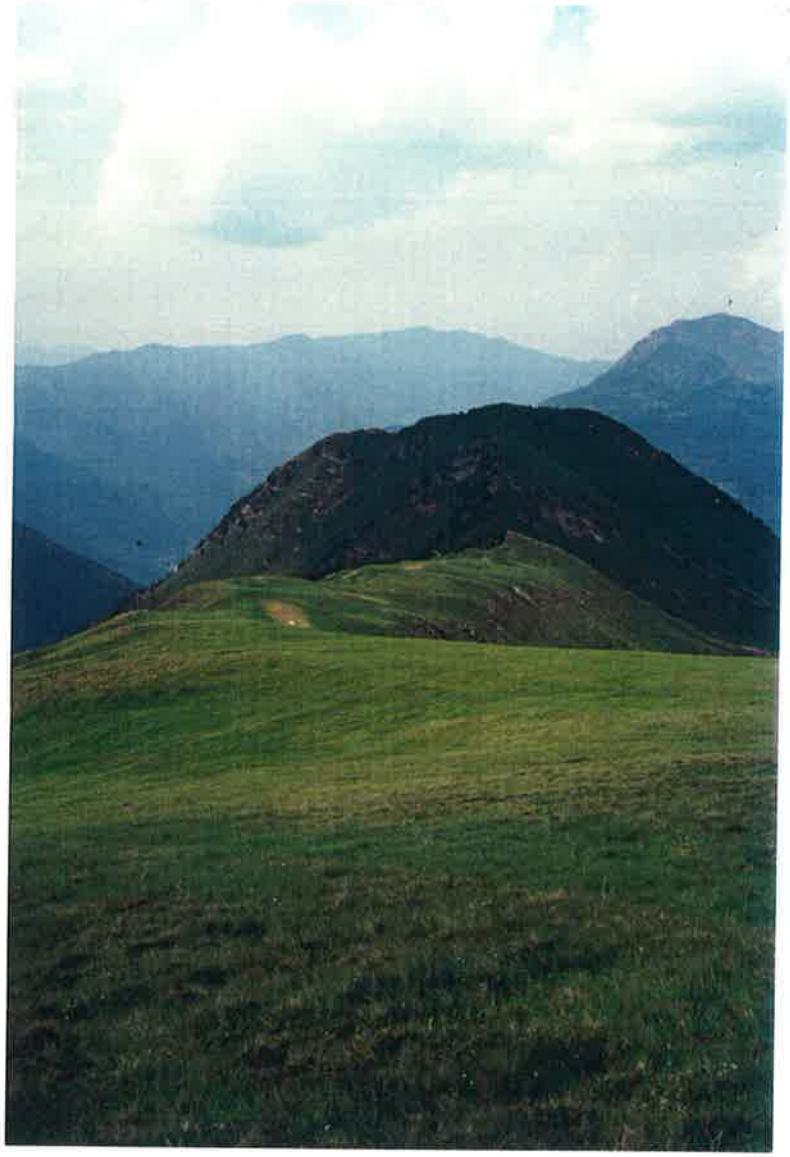

Foto 1.- Cresta del Pico Montpius, de orientación submeridiana, cuya morfología algo aplanada sugiere la existencia de un proceso de "gravitational spreading" en estado incipiente, con tendencia a formar pequeñas depresiones en lo alto de las aristas.

Foto 2.- Ladera oriental de la cresta de la fotografía anterior, donde se aprecia la existencia de discontinuidades en contrapendiente que podrían haber jugado como fallas normales en un proceso de "gravitational spreading".

Foto 3.- Perfil de la ladera septentrional del Montcorbissum, con diversas depresiones alargadas limitadas por fallas N 120°E que dan lugar a escarpes rocosos en contrapendiente y que con frecuencia se corresponden con planos de estratificación (paraje de Les Basses d'Ules).

Foto 4.- Los escarpes rocosos de la fotografía anterior dan lugar a depresiones alargadas ocupadas con frecuencia por turberas y lagunas, como la Bassa d'Ules. El carácter eminentemente lutítico del relleno indica que se han originado por fracturación postglaciar del macizo rocoso.

Foto 5.- Panorámica del valle del río Varradós, donde se observa el denso tapiz vegetal que recubre las laderas en casi la totalidad del paisaje. Al fondo, sin embargo, en la parte derecha de la fotografía destaca la desnudez de la Sierra de Guarbes debido a su juventud relativa, relacionada con la actividad tectónica reciente de la Falla de Bossost.