



MAPA NEOTECTÓNICO, SISMOTECTÓNICO Y DE ACTIVIDAD DE FALLAS DE LA REGIÓN DE MURCIA

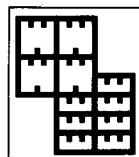
(Escala 1:200.000 y 1:100.000)

26050

Mayo, 1.991



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España



Región de Murcia

Consejería de Política Territorial
y Obras Públicas

MAPA NEOTECTÓNICO, SISMOTECTÓNICO Y DE ACTIVIDAD DE FALLAS DE LA REGIÓN DE MURCIA

(Escala 1:200.000 y 1:100.000)

Mayo, 1.991

Esta Memoria, y los documentos cartográficos que la acompañan (Mapas Neotectónico y Sismotectónico a escala 1:200.000, y de Actividad de fallas a escala 1:100.000), ha sido realizada por el INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA para la CONSEJERÍA DE POLÍTICA TERRITORIAL Y OBRAS PÚBLICAS de la COMUNIDAD AUTÓNOMA DE LA REGIÓN DE MURCIA.

En la realización han intervenido los siguientes técnicos:

Dirección y Supervisión del Proyecto: BERNARDEAU, L. (CARM)

GABALDON, V. (ITGE)

Autores: BAENA, J., Director Técnico del proyecto (E.N. ADARO)

BARRANCO, L.M. (ITGE).

Colaboradores y Asesores Científicos.

- En Tectónica y Sismotectónica:

ESTEVEZ, A., de la Universidad de Alicante.

SANZ DE GALDEANO, C. (Inst. Andaluz de Geología Mediterránea).

- En Cuaternario, Geomorfología y su relación con la Neotectónica:

ZAZO, C. (C.S.I.C.)

GOY, J.L., SOMOZA, L., BARDAJI, T. Y SILVA, P. (Dpto. de Geodinámica, (U.C.M.)

- En geofísica aplicada y datos regionales:

RODRIGUEZ, T. (E.N. ADARO).

Los datos de Sismicidad proceden del Instituto Geográfico Nacional.

En los perfiles Paleomagnéticos ha colaborado MÖRNER, N.A., Presidente de la Comisión de Neotectónica del INQUA (Organismo Internacional encargado del Estudio del Cuaternario).

Los estudios de microvertebrados han estado dirigidos por LÓPEZ, N., de la Cátedra de Paleontología de la Universidad Complutense de Madrid.

El resto de los datos, que complementan el estudio de campo, han sido recogidos de la bibliografía ya existente, cuya relación pormenorizada acompaña, como Documentación Complementaria, a esta memoria.

La Documentación Complementaria, a disposición para su consulta en el Centro de Documentación Geológica del ITGE, y en la Consejería de Política Territorial y Obras Públicas de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, está constituida por los siguientes anexos:

- Album de fotos.
- Notas sobre Prevención de Daños.
- Listado de los datos sismológicos de la Región de Murcia y zonas próximas.
- Mapas de Isosistas.
- Fichero de Fallas (2 volúmenes).
- Fichero de dataciones absolutas de las rocas volcánicas neógenas de la Región de Murcia.
- Base de datos bibliográfica.

INDICE

1.- INTRODUCCION	9
2.- LA EPOCA NEOTECTÓNICA, ANALISIS Y SIGNIFICADO DEL TERMINO	11
3.- MARCO GEOLOGICO	15
3.1.- INTRODUCCION	15
3.2.- ESTRUCTURA Y NATURALEZA DE LAS CORDILLERAS BETICAS	15
3.3.- EVOLUCION GEOLOGICA DE LAS CORDILLERAS BETICAS DESDE EL MIOCENO INFERIOR HASTA LA EPOCA NEOTECTONICA	17
4.- EVOLUCION GEOLOGICA DURANTE LA "EPOCA NEOTECTONICA"	21
4.1.- EN EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL	21
4.2.- EN LAS CORDILLERAS BETICAS	22
5.- EL MAPA NEOTECTONICO	27
5.1.- INTRODUCCION	27
5.2.- METODOLOGÍAS, LEYENDA Y TECNICAS UTILIZADAS (CRITICA Y RESULTADOS)	27
5.2.1.- METODOLOGIA	27
5.2.1.1. Generalidades	27
5.2.1.2. Datos de partida	27
5.2.1.3. Nuevas realizaciones	28
5.2.2.- LEYENDA	28
5.2.3.- TECNICAS UTILIZADAS (CRITICA Y RESULTADOS)	29
5.2.3.1. Dataciones. Su validez	29
5.2.3.2. Análisis estructural	30
5.2.3.3. Geomorfología. Anomalías geomorfológicas ligadas a la Neotectónica	31
5.2.3.4. Lineamientos en las imágenes de satélite	32
5.2.3.5. Geotermismo	34
5.2.3.6. Geofísica y Geología del Subsuelo	36
5.2.3.6.1. Sísmica	36
5.2.3.6.2. Gravimetría	36
5.2.3.6.3. Sondeos eléctricos verticales (S.E.V.) y sondeos mecánicos	36
5.2.3.6.4. Magnetismo	36

5.2.3.7. La corteza terrestre y datos regionales	36
5.2.3.7.1. El campo de Cartagena y sierras circundantes	36
5.2.3.7.2. Zona de Mazarrón- Águilas	38
5.2.3.7.3. El Valle del Guadalentín	38
5.2.3.7.4. Sierra Torrecilla. Cuenca de Lorca y Sierras Espuña y Tercia	39
5.2.3.7.5. Cuenca de Mula y Fortuna	39
5.2.3.7.6. Zona Centro-occidental	39
5.2.3.7.7. Área de Moratalla-Calasparra	40
5.2.3.7.8. Zona septentrional	40
5.2.3.7.9. Plataforma Continental	41
5.2.3.8. Tasas de sedimentación con base en estos datos	41
5.2.3.8.1. El Campo de Cartagena	41
5.2.3.8.2. El Valle del Guadalentín	41
5.2.3.8.3. Zona marina	43
5.3.- NEOTECTÓNICA DE LA REGIÓN DE MURCIA	43
5.3.1.- ENCUADRE NEOTECTÓNICO REGIONAL	46
5.3.2.- NEOTECTÓNICA Y SEDIMENTACIÓN	46
5.3.3.- NEOTECTÓNICA Y DIAPIRISMO	50
5.3.4.- NEOTECTÓNICA Y VOLCANISMO	53
5.3.5.- RESULTADO DEL ANÁLISIS ESTRUCTURAL	55
5.3.5.1. Zonas Internas y cuencas asociadas	55
5.3.5.2. Zonas externas	55
5.3.5.3. Evaluación del régimen de esfuerzos	56
5.3.6. RESULTADO DEL ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	56
5.3.6.1. Zonas internas	60
5.3.6.2. Zonas externas	63
5.3.7.- PRINCIPALES ESTRUCTURAS: LAS GRANDES FALLAS NEOTECTÓNICAS	63
5.3.8.- IMPORTANCIA DE LOS MOVIMIENTOS DE LAS FALLAS	65
5.3.9.- ÁREAS DE IMPORTANCIA NEOTECTÓNICA	66
6.- EL MAPA SISMOTECTÓNICO	67
6.1.- INTRODUCCIÓN	67
6.2.- METODOLOGÍA	67
6.3.- SISMICIDAD	69
6.3.1.- ENCUADRE REGIONAL	69
6.3.2.- MACROSISMICIDAD	69
6.3.2.1. Tipos de datos	69
6.3.2.2. Sismicidad histórica	70
6.3.2.3. Sismicidad instrumental	73
6.3.3.- MICROSISMICIDAD	74
6.3.4.- MECANISMOS FOCALES DE TERREMOTOS	74
6.3.5.- ISOSISTAS	74
6.3.6.- PALEOSISMICIDAD	77
6.4.- RELACIÓN SISMICIDAD-TECTÓNICA	77
6.4.1.- RASGOS GENERALES	77
6.4.2.- MACROZONACIÓN	78
6.4.3.- PRINCIPALES FALLAS SISMOTECTÓNICAS	80
7.- MAPA DE ACTIVIDAD DE FALLAS	81
7.1.- INTRODUCCIÓN	81
7.2.- METODOLOGÍA Y LEYENDA	81
7.2.1.- EL CUATERNARIO: BASES CRONOLÓGICAS Y CRITERIOS GEOMORFOLÓGICOS Y LITOLÓGICOS	81
7.2.2.- ANOMALÍAS GEOMORFOLÓGICAS LIGADAS A LA ACTIVIDAD DE LAS FALLAS	83
7.2.3.- FICHA DE FALLAS	83

7.2.4.- TABLA DE CORRECCIÓN PARA ESTABLECER LA ACTIVIDAD DE LAS FALLAS	90
7.2.5.- CRITERIO DE SELECCION DE LAS FALLAS CARTOGRAFIADAS	90
8.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	93
8.1.- DE CARACTER GENERAL	93
8.2.- EN RELACION CON LA ORDENACIÓN TERRITORIAL	94
8.3.- EN RELACION CON LOS PLANES DE INVESTIGACION	96
9.- BIBLIOGRAFIA	

1.- INTRODUCCION

En esta Memoria se resumen las principales características neotectónicas y sismotectónicas de la región de Murcia. Asimismo, se describen las metodologías utilizadas en cada uno de los documentos cartográficos que la acompañan:

- Mapa Neotectónico a escala 1:200.000
- Mapa Sismotectónico a escala 1:200.000
- Mapa de Actividad de Fallas a escala 1:100.000

Estos documentos cartográficos son, hasta el momento, inéditos y para su realización se han utilizado metodologías en muchos casos originales.

Teniendo en cuenta el carácter original de la información contenida en este trabajo, antes de entrar en la descripción de la actividad neotectónica de la Región de Murcia, se justifica la utilidad y necesidad de este Proyecto, y se analizan los conceptos científicos sobre los que se sustenta. Así mismo, se expone la línea de expresión que hemos adoptado tanto gráfica como metodológicamente.

Es evidente la utilidad de estos documentos en una región, que como la de Murcia, tiene una sismicidad de intensidad media reconocida (así como movimientos más lentos y menos súbitos) que eventualmente se traducen en riesgos de vida y en cuantiosas pérdidas económicas. Estos daños deben constituir motivo de preocupación, por lo que la información de estos mapas es básica en diferentes áreas de planificación: Planes de Ordenación Territorial, Planificación Urbana, Planes de emergencia y defensa civil, Instalaciones industriales y militares, Obras Públicas, Programas de Predicción sísmica etc.

En el Mapa Neotectónico se expresa los rasgos tectónicos más recientes en línea con el régimen geodinámico actual. Comprende una síntesis de aquellas características estructurales, morfológicas, geotérmicas etc., que ponen en evidencia movimientos relativamente recientes, así como el tipo de esfuerzos a que está sometida esta región y su marco geodinámico.

El detalle y la extensión de la información contenida en el Mapa depende en gran parte de la escala y de los datos recolectados y analizados en el transcurso del trabajo.

En el Mapa Sismotectónico se establece básicamente la relación existente entre las principales estructuras tectónicas y la generación de sismos. La elaboración de este Mapa entraña el establecimiento de una correlación objetiva entre la sismicidad existente en la región murciana y el cuadro tectónico de su ámbito geológico. Esta correlación requiere pues, de la integración conceptual y causal en este Mapa de la información que se deriva del Mapa Neotectónico y de los datos sísmicos y geofísicos de que hemos dispuesto.

Por último queremos aclarar que el Mapa de Actividad de Fallas trata de establecer criterios más objetivos y cercanos a la realidad. La definición de "Falla activa" es variable y totalmente subjetiva, dependiendo de los países y organismos a que corresponda su catalogación. Además, debido a su carácter restrictivo, es sumamente necesario poseer multitud de datos de diferente tipo (instrumentales, dataciones absolutas, seguimiento histórico del accidente, etc.), que actualmente no se poseen en la Región de Murcia. Es por ello que el Mapa de Actividad de Fallas, no elimina ni establece un límite rígido entre las fallas que son o no activas en el presente o en un futuro próximo.

Igualmente queremos resaltar que, sin restar en lo más mínimo carácter científico a estas investigaciones, hemos optado por una representación simplificada, y a ser posible gráfica, del significado de la terminología utilizada, así como de la expresión del funcionamiento de las fallas en la dinámica del paisaje.

2. LA EPOCA NEOTECTONICA. ANALISIS Y SIGNIFICADO DEL TERMINO.

Antes de comenzar las descripciones sobre metodologías, encuadres geológicos y documentos cartográficos obtenidos, parece adecuado referirnos al significado del término "Neotectónico" y sobre todo al alcance que, para el autor, tiene la "Epoca Neotectónica" como margen de tiempo analizado para la expresión de los hechos que se reflejan en el "Mapa Neotectónico".

En diversos países y en multitud de publicaciones se utilizan, a menudo como sinónimos, términos tales como "neotectónica", "tectónica activa", "paleosismicidad", "movimientos recientes de la corteza" y "sismo-tectónica", para indicar la actividad tectónica relativamente reciente de la corteza terrestre.

Creemos necesario establecer "a priori" ciertos criterios para discutir la amplitud y definición de cada término. Se deberá establecer una diferenciación en virtud de la época que abarca y sobre todo, y fundamentalmente, de la selección de los métodos y las observaciones a que se ajusta.

De entre los citados, el término más restrictivo es, a nuestro juicio el de "Movimientos recientes de la corteza", ya que indica los movimientos actuales, de hoy, basándose para ello en los criterios más objetivos: los criterios instrumentales (sean geodésicos, sísmicos, medidas de esfuerzo in situ, etc).

Bajo el término "Movimientos recientes de la corteza" a diferencia de la "Sismo-tectónica", que también posee un carácter restrictivo, investiga aquellos movimientos de la corteza que pueden tener, y de hecho tienen, un carácter continuo y lento, sin presentar reacciones súbitas de imprevisibles consecuencias socio-económicas, sino más bien efectos predecibles a lo largo del tiempo. Pueden ser movimientos de "creep" tectónico a lo largo de fallas locales o regionales, o movimientos de gran radio que alcanzan a zonas más amplias (isostáticos, mareas terrestres, etc).

Términos menos restrictivos pero que desde el

punto de vista geológico abarcan aún periodos cortos de tiempo son "tectónica activa" y "paleosismicidad". "Tectónica activa" se referirá a la tectónica que ha actuado durante el Cuaternario y que presumiblemente continúa aún actuando. El término "Paleosismicidad" se refiere a la frecuencia y magnitud de los terremotos prehistóricos con base en observaciones estratigráficas, sedimentológicas y geomorfológicas del Cuaternario, y su comparación, si es posible, con los efectos cosísmicos de terremotos históricos conocidos.

El término menos restrictivo y que abarca épocas más amplias es "Neotectónica", utilizado muy diferentemente según los autores y países. La Comisión de Neotectónica del INQUA (Organismo Internacional para el estudio del Cuaternario) lo define del siguiente modo: "La Neotectónica estudia los movimientos o deformaciones terrestres del nivel geodésico de referencia, sus mecanismos, su origen geológico (sea lo antiguo que sea), sus implicaciones prácticas, y su futura extrapolación".

Como ningún movimiento cortical debe aislarse de su contexto geodinámico, la Neotectónica no tiene un límite real fijo hacia el pasado, sino que se reserva para estudiar toda clase de movimientos corticales verticales u horizontales (sismotectónicos, movimientos de placas, construcción de montañas o de cuencas subsistentes, procesos isostáticos, etc), durante un período de tiempo lo largo que se requiera por ajustarlo a la realidad y homogeneidad geodinámica, así como a los datos y actividad de la región que se investiga.

Así, existen regiones donde se adopta como periodo de tiempo los últimos 2,5 a 3,0 mill. de años, porque puede haber ocurrido una reorganización general del régimen tectónico y poseen suficientes datos de esa época. En otros se adopta como período los últimos 5 a 6, ya que se trata del periodo después del cambio que acabó con la crisis del Messiniense. Para algunos, el periodo son los últimos 22, por tratarse de la base del Mioceno y del Neógeno, cuando parecen haber comenzado algunos cambios importantes. Incluso hay quien extendiendo este periodo a los últimos 38 m.a., en la base del Oligoceno, cuando parece que tuvo lugar una

reorganización considerable de la tectónica global. En Grecia e Italia se ha tomado el periodo de 2,5 a 3,0 m.a., porque en ese momento se inició una fuerte y súbita elevación.

En el Sur de la Península Ibérica, y en concreto en la parte oriental de las Cordilleras Béticas, existen varios hitos tectónicos de considerable importancia tales como:

a) **Límite Aquitaniense-Burdigaliense** (20 m.a.). Coincidente con la fase tangencial más importante, con plegamientos de las Zonas Externas.

b) **Límite Serravaliense-Tortonense** (11-12 m.a.), marca el comienzo de un régimen de compresión N-S, el bloqueo de las fallas dextrógiras, rejugueo como levógiras y creación de otras.

c) **Límite Messiniense-Plioceno** (5-6 m.a.), activación de los sistemas existentes y comunicación de las cuencas aisladas en el Messiniense.

d) **Límite Pleistoceno Inferior-Pleistoceno Medio** (1 m.a.). Funcionamiento de grandes fracturas normales.

De estos límites, se ha elegido para esta región como límite de la "época" neotectónica el Límite Serravaliense -Tortonense, hace 11-12 millones de años, cuando se produce un cambio importante en el régimen tectónico, que desde entonces continúa con cierta homogeneidad.

En el cuadro I, se expresan las edades absolutas y la estratigrafía correspondientes a dicha época.

EDAD EN MILL. AÑOS	CRONOESTRATIGRAFIA ETAPAS MARINAS	ZONAS DE FORAMINIFEROS PLANCTONICOS	Zonas de BLOW (1969)	APARICION Y DE SAPARICION DE LOS FORAMINIF PLANCTONICOS	ZONAS DE NANNOPLANKTON	Zonas de MAF TINI (1970)	MACROFAUNA MARINA	GLACIACIONES ALPINAS	CRONOESTRAT. ETAPAS CONTINENT.	Unidad de MEIN (1979)	FAUNA ESPAÑOLA DE VERTEBRADOS	Escala Paleomagnética	M c D
0,010	CUATERNARIO	HOLOC. FLAND.					<i>O. edulis ceratoderma edulis glyceris</i>	WURM	OLDENBURGI.		Mula		
0,18		PLEISTOCENO					<i>Strombus bubonius</i> <i>Conus testudinarius</i> (Cálida)	RISS-WURM	BIHARIANEN.				
1,6		SICILIEN CALABR.					<i>Chlamys glabra</i> <i>Nucella plesisi</i> (Cálida)	MINDEL ?					
2	PLIOCENO	SUPERIOR					<i>Strombus coronatus</i> (Cálida)	GUNZ ?		MN 17			
								DONAU ?		MN 16b			
								BIBER ?					
									VILLAFRANQUIENSE				
3		INFERIOR-MEDIO								MN 16a			
4		INFERIOR								MN 15	La Julliana		
5	MIOCENO SUPERIOR	MESSINIENSE								MN 14	CA. Mendoza Caravaca 1-2		
6		TORTONIENSE								MN 13	LA ALBERCA Librilla La Hornera N.E. Molina de Segura		
7		TORTONIENSE								MN 12	Molina de Segura R. Catalan. Royas 1.		
8		TORTONIENSE								MN 11	La Celie		
9		TORTONIENSE											
10		TORTONIENSE											
11		TORTONIENSE											

Cuadro I.- Geocronología, bioestratificación y variaciones paleomagnéticas de la "Epoca Neotectónica".

3. MARCO GEOLOGICO

3.1. INTRODUCCION

El área correspondiente a la Región de Murcia pertenece íntegramente a la. Estas Cordilleras junto con el Rif comprenden las cadenas de plegamiento alpino que se extienden al Sur de la Península Ibérica y Marruecos y que forman parte del sistema de cadenas alpinas que rodean al Mediterráneo Occidental (fig.1).

Para estudiar su evolución geológica es necesario hacerlo dentro del marco del Mediterráneo Occidental. Cualquier lector interesado en el tema puede consultar numerosa bibliografía al respecto, entre la que recomendamos "El Mediterráneo Occidental: etapas de su génesis y problemas estructurales ligados a esta", de M. DURAND DELGA(1980), publicado en las Memorias de la Sociedad Geológica de Francia.

Las Cordilleras Béticas se dividen en Zonas Internas y Externas sobre la base de criterios litológicos, tectónicos y paleogeográficos. Las Zonas Externas (Prebético y Subbético) se formaron en su mayor parte en el Margen Sur y parte del este del Macizo Ibérico. Serían relativamente autóctonas respecto al substrato paleozoico de la Meseta. Las Zonas Internas comprenden la Zona Bética s.s. y la Zona Circumbética. A su vez la Zona Bética s.s. la constituyen los Complejos Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide; y la Circumbética una serie de unidades de difícil atribución, pero que rodean a la zona Bética, (Dorsales, Predorsales, etc). Todo el conjunto de las Zonas Internas estaría situado más al este. Las Alpujárrides son similares a los Séptides en el Rif. Los Maláguides son similares a los Gomárides en el Rif, a los Kabylas en el Tell, a los Montes Peloritanos en Sicilia y son comparables parcialmente a Calabria. Todo este conjunto constituye el dominio Sur-Cernea (SANZ de GALDEANO, 1990), que algunos autores denominan "Alborán" o "Placa de Alborán" (ANDRIEUX et al., 1971), aunque varios de los sectores o dominios mencionados nunca formaron parte del área de Alborán.

Los tipos de deformaciones que aparecen en las Zonas Internas y Externas y su historia son diferentes y sólo los grandes desplazamientos (principalmente durante el Mioceno Inferior) son los que crean la actual yuxtaposición.

3.2. ESTRUCTURA Y NATURALEZA DE LAS CORDILLERAS BETICAS

Puesto que en la Región de Murcia están representados prácticamente todos los dominios paleográficos y/o tectónicos de las Cordilleras Béticas es conveniente realizar una somera descripción de éstos de Sur a Norte.

Al Sur se localizan las Zonas Internas, estando presentes tanto la Zona Bética s.s. como la Circumbética.

Dentro de la Zona Bética están presentes los tres grandes conjuntos tectónicos superpuestos: El Complejo Nevado-Filábride, el Complejo Alpujárride y el Complejo Maláguide.

El Complejo Nevado-Filábride, es el más profundo del edificio interno. Está constituido por potentes series paleozoicas y triásicas, con rocas metamórficas tales como micasquitos grafitosos, cipolinos, gneises con turmalina, metagranitos, anfibolitas, etc. Se considera como un "autóctono relativo" con respecto a los otros dos Complejos, aunque no tanto si consideramos el conjunto de las Cordilleras Béticas. Tiene su mejor representación dentro de la Región de Murcia en la Sierra de Carrasquilla, Almenara y del Algarrobo.

El Complejo Alpujárride contiene terrenos paleozoicos y triásicos afectados por un metamorfismo de intensidad variable. En él predominan los esquistos, cuarcitas, filitas y sobre todo calizas y dolomías. Constituye las alineaciones montañosas de la cornisa litoral del Sur de la región murciana desde Aguilas a la Unión. Asimismo se localiza en el núcleo de la Sierra de la Torrecilla, al Oeste de Lorca, en la Sierra de la Tercia y en la de Orihuela.

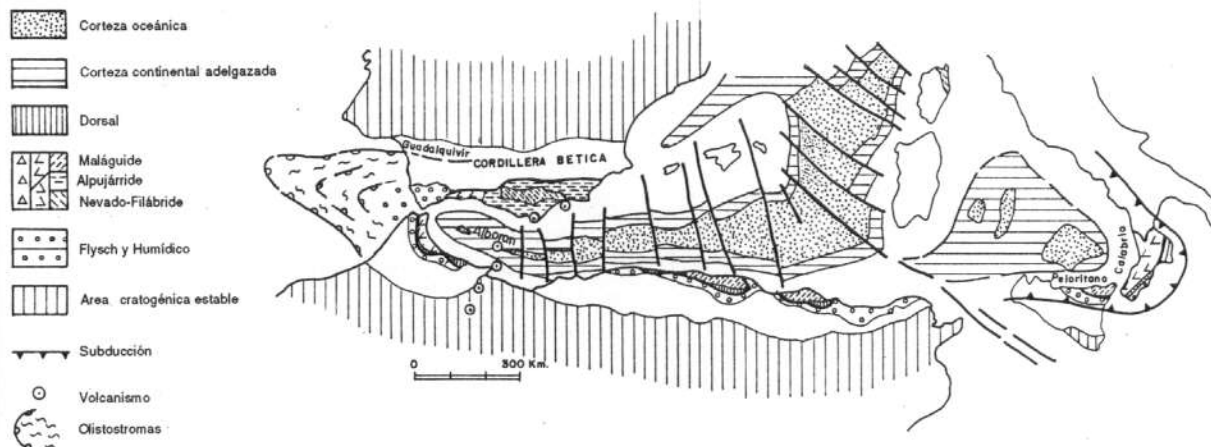


Fig. 1.- Esquema estructural de las Cordilleras Béticas en relación con la región del Mediterraneo Occidental. Tomado de SANZ de GALDEANO (1990).

El Complejo Maláguide es el más elevado estructuralmente. Comprende terrenos paleozoicos bien desarrollados y fosilíferos seguidos de una cobertera permo-triásica que se completa con una serie de depósitos mesozoicos y terciarios que llegan hasta el Paleógeno. A diferencia de los dos conjuntos precedentes, el Complejo Maláguide esta prácticamente exento de metamorfismo. este complejo está muy bien representado en la Sierra Espuña.

Estos complejos de la Zona Bética están estructurados en un apilamiento de mantos. Sobre la edad de emplazamiento de estos mantos, que parece ser fue pilofásica (TORRES ROLDAN, 1979), existen controversias, aunque se habría acabado lo más tardar al comienzo del Mioceno. (EGELER y SIMON, 1969).

Lo que aquí denominamos Zona Circumbética (BAENA Y JEREZ, 1982) comprende aquellas formaciones y materiales situados al Norte de la Zona Bética s.s. y al Sur de la Zona Subbética, que no pueden ser claramente asimiladas ni a una ni a otra zona. Serían series que en otras transversales de las Cordilleras Béticas han recibido diversos nombres (Dorsales, Predorsales, Unidades del Campo de Gibraltar, etc.), y que rodean a la Zona Bética. Son frecuentes las arcillas y areniscas con secuencias turbidíticas, al menos en el Oligoceno Sup.-Aquitaniense. Serían las formaciones que integran las "Escamas de Mula", la Formación de Río Pliego, y aquellas que constituyen el pasillo de Fuensanta-La Parroquia al Sur de la Sierra del Gigante.

En las zonas Externas se distinguen de Norte a Sur la Zona Prebética y la Zona Subbética. Los materiales de estas zonas se depositaron sobre la margen continental de la placa europea.

La Zona Prebética (BLUMENTHAL, 1927) es el dominio tectonopaleogeográfico más externo y de estructura más simple. Sólo está representado en la mitad oriental de la Cordillera y puede considerarse autóctono o paraúctono. Se caracteriza porque durante la mayor parte de su historia geológica constituyó un dominio de plataforma adyacente a un continente. En este dominio se depositaron preferentemente carbonatos, aunque también sedimentos terrígenos procedentes de la Meseta Ibérica que en algunos momentos se extendieron por casi todo el dominio.

La Zona Prebética ocupa la parte más septentrional de la Región de Murcia, desapareciendo al ser cubierta por el deslizamiento del Subbético al Sur de El Sabinar, Moratalla, Calasparra y Cieza.

Se diferencian tres dominios dentro del Prebético: Prebético Externo, Interno y Meridional. Corresponde a los dos dominios tectosedimentarios distinguidos por BAENA y JEREZ (1982): el Externo y el Interno. El Meridional es considerado por estos autores como un subdominio del Interno, pero por tratarse del tránsito al

Subbético se considera importante su distinción.

Los criterios litológicos y ambientales de los diferentes dominios o subdominios dentro de la Zona Prebética que han sido utilizados para esta subdivisión son preferentemente:

- El paso de facies continentales a marinas en el Cretácico Inferior.
- El cambio de facies marino-lagunal a facies de mar abierto en el Senoniense.
- La presencia de materiales paleógenos marinos casi exclusivamente en el Prebético Interno.

El Prebético Externo ocupa el área de sedimentación más próxima a la Cobertera Tabular de la Meseta. El espesor de su cobertera mesozoica es moderado en su parte septentrional e importante en la parte meridional, ya cerca de la transición con el Prebético Interno. este dominio ocupa la parte Norte de la Región de Murcia, terminando hacia el Sur en las Sierras de Algaidón, del Puerto, del Picacho, del Molar y Sierrecica de Enmedio.

El Prebético Interno presenta una sucesión estratigráfica mucho más potente, completa y de carácter más netamente marino que el Externo, aunque en general la mayor parte de sus afloramientos pertenecen al Cretácico y al Paleógeno. En la transversal de Murcia, junto con el Prebético Meridional, la porción del Prebético Interno cortada por el Accidente de Crevillente, tiene una anchura que no puede ser superior a los 25 kms, pero en todo caso una parte importante queda cubierta por recubrimientos neógenos y por materiales alóctonos del Subbético. En la transversal de Caravaca y al Sur del accidente de Socovos alcanza 35-40 km, pero su afloramiento es también incompleto. Ocupa la Sierra Larga, del Carche, de Salinas, etc.

El Prebético Meridional representa la transición de la Zona Prebética a la Subbética, con facies de talud y cuenca profunda en algunos momentos. Sus materiales están representados aquí en las Sierras de la Puerta, de la Pila, y del Aguila.

La Zona Subbética (BERTRAND y KILIAN, 1889) representó la continuación del Prebético hacia el interior de la Cuenca. A partir del Lías medio, se produjo la individualización paleogeográfica de ambos dominios y el Subbético pasó a ser una cuenca pelágica de morfología irregular.

Tal vez el rasgo más evidente de la estructura general del Subbético sea la amplia autoctonía que muestran los materiales triásicos con respecto a los postríásicos (FALLOT, 1945, 1948). Además hay que destacar la ausencia de directrices tectónicas netamente

definidas, excepto en regiones o unidades determinadas. El estilo de deformación es variado de unos puntos a otros, pero es de destacar la presencia de un intenso plegamiento e imbricación que suele ser vergente hacia el exterior de la Cordillera, o sea hacia el Norte. Algunos de estos frentes de cabalgamiento determinan superposiciones tectónicas kilométricas, entre las que destacan las del Subbético sobre el Prebético o sobre el Neógeno de algunas fosas. Conviene destacar que tanto el Subbético como el Prebético aparecen disectados por accidentes trascurrentes de gran salto en dirección, que son responsables de la notable fragmentación y discontinuidad tectónica que muestran sus materiales.

Al producirse su individualización tectonopaleogeográfica durante el Lías medio, dentro del Subbético se diferenciaron áreas afectadas por una subsidencia diferencial, determinadas por una fracturación que afectó a niveles profundos del zócalo, como lo demuestra la aparición del vulcanismo. Debido a esta compartimentación aparecen tres dominios paleogeográficos en los que se depositan sucesiones principalmente pelágicas, pero de espesor y características litoestratigráficas y sedimentarias bastante diferentes entre sí. Estos dominios (AZEMA et al., 1979) son, de más externo a más interno: el Subbético Externo, el Subbético Medio y el Subbético Interno. Sus rasgos sedimentarios, así como las diferencias estratigráfico-paleogeográficas entre ellos variaron a lo largo del tiempo, pero fueron especialmente manifiestas durante el Jurásico y el Cretácico Inferior. El Subbético Medio constituyó un área de Surco; esto es, cuencas profundas y subsistentes en las que se acumularon notables espesores de sedimentos principalmente margosos y calizo-margosos. El Subbético Externo e Interno constituyeron áreas más reacias a la subsidencia, en la que persistió temporalmente el depósito de sedimentos de facies neríticas en bancos carbonatados aislados en el seno de una cuenca pelágica. La Zona Subbética ocupa la parte central de la región.

El Subbético Externo esta representado en el área de Caravaca, Sierras del Gavilán, Quipar, del Burete, etc. El Subbético Interno únicamente puede localizarse en la Sierra del Gigante.

Todas las "Zonas" y "Dominios" distinguidos hasta ahora lo han sido considerando los sedimentos anteriores al Aquitaniense o Mioceno basal. Existe en la Región de Murcia una representación completísima de toda la estratigrafía del Neógeno y Cuaternario.

3.3. EVOLUCION GEOLOGICA DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS DESDE EL MIOCENO INFERIOR HASTA LA EPOCA NEOTECTONICA

Los actuales mantos de las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas se formaron durante el Oligoceno y continuaron formándose en el Aquitaniense inferior.

Así, el complejo Nevado-Filábride es cabalgado por el Alpujárride y éste a su vez por el Maláguide.

En el Aquitaniense, las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas no han experimentado aún deformaciones significativas, aunque aparecen suaves plegamientos. Varias fallas mayores rumbo-deslizantes están operando a la vez que las fracturas trascurrentes heredadas desde el Mesozoico. Las más importantes de estas fracturas son más tarde reactivadas y sirven como senda a lo largo de las cuales las Zonas Internas se desplazaban hacia el Oeste, dextralmente con respecto a las Zonas Externas.

Las Zonas Internas de las Cordilleras Béticas están considerablemente adelgazadas como consecuencia del estiramiento asociado a estos movimientos. Esto está confirmado por el fallamiento extensional en y entre los complejos Nevado Filábride y Alpujárride. Estas tienen una dirección WSW-ENE, y una tendencia hacia el W-SW (GARCIA DUEÑAS y MARTINEZ MARTINEZ, 1988). El proceso de estiramiento tuvo lugar durante un periodo de 7 a 9 millones de años, desde -22 a -15/13 m.a. El proceso continúa, con menor intensidad, llegando hasta el Serravaliense, y hay escasas noticias de que continúe a partir de este momento.

El desplazamiento completo hacia el Oeste de las Zonas Internas comparado con la posición de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, se considera de varios cientos de kilómetros de longitud, quizás de 400-500 km., alcanzando su clímax durante el Burdigaliense. Coincidiendo con el movimiento de las Zonas Internas ocurrieron eventos compresionales en el Subbético, que también experimentó considerable arrastre y estiramiento. El Prebético sufrió menos deformación debido a que se sitúa a mayor distancia y está más ligado a un sustrato estable. El Subbético por todas estas razones desaparece como una cuenca sedimentaria diferenciada, mientras que el sector frontal de las Zonas Internas continúa su movimiento como cuña y crea el Arco de Gibraltar (fig.2).

El régimen tectónico del Mioceno inferior continuó durante todo el Langhiense y el Serravaliense, con intensidad disminuida. El contacto entre las Zonas Internas y Externas, a lo largo del cual tuvo lugar a la desorganización del Subbético fue abandonado como sutura aproximadamente en el Langhiense. Los movimientos trascurrentes se continuaron por importantes fallas rumbodeslizantes dextrales que tenían una dirección N60°-70E a E-W, tales como el desplazamiento transpresivo dextroso de la zona de falla de Cádiz-Alicante (o falla de Crevillente) y que llamaremos aquí Falla Bullas-Archena. Igualmente se observa a partir del Serravaliense el funcionamiento de fracturas dextrales; tales como las del Corredor de la Alpujarra, que pueden continuarse en el sector de Aguilas.

Finalmente, parece ser que a finales del Mioceno

Medio (fig. 3), (y quizás a principios del Mioceno Superior) este movimiento dextroso, que tan fuertemente había deformado a las Zonas Externas, especial-

mente al Subbético, quedó ya prácticamente bloqueado, operando otro régimen, el de la Epoca Neotectónica.

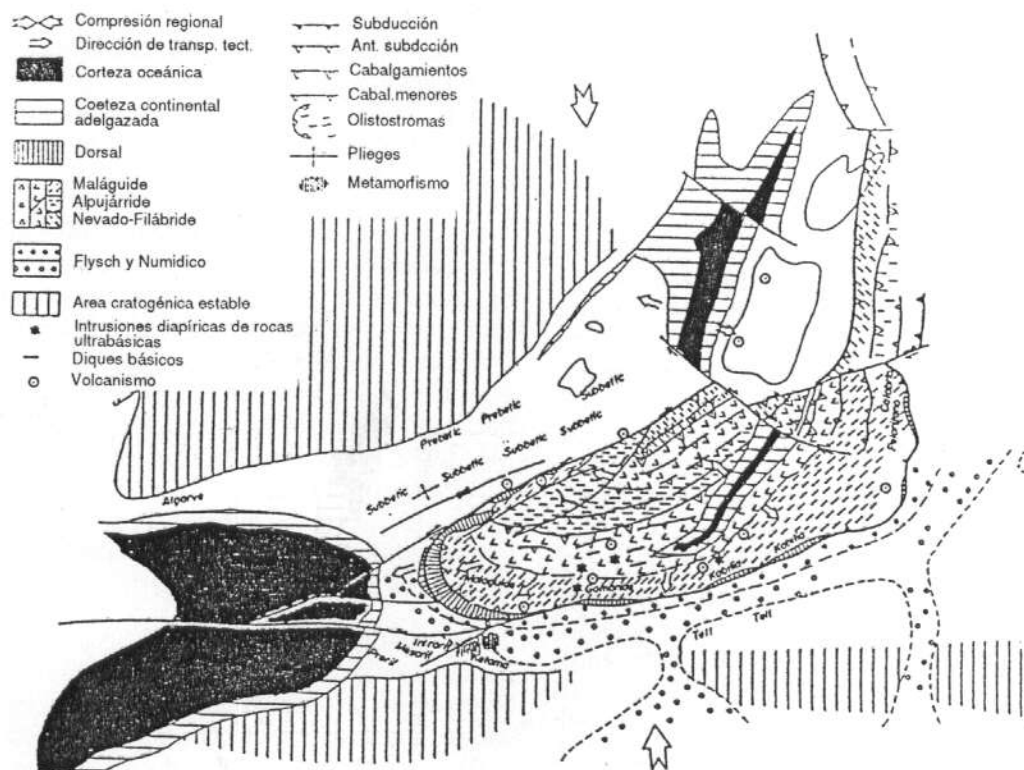


Fig. 2.- Reconstrucción paleográfica de la región del Mediterráneo Occidental durante el Mioceno inferior.
Tomado de SANZ de GALDEANO.(1990).

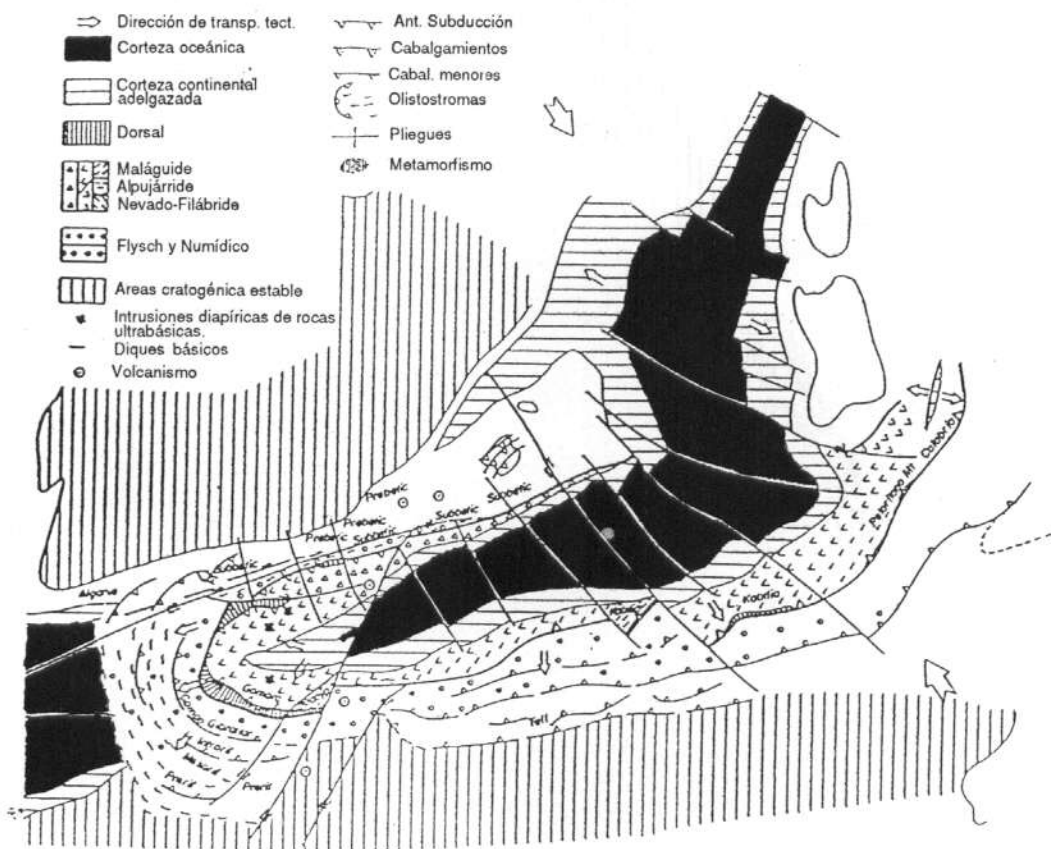


Fig. 3.- Reconstrucción paleográfica de la región del Mediterráneo occidental durante el Mioceno Medio (Serravaliense aprox.). Tomado de SANZ de GALDEANO (1990).

4. EVOLUCION GEOLOGICA DURANTE LA "EPOCA NEOTECTONICA"

4.1. EN EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL

No se conoce con certeza cuando cesó la subducción de la placa Africana bajo el Dominio Sur-Cerdeña aunque probablemente ocurrió al comienzo

del Mioceno Superior o quizás al final del Mioceno Medio (fig.4). Aparte de ello, tuvieron lugar importantes deformaciones en el Tortoniense coincidiendo con la apertura en el este de la Cuenca Tyrhénica, la formación gradual del Arco de Calabria y la subducción ligada al mismo. Todos estos eventos, aunque importantes, afectaron poco a las Cordilleras Béticas.

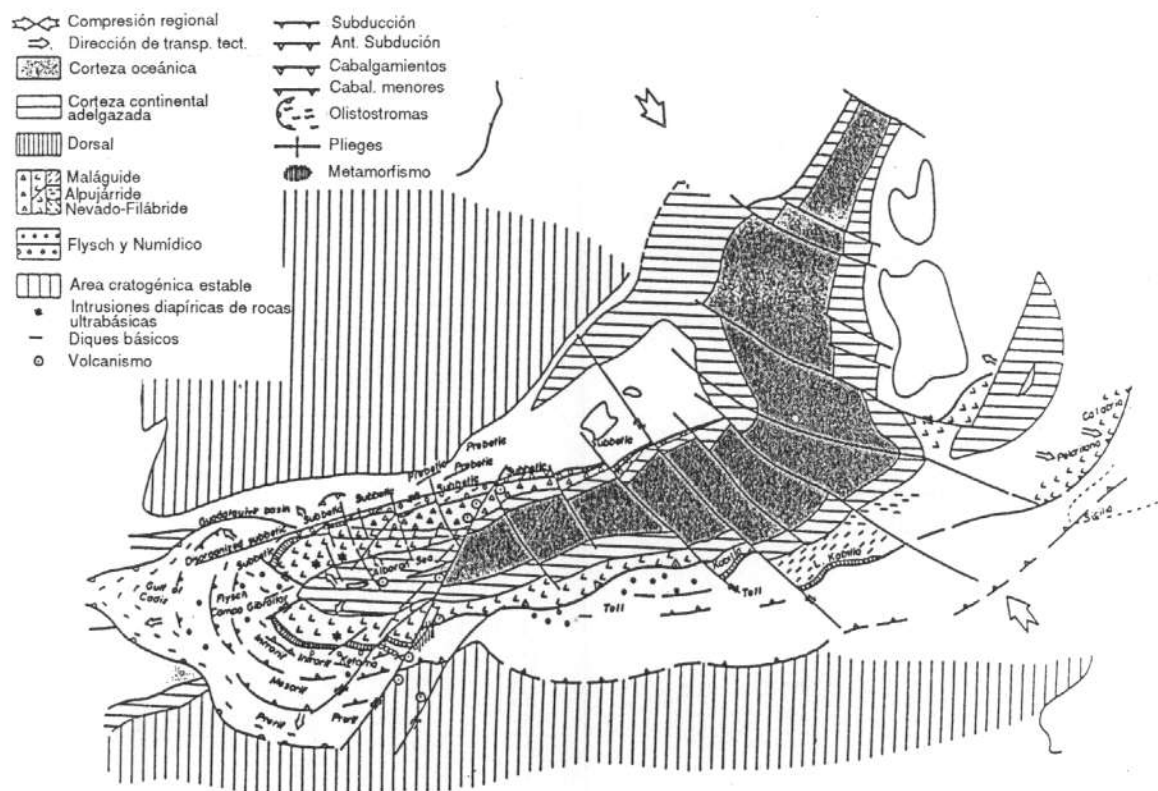


Fig. 4.- Reconstrucción paleogeográfica de la región del Mediterráneo Occidental durante el Tortoniano. Tomado de SANZ de GALDEANO (1990).

4.2. EN LAS CORDILLERAS BÉTICAS

Durante el Tortonense, en las Cordilleras Béticas, la dirección de compresión (σ_1) comienza a rotar hacia el NNW-SSE (OTT d'ESTEVOU y MONTENAT, 1985). Las fallas levóginas NE-SW producen importantes movimientos en las Cordilleras Béticas y en el Rif. (LAROUZIERE

et al., 1988). La última expulsión importante de material se completó virtualmente en el Tortonense con un movimiento radial en relación a la Cuenca de Alboran. En el NW, el movimiento se extiende hacia la Cuenca del Guadalquivir, donde se presentan grandes masas olistostrómicas de materiales subbéticos desorganizados.

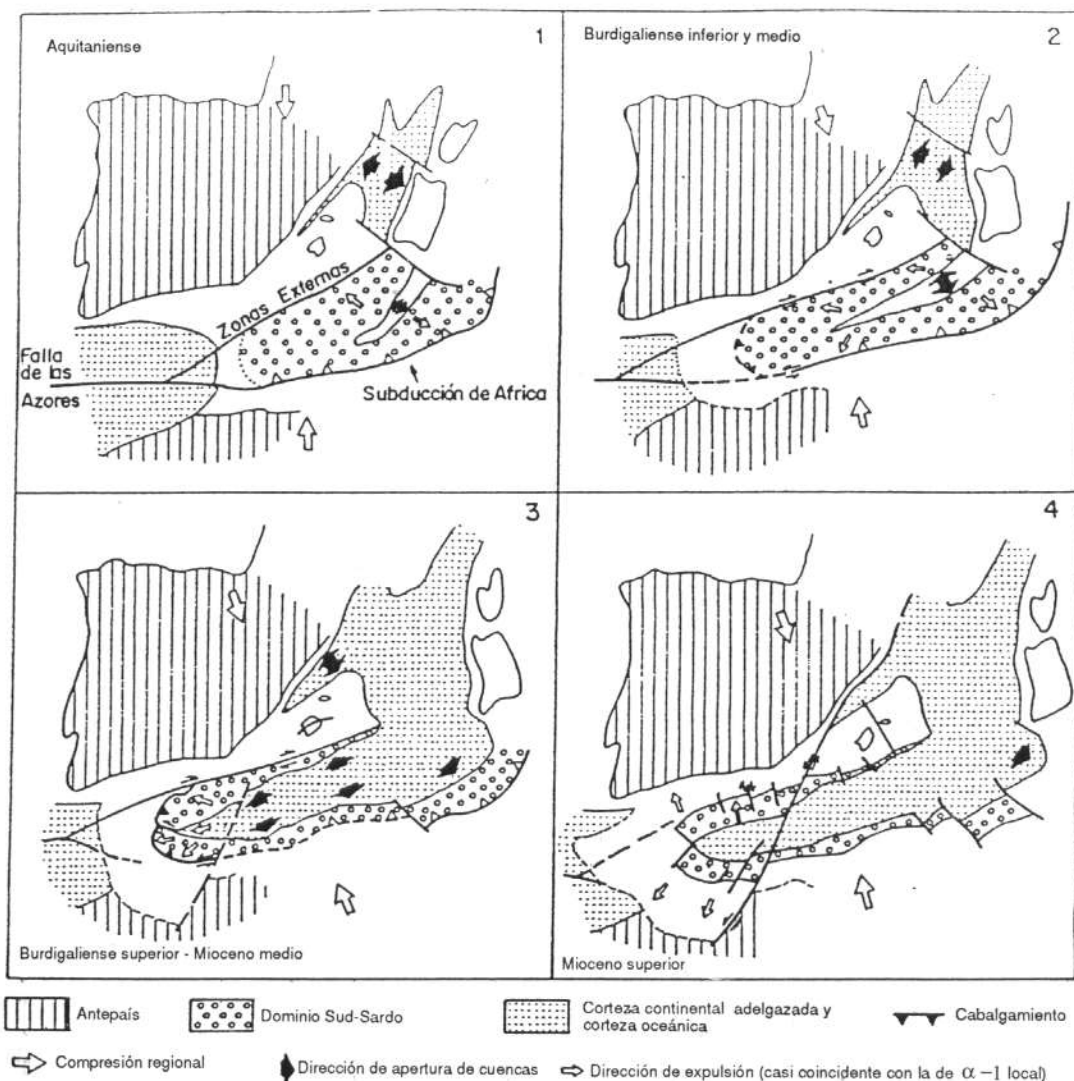


Fig. 5.- Reconstrucción cinemática de la expulsión de las Zonas Internas hacia el Oeste, y dirección de compresión local y regional. Tomado de SANZ de GALDEANO. (1990).

Durante el Mioceno Superior el volcanismo del Sureste de España y de la región de Melilla, en Africa, se localizó a lo largo de las fallas levóginas NE-SW que cruzaban la Cuenca de Alborán (Fallas de Carboneras, Palomares y Lorca, además de otras). Los datos radiométricos más antiguos del Cabo de Gata (en España) corresponden al Langhiense (BELLON et al.,

1983) y desde aquí y hacia el Norte, las rocas volcánicas son gradualmente más jóvenes, siendo las últimas pliocenas o cuaternarias. El volcanismo alcanza su máxima intensidad en el Mioceno Superior.

Estas fallas NE-SW fueron posiblemente activadas

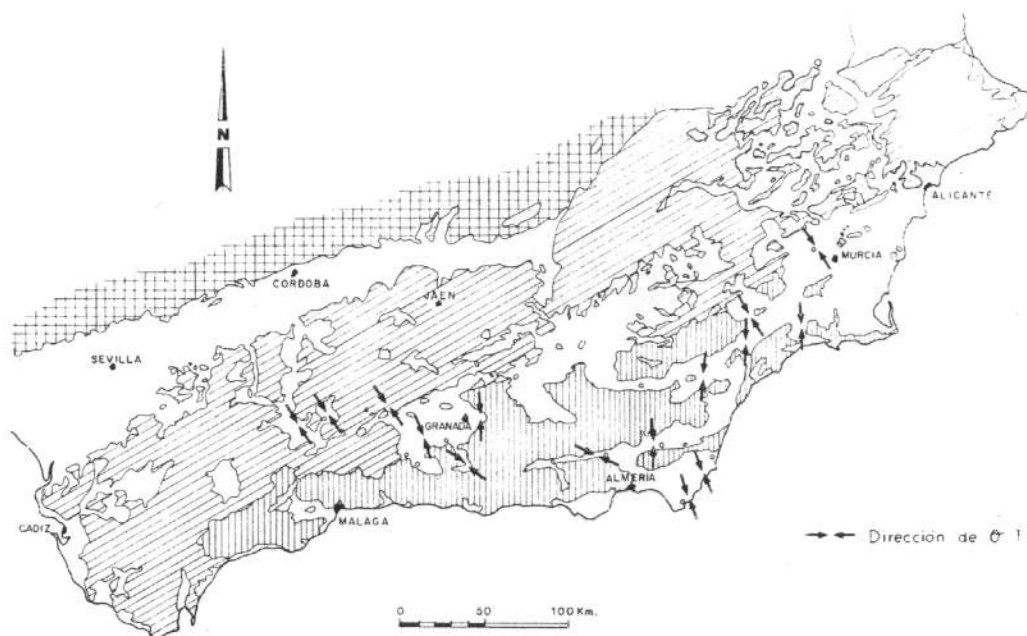


Fig. 6.- Campo de esfuerzos en las Cordilleras Béticas en el Mioceno Superior. Cuadros= Meseta, rallado oblicuo= Zonas Externas, rallado vertical=Zonas Internas. Tomado de BOCCALETTI et. al. (1987).

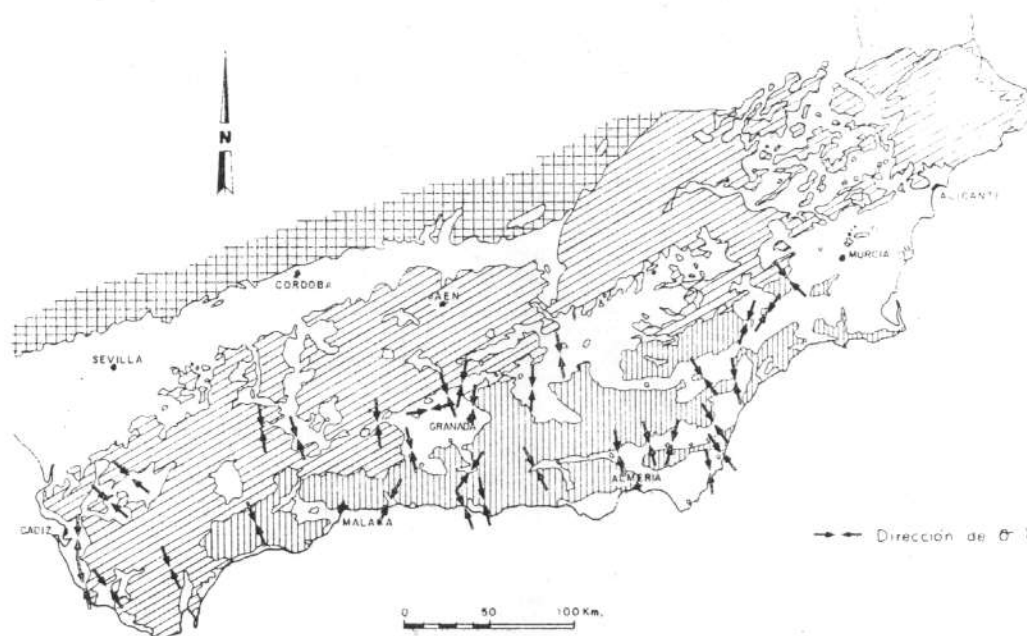


Fig. 7.- Campo de esfuerzos en las Cordilleras Béticas en el Plio-Cuaternario. Cuadrados= Meseta, rallado oblicuo= Zonas Externas, rallado vertical=Zonas Internas. Tomado de BOCCALETTI et. al. (1987).

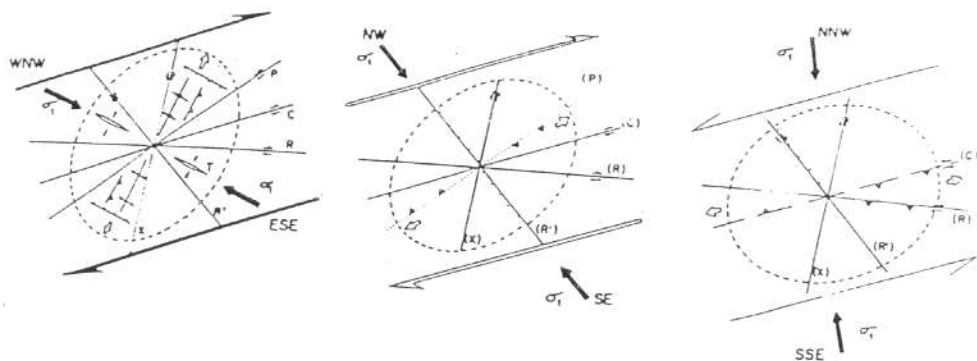


Fig. 8.- Fracturas y pliegues asociados con un sistema de cizalla dextra simple. C- Falla de desgarre; R- Falla sintética Riedel; P- Falla simétrica a R; R'- Falla antitética Riedel; X- Falla simétrica a R1; T- Fracturas tensionales. Modificado de HORDING (1974) y NICOLAS (1984). Se muestran los diferentes movimientos de las fallas de acuerdo con los cambios de dirección de σ_1 (hasta que el sistema llega a bloquearse). Tomado de SANZ DE GALDEANO (1990).

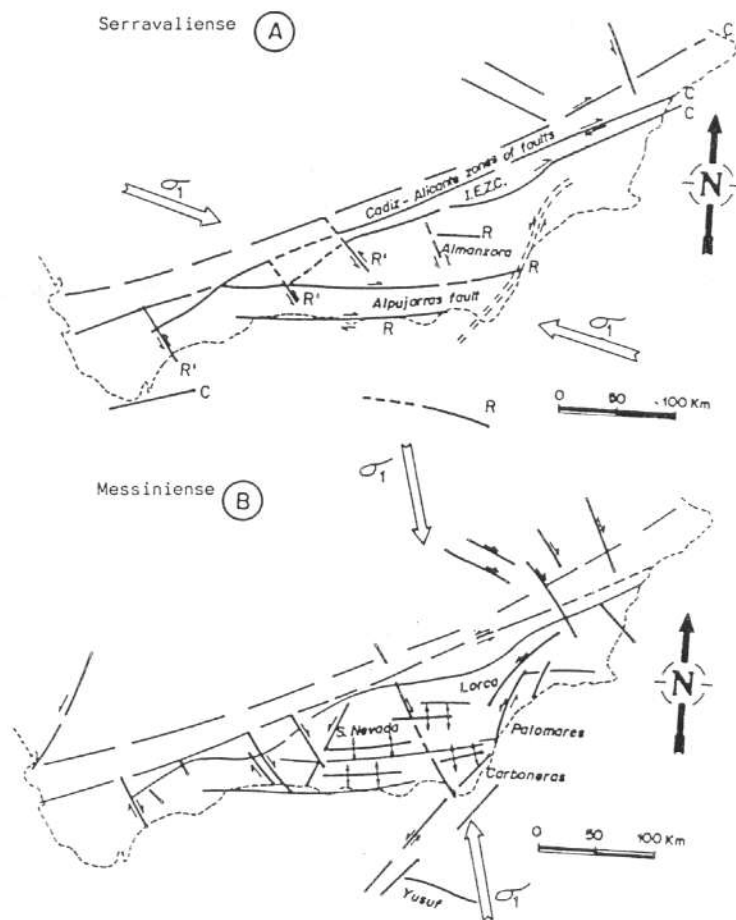


Fig. 9.- Interpretación de las fallas de las Cordilleras Béticas. A- Como un sistema de cizalla dextra simple con σ_1 en dirección WNW-ESE. B- Las fallas NW-SE y NE-SW son más activas con σ_1 en dirección NNW-SSE. Comparar con la figura anterior. Tomado de SANZ DE GALDEANO. (1990).

durante el Mioceno Medio y llegaron a ser extremadamente importantes en el Mioceno Superior, continuando durante todo el Cuaternario. Actualmente el desplazamiento lateral del SE de las Cordilleras Béticas es del orden de 50 a 60 km y causa variaciones considerables en la potencia de la corteza a lo largo de la falla de Palomares (BANDA y ANSORGE, 1988). La extensión regional, perpendicular a la dirección de compresión, permitió la actividad volcánica a lo largo de las fallas anteriormente mencionadas, particularmente en la intersección con las fallas N60°-70° a E-W. Sobre todo, el control tectónico de los volcanes es evidente en el Sureste de España y en el Noreste de Marruecos.

Las cuencas intramontañosas neógenas de las Cordilleras Béticas también comienzan a formarse durante el Tortonense. Estas cuencas no aparecieron súbitamente, sino que en muchos casos muchas de las fallas que las rodean ya existían previamente y de este modo, habían modelado las cuencas.

Como ha sido apuntado anteriormente, en el periodo desde el Tortonense al Cuaternario, las Cordilleras Béticas sufrieron compresión que rotó desde WNW-ESE (ver figs. 6 y 7) a NNW-SSE (OTT d'ESTEVOU y MONTENAT, 1988; SANZ de GALDEANO 1987), aunque los diferentes regímenes de esfuerzo no eran bastante consistentes de una cuenca a otra. Estos eventos compresionales dieron lugar a nuevos movimientos de fallas y a plegamientos de gran radio en dirección aproximada E-W (figs. 8 y 9). Ambos hechos, junto con algún reajuste regional, han dado como resultado la configuración actual en Sierras alargadas E-W (tales como Sierra Nevada) separadas por estrechas cuencas.

Tanto las fallas heredadas como las neotectónicas han originado la actual configuración morfo-estructural, tal y como queda expresada en la fig. 10.

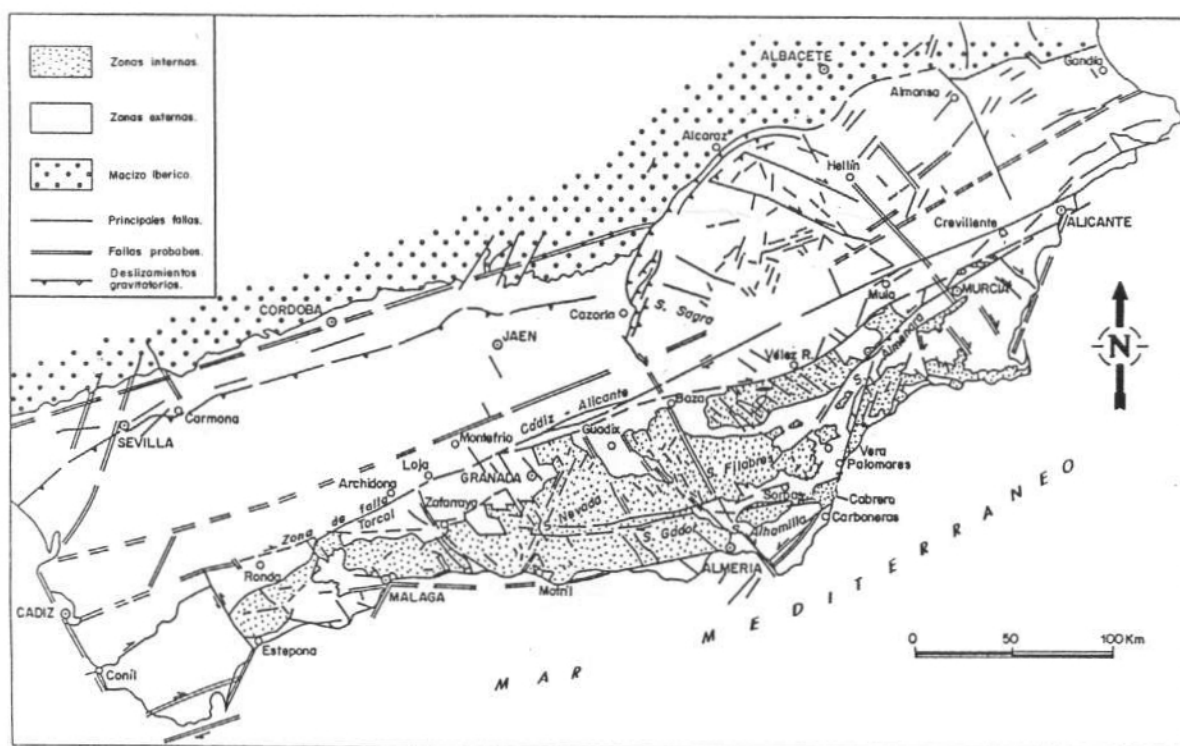


Fig. 10.- Las fallas de las Cordilleras Béticas. Tomado de SANZ DE GALDEANO. 1983.

5. EL MAPA NEOTECTONICO

5.1. INTRODUCCION

El Mapa Neotectónico es de fundamental importancia para entender la dinámica reciente de la actividad de la corteza terrestre (sismicidad, volcanismo, elevaciones, subsidencias, velocidad de estos movimientos), así como la secuencia de estas actividades y su continuidad, discontinuidad, etc., y los efectos que esta actividad puede tener sobre nuestro entorno.

Podemos decir que casi todas las ramas de las Ciencias de la Tierra poseen datos relevantes en relación directa o indirecta con la Neotectónica. Por tanto, la Neotectónica es una materia típicamente interdisciplinar. Además, existe una mutua interacción e integración entre los datos obtenidos teóricamente y los recogidos por aproximación en las observaciones. Debido a todo ello la variabilidad de los métodos es significativa.

5.2. METODOLOGIAS, LEYENDA Y TECNICAS UTILIZADAS (CRITICA Y RESULTADOS).

5.2.1. METODOLOGIA.

5.2.1.1. Generalidades.

Para la elaboración de este documento se ha utilizado el documento sobre los métodos y leyendas de aplicabilidad a Mapas Neotectónicos a escala 1:200.000, trabajo realizado durante la ejecución del Mapa Neotectónico de España a escala 1:1.000.000 que realizó el ITGE en un Proyecto cofinanciado por ENRESA. En este documento, se diseñan las líneas de actuación para establecer las metodologías apropiadas. La validez de los resultados obtenidos está basada fundamentalmente en la congruencia entre los distintos tipos de datos que cada metodología aporta.

Como parece lógico, la primera labor que se ha realizado ha sido la búsqueda, adquisición, análisis y selección de los datos existentes, tanto bibliográficos

como inéditos, sobre las distintas materias a utilizar. Los datos bibliográficos consultados aparecen debidamente referenciados en la "Base de Datos Bibliográfica" que acompaña como anexo a esta memoria. Igualmente se han consultado múltiples informes y documentos del "Fondo de Documentación" existente en el ITGE, que por su propia naturaleza no son fruto de publicaciones específicas.

No obstante, debe tener en cuenta que, dada la amplitud temática que contempla el presente documento, es prácticamente imposible hacer una referencia bibliográfica de todos los datos y opiniones vertidos en el mismo. Sólo se harán de los que consideramos más directamente relacionados con el tema que nos ocupa. De todos modos, como se ha indicado muchas de estas referencias estarán en las publicaciones seleccionadas en la "Base de datos".

Dentro de la bibliografía y documentación consultada se pueden distinguir tres tipos de documentos:

- Sobre generalidades metodológicas más o menos teóricas.

- Sobre datos areales de carácter neotectónico o geodinámico, y

- Sobre aquellos datos de carácter regional (referido a la Región de Murcia) con incidencia directa en el trabajo que nos ocupa.

Queremos destacar aquí que si bien existía previamente gran parte de la información sobre este tema, la realización del presente Proyecto ha incrementado notablemente los datos neotectónicos sobre la Región de Murcia. Por ello queremos diferenciar entre "Datos de partida" y "Nuevas realizaciones".

5.2.1.2. Datos de partida.

Entre la información consultada destaca:

- Cartografía geológica a escala 1:500.000 del Mapa Geológica Nacional, 2ª serie (MAGNA), recogida y mejorada parcialmente en el Mapa Geológico de la Región de Murcia a esc: 1:200.000,

realizado por el ITGE y financiado por la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia.

- Documentación procedente del "Fondo documental" del ITGE, especialmente datos sobre:

Geotermismo
Perfiles eléctricos
Sondeos mecánicos
Gravimetría y Magnetismo

- Perfiles sísmicos de REPSOL.

- Tesis y trabajos directamente relacionados con los aspectos neotectónicos, entre los que sobresalen:

Los de la escuela francesa, liderada por C. MONTENAT, que se ha ocupado preferentemente de la evolución geodinámica durante el Mioceno Superior; entre los que se encuentran trabajos y tesis de *ARMIJO, BEDU, BELLON, BOLZE, BOUSQUET, DUMAS, ECHALLIER, GAUYAU, LAROUZIERE, LOISEAU, LUKOWSKI, OTT d'ESTEVOU, PHILIP*, etc.

Los trabajos y tesis referidos a evolución geodinámica, geomorfología, Cuaternario y neotectónica realizados por *BAENA, BARDAJI, DABRIO, ESTEVEZ, J.L. GOY, RODRIGUEZ ESTRELLA, SAENZ de GALDEANO, SILVA, SOMOZA, ZAZO, ETC.*

5.2.1.3. Nuevas realizaciones.

Entre los trabajos realizados expresamente para este proyecto destacan:

- Revisión, análisis y reinterpretación de los datos existentes.
- Cartografía y estudios de campo de algunas cuencas neógenas, así como la correlación con otras cartografías.
- Dataciones relativas, especialmente en formaciones continentales mediante el estudio de la fauna de microvertebrados (Cuenca de Tarragona, al SW de Caravaca).
- Dataciones absolutas en niveles marinos cuaternarios, así como perfiles paleomagnéticos, para establecer la correlación entre diversas cuencas (Cuenca de Tarragona, de Cope, del Segura, etc).
- Estudio sistemático, en campo y mediante análisis de las fotos aéreas, de los sedimentos del Cuaternario, geomorfología, y sobre todo de las anomalías geomorfológicas relacionadas en mayor o menor grado con la neotectónica.

- Análisis estructural en campo de numerosos accidentes tectónicos, tanto en las Zonas Internas como en las Externas.

- Desarrollo metodológico de las distintas fases de trabajo, creación de fichas, tablas, etc.

- Realización de documentos cartográficos con sus correspondientes leyendas, muchas de ellas diseñadas especialmente para este mapa.

- Elaboración de Memoria explicativa y de la Documentación complementaria que la acompaña como anexos.

5.2.2. LEYENDA

La infraestructura geológica de este mapa ha sido tomada en su mayor parte del Mapa Geológico a escala 1:200.000 de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, realizado por el ITGE mejorada en los aspectos puramente neotectónicos con trabajos específicos de campo y consultas bibliográficas. Se han diferenciado fundamentalmente datos estructurales y cronológicos.

Dentro de los terrenos ante-neotectónicos apenas ha habido diferenciación. Sólo se ha distinguido el Triás arcillo-yesífero por su incidencia en el diapirismo y despegue y por su fácil afectación por movimientos recientes. El resto se han agrupado dentro de los dominios o Zonas geotectónicas que clásicamente se diferencian en este sector de la Cordillera Bética.

Dentro de la época neotectónica hemos distinguido materiales según la edad estratigráfica:

- Serravaliense-Tortonense Inferior
- Tortonense Superior
- Messiniense
- Plioceno
- Plio-cuaternario
- Pleistoceno
- Holoceno

Se establece en la leyenda una correlación aproximada con la edad absoluta y así mismo se identifican las fallas o accidentes tectónicos que afectan a estos materiales por unos colores determinados que indican la edad de los últimos materiales a los que afecta. El que una falla o un sector de la misma lleve un color significa que en este punto o zona no tenemos pruebas de que sea más moderna. Es evidente que si en otros sectores paralelos a la misma poseemos pruebas de que afecta a terrenos más modernos, lo más probable es que sea esta última edad, aunque dentro de una falla importante existen, no obstante, zonas más o menos activas.

Dentro del Cuaternario no se ha distinguido con más detalle la edad de los depósitos en este Mapa, ya que esto se hace en el Mapa de Actividad de fallas.

En general, los terrenos diferenciados están separados por importantes o suaves discordancias, ya sean tectónicas o eustáticas.

Los rasgos tectónicos son los clásicamente utilizados en la cartografía geológica, y el resto de los datos se recogen de las distintas metodologías descritas en esta Memoria.

5.2.3.TECNICAS UTILIZADAS (CRITICA Y RESULTADOS).

5.2.3.1. Dataciones. Su validez.

De particular importancia es conocer la edad de los terrenos que están afectados por las fracturas o accidentes tectónicos a que nos vamos a referir. Sin este dato difícilmente podemos establecer si un movimiento pertenece a estructuras activas, medianamente activas o por el contrario se trata de estructuras antiguas de escaso relieve neotectónico. Es evidente que el último funcionamiento de una falla es posterior a la edad del depósito o superficie más joven fallada y anterior a la edad del depósito o superficie más vieja no fallada.

Dos formas de dataciones existen: las absolutas y las relativas, ambas han sido ampliamente utilizadas para la datación de los materiales de la época neotectónica.

En las dataciones relativas se han utilizado, las Zonaciones de Foraminíferos planctónicos (Zona de *BLOW*, 1969), las Zonaciones de Nannoplancton (Zonas de *MARTINI*, 1971), macrofauna, microvertebrados (Unidades de *MEIN*, 1979), así como perfiles paleomagnéticos. Todo ello viene expresado en el Cuadro 1, así como su correspondencia a "grosso modo" con la escala de edades absolutas.

En las dataciones absolutas se han utilizado trazas de fisión, K-Ar y $\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$.

Dataciones en los terrenos del Mioceno Superior y Terminal

Se han utilizado distintos métodos dependiendo de si el material a datar es marino, continental o volcánico.

En los materiales marinos del Mioceno superior y terminal se han utilizado las dataciones ya existentes en la cartografía geológica del MAGNA o en diferentes tesis y trabajos, todos ellos basados en foraminíferos y en menor escala en nannoplancton. En líneas generales no presentan grandes problemas, excepto cuando las facies no son muy adecuadas a la existencia de estos foraminíferos, problemas que se suelen resolver por consideraciones regionales.

Las formaciones continentales son más difíciles de datar ya que no es siempre fácil localizar material con fauna de vertebrados suficiente para su datación. No obstante, ya existían en la bibliografía diversas dataciones por este método del Mioceno superior y terminal en las localidades de La Celia, NE de Segura, La Hornera, La Alberca y Librilla.

Especialmente para este trabajo se ha realizado una campaña de muestreo en la Cuenca de Tarragona, al SW de Caravaca, donde se han datado como Mioceno superior-terminal varias muestras de la Rambla del Catalán, y en las cercanías de Los Royos.

Para la datación de las rocas volcánicas se han utilizado los métodos de trazas de fisión y K-Ar, ambos sólo aplicables a rocas ígneas.

El método de traza de fisión requiere material conteniendo uranio (zircón, esfena, apatito, etc). Está basado en la continua acumulación de huellas (zonas estriadas) causadas por retroceso de los productos de fisión del uranio. Está sujeto a errores debido a la mala identificación de las huellas.

El método K-Ar requiere distintas fases del K, tales como feldespato, micas y vidrio. Se basa en la descomposición del K^{40} a Ar^{40} . Está sujeto a errores debido al exceso de Argón, pérdida del mismo, y contaminación.

Se han utilizado las dataciones existentes en la bibliografía (*NOBEL* et al., 1981; *BELLON* et al., 1981; *BELLON* et al., 1983; *VAN COUVERING* et al., 1976; *MONTENAT* et al., 1975; *BELLON*, 1976; *PAVILLON*, en *DUMAS*, 1977). La utilidad de estas dataciones absolutas es que permite conocer la edad de la formación más moderna atravesada o afectada por este volcanismo. El capítulo 5.3.4. se dedica a la relación entre volcanismo y neotectónica y se hace un resumen de estas dataciones.

Dataciones en los terrenos del Plioceno y Cuaternario.

Con el fin de ajustar mejor nuestros datos a la escala cronológica del Cuaternario, se han utilizado una serie de técnicas específicas en los depósitos más favorables.

Medidas del Desequilibrio radiactivo $\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$

este método es válido para los últimos 250.000 años con lo que queda cubierto el Pleistoceno superior y la parte final del Pleistoceno Medio. Para el Holoceno es mejor utilizar el C^{14} .

El muestreo ha sido llevado a cabo sobre la fauna (*Glycymeris* y *Strombus*) que contienen las terrazas marinas.

La edad de estas últimas se ha deducido no sólo de los resultados analíticos obtenidos en el litoral de la

Comunidad de Murcia, sino también mediante el seguimiento cartográfico de estas mismas terrazas en los litorales de Alicante y Almería, en donde los muestreos por este método han sido más completos dado que las secuencias marinas afloran en continuidad sedimentaria y con buen grado de exposición (HILLAIRE MARCEL et al., 1986; GOY et al., 1986; GOY y ZAZO, 1988).

Todas las muestras datadas corresponden al Ciclo Cálido Tirreniense (-180.000 a -95.000 años), y la localidad en la que los resultados son más fiables, debido a que la estructura de las conchas se han comportado como un sistema geoquímico cerrado, es el Cocón Playa (2 kms. al Sur de Aguilas), en donde ha sido datado un depósito de backshore-foreshore situado a +0.5 m en 95.000 años; perteneciente por consiguiente al Tirreniense III. Sobre él suprayace una playa holocena situada a +0.25 m que por su situación corresponde al Holoceno antiguo (-6.000 años).

Medidas Paleomagnéticas.

El método Paleomagnético, que consiste en medir el magnetismo remanente, ofrece muy buenos resultados ya que cubre todo el Cuaternario; no obstante necesita del apoyo de otros métodos estratigráficos, bioestratigráficos, etc., ya que no es método de datación absoluta, sino relativa.

Lo ideal para este método es llevarlo a cabo sobre secuencias sedimentarias continuas y de gran espesor, y a ser posible en materiales finos, aunque hoy en día se puede muestrear en sedimentos conglomeráticos ya que estos por lo general suelen contener lentejones o niveles arenosos/arcillosos.

Dentro de la Región de Murcia se han llevado a cabo estudios paleomagnéticos en las cuencas de Caravaca y de Cope, y en la del bajo Segura en el límite con la provincia de Alicante, pero ya dentro de esta última.

La sección de Cope: Rambla Elena-Rambla del Gato.

La secuencia elegida abarca materiales que estratigráficamente se reparten entre el Plioceno Inferior-Medio y el Pleistoceno Superior, ambas edades controladas por datos bioestratigráficos.

La serie comienza por una arenas y areniscas amarillas ricas en fauna de edad Plioceno Inferior-Medio y sobre ellas y en discordancia, se dispone un sistema de episodios marinos (9) alternando con materiales continentales (abanicos aluviales).

Dos muestreos paleomagnéticos han sido llevados a cabo. En el primero se muestrearon sobre todo los episodios marinos 3 y 4 y el continental que se intercala entre ambos. El resultado del análisis da una inversión magnética dentro del episodio 4 pasándose de una

polaridad normal en la base del mismo a una polaridad inversa a techo, lo que hace suponer que dicha reversión se corresponde con la transición del evento Jaramillo (-1 millón de años) a la época reversa de Matuyama Superior.

Esto significa que en los Episodios de 1 a 4 estarían incluidos tanto el Plioceno Superior como parte del Pleistoceno Inferior.

El segundo muestreo, del cual aún no tenemos los resultados, se ha llevado a cabo de una forma más intensiva con el fin de precisar los límites Plioceno Superior/Pleistoceno Inferior y Pleistoceno Inferior/Medio.

Cuenca del SW. de Caravaca o de Tarragona.

Se ha realizado en una secuencia que comenzaba en los yesos messinienses y cubría la mayor parte del relleno, continental de la Cuenca. Aunque la serie es bastante potente, no se ha podido realizar de una manera continua debido precisamente a los efectos de la neotectónica.

Esta secuencia se ha visto apoyada por algunos estudios de microvertebrados y los resultados hasta ahora obtenidos son muy prometedores y deben ser fruto de un segundo muestreo. Es una serie estratigráfica que comprende parte del Mioceno terminal, todo el Plioceno y quizás el tránsito Plioceno-Pleistoceno Inferior. Se detecta desde la época invertida de Gilbert hasta el evento normal basal de Olduvai, lo que puede indicar que la elevación de esta cuenca, y el subsecuente encajamiento de la red hidrográfica actual, ocurrió hace menos de 1.7 millones de años.

5.2.3.2. Análisis estructural.

Los métodos de análisis estructural utilizados se pueden dividir en dos grupos según la escala a la que se trabaje. El primero de ellos se refiere a escalas grandes y medias, estructuras generalmente cartográficas. El segundo estudia estructuras pequeñas, a escala del afloramiento y que no son visibles en la cartografía. Suele, en muchos casos, referirse como microtectónica, aún cuando no se alcance la escala del microscopio.

La metodología del primer grupo coincide en buena medida con la propia de la cartografía, al estudiar pliegues cartografiados o fallas con aspectos que también coinciden con algunos de los métodos de Geomorfología. Sin embargo, la metodología del segundo grupo, estudio de pequeñas estructuras o pequeños rasgos impresos en grandes estructuras, tiene ya características que le son propias. Dentro de este ámbito debe citarse el análisis de diversos datos en el que el uso del ordenador representa una estimable ayuda para su tratamiento estadístico. Estos estudios, cuya finalidad es el establecimiento de las condiciones cinemáticas y dinámicas que controlan las deformacio-

nes neotectónicas, se aplicarán a:

- **Pequeños pliegues**, incidiendo en aspectos geométricos y genéticos, como su relación con otros pliegues o fallas de mayor escala.

- **Pequeñas fallas** o sectores concretos de grandes fallas donde se toman sistemáticamente datos como: dirección y buzamiento de la superficie, orientación de microestructuras lineales (estrias, fibras de yeso o calcita, estilolitos), presencia de rellenos calcáreos o de otra naturaleza que puedan estar afectados por microestructuras lineales, presencia de brechas y disposición de los clastos y matriz, presencia de bandas cataclásticas (estriaciones, pulimento, relación entre varios sistemas de superficie, como las estructuras S-C, etc.), distintos tipos de diaclasas asociadas a las fallas, etc.

- **Diaclasas** donde se pueden observar procesos de relleno y disolución.

- **Población de fracturas** (microfallas y diaclasas), al objeto de establecer su jerarquización en distintos sistemas y su relación con accidentes de mayor rango.

- **Cantos estriados** en niveles conglomeráticos, método que resulta de bastante interés dada la abundancia de formaciones de esta naturaleza en la región. A menudo, en formaciones relativamente recientes, ya sean pliocenas o cuaternarias, se observa que los cantos carbonatados, rodeados por una matriz arenosa o microconglomerática de pequeños granos por la disolución parcial producida simultáneamente con la comprensión tectónica. La dirección media de las estrias en cada canto dan de forma estadística la dirección de la comprensión. Este método ha sido utilizado aquí, sobre todo en alguna cuenca reciente, como la de Tarragona al SW de Caravaca, donde ha proporcionado un resultado bastante coherente con lo obtenido por otros métodos. Estos estudios, si se obtienen suficientes datos y se tratan con rigor, permiten lograr la reconstrucción cinemática de las deformaciones y reconstruir el estado de esfuerzos sucesivos a los que ha podido ser sometida una región.

5.2.3.3. Geomorfología. Anomalías geomorfológicas ligadas a la Neotectónica.

La aplicación de criterios geomorfológicos en la detección de los movimientos recientes en de gran

utilidad cuando se realiza una cartografía geomorfológica previa de los depósitos de edad cuaternaria, en la que se representan no solo las diferentes *unidades geomorfológicas* (abanicos, glaciares, terrazas, playas, superficies, etc.) sino las relaciones espacio-temporales que existen entre ellas.

Por otra parte, el estudio de los sedimentos del Cuaternario, permite de una manera más directa llegar al conocimiento de la génesis y de los procesos que dan origen a las *formas actuales* y así poder llegar a la reconstrucción de las *formas pasadas*, que por otra parte suelen conservarse como tales cuerpos geométricos para los dos últimos millones de años. Ello posibilita el detectar las anomalías geomorfológicas, que se hayan producido en una zona tectónicamente activa, observando el actual estado del dispositivo geométrico y espacial, número de secuencias, tipo de pendientes y distribución de facies originales.

Mediante la aplicación de técnicas especiales tales como dataciones isotópicas (Th/U, C¹⁴), medidas paleomagnéticas, aplicación de índices geomórficos (gradiente del Talweg, grado de sinuosidad de los frentes montañosos, relación anchura de valle/altura de valle), pueden deducirse, si no una cuantificación exacta de los movimientos, al menos tendencias (elevación-subsistencia) de los mismos. Existen multitud de anomalías geomorfológicas ligadas a la actividad de las fallas (Cuadro IV); todas ellas pueden ser agrupadas en cuatro amplios conjuntos: anomalías ligadas a escarpes y líneas de fallas, relacionadas con la red de drenaje, a las formas del depósito y por último las referentes al dispositivo geométrico/espacial de las formaciones superficiales (Fig. 35, 36, 37 y 38)

Anomalías ligadas a escarpes y líneas de fallas

Dentro de ellas, una de las morfologías más características son las lomas de obturación, ligadas al funcionamiento de fallas de desgarre. Su presencia a lo largo del Accidente de Alhama afectando a los sistemas de abanicos cuaternarios denota la continuidad del movimiento de este accidente a lo largo del tiempo.

Entre las localidades de Lorca y Totana es donde estas morfologías pueden observarse con mayor detalle. En este caso, las lomas de obturación constituidas por los yesos del Messiniense, interrumpen la continuidad espacial de los sistemas de abanicos aluviales del Pleistoceno Inferior, de tal forma que hoy en día se observan parte de ellos rellenando la depresión que se genera al Oeste de la loma, mientras que los abanicos más recientes del Plioceno Inferior, se extienden a partir del borde oriental de la loma hacia la depresión del Guadalentín.

Anomalías ligadas a la red de drenaje.

Numerosas *deflecciones* de la red se observan a lo largo de los accidentes de desgarre, algunas de las

cuales dan la morfología típica del trazado en "Z", tal es el caso de la Rambla Alta y la Rambla del Cimbire, en el sector de la Falla de Alhama entre Lorca y Puerto Lumbreras.

Entre los *Codos de captura* destaca por su importancia el del río Guadalentín, producido por el rejuego de un conjunto de fallas de dirección N 30°-45° E, y N 160°.

Durante el Pleistoceno Inferior el curso del Guadalentín se dirigía directamente al Mediterráneo (zona del Mar Menor) probablemente siguiendo el trazado aproximado de la Rambla de Fuente Alamo-Rambla Albuñón. Probablemente en el Pleistoceno Inferior-Medio se produce la captura del antiguo Guadalentín por el Sangonera por erosión remontante de éste último.

Anomalías ligadas a formas del depósito.

En muchos casos y a veces de forma puntual la morfología original de las unidades geomorfológicas, se presentan alterada debido a la actividad de estructuras tectónicas que han funcionado con posterioridad a la generación de dichas unidades.

Pendientes anómalas por exceso, se observan claramente en los abanicos aluviales del Pleistoceno Inferior-Medio que descienden de la Sª del Carche (Jumilla) por la reactivación de fallas de dirección N-S que han funcionado durante la sedimentación de los abanicos dando origen a pendientes en los depósitos y formas externas del orden de 40°.

Ejemplos significativos de *contrapendiente* se observan en la Cuenca de Fortuna en los sistemas de abanicos aluviales del Pleistoceno Medio, debido al rejuego de fallas normales de dirección N40°-45° E que limitan hacia el Oeste los relieves montañosos más bajos de la Sª de la Pila.

Las *flexuras* de las unidades morfológicas se observan muchas veces de forma local. Las más continuas por su extensión son las que se observan al pie Sur de la Sª de Escalona, Columbares en la zona Norte del Campo de Cartagena. Los ejes de flexura que con una dirección general N70°E afectan a los sistemas de abanicos cuaternarios, controlan no solo el alineamiento de lo ápices de los abanicos según dicha dirección, sino también la salida de nuevos sistemas de abanicos y la morfología en cuevas características del paisaje en el área de Sucina, en particular en lo que se refiere a los abanicos del Pleistoceno Medio, cuya costra calcárea posibilita el mantenimiento de dicha morfología.

Anomalías ligadas a la disposición geométrica/espacial de las Formaciones superficiales.

Superposiciones de unidades geomorfológicas de diferentes épocas en áreas subsistentes se observan

fundamentalmente en la Cuenca del Guadalentín, en el área donde se produce el codo de captura, y al NE de Yecla, en este caso debido a que la tasa de elevación del Cerro Colorado-Montes del Portillo durante el Plioceno-Cuaternario ha sido superior al poder de excavación de los barrancos que han dado origen a la formación de los abanicos fluviales, entre cuyas secuencias de depósito que se superponen o solapan se observan discordancias que indican, además, que el proceso de elevación no se ha llevado a cabo de forma continua.

5.2.3.4. Lineamientos en las imágenes de satélite.

Las imágenes del satélite LANDSAT 5 reveladas a las escalas 1:500.000 y 1:200.000 permiten el trazado de lineamientos (Fig. 11), que pueden, en la mayoría de los casos, estar relacionados con fracturas, algunas de las cuales funcionan actualmente.

En general, los lineamientos coinciden con las discontinuidades o fracturas deducidas por otros métodos, aunque en otros casos permiten observar largas zonas de fracturación, que separan dominios de deformación relativamente homogéneos (BARRANCO, 1986; VEGAS et al., 1987). Estas zonas, por otra parte claramente sísmicas, son de Norte a Sur:

- **Jumilla.** Con dirección E-W atraviesa la provincia conectando los diapiros de la Celia, Jumilla, La Rosa. Produce el giro de las estructuras mesozoicas indicando su funcionamiento como desgarre dextral.

- **Socovos.** Con dirección ESE a E-W viene de Socovos, en Albacete, y continua hacia Cieza donde se pierde. Representa el accidente de Socovos.

- **Crevillente o Cádiz-Alicante.** Accidente ENE que atraviesa la provincia desde la Sierra de la Pinoso a Abanilla. Marcado por un solo lineamiento o por un agregado de ellos. Al este de Mula se vuelve discontinuo.

- **Vélez Rubio** (Nordbético). Es una zona con lineamientos ENE que deja al Sur las Sierras de Torrecilla y de Espuña, perdiéndose al este de esta última.

- **Alhama de Murcia.** Único y destacable lineamiento NE desde Lorca hacia el Sur. Hacia el Norte se difumina apareciendo y desapareciendo continuamente. Claramente visible de nuevo entre Alhama y Alcantarilla.

- **Palomares.** Zona límite marcada por unos

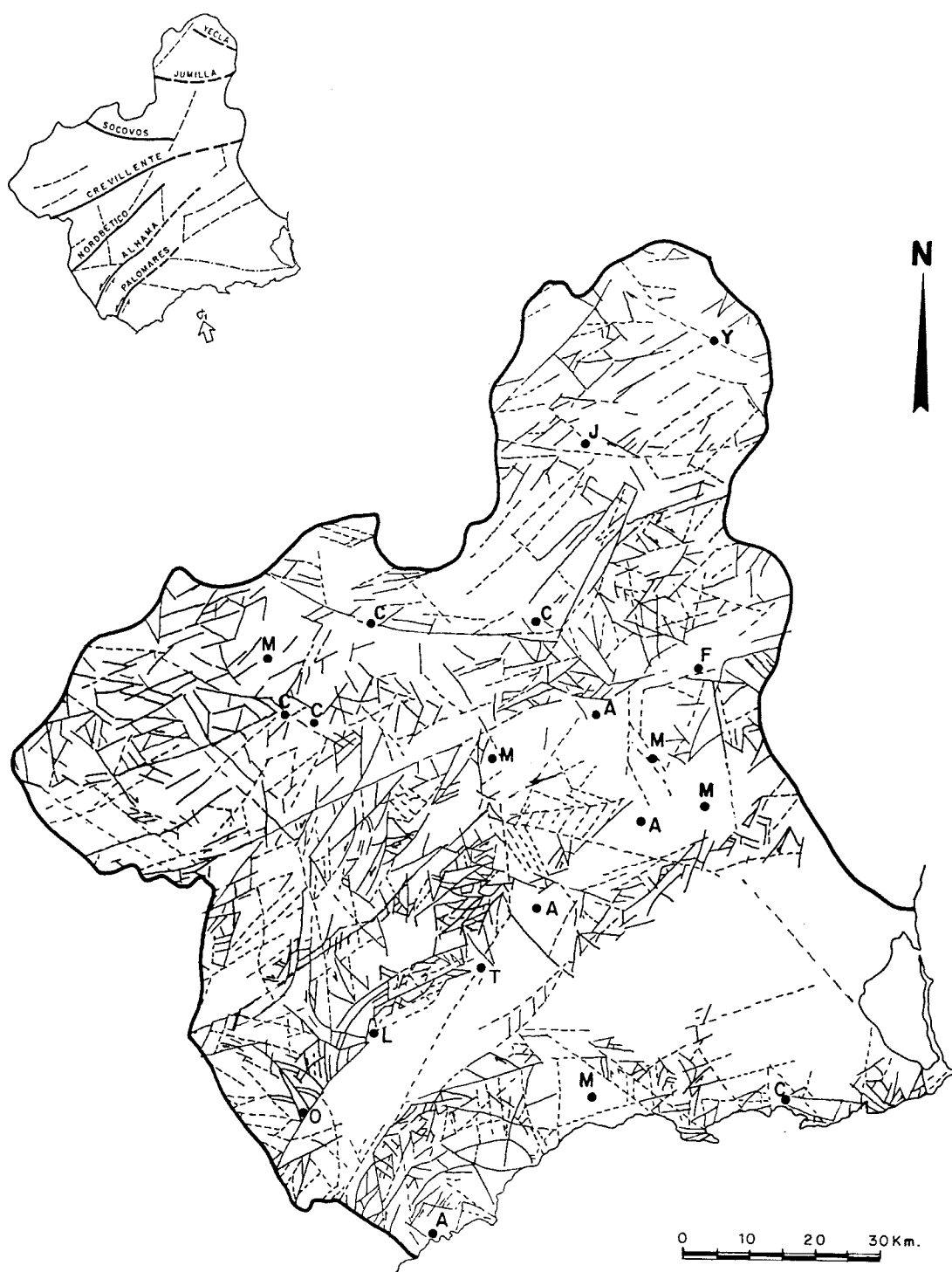


Fig. 11.- Lineamientos observados en las imágenes de Satélite y esquema interpretativo.

lineamientos cortados por otros menores. Con dirección N-NE limita hacia el Oeste las Sierras de Carrasquilla y Almenara. Se pierde hacia el Norte.

- **Rambla del Moro.** Va NNE desde el diapiro de La Rosa a Mula. Debe funcionar como zona de desgarre sinetral. Limita las Sierras mesozoicas de Ascoy, Larga y Sopalmo.

Los dominios que separan estos grandes lineamientos presentan cierta uniformidad. Así, al N del de Socovos predominan los lineamientos NE siguiendo la dirección de los pliegues prebéticos. Al Sur de Socovos se hacen patentes los NNE (paralelos al accidente de Crevillente), como por ejemplo aquellos que en la zona de Caravaca limitan las Sierras de Mojante, de la Serrata, del Gavilán, de las Cabras, etc., así como el marcado por la Rambla de Tarragoya. Otra familia importante de lineamientos es la NW, que debe formar un sistema con la anterior.

Al Sur de Crevillente los lineamientos se disponen en todas las direcciones; siguen siendo frecuentes los ENE y NW, como en las Sierras de la Torrecilla o la Tercia.

En la zona más meridional, en las sierras que bordean la costa desde Aguilas a Mazarrón, se observa el predominio de lineamientos norteados junto con otros E-W (ej. bordes del Lomo de Bas o de la Sierra de Las Moreras). Sin embargo, hacia Cartagena estos giran a posiciones ENE y NW.

Los lineamientos en las cuencas terciarias corresponden bien a la red de drenaje, bien al límite de zonas basculadas. En la Cuenca de Lorca destaca una familia norteadas que va desde Lorca hasta Coy y que no tiene una clara correspondencia geológica (salvo el posible giro de las calcarenitas y conglomerados del Mioceno terminal). En la cuenca de Mula-Fortuna no se aprecia nada reseñable excepto lineamientos ENE marcados por capas buzantes de calcarenitas en las proximidades de Campos del Río.

Sobre el Cuaternario de las cuencas de Cartagena y del Guadalentín no se aprecian otros lineamientos que los de los bordes que los delimitan (accidentes de Alhama, Palomares, N de Carrascoy, etc.) y otros más irrelevantes propios de la red de drenaje.

5.2.3.5. Geotermismo.

Se han considerado varios tipos de medidas geotérmicas: temperatura del agua de manantiales térmicos, temperatura en un sondeo, gradiente geotérmico medio en un sondeo y flujo térmico.

La variación geográfica de estas mediciones se debe a numerosos factores, la mayoría de ellos con

connotaciones neotectónicas, tales como el adelgazamiento de la corteza terrestre, la concentración de energía tectónica (edad de la última orogenia), la presencia de fracturas importantes que facilitan el ascenso por convección de aguas calientes, el ascenso de materiales profundos más calientes (dapiros salinos, masas cabalgantes), la existencia de procesos magmáticos recientes, los ascensos epirogenéticos por descompensación isostática, etc. Todos estos factores concurren de forma acusada en la Región de Murcia.

El alto flujo calorífico que a escala nacional se da en el Campo de Cartagena (ALBERT-BELTRAN, 1979) está relacionado con el adelgazamiento de corteza y la presencia de masas volcánicas recientes en esa zona. Son allí numerosos los sondeos geotérmicos con altas temperaturas: SW de Cabezo Gordo (50°C), Norte de la Sierra de las Victorias (43°C) y Sur de Carrascoy (42°C). Los tres primeros parecen deberse a la falla E-W que cruza el Campo de Cartagena en su intersección con otras fallas: la del Oeste de Cabezo Gordo, la del este de la Sierra de las Victorias y la del Norte del Surco de Fuente Alamo.

Factores similares a los anteriores son la causa de la alta temperatura (40°C) en los sondeos al Sur de Mazarrón. La falla del Sur de las Moreras contribuye a dar esas temperaturas.

El accidente de Alhama de Murcia está jalonado de numerosos manantiales y sondeos geotérmicos, lo que indica su alta actividad actual. El que los puntos geotérmicos se concentren en tre Lorca y Alhama de Murcia puede servirnos a la hora de intentar comprender si existe una segmentación del accidente.

Otra zona con un gradiente geotérmico elevado es la Vega Media-Alta del Segura, entre Alcantarilla y Archena (fig. 12). Consideramos que se debe a la presencia del sistema de fracturas del Segura.

La cicatriz Nord-Bética también está asociada a fuentes térmicas (Baños de Mula, Zarzadilla de Totana) y a sondeos geotérmicos anómalos.

Las fuentes termales de El Calvario y Bullas parecen deberse a la presencia del accidente Cádiz-Alicante.

El accidente de Socovos no tiene ninguna anomalía geotérmica en la región murciana, pero sí cerca, en Socovos, donde un sondeo petrolífero evidenció el alto gradiente geotérmico allí existente.

Las termas de Fortuna-Los Baños se deben a la confluencia de los grandes accidentes anteriormente reseñados (Cádiz-Alicante, Socovos, Nord-bético, Alhama de Murcia) y sus intersecciones con pequeñas fallas N-S.

La intersección de grandes accidentes produce

GRADIENTE TERMICO

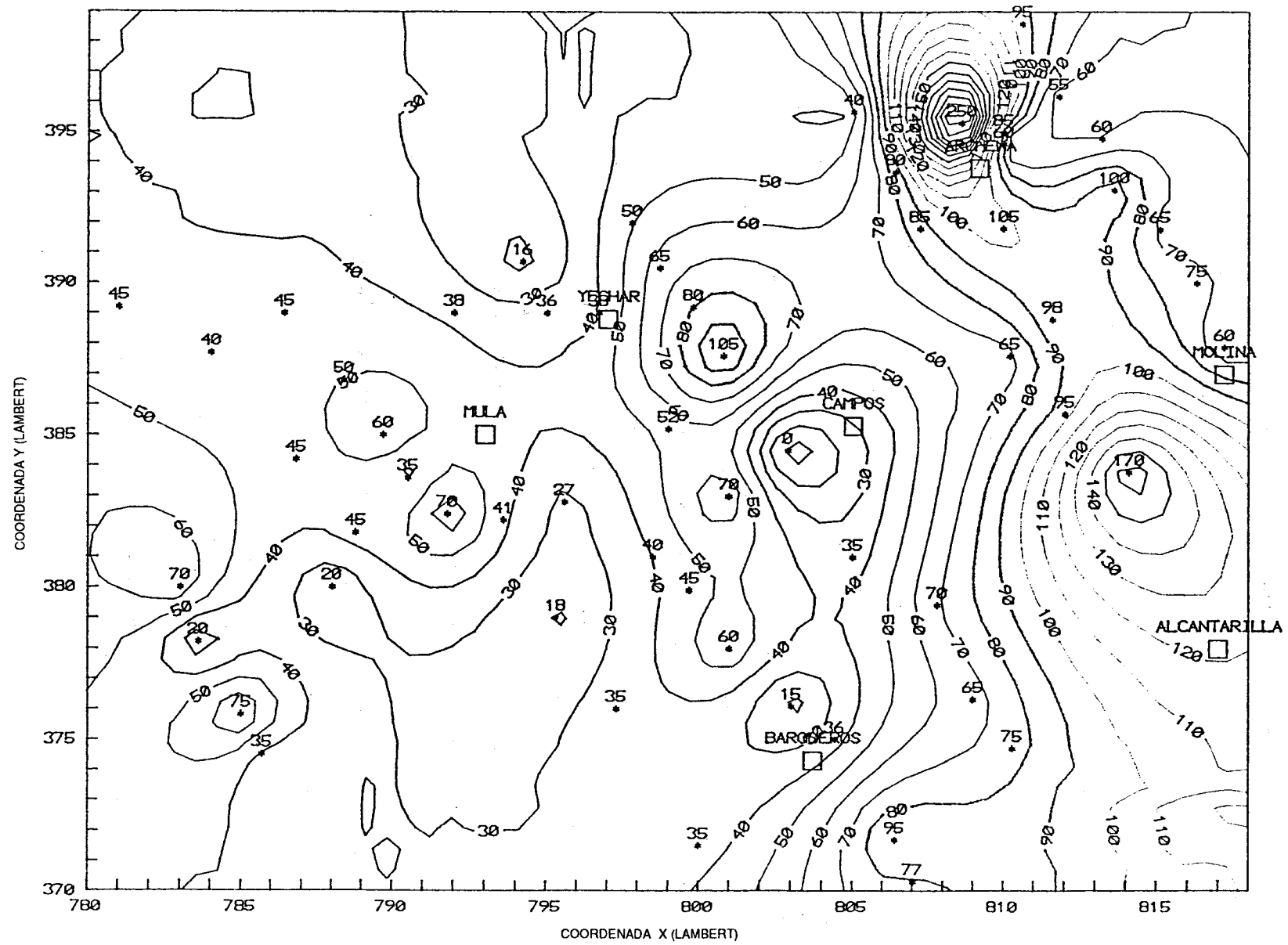


Fig. 12.- Gradiente medio de temperatura en los 32 metros más superficiales de los sondeos.

zonas con máximos gradientes geotérmicos. Los 250°C/Km de Archena (8 veces lo normal) se deben al cruce de las fallas del Segura con la de Cádiz-Alicante. Los 170°C/km de Alcantarilla son producto de la intersección de las fallas de Alhama de Murcia y del Segura.

En Sierra Espuña se da una actividad geotérmica inusualmente alta. Es posible aventurar que es debida a movimientos epirogenéticos ya que la zona está fuertemente descompensada como lo evidencia el gran máximo gravimétrico. Esos movimientos verticales producen además el juego de fracturas ENE que facilitan el ascenso de las isoterma.

En resumen se puede decir que la energía geotérmica aumenta hacia el SE, en relación directa a la neotectónica y a la sismicidad. Esta tendencia es alterada por la concentración de zonas termale en los grandes accidentes activos que compartimentan la región murciana.

5.2.3.6. Geofísica y Geología del Subsuelo.

5.2.3.6.1. Sísmica.

Los métodos de refracción y reflexión de alto ángulo permiten conocer la estructura general de la corteza terrestre. Los cambios laterales de la corteza, tales como adelgazamientos o cambios estructurales, se pueden relacionar con situaciones geodinámicas activas.

Son numerosas las líneas sísmicas realizadas, fundamentalmente para la exploración de hidrocarburos. Gracias a ellas se ha tenido en algunas zonas una buena visión en 2 1/2 D de los reflectores más destacables, a los cuales, con ayuda de los sondeos, se les ha atribuido una edad y en casos se han identificado distintos reflectores neotectónicos y la deformación que ellos muestran.

este método es el único que puede determinar con fiabilidad la continuación de una falla en profundidad, lo cual es muy útil a la hora de intentar atribuir un sismo algo profundo a una falla inclinada.

Desgraciadamente las líneas sísmicas pierden calidad en los metros más superficiales, que es donde se encuentran los materiales más recientes. Ello es debido en gran parte al procesado de las líneas que tiene más en cuenta las zonas algo más profundas, donde se pueden situar las trampas petrolíferas. En algún caso especial sería recomendable el reprocesado de alguna línea sísmica.

5.2.3.6.2. Gravimetría.

Hay datos de anomalías de Bouguer sobre la mayoría de la Región. Solamente la zona más occidental está sin cubrir. Su tendencia regional da idea de la forma de la corteza terrestre y de sus desequilibrios

isostáticos, mientras sus anomalías locales indican la distribución de masas subsuperficiales. Las zonas de fuerte gradiente han sido interpretadas como discontinuidades importantes (fallas en el sustrato) las cuales deben lógicamente activarse ante los esfuerzos neotectónicos. este método ni localiza ni data con precisión ningún accidente.

5.2.3.6.3. Sondeos eléctricos verticales (S.E.V.) y sondeos mecánicos.

Dan información discontinua de la distribución de resistividades eléctricas en los aproximadamente 500 metros más superficiales. Los sondeos permiten datar aproximadamente los diferentes tramos y así obtener información de tasas de sedimentación de sedimentos pliocuaternarios (fuertemente contrastados con los sedimentos inferiores), lo que indica el grado de actividad tectónica en una zona. Las discrepancias entre S.E.V. contiguos indican heterogeneidades laterales que han sido a veces interpretadas con cautela como fallas.

La complejidad geológica de alguna zonas, el efecto del agua subterránea y de la compactación junto a la gran separación entre S.E.V., resta validez a las fallas deducidas por este método.

5.2.3.6.4. Magnetismo.

Muy relacionado con la presencia de materiales volcánicos. Tiene escasa validez neotectónica.

5.2.3.7. La corteza terrestre y datos regionales.

Los perfiles sísmicos profundos que cruzan la Región de Murcia, junto con la anomalía regional de Bourguer permite conocer la corteza terrestre. Esta muestra un adelgazamiento hacia el Mar Menor, pasando de más de 30 km en el NW de la provincia a 23 km bajo Cartagena (fig. 13). Pero el adelgazamiento fuerte se produce a partir del Valle del Guadalentín hacia el Sureste, acompañado además por la existencia a 12 km de profundidad de una capa de alta velocidad (6.9 km/s). Suponga o no este cambio lateral la presencia de dos tipos de corteza, lo cierto es que indica dos situaciones geodinámicas contrastadas y en desequilibrio, lo que causa una gran actividad tectónica y sísmica.

5.2.3.7.1. El Campo de Cartagena y sierras circundantes.

El sustrato subyacente se encuentra estructurado en Surcos y umbrales formados por la actuación de grandes fallas NW que los limitan. De NE a SW se encuentran: el Surco de San Pedro del Pinatar, el umbral de Cabezo Gordo, el Surco de Torre Pacheco, el umbral de las Victorias y el Surco de Fuente Alamo.

Esas fracturas han afectado al Mioceno Superior

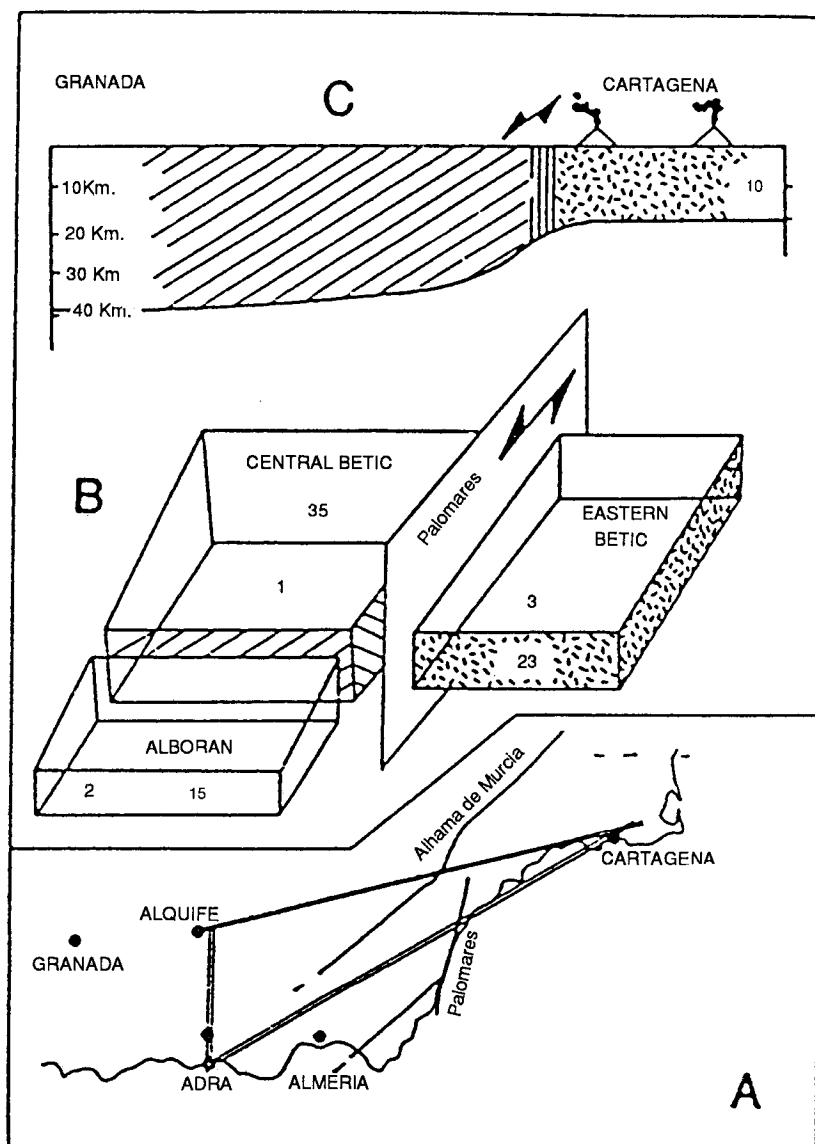


Fig. 13.- Estructura de la corteza bajo la "Zona Bética Oriental " (de BANDA & ANSORGE, 1980).

- A - Localización de los perfiles de refracción.
 B - Los diferentes bloques corticales incluidos en la zona de cizalla transcurrente de las Béticas Orientales.
 C - Variaciones de espesor de la corteza a lo largo del perfil Granada-Cartagena.

jugando como normales. Buzán más de 60° y alcanzan profundidades de varios kms. Su juego posterior al Mioceno no está claro; afectan al Plioceno con movimientos normales y posiblemente al Cuaternario.

El Campo de Cartagena aparece deprimido con respecto a las sierras de Cartagena y Carrascoy por la actuación de grandes zonas de fractura que lo delimitan. El borde Norte está marcado por una familia de fallas ENE de pequeño salto, mientras que en el Sur lo marca un sistema de fracturas ESE, y NW que producen un salto vertical importante. La edad de los movimientos últimos debe ser cuaternaria, como se deduce de los materiales y rasgos aflorantes.

Otra serie de fallas E-W a ENE producen a veces importantes saltos en la vertical y contribuyen a reticular la zona. Destacan las fallas que limitan la cuenca de Fuente-Alamo.

El límite occidental del Campo de Cartagena podría venir marcado por una zona N-S, que marca también el borde oriental de la cuenca de Mazarrón, y que funciona hundiendo el bloque occidental en el Plioceno-Cuaternario.

Una falla NE que pasa por San Javier ha sido interpretada a partir de una anomalía magnética y corroborada por datos sísmicos.

5.2.3.7.2. Zona de Mazarrón-Aguilas.

La depresión volcánica de Mazarrón está limitada por fracturas. El Sur lo marca la falla Norte de las Moreras (en rojo) que hunde 150m el resistivo eléctrico y afecta a los depósitos plio-cuaternarios. Los límites, este y oeste lo marcan dos fallas aproximadamente N-S. Estas fallas funcionan, al menos, en el Mioceno superior como normales, dentro de un mecanismo distensivo que produce la extrusión del material volcánico.

Al Norte de Aguilas hay una serie de fallas con posible actividad cuaternaria. Una falla NE marca un límite contrastado en la salinidad y supone un hundimiento de la parte sur. Una pareja de fallas NW delimitan un graben donde se deposita un aluvial Cuaternario potente (>80m). Desde Aguilas sale una falla NNE dibujada en rojo y que coincide con una falla detectada por S.E.V., la cual produce un hundimiento del bloque occidental que afecta al espesor del Plioceno y del Cuaternario.

Entre Cabo Cope y Lomo de Bas existe una pequeña depresión rellena por materiales Pliocuaternarios cuya variación en espesor y facies supone el funcionamiento de una serie de fallas que coinciden con las observadas por geomorfología. La falla hunde 100m el sustrato afectando al Plioceno y parece que también al Cuaternario. Posiblemente conjugada a la anterior es la familia de fallas WNW, que van

paralelas a las ramblas. Producen juegos verticales quedando la zona de los Abejorros (prolongación al Sur de los afloramientos béticos de El Garrobo) elevada con respecto a Cala Blanca al Norte y Piedras Negras al Sur.

5.2.3.7.3. El Valle del Guadalentín.

Existen numerosos datos de S.E.V., sondeos mecánicos y gravimetría. Los S.E.V. permiten separar las margas "conductoras" miocenas de los detríticos "resistivos" plio-cuaternarios.

Al Suroeste de Alhama de Murcia este valle aparece como una fosa tectónica compleja y asimétrica, con las mayores profundidades de pliocuaternario cerca de la falla de Lorca-Alhama, lo que evidencia la gran actividad de esta falla. Corresponde más exactamente a una banda de fracturación con buzamiento al Norte y que funciona como falla mixta inversa-sinextral. Este funcionamiento provoca que las anomalías de Bouguer se aprieten y se invierta el sentido del gradiente regional. Al Noreste de Alhama cambia la situación y se pierde la continuidad de la falla ya que el efecto de las cuencas de Mula y Fortuna hace que cambie el sentido del gradiente gravimétrico, siguiendo ahora la tendencia regional. GAUYAU (1977) la prolonga por el Norte de los afloramientos de la Sierra de Orihuela. Otra posible continuación es pasando por Murcia y limitando por el Sur la Sierra de Orihuela.

La parte Noreste de esta depresión es también una fosa tectónica asimétrica pero aquí los mayores espesores de pliocuaternario se sitúan cerca de la Sierra de Carrascoy, borde que corresponde a un relevo de fallas de direcciones E-W a NE que producen un salto de hasta 1 km en el Mioceno Superior y que presentan componente inversa durante el Cuaternario. Aparte de los datos de superficie, los geofísicos evidencian la existencia de fracturas NE que profundizan el basamento bético al N.

El contacto de la Sierra de Almenara con el Valle del Guadalentín viene dado por la falla de Palomares. Va girando progresivamente de N a NNE al Sur a NE hacia el Norte, efecto acompañado con la pérdida de su continuidad. La gravimetría muestra una zona NNE de fuerte gradiente que se curva bruscamente en El Puntarrón a direcciones E-W. Ello puede interpretarse como dos fallas o como la terminación de la Falla de Palomares, teniendo un juego principal sinextral en su parte NNE e inverso en su parte E-W.

El cambio que ocurre en la depresión del Guadalentín a la altura de Alhama se debe a las fracturas N-S (en relevo) del borde occidental de la Sierra de Carrascoy, falla que inflexiona bruscamente las anomalías de Bouguer y que produce un escalón de hasta 2 km en el sustrato bético de Carrascoy. Funciona durante el Mioceno Superior, luego en el Plioceno y

posiblemente en el Cuaternario como dextral.

La gran fosa del Guadalentín es atravesada por fracturas NE que la estructuran en forma de "pequeños" Surcos y umbrales. El más destacable es el umbral de la Sierra de Enmedio el cual continua en profundidad hacia Lorca. Esta estructuración es alterada por el juego de fracturas transversales NW de clara componente dextral y que producen variaciones importantes en el espesor del Plioceno así como inflexiones en las anomalías de Bourger. Todas las fracturas de este sistema NE-NW afectan al Plioceno y quizá al Cuaternario.

5.2.3.7.4. Sierra Torrecilla. Cuenca de Lorca y Sierras Espuña y Tercia.

La Cuenca de Lorca da un mínimo gravimétrico destacable al estar rodeada por Sierras Béticas en todas las direcciones salvo al NW, hacia donde prosigue el gradiente general NW de la Región de Murcia. Los contactos de la Cuenca de Lorca con las sierras circundantes vienen marcados por apretamientos e inflexiones de las anomalías de Bourger, lo que debe suponer la existencia de fallas importantes como las fallas NW de los bordes SW y NE de la Cuenca de Lorca, o las NE de Lorca-Alhama de Murcia y del N de Sierra Tercia. No hay criterios geofísicos que permitan determinar ni su mecanismo de movimiento ni su edad, pero otros criterios invitan a creer que todas son activas hoy día; las NW como normales y las NE como desgarres sinextrales.

El accidente Nordbético NE no es detectable al Norte de la Cuenca de Lorca, pero sí lo es al Norte de Sierra Espuña. Esta Sierra está además atravesada por fracturas ENE, que las líneas sísmicas dan como fallas inversas antiguas buzando al NW unos 60°. Su asociación a numerosos manantiales geotérmicos indican su posible rejuego actual.

5.2.3.7.5. Cuencas de Mula y Fortuna.

Existen numerosos datos gravimétricos, sísmicos y eléctricos de estas cuencas.

Continúa la tendencia general de engrosamiento de la corteza terrestre hacia el NW como indica el gradiente gravimétrico. Esta tendencia supone la existencia de grandes estructuras ENE en la corteza superior que dan zonas ENE con las anomalías de Bourger apretadas coincidentes con las grandes fracturas observadas en superficie, tales como la falla de Lorca-Alhama o la Nordbética. Fuertes inflexiones de las isoanómalas indican la presencia de estructuras (fallas) N a NW, como las fallas del Segura o la que limita por el este Sierra Espuña.

La Cuenca de Mula está rellena de materiales básicamente del Mioceno Superior que forman un sinclinal asimétrico con plano axial de dirección NE próximo al accidente de Alhama y cizallado por él. El accidente de Bullas-Archena, al Norte, supone una

inflexión de las estructuras hacia el Sur. Próximos al accidente se dan fuertes buzamientos en el Tortoniense Inferior. Hacia el Sur progradan los materiales del Mioceno Superior bazando ligeramente (0-10) al SSE.. En la zona de Barqueros se horizontalizan los estratos marcando el plano axial del sinclinal. El accidente nordbético pasa por la zona de Baños de Mula provocando una inflexión de las capas miocenas del flanco Norte del sinclinal, así como numerosas fallas NNE, en relevo de poca entidad.

Esta estructura sinclinal es cortada hacia la Cuenca de Fortuna en la zona de la Vega del Segura, por un enjambre de fallas N a NW que han sido detectadas por los métodos sísmicos y eléctrico.

Otra falla a destacar es la de Barqueros. De dirección NNE. marca el contacto Suroriental del volcán de Barqueros.

En la Cuenca de Fortuna los métodos geofísicos (S.E.V. fundamentalmente) dan unos resultados imprecisos debido en gran parte a que ahí confluyen los grandes accidentes ENE de la Región. Dan un mallado de fracturas ENE-NW que afectan al basamento y también al Mioceno Superior. Destaca la del Sur de la Sierra de Abanilla, continuación posible del accidente de Bullas-Archena. Hay otras fracturas N-S como la que pasa por los Baños de Fortuna o la que parte del pueblo de Fortuna hacia el Sur.

Respecto al mecanismo de funcionamiento y edad de las fallas, todas han jugado en el Mioceno Superior como normales. La de Alhama rompe el Pliocuaternario indicando un juego mixto sinextral-inverso. El accidente Nordbético afecta al menos al Mioceno Superior; no hay datos geológicos que prueben su actuación posterior. El accidente de Bullas-Archena afecta a todos los materiales incluidos los cuaternarios, mostrando funcionamientos diversos y una posible segmentación del mismo. El accidente del Segura afecta al relleno cuaternario de la Vega con movimientos verticales. Finalmente, la falla de Barqueros afecta al Plioceno pero no se sabe si también al cuaternario.

5.2.3.7.6. Zona Centro-occidental.

Aquí se agrupan varias zonas con entidad geológica propia, pero que la escasez de los datos geofísicos anima a agrupar. Ella comprendería la zona al Oeste de Pliego (entre los accidentes de Bullas-Archena y Nordbético), el área de Caravaca-Cuenca de Zarcilla de Ramos y el "área de Cehegín" (Sierras situadas al Sur de Calasparra).

- Cuenca Caravaca-Zarcilla o de Tarragona

Los S.E.V. reflejan la estructuración del basamento según directrices ENE.

Lo más destacable es el salto que se produce en la rambla de Tarragoya. Falla ENE que hunde el Trías 200m al N. La falla afecta además al Plioceno de la Cuenca.

Otras fallas detectadas son:

- La de Canaja, ENE.
- La de Barranda, ENE.
- La de la Junquera, NW.

Los travertinos de Archivel aparecen circunscritos a una pequeña depresión que podría tener una génesis neotectónica aunque no hay criterios geológicos suficientes para asegurar eso.

El mecanismo de las anteriores fracturas es complejo. El juego transcurrente es obvio. Durante el Plioceno el movimiento vertical inverso fue muy importante, levantándose los bloques Sur.

- Area de Cehegin.

Zona delimitada por el accidente de la Sierra de la Puerta (84) y el de Bullas-Archena (49), los cuales aparecen como bruscas discontinuidades en los perfiles sísmicos. El decalaje que parecen provocar en el Mesozoico es mayor de 5 km en la vertical, individualizando una zona elevada entre ambos accidentes donde aflora extensamente el Trías, quién provoca un efecto de apantallamiento sísmico y aumenta y distorsiona la espectacularidad de los accidentes. De cualquier modo, ambos son zonas falladas complejas con mecanismos de funcionamiento variables a los largo del tiempo.

- Zona de Pliego.

Entre Pliego y Bullas aparece una zona con materiales terciarios preneotectónico aflorantes. La sísmica revela la presencia de fallas ENE que atraviesan la zona estructurándola en pequeños horst-grabens. No hay criterios geofísicos que indican una actividad neotectónica.

5.2.3.7.7. Area de Moratalla-Calasparra.

- Cuenca de Moratalla.

- Falla del "Arroyo de Murtas". N 30E (82). Sigue la carretera de Moratalla a la Sierra de los Falcones. Produce el hundimiento de unos 300 m del Mioceno Inferior Medio hacia el Norte. No se observa si afecta a materiales posteriores. La sísmica indica que es una falla que puede llegar a 4 km de profundidad y buza unos 55° al Norte.

- Falla de la Sierra del Cerezo (86). El Sur de la Sierra presenta una serie de fallas ENE que parecen funcionar como deslizamientos actuales. Dicha inestabilidad podría estar causada por un levantamiento de la Sierra aprovechando esa dis-

continuidad.

- Entre la falla del Arroyo de Murtas y la de la Sierra del Puerto hay otras fallas paralelas a las anteriores que afectan al Mioceno Inferior-Medio y que compartimentan la depresión. No hay pruebas de su actividad reciente.

- En la Cuenca aparecen otras fallas N a NNW que cortan a la familia anterior dando desgarrres aparentes y que parecen estar asociadas a la sismicidad.

- Depresión de Calasparra-Salmerón.

Su límite al Sur viene dado por el accidente de Socovos, el cual da un salto del resistivo hacia el Norte. Corta las fallas de Pedro Vélez y de la Sierra del Cerezo.

Otra falla importante NE sigue el Arroyo de Murtas en su desembocadura hundiendo el zócalo resistivo al Sur y afectando al Mioceno Superior.

En la zona de El Molar-Salmerón no hay criterios que hagan pensar en la actuación de fallas en la época neotectónica, salvo la discontinuidad eléctrica existente en las proximidades del diapiro y del volcán y que puede ser parte del accidente Yecla-Jumilla-Las Minas.

- Sinclinal de Calasparra.

Al Norte del accidente de Socovos, entre Cieza y Calasparra se sitúa una depresión con estructura sinclinal donde afloran materiales de Mioceno Medio-Superior.

Las fallas deducidas por geofísica y que afectan al Mioceno son:

- Socovos (E-W) (63). Hunde el bloque Norte.
- Sur de la Sierra del Puerto
- Cabeza del Asno (74). Falla NE que da un salto de hasta 500 m en el Mioceno.
- Calasparra. Compleja familia E-W que sigue la traza del río Segura.
- Venta del Olivo. Accidente NW que supone la continuación del accidente del Segura hacia el Norte.
- Familia NNE.. Fallas que provocan cambios en el espesor del Mioceno.

5.2.3.7.8. Zona septentrional.

Con este nombre denominamos el área existente en la parte más septentrional al este de la Ctra. Nacional Madrid-Murcia.

Los datos existentes son sísmicos y eléctricos, que reflejan bien la estructuración del área, marcando las discontinuidades NE dadas por los límites de las Sierras Prebéticas. Así se marcan bien los cabalgamientos de

Sierra Larga, Sierra Benis, Sierra Pila, etc., o los límites de las sierras del Escabezado, del Serral, del Buey, etc. Todas las estructuras son antiguas y de algunas hay evidencias de su movimiento en la época neotectónica.

Destacan las fallas NE siguientes.

- Al Noroeste de la Sierra de Enmedio. Evidencia de juego en el Plioceno.
- Al Noroeste de Sierra Larga. Se ignora su juego.
- Al Norte de la Sierra del Escabezado. Fallas normales E-W a NE durante el Mioceno superior.
- Los límites, de la Sierra de Ascoy. Movimientos normales durante el Mioceno superior.
- La Rambla del Indio al NW de Yecla.
- Al Norte de la Sierra del Cuchillo.

Aparte de ésta, hay otra familia muy importante NW a WNW que se concentra en dos bandas: una pasa por Jumilla y va hacia la Sierra del Carche y la otra va por Yecla. Esta última es responsable de la variación de espesor de los materiales mio-pliocenos de la zona.

5.2.3.7.9. Plataforma Continental.

El umbral de Cabezo Gordo y las cuencas adyacentes de San Pedro de Pinatar y de Torre Pacheco continúan en la plataforma, aunque aquí van E-W, giro ya iniciado en el Campo de Cartagena. Se han remarcado dos fallas E-W que limitarían ese umbral. Son fallas de basamento sin poder precisar más acerca de su última edad. Deben afectar al Pliocuaternario. En el mapa se ha trazado la falla 134, falla que afecta claramente al cuaternario y que puede ser más reciente que el umbral, al cual se superpone.

- El escarpe de Mazarrón.

La plataforma marina entre Cartagena y Aguilas es muy estrecha y presenta un hundimiento fuerte hacia el Sur a partir de fallas orientadas fundamentalmente ENE a ESE, las cuales afectan al Pliocuaternario tal como se aprecia en los perfiles sísmicos. Una de ellas es la continuación de la falla de las Moreras que pasa al Sur de Cabo Tiñoso prolongándose hacia el este. La coincidencia de estas fallas con epicentros es remarcable.

- Desde Cabo Tiñoso a Cabo de Palos

Se aprecia el juego de fallas NNW que suponen la continuación de algunas fracturas neotectónicas de tierra. Sin embargo, no se ha podido determinar la edad de dichas fracturas.

5.2.3.8. Tasas de sedimentación con base en estos datos.

Se analiza la tasa de sedimentación del Plio-

cuaternario en el Valle del Guadalentín-Segura y en el Campo de Cartagena, ya que es allí donde se han realizado numerosas investigaciones de S.E.V. y sondeos mecánicos (fig. 14). La tasa de sedimentación viene dada en valores de espesores o isopacas.

También se incluye un mapa de isopacas de la zona marina próxima a Murcia y las fallas que de ello se deducen (fig. 15). Aquí, han sido básicamente los métodos sísmicos de alta resolución quienes aportan los datos.

5.2.3.8.1. El Campo de Cartagena.

Los numerosos proyectos de investigación realizados en la zona permiten conocer con bastante exactitud la disposición de los materiales más recientes del Campo de Cartagena. Queda muy bien definida una capa de areniscas del Plioceno, la cual sirve de referencia para confeccionar un mapa de isopacas de lo que hay encima (fig. 14), que se denominará Pliocuaternario, y que consta de materiales diversos (caliches, arcillas y travertinos sobre margas con yesos). Dicho mapa, modificado de ENADIMSA (1989), marca bien el fuerte aumento de espesor que ocurre desde el borde Norte hacia el Sur y este, lo que evidencia la actuación de fracturas ENE que van hundiendo los bloques Sur. Por otra parte, quedan bien diferenciadas las Cuencas de San Pedro de Pinatar y de Torre Pacheco con más de 150 m de espesor y separados por el umbral de Cabezo Gordo, indicando el efecto que las fallas que separan este umbral ha tenido en la "subsistencia" de las cuencas.

La diferencia de tasa de sedimentación entre el umbral de Cabezo Gordo y el Mar Menor nos lleva a pensar en la necesidad de alguna fractura NE que los separe y que hunda el Mar Menor.

Finalmente hay que referirse a los bordes Norte y Sur del Campo de Cartagena que suponen un aumento de espesor hacia la Cuenca, siendo éste no tan rápido en el límite Sur como en el Norte. El fuerte gradiente gravimétrico de esos bordes debe venir relacionado con un gran espesor de Mioceno-Plioceno y por tanto indica que las fallas que limitan esos bordes debieron actuar fundamentalmente en el Mioceno y/o Plioceno Inferior.

5.2.3.8.2. El Valle del Guadalentín.

Las tasas de sedimentación en el Valle de Guadalentín aparecen expresadas en las Figs. 14 y 15 en valores de espesor de Pliocuaternario como isopacas o como datos puntuales. Dichos valores han sido deducidos fundamentalmente de S.E.V. y sondeos mecánicos. Los S.E.V. permiten diferenciar una parte superficial resistiva de una subyacente conductora que corresponden respectivamente y de forma general al detrítico pliocuaternario apoyado sobre la serie margosa del Mioceno Superior. Aunque esta simplificación puede conducir a errores, la aproximación a la realidad es

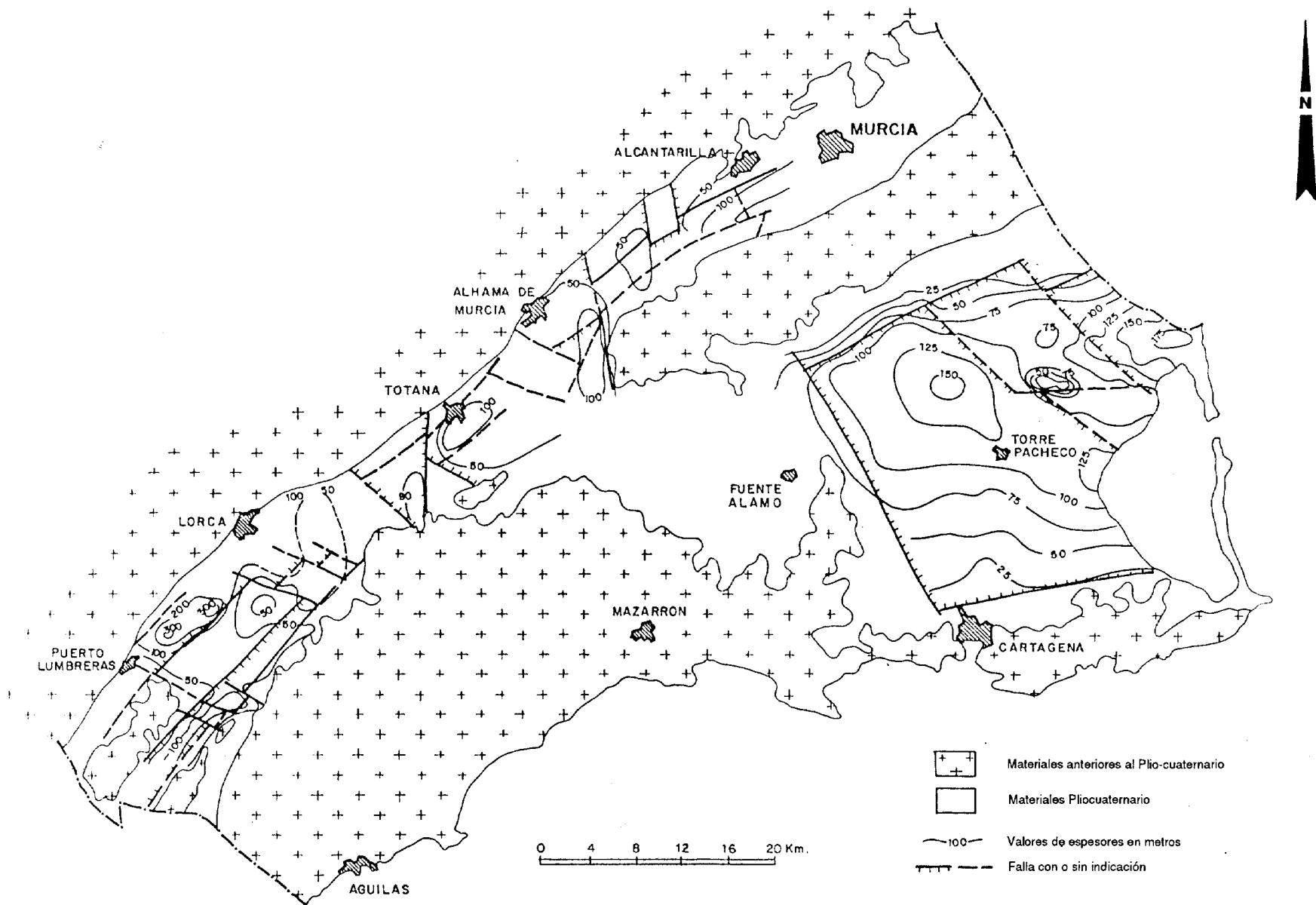


Fig. 14.- Mapa de isopacas del Pliocuaternalio en el Campo de Cartagena y el Valle del Guadalentín.

suficiente a efectos prácticos. La alta variación de los materiales pliocuaternarios en este valle, con cambios laterales igual de importantes que los existentes con respecto al Mioceno hace que estos datos deban de ser tomados con reservas. Así por ejemplo, hay un cambio a grandes rasgos desde el Suroeste al Noreste pasando de materiales "resistivos" a "conductores".

Destaca la prolongación del umbral de la Sierra de Enmedio hacia el Noreste, separando al Norte un profundo "agujero" de más de 300m de posible Pliocuaternario y al Sur otro Surco menos profundo con más de 100 m. este umbral viene limitado por dos fracturas NE que son cortadas por otras NW que desplazan el umbral y por tanto parecen funcionar como desgarres dextrales. El umbral se difumina hacia el Noreste y ya a la altura de La Hoya apenas se alcanzan 50 m de Pliocuaternario. Algo más al Noreste se observa un pequeño graben con más de 50 m limitado por una serie de fracturas norteadas. Más al Noreste, en la zona de Totana se localiza otro graben, con más de 100 m de espesor condicionado por el juego de dos fracturas NE. Hacia el este, se llega al umbral de La Molata, donde los deficientes datos que hay evidencian la poca potencia del Pliocuaternario. Al Oeste de la Sierra de Carrascoy se sitúa un Surco alargado N-S donde se depositan más de 100 m y que supone la actuación de la gran falla N-S que limita la Sierra. Finalmente destaca la gran profundidad (más de 150m) que se da al este de Alcantarilla, cerca de la Sierra del Puerto, producto del juego del cabalgamiento de dicha Sierra unido a la actuación de otras fallas NE.

5.2.3.8.3. Zona marina.

Las grandes variaciones de tasas de sedimentación indican la alta inestabilidad de la zona con áreas que se están levantando o hundiendo rápidamente (Fig. 16).

Al este de San Pedro del Pinatar, en la Cuenca del mismo nombre, se depositan 800 m de Pliocuaternario que pasan bruscamente a 0 m al Sur hacia el umbral de Cabezo Gordo-Punta del Cocedor. Más hacia el Sur se pasa a la Cuenca poco profunda (<200 m) de Torre Pacheco.

Otra zona con una alta tasa de sedimentación se encuentra al Sureste del Cabo de Palos, con un prisma de más de 600 m encima del talud lo que indica la gran actividad de las fallas de esa zona.

Al este de Aguilas existe un escarpe muy fuerte en el prisma de sedimentos pliocuaternarios de dirección NE y que hace que en medio del talud se pase de más de 400 m de espesor a nada.

En el Mar Menor hay datos suficientes, de testigos y sísmica para establecer tasas de sedimentación precisas en los últimos 10.000 años (ITGE, 1988). La media es de 0,15 cm/año, aunque se alcanzan más altas tasas

como 3 cm en los últimos 100 años.. El Mar Menor se ha estado hundiendo y continúa haciéndolo. Hace 5.000 años se produjo el paso de régimen continental a marino. Esta gran actividad cinemática debe venir ligada a una sismicidad importante.

5.3. NEOTECTONICA DE LA REGION DE MURCIA.

Si consideramos el comienzo de la "Epoca Neotectónica" hace 11-12 millones de años, como ya indicábamos en el apartado 2, debemos comenzar destacando que se han realizado muchos estudios dentro de la Región de Murcia, sobre todo en lo referente a la evolución geodinámica de este sector en el Mioceno Superior y terminal (desde hace 11-12 m.a. hasta hace unos 5 m.a.) de las cuencas de las Zonas Internas o de su límite.

Destacan en esta labor las tesis realizadas por MONTENAT (1973), LAROUZIERE (1985), ARMIJO (1978), LOISEAU (1988), LUKOWSKY (1987) y BEDU (1988), aunque existen otras muchas publicaciones que reúnen diversos aspectos de esta evolución.

Los últimos 5 millones de años han sido menos investigados, y si lo han sido no han tenido el rigor de lo anterior, sobre todo porque nunca o escasas veces se han podido datar las formaciones que se han considerado como más recientes, habida cuenta de la dificultad de datar los terrenos continentales, que son los que en su mayor parte representan al Plioceno y Cuaternario de la Región de Murcia. Sobre este aspecto ya trataremos en un apartado posterior. En el estudio de estas formaciones recientes destacamos los trabajos de SOMOZA (1989), BOUSQUET (1979), BOUSQUET Y MONTENAT (1974), BOUSQUET (1974), BOUSQUET et al. (1978), GOY et al. (1989), MONTENAT Y OTT d'ESTEVOU (1986, 1988), MONTENAT et al. (1978), ZAZO Y GOY (1989), etc.

A grandes rasgos, los resultados de la investigaciones realizadas por estos autores franceses suelen coincidir con los que se han obtenido por el equipo de trabajo de este proyecto utilizando todos los datos disponibles, tanto geotérmicos, geofísicos, etc., como aplicando técnicas, bien hasta hace poco ensayadas en este sector (geomorfología dinámica), bien más generales (análisis estructural) en distintas áreas. En detalle, y para esta época puede que las cosas cambien sustancialmente en algunos sectores, y ya de un modo más general, y como se podrán deducir de los documentos cartográficos, es necesario destacar una *etapa tectónica o neotectónica* con una gran actividad hace alrededor de los 700.000 años, que si bien ha sido mencionada, no solo aquí, sino hasta en ciertos puntos de la Meseta, requiere una consideración especial en este capítulo, por su incidencia en los últimos formas de relieve, en la potencia de los depósitos, y hasta en poderosos y transcendentales cambios paleogeográficos.

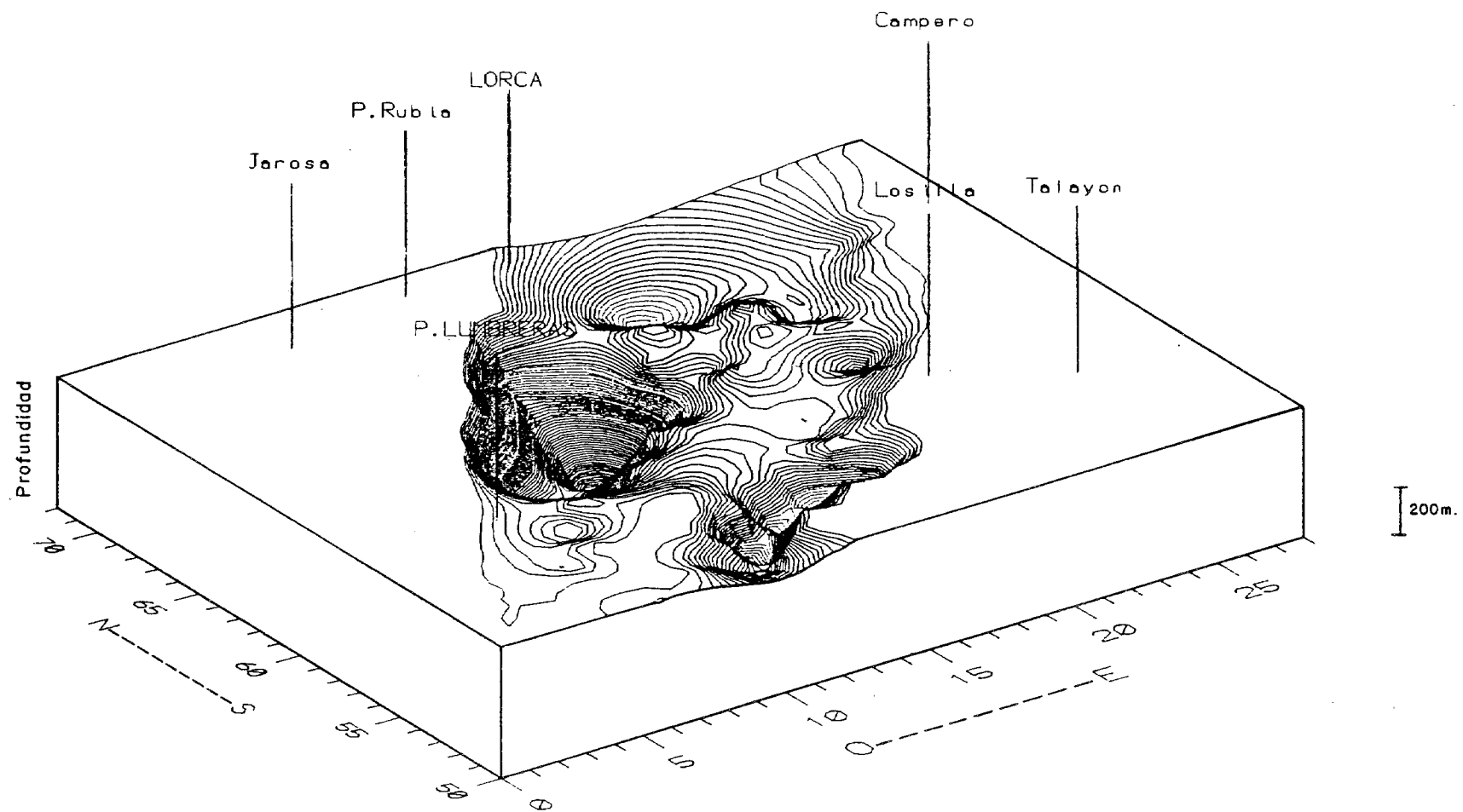


Fig. 15.- Subyacente del Pliocuatnario en la Depresión del Guadalentín, al sur de Lorca.

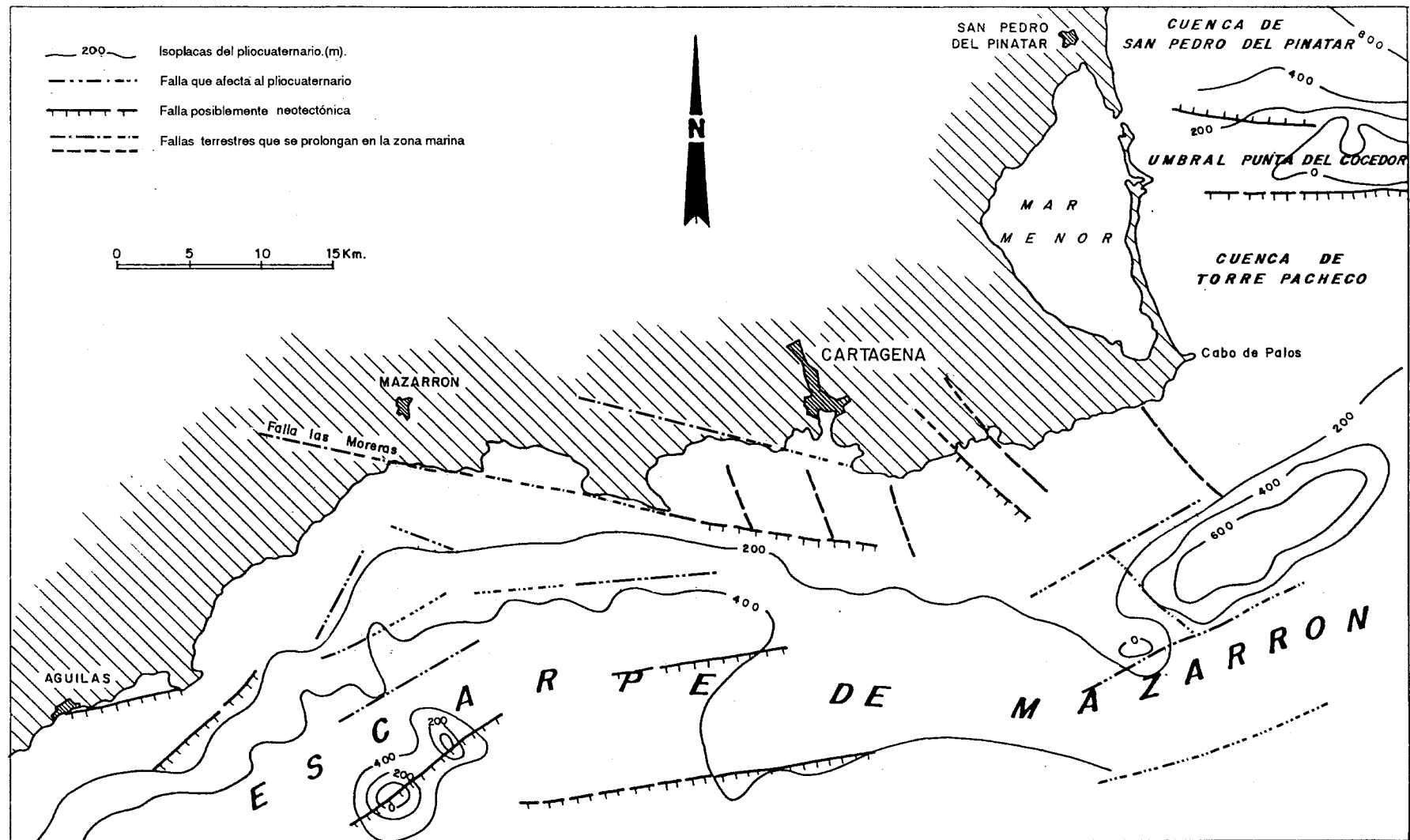


Fig. 16.- Mapas de isopacas del pliocuaternario de la zona marítima (Modificado de ITGE, 1988).

cos en la Región de Murcia y en amplios sectores del Sudeste Español.

5.3.1. ENCUADRE NEOTECTONICO REGIONAL.

A partir del Tortoniense Superior la comprensión WNW-ESE, que había dominado previamente en los sectores referidos se amortigua y pasa a ser de dirección NW-SE, NNW-SSE, llegando a ser N-S durante el Plioceno Superior y el Cuaternario, en consonancia con la comprensión general entre Iberia y Africa (ESTEVEZ Y SAENZ DE GALDEANO, 1984). Con ello las fallas N60-70E quedan paralizadas, o bien actúan como fallas inversas en algunos momentos, o incluso, si la comprensión es casi N-S, pueden presentar movimientos de desgarre sinistral como ocurre con seguridad a lo largo del accidente de Cádiz-Alicante y más concretamente en su sector Bullas-Archena, dentro de la provincia de Murcia. Movimientos de este tipo se detectan al Noreste de Coy, al SurSuroeste de Bullas o en los aledaños de Archena, por ejemplo. Otras deformaciones en Cuaternarios recientes corroboran asimismo las comprensiones antes mencionadas.

Durante el Mioceno Superior las fallas de dirección E-W no llegan generalmente a quedar bloqueadas y aún mantienen, aunque amortiguadas, movimientos de desgarre dextrales. Otras fallas de dirección WNW-ESE prosiguen con menor dificultad sus movimientos. Entre éstas, dentro de las Zonas Externas, cabe citar la falla de Socovos, que actúa como dextral desde el Tortoniense superior manteniendo este carácter hasta el Cuaternario aunque con tendencia a hacerse inversa y bloquearse a medida que su traza adquiere orientación E-W y el esfuerzo comprensivo va acercándose a la dirección N-S.

A partir del Plioceno son las fallas de dirección general NW-SE y las NE-SW a NNE-SSW las que van a presentar movimientos verdaderamente importantes. Entre éstas podemos citar las que jalonan el corredor de Puerto Lumbreras-Murcia o Guadalentín-Bajo Segura, y las del Segura Medio. Para entender sus movimientos hay que tener en cuenta que no sólo se produce, en general, una comprensión cuya dirección es aproximadamente NNW-SSE, sino que además, y prácticamente perpendicular a la comprensión, se produce una muy notable tensión; es decir casi E-W. Por ello, las fallas NW-SE y NE-SW a NNE-SSW no sólo van a presentar movimientos de desgarre, dextrales y sinestrales respectivamente, sino que en muchos casos éstos van a ser oblicuos o incluso simplemente normales. (El movimiento de ambos juegos de fallas con desplazamientos normales permite, en conjunto una extensión aproximada E-W).

Las grandes fallas de Bullas-Archena y de Socovos, aunque absorben parte de la deformación impuesta por el acercamiento Africa-Iberia, tienden a quedar bloqueadas de forma que la actividad deformacional se

localiza preferentemente en sectores caracterizados por juegos de fallas NE-SW y NW-SE. Así, las trazas de las grandes fallas resultan afectadas por estos últimos sistemas, de modo que la red de fracturas se complica en la áreas de intersección, donde, en consecuencia, es fácil identificar deformaciones neotectónicas. Tal es el caso del sector de Los Royos, al Sur de la cuenca de Caravaca, donde la falla de Bullas-Archena se desvía a causa del juego dextral del sistema de falla NW-SE de Yunquera-Mancheño. Más complicada es la intersección que se da en el sector Cieza-Archena-Murcia, donde confluyen las fallas NW-SE del corredor del Segura Medio y las fallas NE-SW del corredor de Puerto Lumbreras-Murcia, desplazando y obliterando las trazas de las grandes fallas regionales ya mencionadas. No es casual que en tales sectores de cruce de fallas se produzca además una considerable actividad sísmica.

Por último, y también dentro del periodo neotectónico, sensu lato, hay que tener en cuenta otro hecho importante y superpuesto al anterior. Se trata del levantamiento que desde el Tortoniense Superior y con algunos momentos de máxima intensidad, como en el Plioceno, se ha producido en la Cordillera. Esto es muy patente en sectores centrales de la misma, pero también se deja notar en otros, tales como en la provincia de Murcia. El resultado es que al sistema de esfuerzos ya señalado, con una comprensión aproximadamente NNW-SSE y una tensión casi perpendicular, se le suma dicho levantamiento que tiene el efecto de provocar una cierta extensión radial. Por ello algunas fallas próximas a la dirección E-W pueden presentar también movimientos verticales importantes.

La situación puede ser algo más compleja, pues se observa que hay, además de los rasgos referidos, ciertos momentos en que vuelven a actuar, aunque sea débilmente, comprensiones de dirección WNW-ESE, similares a las dominantes en la Zonas Internas y sectores próximos de las Externas durante el Burdigaliense y hasta el Tortoniense inferior.

Lo que si parece evidente es que la Región de Murcia, sobre todo aquella situada al Sur del Accidente de Alhama, queda dentro del corredor de desgarre de SE de España (Fig. 17). Desde esta falla hasta el Accidente de Socovos, la región queda bajo la influencia del Sistema desgarrante, mientras que al Norte disminuye éste, aunque persiste su acomodación a un marco geodinámico más general.

5.3.2. NEOTECTONICA Y SEDIMENTACION.

Las cuencas del Neógeno Superior al Cuaternario situadas sobre las Zonas Internas Béticas en la región murciana han sido fuertemente controladas por las deformaciones tectónicas, en particular por los movimientos verticales y horizontales de los diversos juegos de fallas, de los que destacamos el juego NNE-SSW a NE-SW que forma la cuenca del Guadalentín y que se

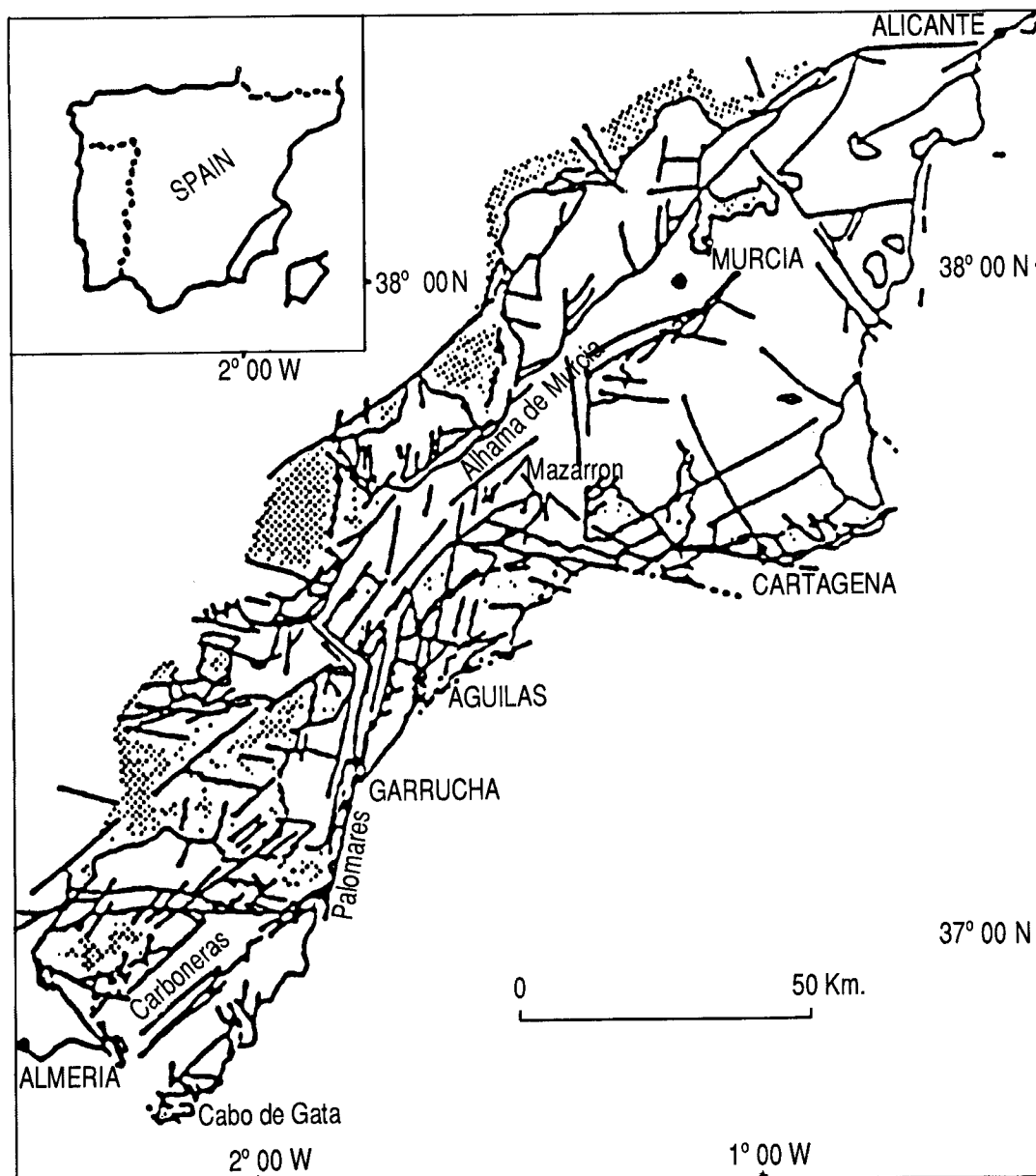


Fig. 17.- Localización de la zona de cizalla transcurrente de las Cordilleras Béticas orientales.
(De MONTENAT et. al., 1987).

prolonga hacia el Sur de la provincia de Almería por las fallas de Palomares y Carboneras. este hecho ya ha sido descrito en numerosos estudios previos (LAROUZIERE et al., 1987; MONTENAT et al., 1987; OTT D'ESTEVOU et al., 1988; etc.). Estos autores citados muestran cómo, dentro de un cuadro comprensivo aproximadamente N-S y con una extensión ligada, prácticamente perpendicular, se han producido cuencas que han funcionado en comprensión, sufriendo a la vez importantes desgarres sinistres, como las de Hinojar o Pulpí (Almería, Murcia), ligadas a fallas NE-SW. A la vez, en otros sectores se han formado cuencas controladas por fallas casi N-S (caso de la cuenca de Mazarrón), o por fallas NW-SE que en muchos casos han presentado importantes movimientos como fallas normales (el amplio sector de Mar Menor y áreas próximas) (Fig.18).

Las cuencas de Hinojar, Pulpí y en parte la del Guadalentín son descritas como cuencas de tipo Surco sobre desgarres (sillón Sur décrochements): cuencas estrechas formadas a lo largo de los desgarres, con una importante deformación coetánea en muchos casos con la sedimentación, con fenómenos tales como slumps, brechificaciones, cuerpos de olistolitos, coladas de barro (que pueden estar ligadas a paleosismos), fenómenos de autocanibalismo y resedimentación de los depósitos, formaciones turbidíticas abundantes, etc. En las cuencas controladas por movimientos verticales, algunas de las anteriores manifestaciones son raras, tales como los fenómenos de autocanibalismo, etc., y en general la inestabilidad se muestra menos relevante. Sin embargo no deja de ser muy importante el control tectónico ejercido por las fracturas que determinan las áreas subsidentes y a la vez los relieves que emergen y de cuya erosión se nutren buena parte de los nuevos sedimentos. A la vez, estas cuencas, claramente distensivas, presentan importantes fenómenos volcánicos que se tratan más adelante.

Los movimientos verticales que se dejan notar en la Cordillera desde finales del Tortoniense también afectaron, sobre todo desde el Plioceno a las cuencas que previamente habían estado regidas por los desgarres. Los nuevos depósitos presentan el mismo control de sedimentación citado para las cuencas distensivas anteriores.

En las Zonas Externas y en la vecindad del contacto con las Zonas Internas se localizan asimismo cuencas que están controladas por movimientos distensivos generales entre los que se interponen eventos comprensivos que determinan cambios de facies en los materiales miocénicos y pliocénicos y producen deformaciones durante la sedimentación o después de ella, especialmente en los bordes.

Así es posible reconocer:

- Pasos entre la sedimentación continental y marina.

- Formación de "fan deltas" en sectores de fallas de Bullas-Archena o de las fallas del borde N de las sierras pertenecientes a las Zonas Internas (cuencas de Lorca, Fortuna, etc.).

- Presencia de edificios arrecifales en altos fondos originados por vía sedimentaria, tectónica o volcánica.

- Depósitos de evaporitas conectados con la instalación de regímenes de medio restringido como consecuencia de movimientos verticales entre diferentes bloques limitados por fracturas importantes.

- Discordancias angulares, discordancias progresivas e hiatos en los materiales recientes de relleno de las cuencas (borde N de la cuenca de Fortuna y borde Sur de la de Caravaca, por ejemplo.).

En la formación de las cuencas en Zonas Externas juegan un papel importante las grandes fallas de Socovos y Bullas-Archena, así como las que las cruzan.

La primera, en general vertical a inversa con vergencia al Norte (en su parte más oriental), determina en el dominio que queda al Norte de ella el desarrollo de algunas cuencas, con claro predominio de las facies continentales, entre las que podemos citar la de Calasparra, la de Cieza y otras más alejadas hacia el extremo Norte de la provincia.

Entre las dos grandes fallas arriba mencionadas aparece un amplio sector, en general elevado, con escaso desarrollo de depósitos recientes. Sólo en algunos sectores relativamente deprimidos del mismo se forman cuencas, como la de Caravaca o la prolongación septentrional hacia Cehegín de la cuenca de Mula. En la primera se depositan facies marinas restringidas (evaporitas, conglomerados y algunas calcarenitas) que antes del fin del Messiniense pasan ya a facies lacustres como consecuencia de los movimientos de la falla de Bullas-Archena, que controló el borde meridional de esos sectores al actuar como falla transpresiva (inversa más sinistrosa) a partir del Tortoniense Superior, produciendo una clara elevación del bloque meridional que se mantiene hasta el Cuaternario reciente. En el segundo sólo aparecen depósitos marinos en el Tortoniense Superior, pues la elevación del bloque referido produce la retirada del mar y únicamente se depositan facies continentales de edad cuaternaria.

Asimismo, la falta de Bullas-Archena controla el borde Norte de las cuencas de Mula propiamente dicha y de Fortuna, actuando como transpresiva, con cabalgamiento hacia el Sur y probablemente también como distensiva, en combinación con fallas subparalelas si-

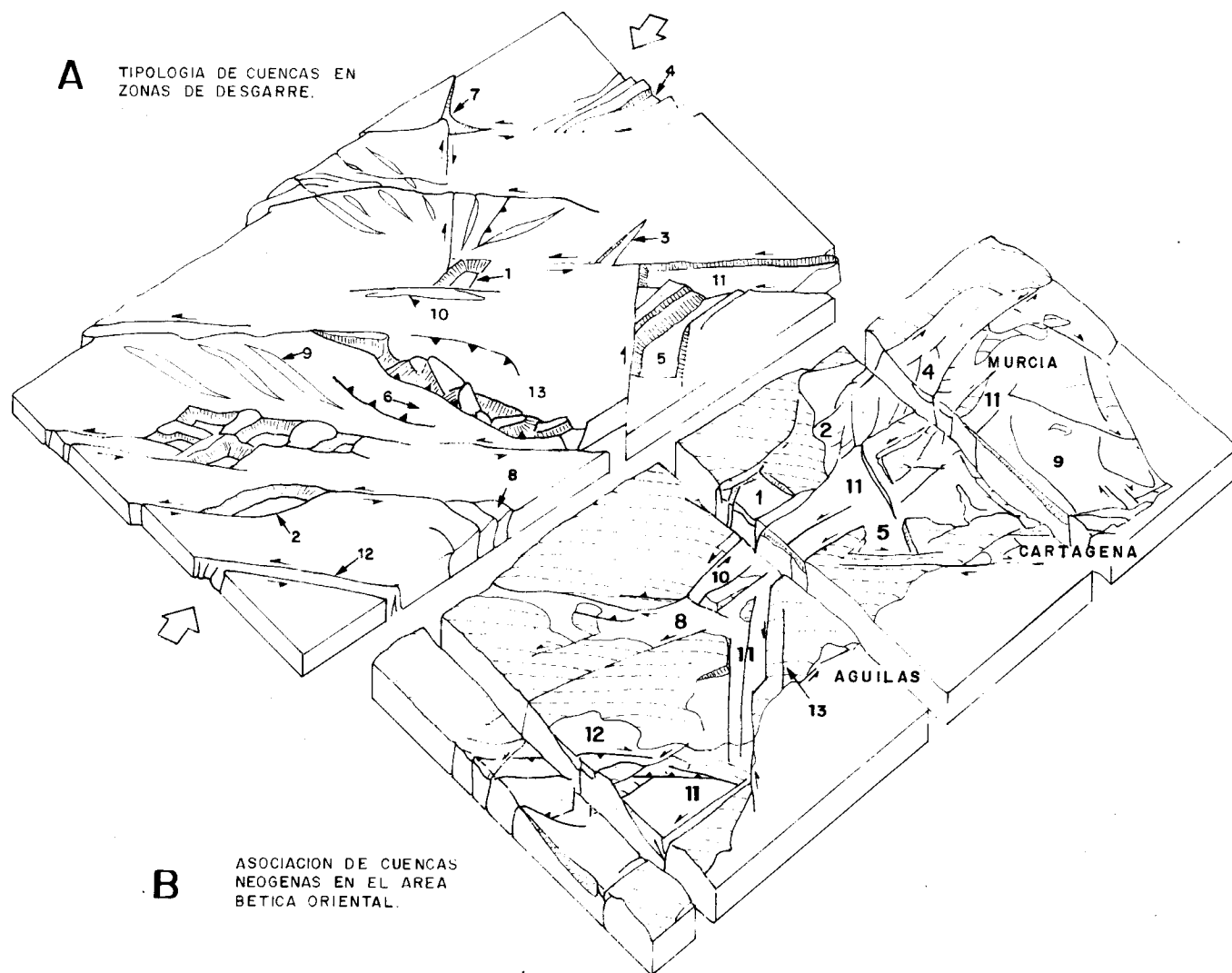


Fig. 18.- Tipología de cuencas de desgarre (A), y comparación con el área de desgarre de las Béticas Orientales (B). Tomada y retocada de OTT d'ESTEVOU y ot, 1988.

- Cuencas en extensión**
- 1.- Graben en rumbo (CROWELL, 1974).
 - 2.- Graben sigmoidal (CROWELL, 1974)
 - 3.- Graben en cicatriz de tensión (DIBBLEE, 1977)
 - 4.- Graben en "cola de caballo" sobre la terminación conforme del desgarre (ARTHAUD, y ot. 1979).
 - 5.- Graben en transtensión en el cuadrante extensional limitado por fallas transcurrentes pseudo-conjugadas dexas y sinistras (LAROUIERE, 1985)

- Cuencas en compresión**
- 6.- Tipo cuña, sobre la parte contraria (CROWELL, 1974).
 - 7.- Intersección compresional subsidente de fallas de desgarre (BEJOLY y CASTAING, 1983).
 - 8.- "Cola de Caballo" sobre la terminación contraria de la falla de desgarre (ARTHAUD y ot. 1977)
 - 9.- Sinclinales "en escalón" (WILCOK, y ot., 1973)
 - 10.- Sinclinales a lo largo de fallas de desgarre (DUEE, y ot. 1985)
 - 11.- "Surcos sobre desgarre" (MONTENAT, y ot. 1985)
 - 12.- Acanaladuras en un corredor de desgarre erosionado (MONTENAT, y ot. 1985)
 - 13.- En zonas de "lanzadera tectónica" con rotación de bloques (CAIRE, 1975).

En Murcia
Lorca y Abarán.
Quizás Barqueros

Alcantarilla-Molina de Segura

Mazarrón.

Suroeste de Puerto Lumbreras.
Quizás el Campo de Cartagena.
Entre Puerto Lumbreras y S^a de Enmedio
Hinojar, Norte de Carrascoy.

Parte de Palomares-Pozo de la Higuera.

Arco de Aguilas.

tuadas y al Sur del contacto Zonas Externas-Zonas Internas y con otras transversas de direcciones NW-SE y NE-SW. Se produce así el cúmulo de fuertes espesores de sedimentos de facies marinas más o menos francas durante el Tortoniense Superior y el Messiniense, si bien ya el Messiniense terminal pasa a ser continental.

Como resultado del movimiento transpresivo de la zona de fallas de Bullas-Archena, se producen cabalgamientos hacia las áreas deprimidas: hacia el N, en el caso de la cuenca de Caravaca, y hacia el Sur, en las cuencas de Mula y Fortuna, con extrusión de materiales plásticos del Trías que pueden llegar a extravasarse en diferentes momentos de la evolución de las cuencas (Sierra Ricote, Capres-Macisbenda). El papel de las fallas NE-SW y NW-SE como fallas tensionales durante la comprensión N-S permite deslizamientos diferenciales y una amortiguación uniforme de los mismos a ambos lados de la zona de fallas de Bullas-Archena, por lo que las cuencas no tienen por qué estar forzosamente enfrentadas de Norte a Sur respecto a dicho accidente ni presentar el mismo esquema evolutivo ya desde el inicio de la subsidencia relativa. La acción combinada de unas a otras fallas determina, de este modo, una alternancia de Surcos y umbrales transversos a la traza de la gran falla de Bullas-Archena con depocentros controlados principalmente por las fallas NE-SW y NW-SE, que actúan como tensionales.

El límite Sur de las cuencas de Mula y Fortuna viene dado por la zona de fallas del corredor de Puerto Lumbreras-Murcia y por los relieves de las Zonas Internas que comienzan a aparecer al E del meridiano de Fortuna. Este mismo límite es común a la cuenca de Lorca, pero ésta, a diferencia de las anteriores, no sobrepasa propiamente el contacto entre Zonas Externas y Zonas Internas, más al N del cual sólo aparecen materiales continentales pliocenos o más modernos.

5.3.3. NEOTECTONICA Y DIAPIRISMO.

El tema del diapirismo del SE de la Península Ibérica ha sido tratado por varios autores. En lo que respecta a la región que nos ocupa, caben destacar los trabajos de MANCHEÑO y RODRIGUEZ ESTRELLA (1985) y RONDEEL y GAAG (1986), que describen varios diapiros de la Región de Murcia, estableciendo en parte su relación con los materiales de la "Epoca Neotectónica".

El trabajo de RODRIGUEZ ESTRELLA de 1983 en que relaciona Neotectónica y diapirismo, se refiere en casi su totalidad a diapiros de Alicante.

Los diapiros estudiados se localizan en la Zona Prebética. No obstante, existen materiales diapíricos y diapiros en la Zona Subbética, e incluso puede que existan algunos, aunque difícil de reconocer y localizar, ligados a las sales messinienses.

Estos diapiros triásicos de la Zona Prebética se han

inyectado a favor de ciertas fallas profundas de carácter regional, fallas que en algunos casos y en algunos momentos jugaron un papel paleogeográfico importante (BAENA, 1981). Así los diapiros de Ontur, están alineados según la falla "Hellín-Ontur-Montealegre del Castillo" de dirección NE-SW, que condicionó el depósito del Cretácico Superior. "Los diapiros de Jumilla-Fuente del Pino-Yecla-Monte del Cojo" se sitúan según una dirección N55E que separa el Prebético Interno del Externo y que condiciona el depósito del Cretácico Inferior.

La historia del emplazamiento de estos cuerpos muestran que la intrusión pudo haber tenido lugar durante dos episodios distintos, bajo régimen de distensión, RONDEEL y GAAG (1986). En opinión de este autor, el episodio más antiguo motivó una elevación diapírica a nivel del Cretácico Inferior, y el más moderno tuvo lugar posteriormente a la deposición de los sedimentos tortonienses y antes del volcanismo lamproítico.

Para MANCHEÑO y RODRIGUEZ ESTRELLA (1985) esta intrusión tuvo lugar fundamentalmente en el Mioceno Medio, ligada a la etapa principal de plegamiento. Sin embargo, este autor considera que los efectos halocinéticos se dejan sentir hasta épocas recientes, dando lugar a una neotectónica ligada al diapirismo, que se manifiesta en pliegues, fallas y Surcos periféricos de materiales pertenecientes al Plioceno y Cuaternario.

Que existe una relación especial entre estos diapiros con los afloramientos de rocas lamproíticas ya fue reconocido por BAENA (1981), y confirmada por estos autores, lo que atestigua que ambos (diapirismo y volcanismo) están asociados a los mismos accidentes de zócalo, fallas que, aunque antiguas, han rejugado en la época neotectónica.

Parece que existe acuerdo en que el volcanismo es posterior al último evento diapírico importante, al menos en el diapiro de la Celia (Fig. 19, 1). Las jumillitas de este afloramiento han producido un metasomatismo térmico de contacto en las rocas terciarias encajantes. La edad de ese volcanismo es de 7,2-7,4 m.a. (NOBEL et al., 1981) lo que lo sitúa en el Tortoniense Superior-Messiniense. Esto justifica plenamente que el terciario continental que está afectado por ese metasomatismo sea del Tortoniense Superior (Vallesiense-Turolense) como muy moderno.

Por todo ello y por observaciones realizadas en diversos puntos el evento diapírico más importante se sitúa al final del Mioceno Medio o en la parte basal del Mioceno Superior lo que no quiere decir que su actividad no continúe en épocas más recientes.

El diapiro de la Celia está elongado según una dirección E-W, y rodeado por fallas de esta dirección,

especialmente es su borde Norte. Los conglomerados continentales del Tortoniense Superior en el ángulo SE buzan hacia el exterior de la estructura. Hacia el Norte estos conglomerados contienen productos de erosión del diapirismo, así como flujos de lava y pequeños diques lamprofíticos.

Parece ser que este diapirismo no afecta demasiado a los materiales de la época neotectónica, pues si bien los conglomerados continentales están afectados por el volcanismo, en general reposan horizontalmente sobre los materiales triásicos, siendo la edad de los conglomerados Tortoniense Superior.

El diapiro del Morron de Jumilla (Fig. 19,2) tiene una forma triangular cuyos vértices se localizan al N, W y E de la estructura (en el cruce de fallas). Ha sido estudiado en detalle por *MANCHEÑO y RODRIGUEZ ESTRELLA* (1985). Con respecto a la neotectónica éstos concluyen que:

- El contacto entre los materiales del Andaluciense-Messiniense y los del Triás diapírico es por falla inversa con vergencia hacia el este.
- Los movimientos tectónicos que origina este cabalgamiento tuvieron lugar en el Mioceno Superior.
- Los movimientos ascensionales de este diapiro fueron, durante el Plioceno, muy posiblemente mínimos. Sin embargo, se cree que ya metidos en el Cuaternario, debió existir un nuevo reajuste isostático que motivó la reactivación en vertical y provocó el deslizamiento gravitacional de olistolitos triásicos que reposan sobre el Mioceno Superior.

Según *RONDEEL y GAAG* (1986) este diapiro afecta fuertemente a las margas blanco-amarillentas del Serravaliense-Tortoniense, pero no a los sedimentos continentales más modernos.

Conforme con estas observaciones, su actividad en la época neotectónica ha sido escasa.

Entre Jumilla y Yecla, al Sur de la Fuente del Pino (Fig. 19,3) existe una serie de afloramientos diapíricos alineados según una dirección ENE-WSW. Cada uno de ellos ocupa el centro de una estructura en domo. En este caso está claro que la aparición de estos asomos ocurrió después del depósito de la secuencia continental que ocupa la depresión entre la Sierra del Buey y la Sierra de la Cingla. Desde el punto de vista neotectónico lo importante sería conocer la edad de estos materiales continentales. Nuestra opinión, por consideraciones regionales y por comparación con otras series conocidas, es que estos materiales son de edad Plioceno o Plio-Cuaternario, lo que nos indicaría que en este caso ha

existido diapirismo de edad cuaternaria.

En el diapiro de Yecla (Fig. 19,4) nos e han observado, según *MANCHEÑO y RODRIGUEZ ESTRELLA* (1985), signos claros de actividad neotectónica. Solamente han observado que algunas de las ramblas del Sureste del diapiro continúan fuera de él con una dirección que resulta ser la continuación de las fallas localizadas en el interior. También destacan la ausencia de encajamientos en las ramblas (e incluso la escasa existencia de éstas), lo que indicaría una reciente ascensión vertical del diapiro.

Asociado al Cerro Colorado existen pendientes anómalamente hacia el SW en los sistemas de abanicos aluviales del Plio-Pleistoceno y Pleistoceno Inferior.

En el Monte del Cojo (Fig. 19,5), al NE de Yecla, aparece una banda verticalizada de yesos. No tenemos pruebas concluyentes sobre su actividad neotectónica, pero se alinea según una dirección N50°E con las dos anteriores, y ya fuera de la región continúa por Fuente la Higuera y la Sierra Grossa, en relación con un gran accidente que ha tenido incidencias en la época neotectónica.

El diapirismo de la Rosa (Fig. 19,6) tiene una disposición alargada según N30W. No existen buenas observaciones alrededor del diapiro para estudiar la Neotectónica, sin embargo, en algunas pequeñas ramblas se observa que afloran en su fondo las arcillas y areniscas de Plioceno claramente plegadas; sobre ellos reposa un cuaternario (nutrido fundamentalmente del diapiro) que no ha sido afectado. Tan sólo el trazado de algunas de estas ramblas coinciden con el de alguna de las fallas existentes en el interior del diapiro.

En la Zona Subbética también tiene incidencia el diapirismo. Desde el Accidente de Socovos (incluido el mismo) hasta la cicatriz Nord-Bética están presentes los afloramientos triásicos, bien como salidas diapíricas ligadas al funcionamiento de fallas (sobre todo al final de Mioceno Medio), o bien como suela de despegues tectónicos de grandes unidades subbéticas. Tanto uno como otro material se vuelven a mover reactivados por accidentes más recientes, tales como algunas manchas triásicas del substrato en la cuenca de Tarragona (SW de Caravaca). Aquí el Triás del basamento afecta claramente a los materiales de edad pliocena e incluso cuaternarios antiguos (Casa Nueva, en la confluencia del Barranco de la Junquera con la Rambla de Tarragona), creando braquianticlinales diapíricos donde las capas se acuñan hacia el núcleo, existiendo pequeñas fallas normales con vergencia hacia el centro del pliege. En esta cuenca *RODRIGUEZ ESTRELLA* mediante investigaciones geoeléctricas para aguas, ha detectado numerosos fenómenos de halocinesis en relación con la tectónica reciente.



Fig. 19.- Principales diapiros y afloramiento de material diapírico triásico y su relación con las fallas.

5.3.4. NEOTECTONICA Y VOLCANISMO.

Durante toda la "Epoca Neotectónica", y prácticamente coincidiendo con ella en sus límites, se asienta en el dominio bético oriental (provs. de Almería y Murcia) un intenso volcanismo, manifestándose en diferentes formas y lugares.

Por su carácter calco-alcalino, sobre todo en el Mioceno Superior algunos autores lo asociaban a un mecanismo de subducción (ARAÑA y VEGAS, 1974; PUGA, 198). Posteriormente, ya en la memoria del Mapa Geológico de la Plataforma continental de Almería (1982), BAENA indicaba la estrecha relación entre este volcanismo y las fallas, que en sus rejugos posteriores afectan a los mismos materiales que en ellas se habían inyectado. Con posterioridad se han publicado numerosos trabajos de la escuela francesa, en que asocian este magmatismo con las que ellos denominan "Corredor de desgarre trans-Alborán". Es pues evidente que existe una estrecha relación entre el volcanismo y las fallas neotectónicas, ambas cosas ligadas a la creación de la cuenca, y todo el conjunto a la situación geodinámica existente, fundamentalmente desde Mioceno Superior a la actividad.

Según la edad, quimismo y origen, se distinguen en este volcanismo del SE de España cuatro conjuntos:

- Un conjunto calco-alcalino, representando principalmente en Cabo de Gata (Almería), datado entre 12.6 y 7.2 m.a.
- Un conjunto calco-alcalino potásico o shoshonítico, rico en enclaves del zócalo y quizás con un origen anatético, bien representado en Mazarrón- Mar Menor, cuya edad parecer ser del final del Tortonense (-8,2 a -6,8 m.a.).
- Lamproitas, presentes en gran parte de la provincia de Murcia, y parte de Albacete, cuya edad esencial es messiniense (7.0-5.7 m.a.).
- Basaltos alcalinos plio-cuaternarios (2.8-1 m.a.), ricos en enclaves procedentes de la base de la corteza, y bien representados en la región de Cartagena. En Venta del Lirio estas coladas que descientes del Cabezo Negro están interestratificadas con abanicos aluviales del Pleistoceno Superior, y han dado -1 m.a. (PAVILLON, en DUMAS, 1977).

El que el magmatismo del Mioceno Superior del SE de España esté ligado a la evolución de las cuencas sedimentarias, se confirma por una serie de hechos:

- En la Cuenca de Mazarrón y de Hinojar las primeras manifestaciones volcánicas son contem-

poráneas de los primeros estadios de la sedimentación del Tortonense y se puede seguir hasta el Messiniense, es decir, poco antes de la emersión de la cuenca. En los dos casos los volcanes están situados en los bordes de las Cuencas, a lo largo de los accidentes de desgarre o en las grietas de tensión paralelas a las direcciones de acortamiento submeridiano (LAROUZIERE, 1985).

- En otros sectores donde el volcanismo constituye lo esencial del relleno (Cabo de Gata, Almería) se intercalan niveles sedimentarios tortonienses en las formaciones volcánicas, e incluso cantos de rocas plutónicas. Asimismo, se desarrollan arrecifes messinienses directamente sobre esta formación volcánica.

- Los basaltos alcalinos, podrían corresponder, como en Marruecos, a un régimen de comprensión submeridiana que se manifiesta durante el Plio-Cuaternario.

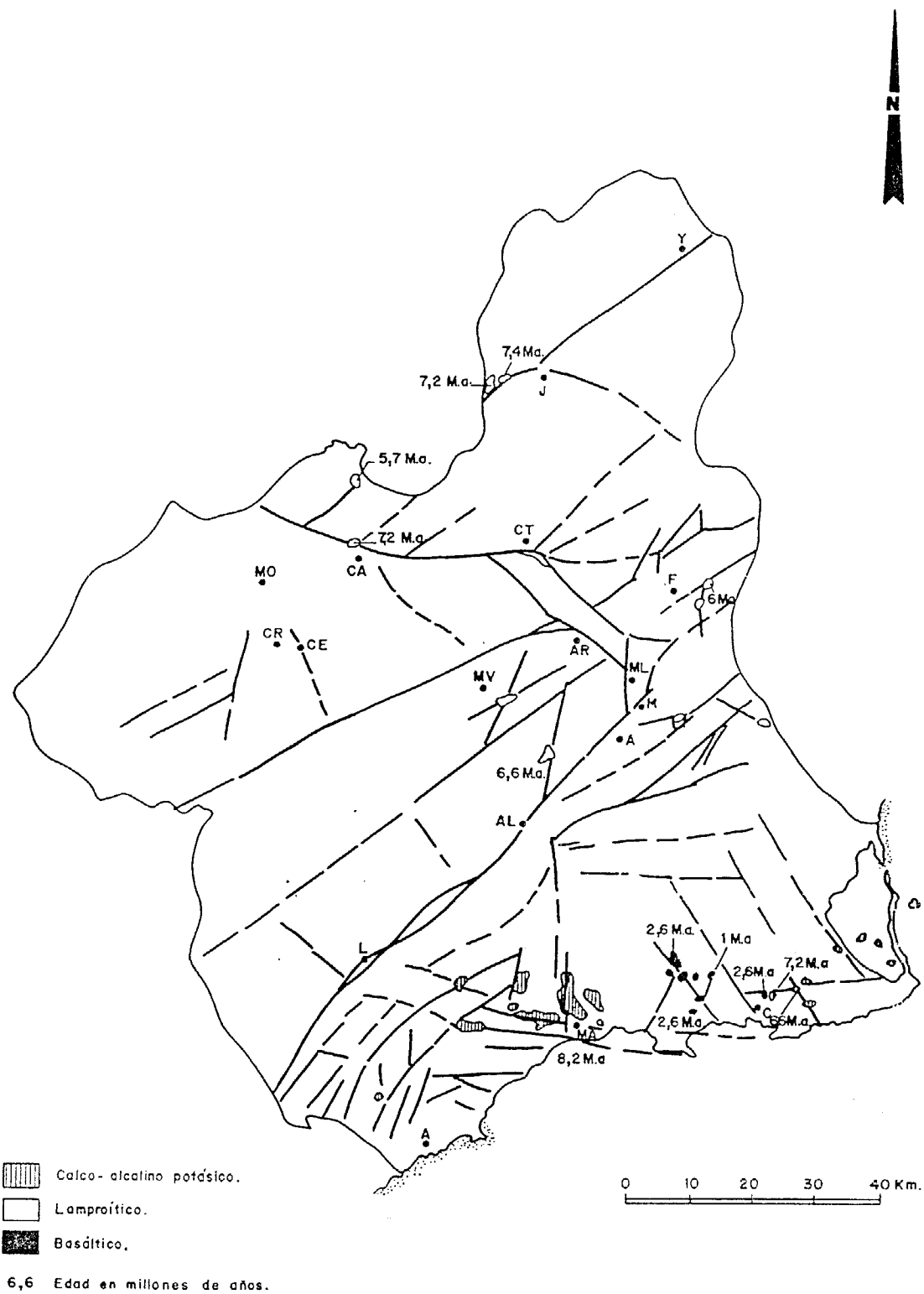
Quizás sean las lamproitas las menos dependientes de los rasgos tectónicos que configuran las cuencas, ya que su puesta en lugar es en un área bastante amplia que abarca varios dominios.

La importante diferencia en espesor cortical que parece deducirse (BANDA y ANSORGE, 1980) a ambos lados del Corredor del Guadalentín encaja bien con el desplazamiento sinistral citado de las fallas NE-SW, que afecta claramente a la corteza y desplaza la zona adelgazada de Alborán hacia el NNE. Este hecho, de indudable valor tectónico, tiene también importancia en cuanto que produjo un claro incremento del flujo térmico de la región y, cuando la distensión casi E-W lo permitió, determinó la salida de material volcánico.

Este material volcánico se halla controlado en numerosos puntos especialmente en la provincia de Almería, por las fallas NE-SW. Igual sucede más al Sur, en el mar de Alborán, en el Atlas africano, etc. En Murcia ha aprovechado también los movimientos distensivos de las fallas N-S (cuenca de Mazarrón), y de las E-W (gracias a la tensión añadida por el reajuste isostático) y parece concentrarse especialmente en el cruce de estos juegos de fallas que se acaban de citar, así sucede en la propia villa de Mazarrón, (Fig.20).

De igual modo, las rocas volcánicas que aparecen en las Zonas Externas o en las cuencas situadas a caballo del contacto con las Zona Internas afloran cerca del cruce de diversos juegos de fallas (Calasparra, Sur de Puebla de Mula, Fortuna) o bien asociadas a fallas o su prolongación bajo sedimentos miocénicos (La Celia, Salmerón, Barqueros).

Este control del volcanismo por parte de las fallas



El volcánismo de Murcia: Características, edad absoluta y su relación con la tectónica

Fig. 20.- El volcánismo de Murcia: Características, edad absoluta y su relación con la Neotectónica.

demuestra a su vez que al menos las más importantes de éstos tiene carácter "litosférico", es decir que atraviesan a la misma; no son por tanto superficiales, sino profundas y a su vez pueden ser las responsables de parte de la sismicidad relativamente profunda (40-150 km) que en numerosas partes de las Cordilleras Béticas se produce.

La presencia de magmatismos tan variados sobre estructuras muy cercanas, y a veces sobre la misma estructura, en épocas también no muy lejanas o coincidentes, hacen que el encaje exacto dentro de un contexto geodinámico sea muy complejo. Es probable que las lavas aquí presentes no resulten de un proceso único, ni de un origen litosférico "homogéneo", sino que sean más bien una combinación de :

- Naturaleza heredada del manto superior-litosfera.
- Diferente potencia de la litosfera.
- Régimen dinámico actuante.

Resumiendo, podemos decir que el magmatismo de esta región está asociado a las fallas del corredor de desgarre que recorre el SE de la Península, como continuación del corredor "Trans-Alboran", y que representa la expresión en superficie de una estructura que afecta a toda la litosfera, litosfera que a su vez es una herencia de la compleja historia de esta parte del Mediterráneo occidental.

Atendiendo a su distribución geográfica, el volcanismo neógeno aparece por vez primera en el borde meridional de la provincia, en el contexto de las Zonas Internas, en curiosa coincidencia con los episodios más tardíos del final del Plioceno. Por otro lado, el episodio volcánico de edad intermedia se da en las Zonas Externas y en las depresiones situadas sobre el contacto con las Zonas Internas, en la vecindad de éste de modo que estos últimos afloramientos son ligeramente más recientes que los que se hallan más al Norte, en el seno de las Zonas Externas. Esta distribución espacial de las manifestaciones volcánicas sugiere que la distensión comenzó al Sur de las Zonas Internas en época preneotectónica, apareciendo más tarde, durante el Tortoniense Superior, en el Norte de la provincia. A partir de este momento se produce una migración de la distensión hacia el Sur, hecho que aplicaría la disminución antes reseñada de la edad de los productos volcánicos a medida que nos desplazamos desde el interior hacia la costa.

Y finalmente conviene resaltar que la edad de este volcanismo concuerda bien con tres eventos tectónicos importantes. El primero de ellos coincide con la etapa "fini-Serravaliense" o "Tortoniense Inferior". El segundo corresponde a uno de los momentos de levantamiento en la Cordillera y lo mismo sucede con el tercero. Recordemos que este levantamiento se superpuso a un campo comprensivo aproximadamente NNW-

SSE y a una extensión perpendicular.

5.3.5. RESULTADO DEL ANALISIS ESTRUCTURAL.

5.3.5.1. Zonas Internas y cuencas asociadas.

No es este sector muy adecuado para el estudio de pequeñas estructuras que permitan ser atribuidas con seguridad a deformaciones neotectónicas. Todos los materiales de los complejos de las Zonas Internas son más antiguos que el Mioceno medio, incluido su metamorfismo. Es evidente que sobre los mismos se han impreso rasgos más modernos pero es difícil separarlos de otros más antiguos. Sin duda, son las grandes líneas de fractura las más adecuadas, pues con más facilidad se puede obtener la edad de sus deformaciones, ya que cortan también a sedimentos neógenos diversos. Pero esto se trata más adelante.

El problema de la edad de las deformaciones también se presenta en los sedimentos del Mioceno Inferior y Medio. En lo que se refiere a los sedimentos del Mioceno Superior en general son muy margosos, poco aptos para el estudio de microestructuras, o están muy cubiertos por materiales del Plioceno y Cuaternario, en general muy detríticos. Por eso se han obtenido ahora pocos datos de microtectónica dado que no se ha hecho un estudio pormenorizado, y aún ayudándose de los publicados (LAROUZIERE, 1985) resultan escasos. Aún así se han realizado con ellos los mapas de direcciones de esfuerzos a los que se alude en el apartado 5.3.5.3.

5.3.5.2. Zonas Externas.

Los datos obtenidos en los materiales neógenos y cuaternarios que afloran, tanto en las Zonas Internas como en las distintas cuencas ubicadas en las Zonas Externas y sobre el contacto de estas con aquellas, han resultado del estudio de superficies de fractura y sus orientaciones así como de estriaciones en cantos de las formaciones conglomeráticas. Asimismo la presencia de pliegues cartografiables ha ayudado a la interpretación cinemática. Los resultados más sobresalientes son:

- Establecimiento de rasgos deformacionales en materiales neógenos e incluso cuaternarios en el entorno de zonas de fallas de ámbito regional como la de Jumilla-Yecla, la de Socovos, la de Bullas-Archena y la del corredor del Segura Medio.
- Movimientos extrusivos de materiales plásticos del Trías a lo largo de dichas fallas que llegan a afectar a materiales pliocénicos y cuaternarios e indican una compresión aproximada NNW-SSE a N-S en época muy reciente.
- Deducción del régimen transpresivo sinistral para

las fallas de Jumilla-Yecla y Bullas-Archena, esta última acompañada de cabalgamientos sobre las áreas deprimidas limítrofes.

- Deducción del régimen transpresivo dextral para la falla de Socovos, la cual llega a cabalgar el Neógeno de Cieza en su terminación oriental.

- Deducción del campo de esfuerzos (ver mapas que se adjuntan en el siguiente apartado) de acuerdo con el siguiente esquema: esfuerzo máximo compresivo según dirección aproximada NW-SE durante el Mioceno superior que pasa a ser NNW-SSE y una extensión de dirección E-W, aproximadamente, con el concurso de fallas NW-SE y NE-SW, entre las que cabe citar la del corredor del Segura Medio y las del Corredor de Puerto Lumbreras-Murcia, éstas ya en Zonas Internas. Como consecuencia de esta situación dinámica y cinemática, se desarrollan diversas cuencas en las Zonas Externas y sobre el contacto Zonas Externas-Zonas Internas.

5.3.5.3. Evaluación del régimen de esfuerzos.

Conviene insistir en que estos mapas son bastante hipotéticos, pues se han realizado con un número muy reducido de datos, en especial los dos más modernos (figs. 21, 22 y 23). Aún así, los resultados son bastante coherentes con los obtenidos en el resto de la Cordillera y mostrados por diverso autores, la rotación del esfuerzo que señalan *OTT d'ESTEVOU Y MONTENAT*, (1985), y diversos trabajos posteriores a éste, y otros autores franceses, aparece más atenuada en las Zonas Internas. En las Zonas Externas. La rotación del esfuerzo máximo compresivo desde la dirección NW-SE o NNW-SSE hacia la N-S, a medida que nos aproximamos al momento actual, se muestra bastante clara y, por otro lado, se aprecian desviaciones respecto a las directrices generales de máximo esfuerzo compresivo localizadas en la vecindad de las trazas de las grandes fallas, sin duda debidas a la anisotropía que representan dichas fracturas. El resultado final es que, mientras las trayectorias del esfuerzo máximo deducidas para el Mioceno Superior se refractan progresivamente hacia el NW en las Zonas Externas, las trayectorias correspondientes al Plioceno y el Cuaternario tiene prácticamente la misma orientación N-S en toda la Región de Murcia. este hecho puede deberse a causas distintas:

A) Desviación a lo largo del tiempo, en las Zonas Externas y en el contacto Zonas Externas -Zonas Internas, de la orientación del elipsioide de esfuerzos, como consecuencia de cambios en la orientación del desplazamiento relativo entre Iberia y Africa. La aparente falta de rotación en las Zonas Internas, y especialmente en el sector más meridional, podría explicarse por la distinta litología de

los materiales implicados y la anisotropía que impone el complicado patrón de fracturas preexistentes.

B) Comprensión máxima N-S, invariable con el tiempo, acompañada de rotación antihoraria de bloques en el ámbito de las Zonas Externas, de modo que las trayectorias actualmente deducibles para el Mioceno superior son el resultado de una deformación continuada en épocas posteriores, tal como indica el modelo de *BARRANCO* (1986) y *VEGAS et al.*, (1987).

C) Asignación de edad a los esfuerzos en base a la edad de los terrenos afectados, lo que conduciría a que parte de los esfuerzos cuaternarios puedan ser erróneamente atribuidos a edades más antiguas.

5.3.6. RESULTADO DEL ANALISIS GEOMORFOLOGICO.

El análisis geomorfológico se ha llevado a cabo siguiendo tanto métodos cualitativos, como cuantitativos, dependiendo del tipo de cuenca y de las relaciones de los depósitos marino-continetales en aquellas zonas en que éste pueda establecerse.

Los análisis cualitativos se han basado prioritariamente en los dispositivos geométricos y espaciales de las diferentes unidades geomorfológicas, fundamentalmente: abanicos aluviales, complejos de playa, barrera-logoon y terrazas marinas. Así mismo se han tenido en cuenta las anomalías geomorfológicas a gran escala tales como algunas capturas y desviaciones de redes de drenaje, consecuencia de movimientos neotectónicos de gran amplitud.

Los análisis cuantitativos o semicuantitativos se agrupan en dos diferentes metodologías, dependiendo de los tipos de depósito. Así en frentes montañosos y sistemas de abanicos aluviales asociados, se han calculado tres índices geomórficos: SL-índice del Talweg que nos detecta anomalías en el perfil de equilibrio de un río; SMf o índice de sinuosidad del frente montañoso que nos da información sobre la actividad tectónica reciente de dicho frente; y el Vf ó índice de relación anchura o fondo del valle/altura de valle, que informa sobre posibles encajamientos anómalos de la red de drenaje.

En definitiva estos Índices Geomórficos nos dan una idea de la mayor o menor actividad tectónica de un determinado accidente, de la existencia o no del mismo cuando no se observa en campo su trazado, y de la mayor o menor actividad tectónica de las fracturas a lo largo del tiempo.

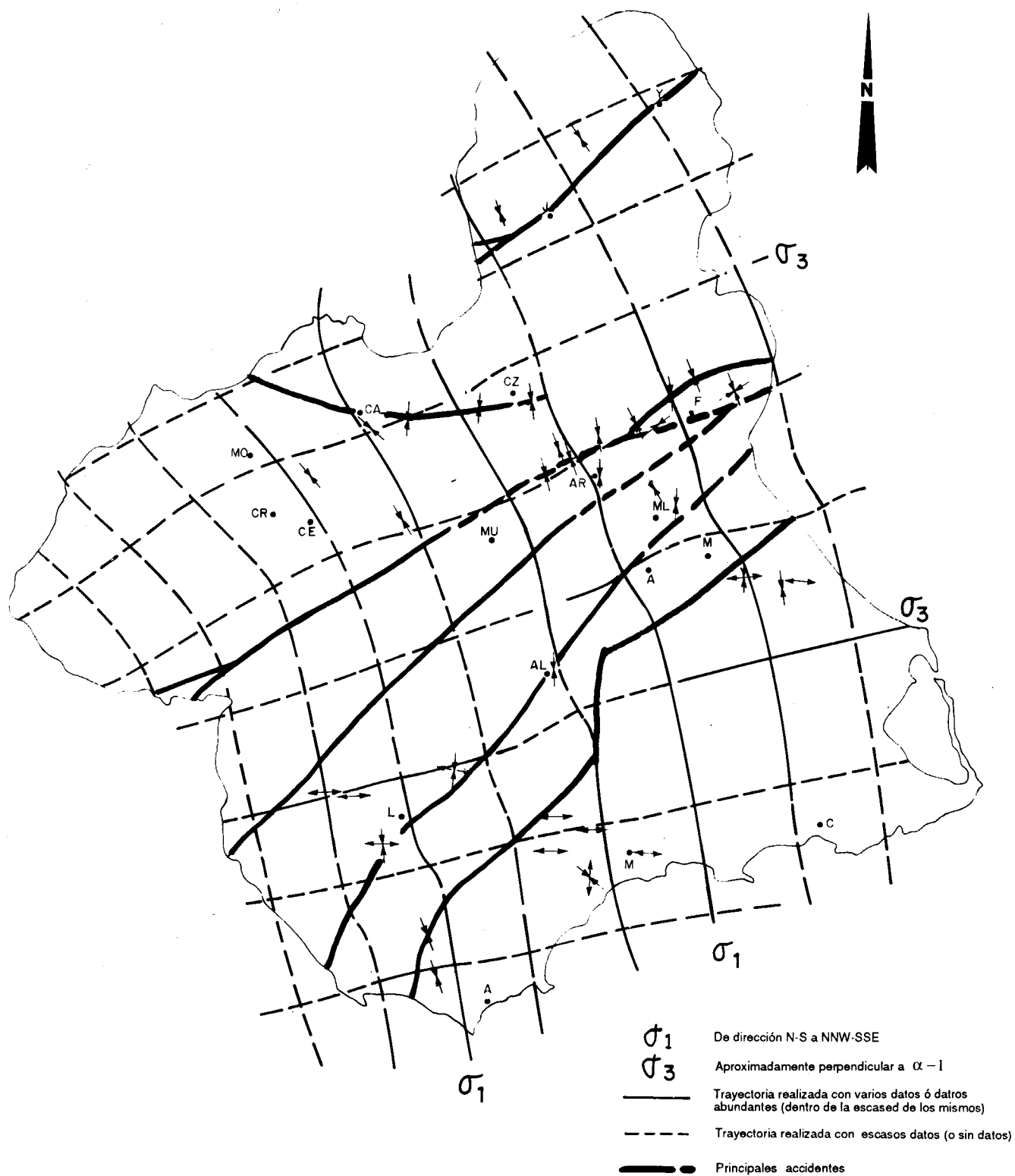


Fig. 21.- Posibles trayectorias de σ_1 y σ_3 deducidas a partir de estructuras que afectan al Tortoniense. Podrían considerarse de edad Tortoniense terminal- Messiniense..

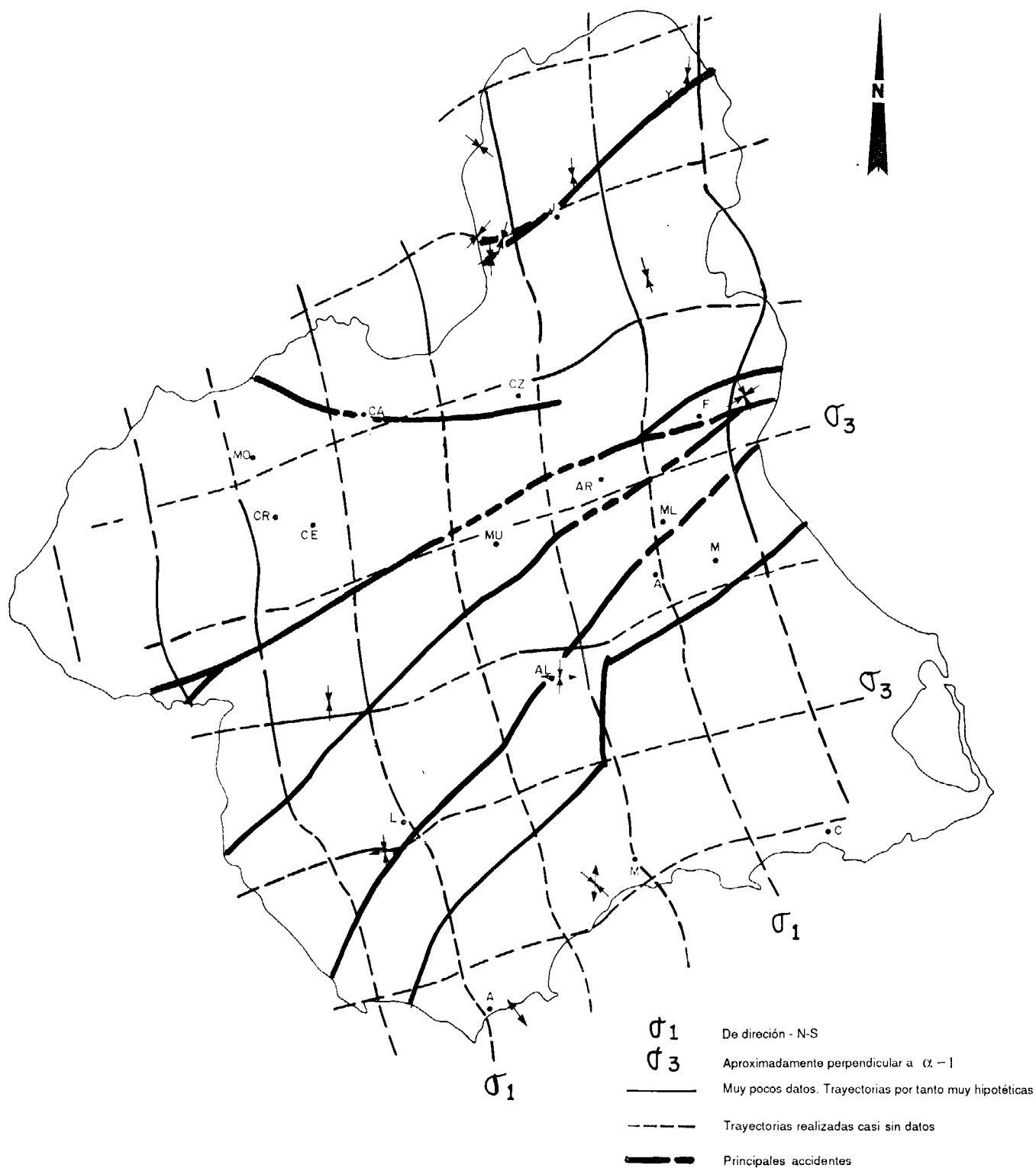


Fig. 22.- Posibles trayectorias de σ_1 y σ_3 deducidas a partir de estructuras que afectan al Mioceno terminal-Plioceno. Podrían considerarse de edad Plioceno Alto.

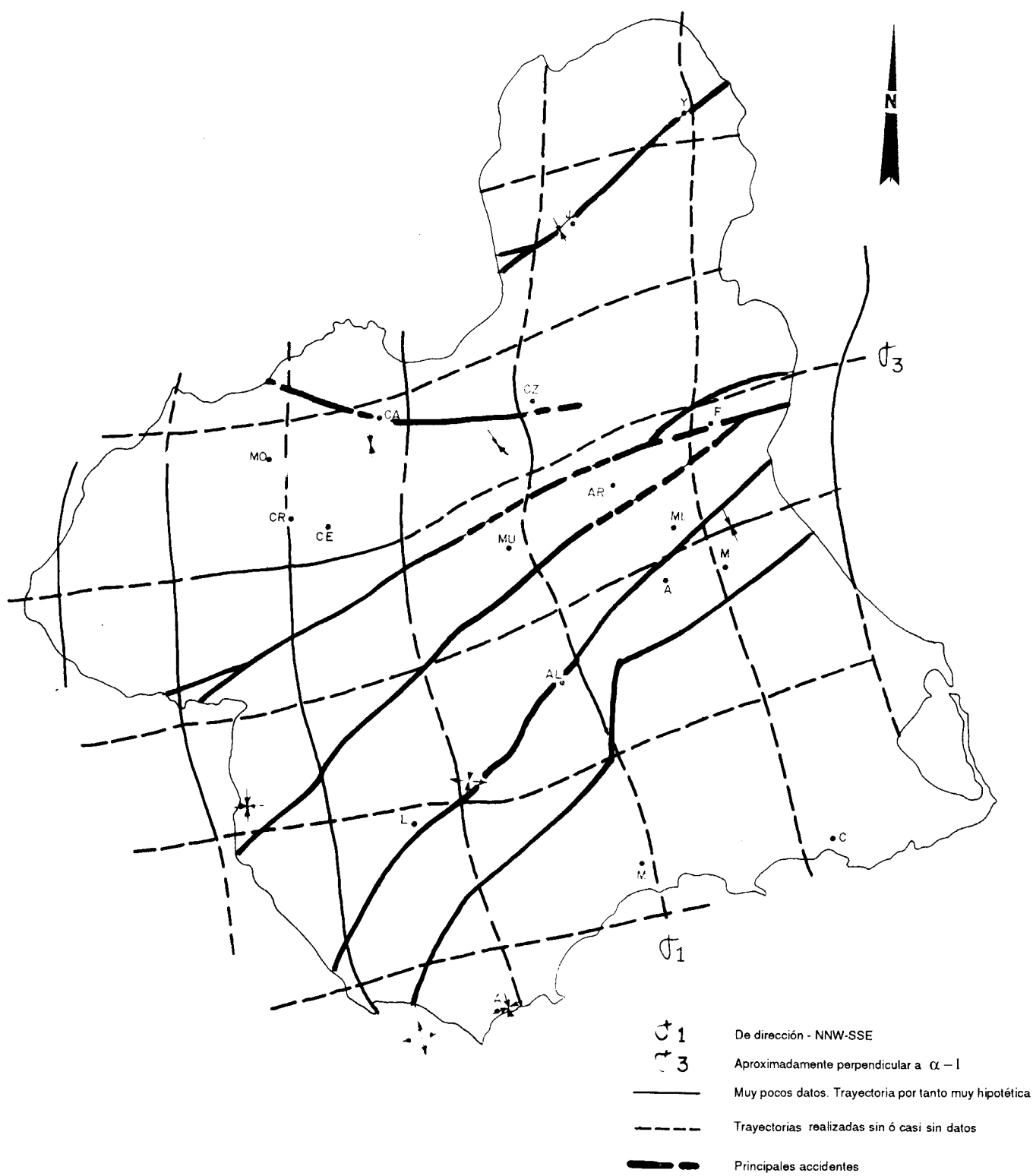


Fig. 23.- Posibles trayectorias de σ_1 y σ_3 deducidas a partir de estructuras que afectan al Pleistoceno. Podrían considerarse Pleistoceno o subactuales.

Por otra parte la combinación de los índices SMf y Vf nos permite asignar a un frente montañoso dado una de las Clases de Actividad Tectónica, (1 a 4 de más a menos activo, BULL, 1977).

En el caso de los depósitos marinos, el mayor control lo ofrecen aquellos que puedan ser datados por varios métodos, es decir, los correspondientes a los últimos 200 ka. De ellos solo se seleccionan aquellos que se corresponden con altas paradas del nivel del mar de tipo global, por ejemplo en el caso de las costas estudiadas, los del Ciclo Tirreniense (Tirreniense I: 180 ka; Tirreniense II: 120-130 ka; Tirreniense III: 85-100 ka) y los del Holoceno (5 ka) representados por unidades morfosedimentarias que son sobre las que haremos la cuantificación y semicuantificación de los movimientos, tomando como nivel cero de las mismas los +2 m actuales.

De aquí se pueden deducir:

- Movimiento horizontal o vertical a lo largo de una fractura en relación con el tiempo.
- Tendencias tectónicas regionales- Mapas de isobatas.
- Tasas de elevación/subsidencia.

5.3.6.1. Zonas Internas.

Para el análisis geomorfológico y de las tendencias de los movimientos se ha dividido este área en dos grandes dominios morfotectónicos, separadas por la gran estructura de carácter sinetral de Palomares-Alhama.

A) Cuencas litorales que se desarrollan al este del corredor de desgarre, y que comprende las cuencas de Campo de Cartagena-Mar Menor y el Arco de Aguilas, y

B) El Corredor del Guadalentín - Segura.

A) Cuencas litorales

Dentro de este dominio se pueden diferenciar por su comportamiento neotectónico: por una parte la Cuenca de Campo de Cartagena-Mar Menor y por otra el Arco de Aguilas, que a su vez comprende la Cuenca de Aguilas, Cope, Ramonete y Mazarrón.

Cuenca del Campo de Cartagena-Mar Menor.

Es la cuenca Cuaternaria de mayor extensión de la Comunidad de Murcia, donde el dispositivo geomorfológico de los depósitos cuaternarios está íntimamente ligado a los procesos neotectónicos.

Tres grandes alineaciones pueden ser distinguidas:

1.- Sistema N 45° E y N 140° E

Aparece como un sistema conjugado y que da origen al contorno actual del Mar Menor. Las fracturas del sistema N140°-160°E, tienen una componente dextral importante. Se diferencian cuatro grandes fracturas:

Fractura de Murta-Cartagena (N 140° E nº 135). Activa desde el Mioceno Superior. Durante el Cuaternario da lugar al sistema de superposición de abanicos aluviales de la rambla de la Murta. Su movimiento dextral desplaza hacia el Sur la Rambla de Fuente Alamo que corre en sentido E-W. La tasa de movimiento de esta fracturas en el área de Cartagena, medida sobre los episodios marinos 105-80 ka (Tirreniense III) da unos valores de 6cm/1.000 años, dando lugar a zonas de subsidencia en su borde SE en donde dicho hundimiento es el responsable de la creación del Almarjal de Cartagena como complejo lagunar.

Fractura de Murcia-Mar Menor (N 140°E, nº111). Esta alineación que actualmente limita la zona del Mar Menor- Cabo de Palos ofrece las mayores tasas de movimiento vertical del SE español 7.5 cm/1.000 años, durante el Pleistoceno Superior. Su actividad durante el Pleistoceno Inferior-Medio da origen a un área de superposición de los diferentes sistemas de abanicos aluviales en el frente montañoso de la Sª de los Villares.

Fractura de Sucina- El Estacio (N140°E, nº134). La reactivación de este accidente durante el Pleistoceno Superior, da lugar a una zona de hundimiento en el área del Seco (Manga del Mar Menor) y en el área que actualmente ocupan las Salinas de San Pedro del Pinatar. Su componente dextral activa durante el Cuaternario, viene marcada por el desplazamiento de la serie marina calcarenítica del Plioceno Superior en la Sª de Columbares. Así mismo los encajamientos de la red fluvial de este área se producen a favor de dicha alineación.

Fracturas de Venta del Lirio-San Javier (N 45°E nº 136). La actividad de la misma condiciona la orientación de los abanicos aluviales de Venta del Lirio durante el Pleistoceno Inferior; así mismo su trazado coincide con las coladas volcánicas de Venta del Lirio datadas en 1 m.a. que se interdigitan con los depósitos de abanicos. Esta alineación corresponde a una franja que se extiende desde Cabo Tiñoso hasta Cartagena y que va a dar lugar hacia el Norte al contorno actual del Mar Menor

en el área de San Javier, donde así mismo se produce la superposición de abanicos aluviales del Pleistoceno Medio.

2.- Flexura del Campo de Cartagena (N 60-70° E nº114).

La cartografía geomorfológica de los depósitos cuaternarios que se desarrollan al pie de las sierras de Carrascoy, Villares, Columbares, Escalona y el Moncayo, muestran unas secuencias complejas de abanicos aluviales desde el Pleistoceno Inferior a la actualidad, cuya disposición espacial, alineaciones de los ápices y distribución de facies viene marcada por alineaciones N60-70° E, semiparalelas al frente montañoso. Se observa una rotación dextrógira en las líneas que unen los ápices de los abanicos, desde N45-50° E para la secuencia del Pleistoceno Inferior (Región de Murcia y parte de Alicante), a N 60° para los del Pleistoceno Medio y por último N70° a N60° para los del Pleistoceno Superior, debido probablemente a los sistemas de fallas N140° - 160° que los atraviesan.

Este tipo de flexuras se relaciona con movimientos de elevación del frente montañoso, distinguiéndose dos tipos en el dispositivo geométrico de los abanicos en relación con el grado de elevación. Por una parte secuencial en superposición cuando el grado de elevación es alto, Sª de los Villares y Sª Columbares, mientras que se originan secuencias en solape (Sª de Escalona) debido a una menor tasa de elevación.

3.- Surco de Subsistencia E-W del Mar Menor (nº 131).

Esta alineación es la responsable del trazado actual de la Rambla de Fuente Alamo, Rambla del Albujón y de la zona de mayor anchura del Mar Menor. Las tasas de subsidencia tomando como referencia el nivel del Tirreniense III (80-10 ka) dan valores de 7cm/1.000 años. Esta alineación controla al mismo tiempo el trazado de la red de drenaje del Campo de Cartagena y su zona más deprimida. Así mismo se relaciona con el antiguo curso del río Guadalentín durante el Pleistoceno Inferior, antes de su captura por el río Sangonera.

La actividad tectónica de esta alineación se traduce en los basculamientos hacia el Sur de las secuencias de abanicos aluviales de la Sierra de Carrascoy durante el Pleistoceno Medio.

Arco de Aguilas.

En general el comportamiento neotectónico del Arco de Aguilas responde a una elevación continua desde el Pleistoceno Inferior. Con valores (medidos para los niveles marinos cuaternarios en la Cuenca de Cope) que van de 0.15 m/1.000 años durante el Pleistoceno Inferior y Medio a 0.05-0.09 m/1.000 años en el Pleistoceno Superior.

En todas las cuencas litorales del Arco de Aguilas los dispositivos de los niveles marinos y depósitos

continentales cuaternarios están controlados por la actividad neotectónica. Un ejemplo claro lo constituye la Cuenca de Cope, donde las fracturas N140° E condicionan el drenaje de las salidas de las paleoramblas que dan origen a los "fan deltas" durante todo el Cuaternario, mientras que las fracturas N20° E controlan la morfología de las paleo-líneas de costa. Consecuencia de ello es el dispositivo geométrico de los episodios marinos alternando con los continentales en solape, debido a la elevación gradual de éste área. Especialmente y en planta se originan formas triangulares (cuñas) debido a la existencia de las dos alineaciones.

Del estudio de los episodios marinos cuaternarios, teniendo en cuenta la altura de cada uno de los episodios que componen las diferentes cuñas, se deduce: elevación del sector central con relación a la zona norte y sur durante el Pleistoceno Inferior Medio. A partir del Pleistoceno Superior (120.000 años) se produce un basculamiento generalizado de la zona costera hacia el Sur, posiblemente debido a la reactivación del accidente N140° E de la Rambla de la Galera, lo que permite la creación de una playa-barrera-lagoon al Norte de Cabo Cope desde hace 120.000 años.

B) Cuencas interiores.

El Corredor del Guadalentín - Bajo Segura

A grandes rasgos sigue una dirección general N-S para cambiar a la altura de Lorca a la N 45° E. Su aspecto morfológico es el de una gran depresión recorrida en la actualidad por el río Guadalentín y bordeada de grandes relieves (Sierra de Almenara, Sierra de Carrascoy, en su borde oriental, y las sierras de Estancias, de la Tercia, de Espuña, y de Crevillente, en su borde occidental). Todos estos frentes montañosos entran en contacto con la depresión mediante grandes sistemas de fracturas que, en general, juegan como desgarres sinestrales, (falla Palomares, N 10-20° E; falla Alhama, N 40-60° E.

Este complicado mosaico de fracturas hace que cada segmento de falla se mueva de manera independiente y que exista un rejuego en la vertical importante, tanto de tipo inverso como normal.

Numerosos rasgos morfológicos, típicos de los accidentes en dirección, pueden observarse al borde de la depresión: Red en Z en el drenaje actual, lomas de obturación, planos de falla con estrías horizontales, etc.

Sobre los materiales neógenos que rellenan esta depresión se instalan los materiales cuaternarios que en general están constituidos por abanicos aluviales, ya que el Guadalentín, de instalación reciente, no lleva asociada ninguna terraza.

- *Borde occidental (Accidente de Alhama).* Independiente del movimiento de desgarre, la componente vertical juega un importante papel en el dispositivo

geométrico de los sistemas de abanicos aluviales cuaternarios.

En el sector de Lorca-Abejuela, el alto grado de elevación del relieve, junto con el de subsidencia acusada de la Cuenca durante el Pleistoceno Inferior-Medio, provoca la superposición de los abanicos. El movimiento del Accidente, en este caso inverso, se ha llevado a cabo mediante impulsos, al menos posteriormente al inicio de la generación de los abanicos (discordancia entre Pleistoceno Inferior y Pleistoceno Inferior-Medio). En un momento determinado dicho movimiento cambia de sentido amortiguándose el impulso positivo del frente montañoso, o "paralizándose" la subsidencia, lo que produce la retrogradación de los aportes.

Por último, los abanicos del Pleistoceno Superior y Holoceno se encajan en los anteriores debido a que el poder de encajamiento de los barrancos en estos periodos es más rápido que la velocidad de elevación del frente montañoso, lo que permite el que los barrancos puedan encajarse y dejar sus depósitos aguas abajo.

En la Zona de Totana (borde de la Sª de Tercia), el dominio fundamental del movimiento en desgarre del Accidente permite la formación de lomas de obturación una vez iniciada la sedimentación del sistema de abanicos del Pleistoceno Inferior, lo que origina la formación de cuencas prácticamente cerradas entre el relieve fundamental y el creado por las lomas. Entre este último relieve recién formado y el eje de la Cuenca se forma un área fuertemente subsidente de tal manera que los abanicos del Pleistoceno Medio-Superior y Holoceno, se superponen a las secuencias de los anteriores.

En el sector de Alhama-Alcantarilla (nº 130) con el grado de elevación del frente montañoso y de la subsidencia en la cuenca, se dan las menores potencias de sedimentos en los abanicos. La discordancia que se observa entre las secuencias del Plio-Pleistoceno y las del Inferior Medio-Superior debe tener su origen en un reajuego del Accidente.

En planta, el movimiento de desgarre sinetral del Accidente de Alhama, se aprecia claramente en el dispositivo de los sistemas de abanicos Plio-Pleistocenos; así los más antiguos se encuentran situados cada vez más al Sur del punto de emisión actual, en este caso la Rambla Alta.

- *Borde oriental.* Vuelven a repetirse los mismos dispositivos que vimos en el borde occidental; tan solo resaltar que aunque los accidentes (Palomares, Falla de Hinojar, Falla de Carrascoy) que bordean estos relieves funcionan también como desgarres, la creación de rasgos morfológicos en relieve (lomas) durante el Cuaternario, es mucho menos acusada.

Un rasgo geomorfológico muy interesante es el fenómeno de captura que ha sufrido el antiguo

Guadalentín. La potencia (>80 m) de los depósitos correspondientes a sistemas de abanicos aluviales que hoy en día se observan frente al codo que actualmente realiza éste antes de dirigirse hacia el Norte, entre los relieves de la Sª de Almenara y Carrascoy, sugieren su transporte a través de un curso importante que posiblemente se dirigía hacia el este para desembocar en la zona del Mar Menor durante el Pleistoceno Inferior. Posteriormente la elevación del bloque situado entre las dos sierras bloqueó dicha salida y favoreció la erosión remontante del cauce del Sangonera lo que provocó la captura del Guadalentín por éste.

La aplicación de los índices geomorfológicos a los diferentes frentes montañosos que componen los bordes de la depresión, revela que todos los sectores estudiados entran dentro de la Clase tectónica activa (1 y 2), siendo ésta actividad mayor en los tramos de Abejuela-Lorca y Lorca-Totana dentro del accidente de Alhama; y el de la Sª de Carrascoy mayor que el de Almenara e Hinojar dentro de la alineación de Palomares.

En general, tanto para los frentes del Sector oriental como para los del occidental, existe un descenso de las tasas de levantamiento y/o subsidencia hacia el Norte dentro de lo que es el Corredor.

Sector del Bajo Segura.

Está condicionado por una fuerte subsidencia que se inicia en el Pleistoceno Inferior y que se continúa en la actualidad. El origen de esta cuenca está relacionada con los movimientos dextrales de las alineaciones N140-160° (Falla de San Miguel, Falla Murcia-Cabo Palos) que dan origen a una zona distensiva en el área del Bajo Segura; así como al funcionamiento de accidentes de dirección general E-W que hacen funcionar como área de elevación la zona de Sierra del Cristo -El Moncayo.

El comienzo de actuación de este área como drenaje del Río Segura, viene dado por la edad de la Formación " Los Conglomerados del Segura", Pleistoceno Inferior-Medio, que desde la Zeneta se observan hasta Rojales, y que consisten en "fan deltas" dejados por el Río Segura en una especie de Surco de poca profundidad pero muy subsidente y conectado con el mar.

De los datos aportados por la cartografía geomorfológica y de los depósitos del Cuaternario, podemos deducir que existe una actividad tectónica muy importante una vez iniciado el Pleistoceno Inferior, pero lo que da origen a la configuración del paisaje tal y como hoy en día lo observamos es herencia de una "fase" que se produce aproximadamente en el paso Pleistoceno Inferior-Medio, hace unos 700.000 años.

5.3.6.2. Zonas Externas.

En las Zonas Externas, la cartografía de las diferentes unidades geomorfológicas cuaternarias revela la actividad tectónica reciente de numerosos accidentes cuyas direcciones generales pueden agruparse en tres conjuntos : los NE-SW, los N140 E, y los E-W.

Reflejo geomorfológico de la actividad de los accidentes NE-SW.

El rasgo más característico es la ausencia de golfos casi constante que se observa en la zona de ápice de los sistemas de abanicos aluviales, de tal forma que el contacto entre glacis, abanicos, piedemontes y el relieve es generalmente muy rectilíneo. Dicho fenómeno es constante lo largo del tiempo, observándose incluso en las unidades geomorfológicas del Pleistoceno Superior.

En muchos casos estas alineaciones tectónicas controlan el trazado de la red con rectificaciones importantes en algunos arroyos: zona al NW de Jumilla, NE de Cieza, et. Encajamientos anómalos se observan de manera muy evidente en el río Mula y la rambla de la Raja.

Los accidentes de dirección N 140 E son los que provocan el mayor número de anomalías ligadas a los depósitos en la zona de Calasparra: basculamientos en los sistemas de abanicos del Plio-Pleistoceno y Pleistoceno Inferior y Medio. Pero quizás el rasgo geomorfológico más significativo es el que se observa en el trazado actual del Río Segura entre Cieza y Murcia y al NW de Calasparra.

Asociados a estructuras de dirección E-W en el área comprendida entre Calasparra y Cieza se observan numerosas anomalías geomorfológicas, algunas de ellas relacionadas con la elevación regional de bloques: trazado del Río Segura con encajamientos bruscos en algunos de sus tramos, alineaciones de crestas, ejes de pliegues afectando tanto a los abanicos como a los sistemas de glacis, etc.

5.3.7. PRINCIPALES ESTRUCTURAS: LAS GRANDES FALLAS NEOTECTONICAS.

Son dos los tipos de estructuras que se pueden distinguir; los pliegues y las fallas. Los primeros aparecen esencialmente subordinados a las fallas, aunque ambos, pliegues y fallas se hayan formado por causa del sistema de esfuerzos existente. Así dentro de las Zonas Internas de la provincia de Murcia se puede distinguir el abombamiento anticlinal del Lomo de Bas, al Norte de Cabo Cope, congruente con las comprensiones casi N-S, pero limitado por fallas que han determinado también parte del propio abombamiento. De igual forma la estructura "grosso modo" anticlinal del Norte de Sierra Almenara también está relacionada con el desplazamiento de este sector hacia el Norte por causa de las

fallas que lo limitan.

Como ya se ha mencionado, en las Zonas Externas se observan pliegues, de escala métrica a cartográfica, en los materiales de relleno de las cuencas. A lo largo de la falla de Bulla-Archena se pueden citar: terrazas y travertinos plegados; sinclinales volcados en el Mioceno Superior (Sur de la Sierra de Ricote, SE de Macisbenda o al Sur del Pico Madroños, en la cuenca de Caravaca) y anticlinales más o menos fallados (Caprés, Sierra de la Espada). Otras estructuras de plegamiento, asimismo afectadas por fallas, aparecen en el seno de las cuencas, como se pueden observar en la de Caravaca y en la de Mula y Fortuna.

Tanto en las Zonas Externas como en las Zonas Internas presentes en Murcia son tres, considerados de forma simplificada, los juegos de fallas importantes. Tienen direcciones NE-SW a NNE-SSW, E-W a N60 y NW-SE. Existen también fallas casi N-S, algunas importantes.

Sin duda es el juego NE-SW a NNE-SSW el más importante con diferencia. Hay que señalar de forma muy destacada a la falla de Lorca-Alhama de Murcia, que pasa hacia Alicante por Orihuela, y también a la falla de Palomares (en Almería) que continúa hacia el Norte por el Oeste de las Sierras Almagrera y Almenara, y que debe de seguir bajo sedimentos cuaternarios hasta el borde occidental de la Sierra de Carrascoy y de igual modo pasa por Alicante. En realidad estas fallas no corresponden a una sola superficie, sino que bien al contrario son numerosas las superficies de fallas del borde oriental de la Sierra de Tercia, las Fallas que limitan la Sierra de Enmedio, el enjambre de fallas existentes en el borde occidental de la Sierra de Carrascoy, etc. En su conjunto forman una estrecha y subsidente banda, a modo de fosa tectónica compleja que atraviesa la provincia, y en la que entre otras numerosas poblaciones se asienta Murcia (fosa del Guadalentín). La complejidad de esta fosa no sólo se produce por las numerosas superficies de fallas del juego citado, sino porque otras fallas NW-SE, conocidas en numerosos casos por geofísica, la subdividen, creando sectores de subsidencias diferenciales muy notables, con espesores de relleno neógeno y cuaternarios también muy variables. El inicio de la actividad de esta larga y estrecha fosa hay que situarlo posiblemente en el Tortonense Superior, pero indudablemente continúa siendo activa.

Las fallas del juego NW-SE son mucho menos importantes al menos según se observa en superficie. Así las vemos delimitar los bordes Suroccidental y nororiental de la cuenca de Lorca, fundamentalmente con movimientos verticales normales. Sin embargo, los datos geofísicos existentes en la región del Mar Menor muestran la existencia de tales fallas, posiblemente importantes y con sismicidad relacionada.

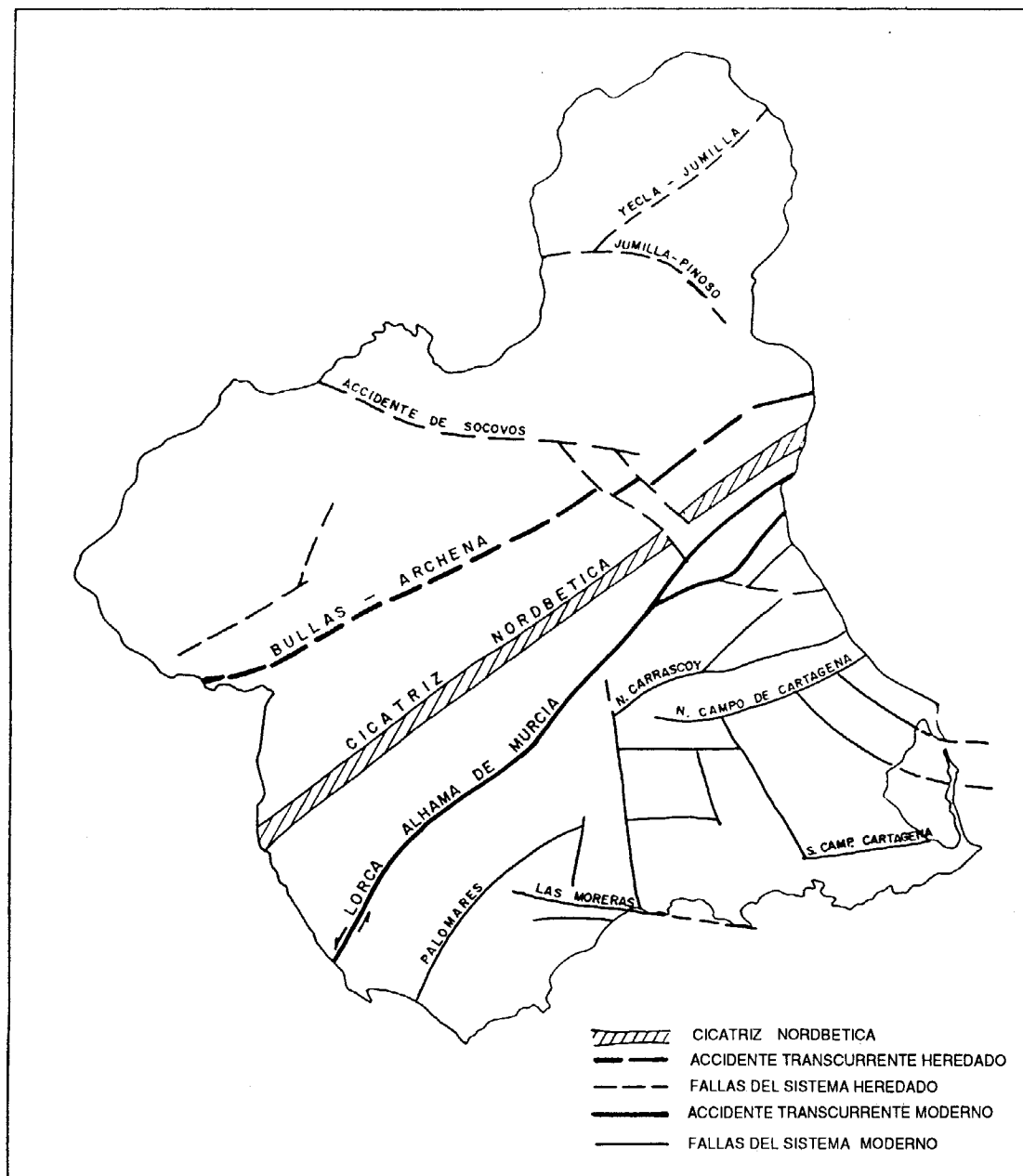


Fig. 24.- Las grandes fallas neotectónicas de la Región de Murcia.

La observación detallada del mapa general y del esquema de fracturación (Fig. 24) muestra que la situación cambia cuando se pasa al N del contacto Zonas Externas-Zonas Internas, que divide la provincia en dos partes casi iguales. En efecto, en la mitad septentrional las familias de fallas más destacables son la NW y la NE. Las NW son, por ejemplo, las del corredor del Segura Medio, las del borde NW de la cuenca de Mula y su prolongación hacia el N y la mayor parte del complicado contorno de la cuenca de Caravaca. En el extremo N de la provincia aparecen algunas fracturas subparalelas a la de Jumilla-Yecla y atravesando la Región aparecen las grandes fallas ENE, como la de Bullas-Archena con dirección próxima a N60E, que han actuado como fallas sinistral e inversas. También es destacable la falla de Socovos, de dirección N125E y régimen dextral, que progresivamente se hace inversa hacia su extremo oriental al par que adquiere la dirección E-W.

Dentro de las Zonas Internas, las fallas de dirección próxima a la E-W son importantes; sin embargo buena parte de sus movimientos se han producido en un periodo, dentro del Neógeno, considerado pre-neotectónico. Aún así algunos de sus movimientos afectan al Neógeno Superior. Dentro de este juego de fallas hay que señalar la posible existencia de dos largas zonas de fallas. Una de ellas al Norte de los relieves de la zona de Mazarrón, Cartagena, Cabo de Palos. De igual modo, al Sur de esta zona, pasando por las proximidades de Cabo Cope pueden situarse, fundamentalmente en el mar, otra falla importante.

Existen también varias fallas de dirección aproximada N-S, sobre todo en los bordes occidental y oriental de la cuenca de Mazarrón y las que aparecen en las cuencas de Mula y de Fortuna. Todas estas fallas junto a otras descritas en párrafos anteriores, parecen haber actuado como fallas normales profundas que permitieron la salida de materiales volcánicos en diversas fases durante el periodo neotectónico.

Por último hay que citar el contacto entre las Zonas Internas y Externas, geológicamente muy importantes, pero que desde el punto de vista de la Neotectónica no parece tener relevancia, pues lo esencial de sus movimientos se produjo anteriormente, aunque no hay que olvidar que es una zona débil sometida aún a reajustes isostáticos.

5.3.8. IMPORTANCIA DE LOS MOVIMIENTOS DE LAS FALLAS.

La evaluación de los desplazamientos de fallas no suele ser generalmente fácil, especialmente los horizontales por faltar elementos de referencia. Sin embargo en el conjunto de las fallas NE-SW sí se podrán dar órdenes de valor relativamente fiables al cortar transversalmente a estructuras preexistentes.

De las fallas E-W se conocen desplazamientos seguros de varios kilómetros en el corredor de las Alpujarras (provs. de Granada y Almería) y se estima que los valores reales puedan superar decenas de kilómetros. (SANZ de GALDEANO et al. 1985).

Estas fallas E-W han sido cortadas y desplazadas hacia el NNE gracias al movimiento de las fallas NE-SW a NEE-SSW y aparecen actualmente en los sectores de Aguilas, Mazarrón y posiblemente al Norte y Sur de la zona de Mazarrón, Cartagena, Cabo de Palos. Sin embargo no podemos correlacionar unívocamente cada una de estas fallas E-W del sector murciano con sus equivalentes en Almería. Por otra parte se estima que la Sierra Cabrera, (en Almería) se continúa geológicamente en las Sierras Almagrera y Almenara (en Murcia). (Son muy claros en estas sierras los enormes arrastres que han formado los movimientos sinistral de las fallas NE-SW). (OTT d'ESTEVOU y MONTENAT, 1985).

El valor del desplazamiento total de las fallas NE-SW a NNE-SSW varía si se toma como punto equivalente de Sierra Cabrera una posición próxima a Aguilas o si se toma el Norte de Sierra Almenara. En cualquier caso se ve que son muy importantes y se han desarrollado desde finales del Tortonense al Plioceno, siendo probable que continúen actuando actualmente.

Sin embargo los saltos modernos más visibles en estas fallas NE-SW a NNE-SSW son los verticales, excediendo en algunos puntos los 500 m y afectándose incluso los depósitos cuaternarios. Valores de saltos del orden de una, dos o tres centenas son corrientes. En general la apreciación de estos saltos corresponde a valores mínimos. Los movimientos verticales de los otros juegos son aproximadamente equivalentes en muchos casos.

En las Zonas Externas se poseen algunos datos. Así los sistemas NW-SE de la Cuenca de Caravaca, aparte de producir saltos en la vertical de varios centenares de metros, parecen registrar un salto en dirección del orden de 0.5 km a juzgar por el desplazamiento producido por el sistema Yunquera-Mancheño en la estructura sinclinal que afecta incluso al Plioceno. En lo referente a la falla Bulla-Archena, si se tiene en cuenta la poca inclinación de las microestructuras lineales asociadas, y se da por sentado que el salto vertical, más o menos sincrónico, es importante, como puede deducirse de los rasgos fisiográficos y del cúmulo de sedimentos en las áreas adyacentes, parece más que probable un apreciable salto horizontal, que por el momento es imposible evaluar. Algo parecido puede pensarse asimismo de la falla de Socovos, con materiales neógenos y cuaternarios fuertemente deformados a lo largo de su traza.

Los valores de tasas de movimiento obtenidas en base a dataciones absolutas, y por tanto con cierta

objetividad, se han deducido en general partiendo de los episodios marinos cuaternarios de la zona litoral y así podemos señalar que:

- Los valores mayores en movimiento vertical para el Pleistoceno Superior se obtienen en la falla W de Cabezo Gordo (nº 111), de dirección N 140°E, con tasas de 7.5 cms/1.000 años, obtenidos en la costa.
- De la falla de Cartagena (nº 135), también N140°, se obtienen tasas de 6 cm/1.000 años.
- Las tasas de subsidencia mayores corresponden a la zona deprimida entre Fuente Alamo y el Mar Menor, con tasas de hundimiento en el Pleistoceno Superior de 7 cm/1.000 años.
- Por el contrario se han detectado tasas de elevación para la cuenca de Cope de 50 cm/1.000 años, desde hace 1.6 Millones de años hasta hace unos 180.000 años, y de 5-9 cm/1.000 años en los últimos 180.000 años.

5.3.9. AREAS DE IMPORTANCIA NEOTECTONICA.

Las deformaciones neotectónicas, aunque pueden ser generalizadas y haberse dado con distinta intensidad en buena parte de la provincia, se captarán, sólo donde existan materiales recientes y principalmente en aquellos sectores que han servido de asiento a las cuencas neógenas. En consecuencia, cuando se citan la áreas de importancia neotectónica, nos referimos a sectores en los que se ha podido observar los efectos de movimientos recientes y que serán siempre más restrin-

gidos que los sometidos realmente a esas deformaciones.

Sin duda es la Cuenca del Guadalentín-Bajo Segura o corredor de Puerto Lumbreras-Murcia el área que muestra rasgos verdaderamente espectaculares con la fuerte subsidencia que en ella se produce y que constituye verdaderamente un muestrario de los rasgos morfológicos de una región activa.

Dentro de las Zonas Externas se pueden reseñar varias áreas de notable deformación neotectónica, como son las bandas de Jumilla-Yecla y Socovos-Calasparra-Cieza, así como una amplia zona a ambos lados de la falla de Bullas-Archena, que sobrepasa hacia el Sur el contacto Zonas Externas-Zonas Internas y alcanza el corredor de Puerto Lumbreras-Murcia. En esta zona se hallan la cuenca de Caravaca y de las de Mula y Fortuna, estas últimas separadas por el corredor del Segura Medio.

Por último, hay que resaltar que la franja del contacto Zonas Externas-Zonas Internas, dentro de la Región de Murcia, no presenta evidencias claras de deformación neotectónica, en parte debido a que no existen materiales apropiados a lo largo de su traza en su mitad oriental y, en parte, por estar oculto dicho contacto bajo fuertes espesores de sedimentos en su mitad occidental. De todos modos y aunque debe tratarse de un contacto sellado a partir del diastrofismo orogénico, no puede descartarse totalmente como banda neotectónica. Tanto en el Mar Menor, como en la zona litoral entre Aguilas y Cabo de Palos, son los episodios marinos cuaternarios los que ofrecen innegables rasgos de actividad neotectónica.

6. EL MAPA SISMOTECTÓNICO.

6.1. INTRODUCCION.

Es bien sabido que los terremotos representan uno de los fenómenos naturales más terroríficos para la humanidad. Las referencias históricas indican la existencia de gran cantidad de terremotos que causaron cuantiosos daños, tanto en pérdidas humanas como económicas. A pensar de la constante amenaza de destrucción solamente poseemos un rudimentario conocimiento de las causas de los terremotos. Ahora se está comenzando a desarrollar un conocimiento básico de alguno de los procesos físicos que producen tales eventos destructivos.

En cualquier caso, un documento de este tipo es siempre un avance para ir conociendo los riesgos de cada región, ya que por lo general, hasta que no se sufre un terremoto destructivo no se atrae la atención sobre este aspecto. Para la evaluación de los riesgos sísmicos es fundamental conocer el funcionamiento pasado de la falla sismogénica o sismotectónica y así poder predecir su futuro funcionamiento. Pero esta evaluación se puede y se debe realizar teniendo en cuenta los datos instrumentales, históricos y prehistóricos (paleosismicidad) que nos ofrezcan alguna información sobre la localización, regularidad, recurrencia y magnitud de este evento. Para los eventos anteriores a la información instrumental debemos extraer información histórica lo más completa posible. Para los que son anteriores a las referencias históricas locales, nuestra única fuente de información sobre pasados terremotos es la geológica.

Según la European Seismological Commission (PAVONI, 1985), un mapa sismotectónico es aquel que ilustra de manera concisa la relación entre la tectónica y la ocurrencia de terremotos en una determinada región. La finalidad de dicho mapa es dar un esquema de los movimientos tectónicos y fallas que causan terremotos.

El mapa sismotectónico intenta ser lo más claro y objetivo posible, evitando excesos de interpretación.

Por otro lado, no es un mapa probabilístico, aspecto a tratar en un mapa de riesgo sísmico.

La escala utilizada 1:200.000 es adecuada a tenor de la precisión de los datos sismológicos de la Región de Murcia.

La información de este mapa es fundamental en estudios de predicción y de riesgos sísmicos (microzonación y ordenación territorial, ingeniería civil).

6.2. METODOLOGIA.

Las fases seguidas (Fig. 25) han sido:

- Recopilación de datos sismológicos. Proporcionados básicamente por el IGN a partir de su catálogo actualizado hasta mitad del año 1990.
- este catálogo fue revisado, criticado y completado a partir de otras publicaciones.
- Almacenamiento en una base de datos de esta información.
- Representación en el mapa de la situación epicentral de los terremotos, indicando las principales características de los mismos, tales como: si son históricos o instrumentales, su intensidad o/y magnitud, su profundidad y "errores" en la situación epicentral y profundidad. Por otra parte, se representarán las isosistas de los principales terremotos.
- Análisis y estudio de algunos parámetros sísmicos determinados, así como de mecanismos focales.
- Síntesis de los elementos más importantes del mapa neotectónico, elaborado con la metodología ya discutida.
- Relación sismicidad-tectónica. Intento lo más objetivo posible de relacionar los terremotos con

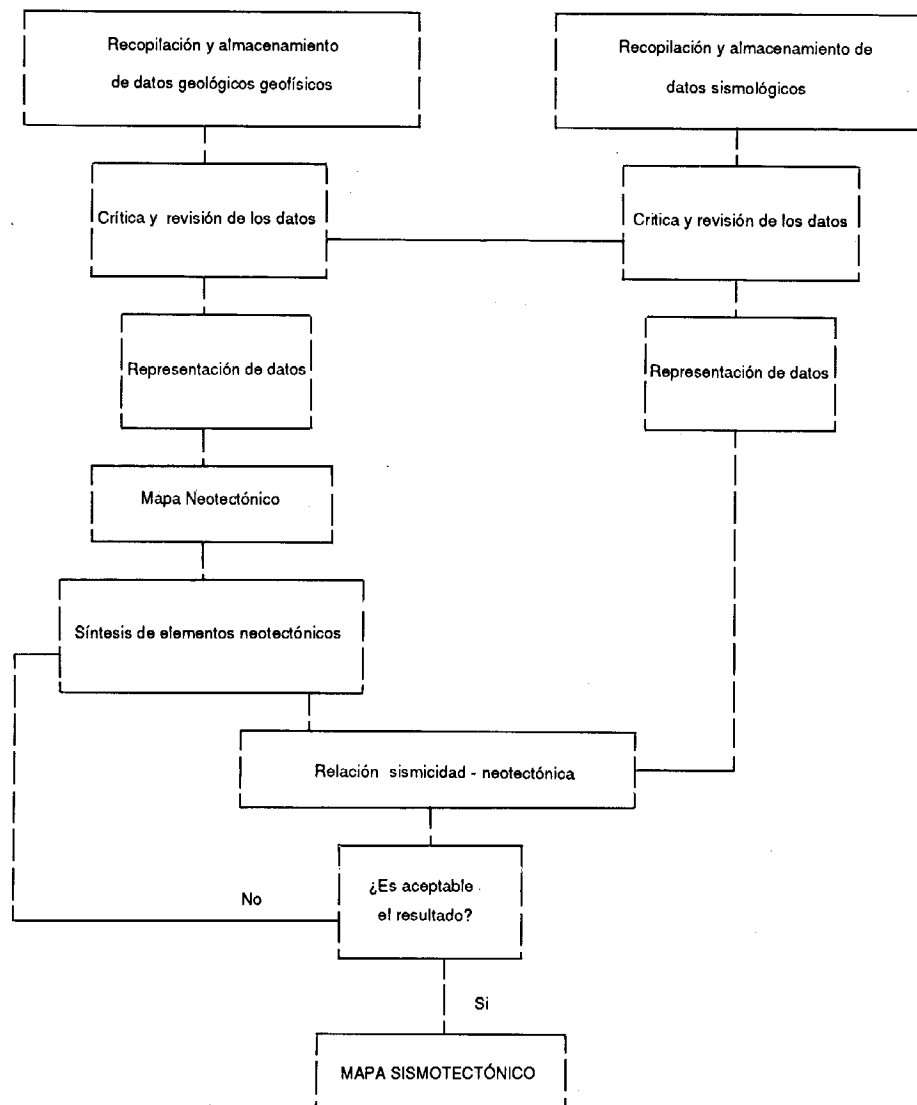


Fig. 25.- Esquema de la metodología utilizada en la confección del mapa sismotectónico.

fallas o elementos neotectónicos, conscientes de la inhomogeneidad y falta de precisión de los datos. Esta fase ha supuesto un bucle, puesto que ha implicado una crítica continua de los datos originales.

6.3. SISMICIDAD.

6.3.1. ENCUADRE REGIONAL.

La sismicidad de la Región de Murcia se encuadra en la sismicidad que afecta al Sur de la Península Ibérica y que se extiende hasta la zona del Magreb, en el Norte de Africa (Fig. 26). Esa sismicidad se debe a los procesos cinemáticos originados por el movimiento diferencial de las placas tectónicas Europea y Africana. Así pues, esa zona E-W con sismicidad corresponde a un límite de placas continentales relativamente ancho, donde se dan procesos cinemáticos complejos que han sido interpretados de manera muy diversa. Otro aspecto que aumenta la complejidad es la banda sísmica NNE que va desde el Atlas al Levante español. Murcia se sitúa en la intersección de ambas bandas.

6.3.2. MACROSISMICIDAD.

6.3.2.1. Tipo de datos.

Los datos tratados corresponden a terremotos cuyos epicentros caen dentro de la Región de Murcia y

en su zona marítima próxima. También se consideran las isosistas de terremotos relevantes próximos, como el de Torre Vieja de 1829.

La división entre sismicidad histórica e instrumental viene propiciada por la instalación de equipos instrumentales. El primero empieza a funcionar en 1899 pero es a partir de 1961 cuando se instalan nuevos equipos que permiten caracterizar mejor la sismicidad. Así, se pueden considerar, bien el año 1900, bien el 1960 como límites entre ambas épocas. Para este trabajo se ha seguido el catálogo del IGN que elige el año 1960.

Es necesario indicar la inhomogeneidad de los datos sísmicos tanto espacial como temporalmente. Espacial debido a la densidad diferencial de población; temporal debido a la progresiva modernización. Este aspecto puede llevar a considerar zonas pobladas "más activas" en relación a otras más desérticas.

Los parámetros sísmicos tratados han sido: intensidad máxima (I), magnitud (M), y localización del terremoto (epicentro y profundidad) con sus "errores". La intensidad viene dada según la escala MSK, que es la que se utiliza en España en la Norma Sismo-resistente (1974). Define los efectos producidos en las personas, construcciones o en la naturaleza mediante 12 grados que aumentan de I a XII según su destrucción. Es el parámetro fundamental dado en los terremotos históricos. La magnitud la da el valor m_b (amplitud de la

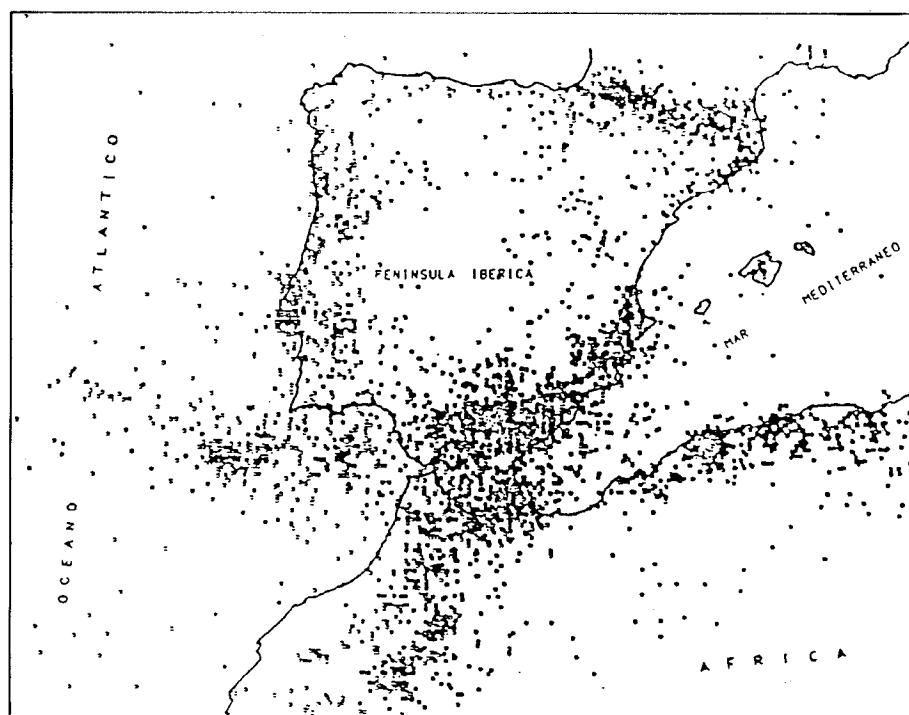


Fig. 26.- Sismicidad en el área Ibero-Magrebí (MEZCUA y MARTINEZ SOLARES, 1983).

onda P) y es el parámetro típico de la época instrumental.

El "error" en la situación epicentral de un terremoto viene dado en kilómetros; se ha de indicar que el "error" es en realidad una incertidumbre probabilística; o sea, existe una altísima probabilidad de que el terremoto haya ocurrido dentro del radio delimitado por ese número. Por último indicamos que otro rasgo utilizado es la distribución de la intensidad en superficie, o sea, el trazado de las isosistas de terremotos en las que se ha calculado.

En relación con el resto de España, la Región de Murcia se halla en una zona de sismicidad media-alta, considerada la Península Ibérica a su vez como de sismicidad moderada (MARTINEZ SOLARES y HERRAIZ, 1986). La tasa anual de terremotos con $I \geq V$ es doble en Murcia que en la media de la Península.

En la figura 27 aparecen el número de terremotos que con diferente intensidad han ocurrido en la Región Murciana y zonas adyacentes cada década desde 1820. Se ha elegido esa fecha ya que a partir de ella se puede considerar que el catálogo de terremotos con $I \geq V$ se presenta completo y homogéneo (LÓPEZ CASADO y SANZ de GALDEANO, 1986 a). Se observa cierta tendencia cíclica con unos máximos como los de los años 1900-10 o 1940. Resulta preocupante los pocos sismos de gran intensidad ocurridos en la última década, lo que

amenaza una liberación sísmica en corto espacio de tiempo.

La profundidad de los terremotos aparece esquematizada en la figura 28. Se observa la tendencia a agrupar terremotos en profundidades artificiales utilizadas según conceptos históricos: terremotos superficiales (5 y 10 km), corticales (20 y 33 km) y subcorticales (60 km). Se aprecia claramente como la mayoría son superficiales. Los más profundos de la Región de Murcia, con más de 20 km son:

4-9-1959	Valentín	34 km	I-228
12-4-1977	S. Cartagena	60 km	I-109
1-4-1981	Moratalla	26 km	I-138
11-7-1986	Alcantarilla	27 km	I-123
1-4-1987	Santomera	37 km	I-086

6.3.2.2. Sismicidad histórica.

En algunas partes del mundo, las referencias históricas proporcionan una información relativamente completa sobre los terremotos más importantes en los pasados siglos. No obstante, aun en estos casos, la información histórica es de valor mínimo para determinar el tiempo de recurrencia entre los eventos importantes. En regiones tectónicamente activas, la recurrencia de terremotos importantes sobre una parte

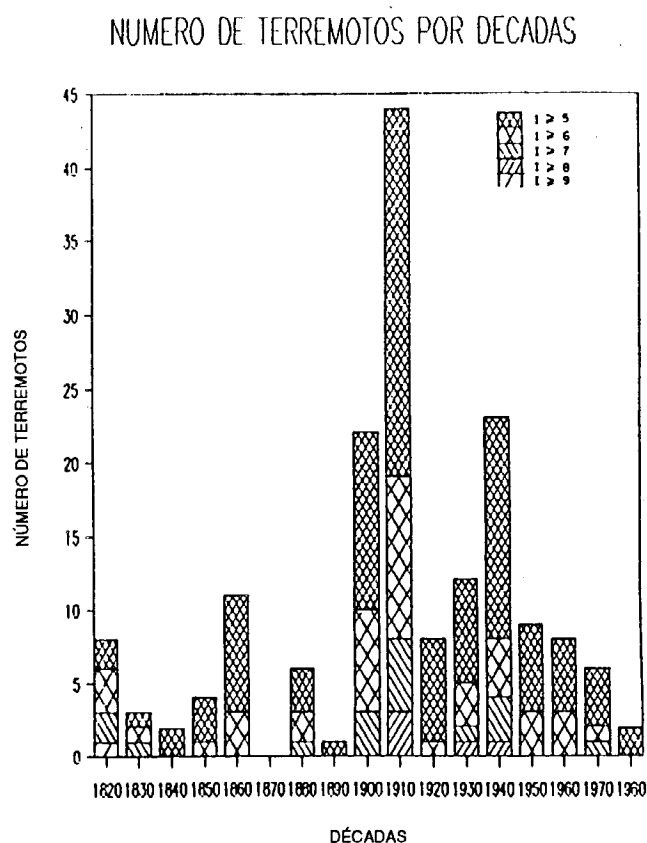


Fig. 27.- Número de terremotos por décadas en la Región de Murcia.

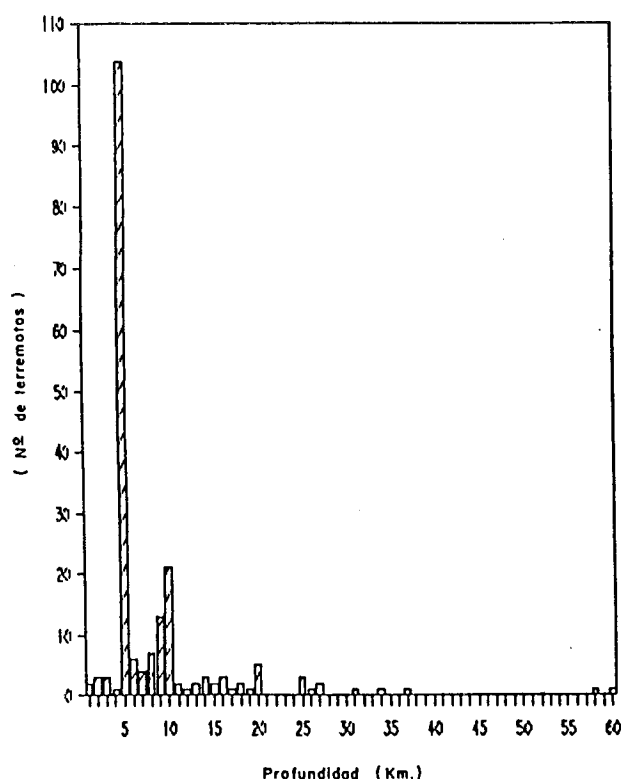


Fig. 28.- Profundidad de los terremotos en la Región de Murcia.

específica de una gran falla se mide en decenas y aun en centenares de miles de años. Aun en las mejores circunstancias, en áreas muy activas, tales como China, la información histórica resulta incompleta y sujeta a muchas interpretaciones. Dada las limitaciones de la referencia histórica, y el tiempo típico de recurrencia de los grandes terremotos, volvemos a la idea de que son los datos geológicos los únicos que pueden orientar sobre el funcionamiento a largo plazo de las fallas sismogénicas.

La estimación de los terremotos pre-instrumentales está también sujeta a las incompletas y a veces vagas referencias históricas. Las magnitudes estimadas de eventos pre-instrumentales están, por lo común, derivadas de comparaciones empíricas de la relación entre magnitud y la distribución de la intensidad modificada de Hercalli. Además de la limitación de la información histórica, estas estimaciones están influenciadas por los efectos terrestres, tales como variaciones en la atenuación y convergencia de la energía sísmica, que pueden producir intensidad es anormalmente, altas o bajas.

Así, nuestro conocimiento del funcionamiento a largo plazo de las fallas sismogénicas está muy limitado por imperativo de la escasa e inadecuada referencia histórica, pues si bien en algunos lugares son útiles, en otros tienen escaso valor.

En general, los documentos históricos dan intensidades exageradas y sus epicentros suelen coincidir

con los núcleos de población, con lo cual, se desplazan a esas zonas terremotos cuyo epicentro ocurrió en zonas más desérticas. Por tanto, la validez de esta sismicidad es relativamente baja a la hora de confeccionar un modelo sismotectónico.

Aunque la sismicidad histórica de la Región de Murcia abarca una época de tiempo amplísima, tan sólo supone una pequeña parte de la total; sin embargo, la mayoría de los terremotos con $I \geq 5$ tuvieron lugar en esa época histórica.

El primer terremoto catalogado fue el que se produjo en Murcia-Orihuela el 16-6-1048 y que tuvo una intensidad X-XI, terremoto con la más alta intensidad registrada en la región, pero que no está muy bien documentado. Los terremotos con intensidad mayor o igual que VIII aparecen en el cuadro II.

FECHA	INTENSIDAD	LOCALIZACION
16-06-1048	X - XI	Orihuela-Murcia
11-1406	X	Vera-Lorca
1431	X	Murcia
1523	IX	Cartagena
30-01-1579	VIII	Lorca
28-07-1672	VIII	Lorca
28-08-1674	VIII	Lorca
09-03-1743	VIII	Murcia
15-08-1746	VIII	Murcia-Rojales
21-03-1911	VIII	Las Torres de Cotillas
03-04-1919	VIII	Lorquí
23-06-1948	VIII	Cehegín

Cuadro II. Listado de terremotos con $I \geq VIII$. Los 6 primeros y los de 1743 y 1746 están mal documentados o con la intensidad exagerada.

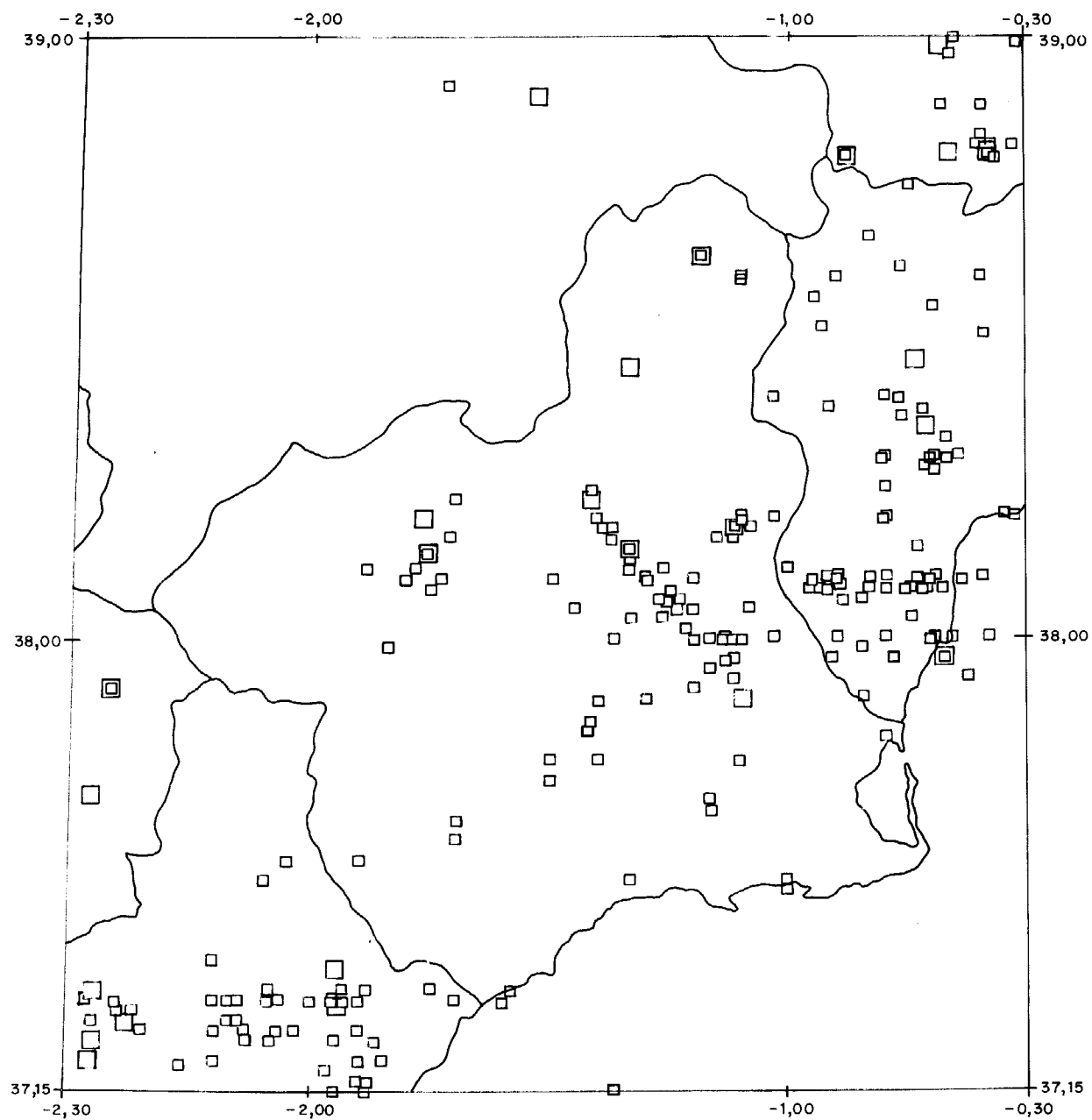


Fig. 29.- Distribución de epicentros para el periodo histórico anterior a 196. (Modificado de MARTÍNEZ SOLARES y HERRAIZ, 1986).

En la Fig. 29 aparece la distribución de la sismicidad histórica. Se observa como se agrupa en las zonas pobladas y en 3 zonas fundamentalmente: Vega del Segura, Caravaca-Calasparra y Falla de Alhama. Otros núcleos más pequeños son la zona de Fortuna, Yecla, Jumilla, la zona litoral y el Campo de Cartagena.

6.3.2.3. Sismicidad instrumental.

Es la registrada por instrumentos a partir de 1960. Dan información de los parámetros sismológicos de los terremotos: situación epicentral con "error", profundidad con "error", magnitud, e intensidad (si se ha percibido).

Presenta más validez que la histórica a la hora de establecer relaciones sismotectónicas, siendo esta validez proporcional a la precisión en la localización de los terremotos, la cual es variable y en ocasiones con "errores" de más de 10 km.

En el mapa sismotectónico se han actualizado los terremotos hasta 1990. Resalta el aumento en la dispersión de los epicentros en relación al periodo histórico. Sigue quedando bien marcada la falla de Alhama pero se atenúa la concentración en la Vega del Segura. Se puede hacer una grosera zonación sismológica separando Murcia en dos mitades: una zona Sur o Suroriental, con mayor sismicidad y una Norte más "tranquila", donde se aprecian núcleos en torno a Jumilla-Salmerón-Caravaca.

La dispersión de los epicentros explica la necesidad de un estudio sismotectónico detallado para intentar buscar las fuentes sismogénicas.

Por otro lado se han de resaltar la poca energía liberada por los terremotos en la Comunidad Murcia en los últimos 25 años en relación a periodos anteriores, lo que significa una acumulación de energía elástica que puede ser liberada de forma violenta en un futuro próximo.

Se ha intentado establecer la correlación entre intensidad máxima MKS y magnitud pero los coeficientes de correlación tan bajos indican la pobreza de los resultados, consecuencia de la falta de homogeneidad y completitud de los datos y no de la profundidad, ya que la mayoría de los terremotos murcianos son superficiales (LÓPEZ CASADO y SANZ de GALDEANO, 1986 b). Esta correlación tan pobre dificulta la calificación de "importancia" de los terremotos históricos. De todos modos, los terremotos con $I \geq V$ o con magnitud ≥ 3.0 aparecen relacionados en el cuadro III.

Un rápido análisis de este cuadro permite atribuir estos terremotos a las grandes fallas de Bullas, Lorca, del Segura, de Yecla-Jumilla y del "Mar Menor".

FECHA	SITUACION	MAGN.	INT.
19-01-1963	Abanilla	3.3	VI
30-05-1963	NW Lorca	4.0	V
03-04-1964	Abanilla	3.6	V
11-04-1964	Callosa del Segura	3.2	V
09-05-1964	Callosa del Segura	3.6	V
03-08-1967	N. Cieza	3.9	VI
12-01-1971	Isla Grosa	4.2	V
14-04-1972	Jumilla	4.2	
06-06-1977	Lorca	4.2	VI
24-03-1978	Lorca	4.3	

Cuadro III. Listado de sismos con intensidad $\geq V$, y magnitud ≥ 3.0

6.3.3. MICROSISMICIDAD.

Los estudios de microsismicidad ofrecen una valiosa información sobre los terremotos de muy pequeña magnitud. Permiten evaluar el nivel y las propiedades de la actividad sísmica asociada a las fallas e interpretar mejor los procesos tectónicos existentes.

En la Región de Murcia se han llevado a cabo 3 campañas de microsismicidad dirigidas por el IGN y orientadas a la vigilancia de las fallas de Alhama de Murcia (1977), Torrevieja (1982) y Palomares (1984).

Durante la primera campaña tuvo lugar un sismo de magnitud $m_b=4,2$ e intensidad máxima VI que fue acompañado por numerosas réplicas. Los 60 eventos de localización más precisos se usaron para realizar un detallado análisis de la falla de Alhama en la zona próxima a Lorca (MEZCUA et al. 1984). La localización de los mismos aparece reflejada en la figura 30. La situación epicentral del terreno principal no coincide con la que figura en el catálogo del IGN, así que atendiendo al número y calidad de datos se situó en el mapa sismotectónico el epicentro dado en la publicación de MEZCUA et al. (op. cit.). En el mapa sismotectónico sólo se han puesto los principales eventos. En la figura 31 se observa como los hipocentros parecen ajustarse a una banda que buza 45° al NW, lo que fue interpretado como el buzamiento de la falla de Alhama. El estudio de las réplicas sirvió además para estimar otra serie de parámetros como un momento sísmico de $5,71 \times 10^{22}$ dinas-cm y un área fallada de 56 km² que corresponde a una falla circular con 3,2 km de radio-. También se valuó el factor de calidad Q, el cual está correlacionado con el grado de actividad tectónica de una región. Así, zonas más activas tienen valores menores de Q. El valor hallado de $Q=320$ supone una actividad moderada.

La campaña de 1984 en la falla de Palomares, se centró fundamentalmente en la provincia de Almería, aunque también se cubrió la parte más meridional de Murcia y la zona de Torrevieja (fig.32). El número de eventos bien localizados fue de 69 lo que señala una baja actividad sísmica. El sismo principal ocurrió el 4 de Diciembre en la Sierra de Carrascoy y tuvo una magnitud 3.9.

6.3.4. MECANISMOS FOCALES DE TERREMOTOS.

En la Región de Murcia sólo se han publicado los mecanismos focales correspondientes a la secuencia de terremotos de Lorca de Junio de 1977, registrada durante la campaña de microsismicidad. El sismo principal (Fig.33) presenta un mecanismo normal con el eje

de extensión N140E y prácticamente horizontal. Los dos planos están orientados NO28E, 45NW y NO70E, 53SE. La dirección del primero coincide bien con la de la falla de Alhama, y su buzamiento se corresponde perfectamente con lo indicado por la profundidad de los terremotos previos y réplicas (fig.31). En la figura 33a se ha incluido también el mecanismo del terremoto de 1981 de Alicante, ya que se puede relacionar con la continuación de la falla de Bullas-Archena (Crevillente). Sus dos planos nodales son perpendiculares a la falla anterior, lo que indica que ese terremoto fue producido en un punto de cruce de la falla de Crevillente con alguna otra NW, que sería la que se movió. Por tanto, la existencia de ese terremoto no implica que la falla de Crevillente sea activa.

El estudio de los mecanismos focales de la secuencia sísmica de Lorca de 1977 (fig.33) muestra un agrupamiento en dos tipos de mecanismos opuestos entre sí, básicamente en falla de desgarre pero con ejes de presión perpendiculares. Los 02+03 son mayoría y tienen componente normal; sus planos son aproximadamente NO68E, 50N y N170E, 76E y su eje de extensión va N112E, 70. Los 01 tienen componente inversa, sus planos son NO69E, 57NW y N167E, 78E y su eje de presión va N144E, 76. Como se ve sus planos coinciden entre sí, pero no con los derivados del mecanismo del signo principal y con la falla de Alhama. La distribución superficial de 01 y 02+03 (fig.33) es muy irregular. Una solución llevaría a considerar que la liberación de energía se realiza no sólo moviendo la falla de Lorca, sino también el sistema de fallas menores NW y NE, las cuales afectan de forma patente a la Sierra de Torrecilla. La diferencia entre 01 y 02+03 ha sido explicada por MEZCUA et al. (op. cit.) como debida a un proceso de rebote sísmico. Los mecanismos de las réplicas y de los sismos principales de Lorca y Alicante representan estados de esfuerzos diferentes. Por otro lado, hay numerosos datos que evidencian que el estado de esfuerzos actual en el SE de España se deriva del acercamiento de África a Europa con su eje de máxima compresión orientado NNW. Esta comprensión es compatible con la extensión ENE del sismo de Alicante y con el desgarre sinetral de los eventos 01, pero no con la extensión NW del sismo principal de Lorca o con el desgarre dextral de los eventos 02 y 03, que implican una comprensión NE.

6.3.5. ISOSISTAS.

El trazado de las isosistas debería ser circular si el medio geológico fuera isótropo. Como no lo es, las isosistas dibujan formas que suelen presentar una o

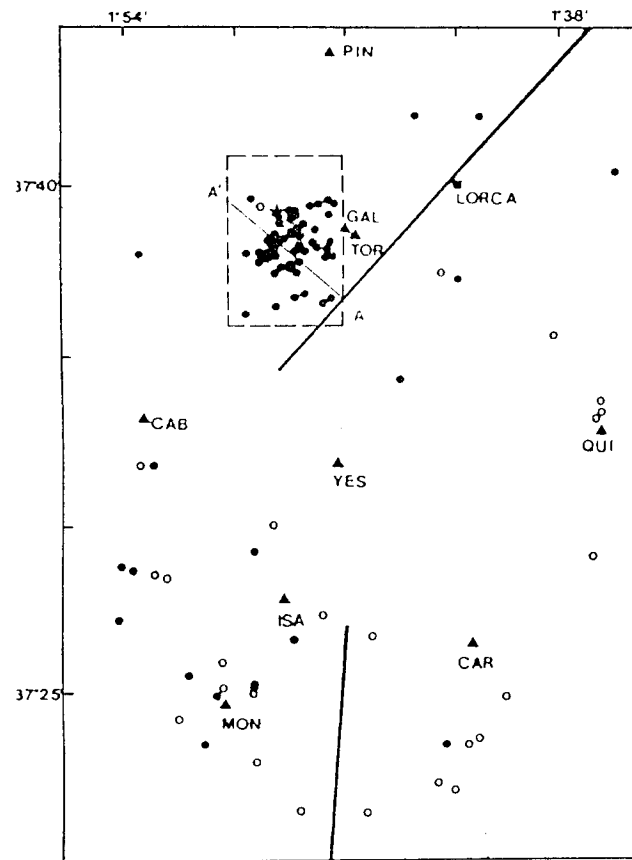


Fig. 30.- Campaña de microsismicidad "Lorca 1977". Las estaciones aparecen representadas en triángulos. El terremoto principal ($m=4.2$) está localizado con una estrella. Los sismos anteriores se representan con círculos blancos y los posteriores con círculos negros. Las fallas de Alhama de Murcia y Palomares aparecen esquematizadas con trazos gruesos (MEZCUA et. al., 1984).

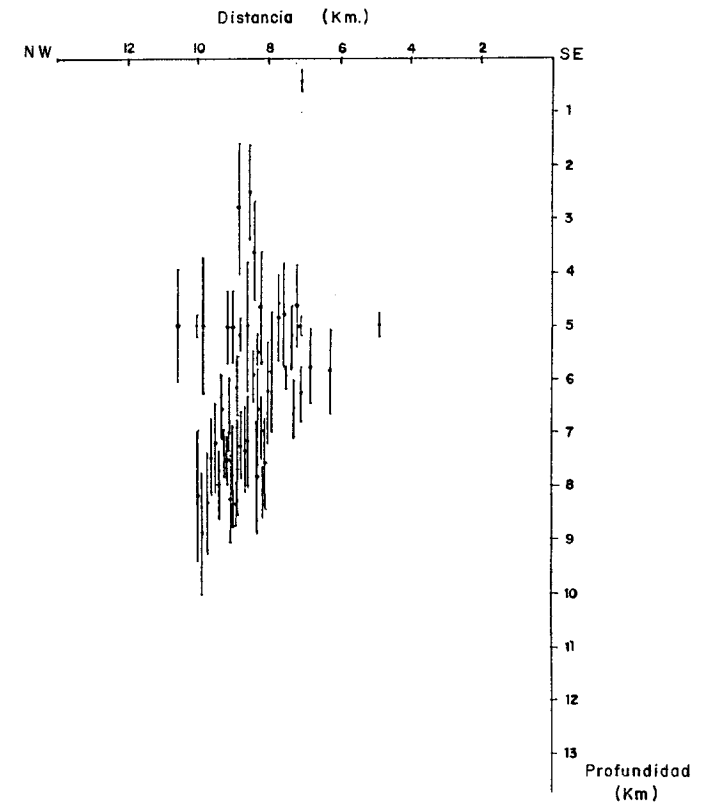


Fig. 31.- Distribución de profundidades focales de las réplicas mejor localizadas del terremoto de Lorca (6- VI- 1977). La representación responde a la proyección sobre el perfil AA de la figura. Las distancias han sido medidas a partir de la posición de la falla en su superficie (HERRAIZ, 1982).

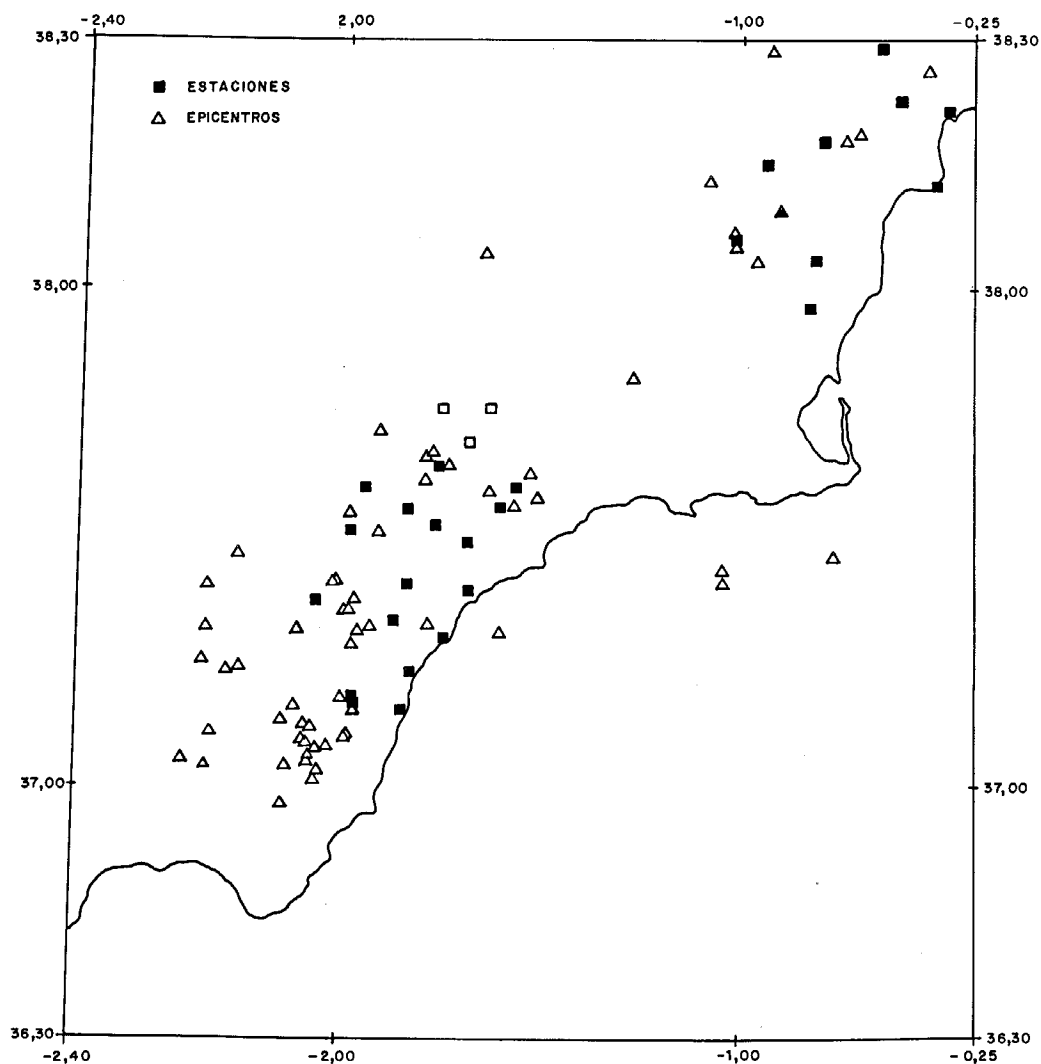


Fig. 32.- Campaña de microsismicidad de 1984. (MARTINEZ SOLARES y HERRAIZ, 1986).

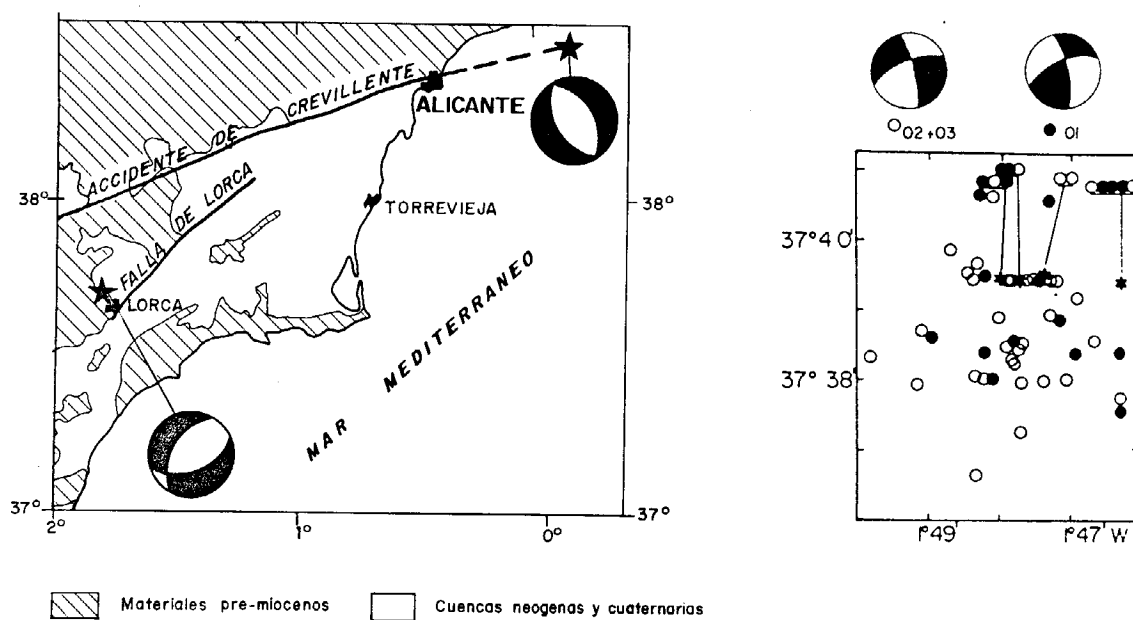


Fig. 33.- (a): Mecanismos focales de los sismos de Lorca(6-6-1977) y de Alicante (1-3-1981).

(b): Mecanismos focales de las réplicas del terremoto de Lorca. La figura es una ampliación del rectángulo marcado con líneas discontinuas en la figura. Las estrellas en (b) representan grupos de eventos, con las mismas coordenadas epicentrales. (MEZCUA et. al.1984).

varias direcciones de elongamiento. Estas direcciones responden a diferentes factores, tales como la distribución de potentes "suelos" (sedimentos recientes) o la presencia de fallas. La precisión en la determinación de la intensidad es inversamente proporcional a la antigüedad del terremoto y, al ser un parámetro cualitativo, está sujeto a un elevado grado de incertidumbre que obliga a una constante revisión. A pesar de estas limitaciones, las isosistas resultan útiles para caracterizar la sismicidad e intentar establecer relaciones sismotectónicas. En el mapa 1:200.000 se han dibujado las isosistas de los principales terremotos, cuyos epicentros ocurrieron en la Región de Murcia, junto con las del de Torrevieja-Guardamar de 1829 que se incluye por su proximidad e influencia.

Algunos casos a destacar son:

- "Triángulo" de Torrevieja (1829, 1909, 1919, 1944...). Hay dos direcciones preferentes de isosistas: E a ESE y N-S. Las E-W deben venir condicionadas en gran parte por el aluvial del Río Segura.
- Vega Alta-Media del Segura. (La Torres, 1971; Ulea, 1940; Archena, 1946). Las isosistas siguen el trazado NW de la Vega debido al aluvial potente y/o al sistema de fallas del Segura.
- Caravaca (1941). Alineación de isosistas NE desde Caravaca a Calasparra siguiendo el gran accidente de la Sierra de la Puerta.
- El de Fortuna de 1944 es muy irregular. Las isosistas se adaptan a Vega del Segura y al codo que marca el río en Alcantarilla. La isosista máxima pasa por Fortuna y va claramente N-S marcando una clara anisotropía. Sorprenden las isosistas en la zona de Cartagena, aumentando de intensidad hacia el S. este anómalo efecto se podría deber a un comportamiento anómalo de esos materiales (amplificando ciertas frecuencias p.ej.) o a que se suma el efecto de algún otro terremoto que coincidió ese día y cuyo epicentro se situaría al Sur de Cartagena.
- Las de Sangonera de 1946 están determinadas por los rellenos sedimentarios del Segura Medio-Bajo y del Guadalentín.
- Cehégín (1948). Dentro de las isostas de este evento quedan bien marcados los accidentes de Yecla-Jumilla y el de la Sierra de la Puerta. De todos modos, lo más patente es la orientación aproximada E-W, de interpretación compleja, donde el accidente de Socovos parece tener algo que ver.
- Fortuna (1958). Da isosistas complejas, donde se

aprecia claramente la influencia del accidente de Bullas. Esta dirección ENE también se nota en el de Archena de 1964.

- La Unión (1960). Las isosistas aparecen influenciadas por la distribución en Surcos y umbrales NNW del Campo de Cartagena.

- El terremoto de Lorca de 1977 tiene sus isosistas orientadas N-S. Es difícil atribuir la causa de este trazado; tan sólo un alineamiento en la imagen de satélite, muy bien definido y que corresponde con un giro de las calcarenitas miocenas, podría representar un accidente que condicionara las isosistas.

6.3.6. PALEOSISMICIDAD.

Para suplir la carencia que representaba la predicción del riesgo sísmico en base a los datos históricos e instrumentales, durante la pasada década se creó una nueva subdisciplina, la paleosismología (WALLACE, 1981). Esta disciplina intenta ofrecer algunas contribuciones para la realización de evaluaciones más reales sobre el riesgo sísmico.

La paleosismología proporciona los modos e instrumentos para desarrollar la limitada visión de los terrenos ofrecida por la documentación histórica y puede ayudarnos a entender el funcionamiento a largo plazo de las fallas sismogénicas, (ALLEN, 1986). Estudiando la superficie de fallamiento de algunos eventos prehistóricos, y comparándolos con otros eventos conocidos, se podría caracterizar el funcionamiento cosísmico de alguna falla sismogénica, identificando las variaciones espaciales y la distribución temporal de los terrenos, y en último término extraer modelos de deformación regional a largo plazo.

No obstante, y a pesar de esta visión optimista sobre el alcance de la paleosismología, las conclusiones científicas de estos estudios contienen muchas incertidumbres y ambigüedades. Estas incertidumbres no son triviales, dado que muchas decisiones de importancia para la sociedad por su impacto socioeconómico deben basarse en estas conclusiones.

6.4. RELACION SISMICIDAD-TECTONICA.

6.4.1. RASGOS GENERALES.

Los primeros intentos serios de establecer una relación entre tectónica y sismicidad en el SE peninsular corresponden a REY PASTOR (1951). Desde entonces han sido numerosos los autores que han hecho intentos diversos. La mayoría coinciden en la complejidad del tema e incluso algunos como MEZCUA (1985) señalan que "no existe de forma clara una asociación de estructuras, tectónica y sismicidad". Pero, en general, sí parece existir una relación directa entre la sismicidad de

la región y las características neotectónicas de la misma, en especial con los sectores donde se cruzan los principales accidentes.

En el mapa sismotectónico se han representado de manera esquemática las principales fallas que son (o pueden ser) la causa de la sismicidad en la Región de Murcia. Dicha relación presenta sus incertidumbres debido, como ya se han comentado, tanto a la imprecisión en la localización de los terremotos, como al corto espacio de tiempo con registro sísmico. Por tanto, se han dibujado también fallas que aunque no tengan terremotos próximos presentan suficientes rasgos de diversa índole para tener certeza de que cualquier día se ponen en funcionamiento con consecuencias catastróficas.

La redefinición de las unidades sísmicas y el establecimiento de otras menos evidentes en la Región de Murcia debe ser precedida de estudios más profundos de su sismicidad, tras la instalación de redes microsísmicas.

6.4.2. MACROZONACION.

La indefinición a la hora de concretar las fallas sismogénicas obliga a hacer intentos de subdivisión en unidades de comportamiento relativamente homogéneo. Con esa idea se presenta un mapa de zonación, expresado en el esquema adjunto al mapa, el cual permite definir sectores de gran concentración de sismos o fuentes sísmicas (LÓPEZ CASADO et al., 1987; SANZ de GALDEANO y LÓPEZ CASADO, 1988).

Se han diferenciado varias unidades a diferentes niveles: dominios, líneas o zonas y áreas, (Fig. 34).

Con dominios se expresan dos grandes unidades de la Región de Murcia diferentes desde el punto de vista del grado de deformación actual, teniendo el II (meridional) una sismicidad y rasgos neotectónicos menos notables que el I (septentrional). Esta diferenciación es reflejo de la estructuración de la corteza terrestre, la cual presenta al SE de la provincia características distintivas respecto al resto, a la vez que se relaciona con la banda sismológica NNE que sufre el Levante español.

Las líneas o zonas sismotectónicas son grandes estructuras lineales que corresponden a fallas o en general, a grandes discontinuidades, las cuales representan lugares de debilidad ante el esfuerzo dinámico y que por tanto tienen asociada una intensa sismicidad en comparación con las áreas que ellos delimitan. También se han señalado aquellas zonas lineales con una neotectónica acusada y que sin embargo no están asociadas a ningún terremoto registrado, por lo que se les ha denominado zonas con posibles "creep tectónico", no descartándose que en un futuro puedan generar terremotos. Este es el caso de la falla de Palomares.

Las áreas presentan cierta homogeneidad sismotectónica. Se han agrupado en tres clases según el material aflorante y la representación en superficie de fallas intra-areales.

Las áreas con sismicidad ligada a fallas visibles corresponden a los afloramientos béticos; son sierras con multitud de fallas visibles que cortan todo pero, que al no haber sedimentos recientes, no muestran rasgos que evidencien su actividad neotectónica. Sin embargo, puede haber una sismicidad acusada, como es el caso de Sierra Torrecilla. En estas áreas se han destacado las principales fallas sismotectónicas.

Otras áreas diferenciadas son las de sismicidad ligada a fallas cubiertas por materiales recientes o poco visibles; o sea, las cuencas neógenas, cubiertas en gran parte por sedimentos cuaternarios que tapan grandes fallas que causaron los terremotos en el Valle del Segura, en el Valle de Guadalentín, en el Campo de Cartagena o en la Cuenca de Mula-Fortuna. Desde el punto de vista sísmico, el área más importante es el Corredor del Guadalentín y del Bajo Segura. En su continuación hacia la provincia de Alicante (Torrevieja-Guardamar) se ha alcanzado la intensidad X y en su prolongación hacia el Sur, en Vera (Almería) la intensidad IX. También destacable por su sismicidad es la Vega Media del Segura. En ambas áreas parece clara la relación de la sismicidad con las fallas NE a NNE y NW, especialmente con el cruce de ambas familias. Otro área de relevancia es el Campo de Cartagena o sector del Mar Menor, donde la sismicidad está peor definida y debe estar ligada a las grandes fallas NW. Es evidente que en este área existen terremotos producidos fuera de estas fallas que son difíciles de asignar a fallas concretas. Son este grupo de áreas las más peligrosas ya que aparte de la alta sismicidad son las más vulnerables a causa del tipo de materiales (poco consolidados) que forman el relleno: este hecho puede provocar amplificaciones de ondas que llegando al caso podrían resultar catastróficas. Dada la gran densidad de fallas que se cruzan no parecen probables terremotos de grandes magnitudes; por ejemplo superiores a 6; sin embargo sí pueden darse terremotos que localmente lleguen a intensidades IX o X, que destruirían sectores no muy amplios. En todo caso, el riesgo y todo tipo de construcciones debe ser bien calculado con vistas a la prevención sísmica.

El tercer grupo corresponde a áreas cuya sismicidad está ligada a fallas del substrato obliteradas por una cobertera alóctona preneotectónica. En la mayoría de los casos, son cabalgamientos del Mioceno que son reactivados actualmente. Destacan por su sismicidad el área de Caravaca-Calasparra y la de la Sierra de Lúgar-la Pila. Finalmente, se han dejado en blanco las áreas cuya sismicidad se concentra especialmente en las líneas que las compartimentan.

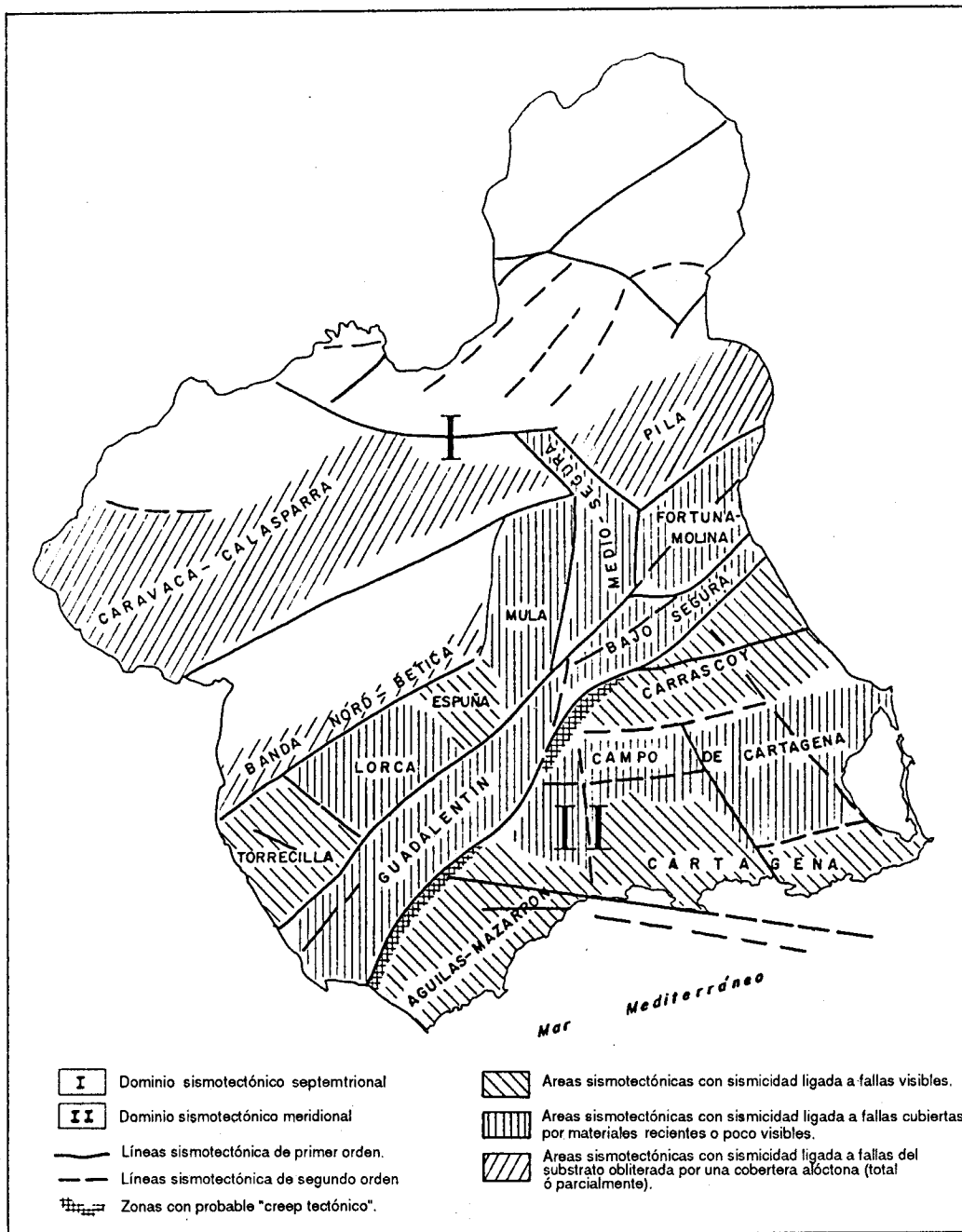


Fig. 34.- Dominios, líneas y áreas sismotectónicas de la Región de Murcia.

6.4.3. PRINCIPALES FALLAS SISMOTECTONICAS.

A pesar de la dificultad de asignar fallas a los terremotos, hay casos evidentes donde esta relación puede establecerse. Por otro lado, destacamos los cruces de fallas, que constituyen focos con una neotectónica, geotermismo y sismicidad notables.

Un aspecto en el que cada día se pone más énfasis es en la segmentación de las fallas. Parece que el comportamiento a lo largo de una falla varía y es posible en algunos casos diferenciar una serie de segmentos con un comportamiento específico CRONE et al. (1988). El cambio en la situación tensional debe venir producido por diferentes causas, tales como el giro de la estructura, el cruce de fallas o un cambio brusco en las condiciones mecánicas de los materiales.

Las principales fallas sismotectónicas de la Región de Murcia son:

- *Falla de Lorca-Alhama*. La más evidente ya que se juntan las espectaculares deformaciones en los materiales más recientes con una clara sismicidad asociada, tal como se comprobó en la campaña de microsismicidad de Lorca de 1977. Otro indicativo de su alta actividad lo constituyen las fuentes termales asociadas a esta falla (Totana, Alhama). Funciona a grandes rasgos como trascurrente y su sinuosidad hace que también existan movimientos verticales. Es vertical o fuertemente inclinada al Norte. Datos sismológicos indican que alcanza una profundidad de al menos 10 km. Es destacable la alta sismicidad que se produce en los giros de esta falla, como entre Lorca y Totana, y que debe producirse por un cambio en la situación tensional (segmentación).

- *Accidente del Segura*. La Vega del Segura Medio concentra gran número de terremotos históricos debido en gran parte a la amplificación causada por el potente espesor de sedimentos recientes poco consolidados y por la escasa profundidad del nivel frático. No obstante, la Vega es atravesada por un complejo enjambre de fracturas que en su cruce con los grandes accidentes ENE constituyen importantes focos sismogénicos.

- *Accidente de la Sierra de la Puerta*. Son numerosos los terremotos existentes en la zona entre Caravaca, Calasparra y Bullas. Se da una compleja situación tectónica donde las discontinuidades marcadas por el accidente de la Sierra de la Puerta y el de Bullas-Archena llegan a varios km de profundidad. La distribución de la sismicidad indica una "segmentación" de estos grandes accidentes, posiblemente debido a fallas transversales norteadas que los conectan.

- *Escarpe de Mazarrón*. La plataforma continental

se hunde bruscamente hacia el S a partir de fallas aproximadamente E-W, alguna de las cuales son prolongación de fallas observadas en superficie (ej. falla de las Moreras). La importante actividad de estas fallas viene demostrada tanto por la tremenda tasa de sedimentación de sedimentos recientes, como por la sismicidad de la zona.

- *Zona de fallas de Bullas-Archena y sistemas transversos*. Conecta sectores sismogénicos notables por su sismicidad y que están situados a caballo entre las zonas externas y las internas tales como el de Abanilla-Fortuna, el de Mula o el del Segura Medio. Por otra parte, el segmento de esta falla que supone el borde meridional de la cuenca de Caravaca presenta una evidente contradicción al no detectarse, como cabía esperar en función de la deformación neotectónica, una sismicidad relevante.

- *Fallas del borde Norte de Carraschoy- Cresta del Gallo*. Son fallas E-W a ENE cuya espectacular neotectónica está acompañada de numerosos eventos sísmicos.

- *Cicatriz nordbética*. Sus rasgos neotectónicos son poco destacables; sin embargo, corresponde a una zona que marca una gran discontinuidad y sobre la cual se sitúan algunos epicentros, especialmente en el cruce con otras fallas como la del Segura o la del borde W de la Cuenca de Lorca. La sismicidad de la Sierra del Gigante está asociada a esta falla, que hunde los materiales béticos hacia el Norte bajo la sierra.

- *Accidente de Socovos*. Otro gran accidente con numerosos rasgos neotectónicos pero de sismicidad escasa.

- *Falla de Barqueros*. Esta falla, claramente visible en superficie, coincide con la situación epicentral de varios terremotos lo que indica la extraordinaria actividad de la falla.

- *Accidente de Jumilla-Pinoso*. A lo largo de él se alinean tanto algunos diapiros importantes como varios sismos. Zonas de especial debilidad y potencialmente generadoras de terremotos son los cruces de este accidente con los cabalgamientos antiguos de las sierras prebéticas.

7. MAPA DE ACTIVIDAD DE FALLAS.

7.1. INTRODUCCION.

Como ya dijimos en el apartado 1, se ha sustituido el título de "Mapa de Fallas Activas", por el de "Mapa de Actividad de Fallas", puesto que el primero, correspondería a la adaptación a un término ya de por sí muy subjetivo. Además, la escasez de datos sobre edad de las formaciones más recientes, microsismicidad, recurrencia, efectos cosísmicos en los accidentes en terremotos históricos, etc, no nos permite un acotamiento preciso.

El "Mapa de Actividad de Fallas" se ha realizado a escala 1:100.000, dividido en cuatro partes para su mejor manejo. La leyenda irá aparte para no repetirla en los cuatro documentos y dada su riqueza de expresión gráfica.

En él se simplificará al máximo la cartografía, aunque esto no signifique una pobreza en la información. Solo se expresarán los terrenos cuaternarios, su edad, naturaleza y formas, así como las anomalías geomorfológicas ligadas con mayor o menor certeza a la neotectónica. Se trazaran, con la aproximación adecuada al grado de certidumbre de los datos recogidos, las fallas clasificadas por su actividad según una metodología y criterios que se describirán a continuación.

Tanto en la leyenda, como en esta memoria, se intenta explicar con claridad el significado de esta información cartográfica, de tal modo, que pueda ser leída e interpretada por aquellas personas no muy ligadas directamente a los temas específicamente geológico-geofísicos.

7.2. METODOLOGIA Y LEYENDA.

La metodología seguida para la realización de este mapa ha consistido fundamentalmente en establecer una correlación lo más precisa posible entre la información aportada por el Mapa Neotectónico y

Sismotectónico. Por su marcada incidencia en la paleosismicidad, y sobre todo por su reflejo en las posibles o previsibles riesgos sísmicos, se han cartografiado las formaciones superficiales cuaternarias, así como las anomalías geomorfológicas.

Para la integración de toda esta información hemos establecido una serie de fichas, tablas, y cuadros, en su totalidad de nueva creación, y por lo tanto inéditos.

7.2.1. EL CUATERNARIO: BASES CRONOLÓGICAS Y CRITERIOS GEOMORFOLÓGICOS Y LITOLÓGICOS.

El estratotipo del límite Plioceno/Pleistoceno, o lo que a grandes rasgos significaría Terciario/Cuaternario, se establece de forma oficial durante el XI Congreso de INQUA en 1982. La secuencia estratigráfica elegida se localiza en Vrica (Calabria, Italia) y dicho límite se sitúa a techo del evento normal paleomagnético de Olduvay datado en 1.6 millones de años, dentro de la época inversa Matuyama. Es en este momento cuando se registra la aparición en el Mediterráneo de gran número de especies marinas frías procedentes del Atlántico Norte.

El problema de establecer el límite Plio/Pleistoceno en España y por consiguiente en el área que nos ocupa, es que en primer lugar no se registra en los depósitos costeros emergidos la aparición de fauna fría y en las zonas del interior, en depósitos continentales, tampoco existe una ruptura en las especies de vertebrados encontrados que marquen claramente el paso del Neógeno al Cuaternario. No obstante y con la aplicación de numerosos criterios tanto de cartografía, bioestratigráfica, dataciones, etc., hemos realizado una secuencia cronológica dentro del Cuaternario que por supuesto siempre debe ser considerada como relativa.

En la Región de Murcia los depósitos marinos del Plioceno Superior contienen *Strombus coronatus*, fauna cálida que desaparece al inicio del Cuaternario.

Dentro de una tentativa cronológica el Cuaternario ha sido dividido (ver tabla de edades) en Pleistoceno

DENOMINACION	SIMBOLO			MORFOGENESIS	LITOLOGIA
ALUVIAL		FORMAS FLUVIALES	CAUCE DEFINIDO	Está constituido por los depósitos que rellenan los cauces tanto de los ríos como de las ramblas.	Bloques, cantos, arenas y arcillas sin cementar.
LLANURA ALUVIAL				Zona plana que bordea los cauces fluviales importantes y que esporádicamente puede inundarse.	Limos, limos-arcillosos, acumulación de materia orgánica etc.
TERRAZA ALUVIAL				Formas planas que en general se presentan por encima del cauce actual. Representan aluviales y llanuras aluviales antiguas.	Conglomerados, niveles de limos-arcillosos y desarrollo de suelos en superficie.
GLACIS			CAUCE NO DEFIN.	Asociados a frentes montañosos con pocos entrantes. Perfil longitudinal cóncavo. Pendiente menor que los Piedemonte y mayor que los Abanicos. Potencia de los depósitos escasas.	Cantos subangulosos en niveles planos, alternando con niveles limo-arcillosos.
PLAYA DE ABANICO				Zona terminal de los abanicos aluviales que suele ser plana en la que existen multitud de cauces mal definidos y charcas.	Limos-arcillosos, carbonatos, acumulación de materia orgánica.
ABANICO ALUVIAL			MIXTAS	Forma en planta generalmente de Δ con cauce definido a la salida del relieve, pero no aguas abajo. Perfil transversal convexo-plano.	Cantos, arenas, arcillas. Los antiguos cementados.
PIEDEMONTE		Formas mixtas entre gravedad y de escorrentía. Perfil longitudinal cóncavo. Mayor pendiente que los Abanicos y Glacis.		Bloques angulosos, arcillas. Cementados los más antiguos.	
COLUVION		FORMAS DE GRAVEDAD	Asociados a los relieves o a zonas donde existe roturas de pendiente. Máximo grado de pendiente en relación con los anteriores.	Cantos angulosos, bloques, arcillas. Cementados los más antiguos.	
DUNAS			FORMAS EOLICAS	Acumulaciones de arena producidas por la acción del viento. Generalmente forman cordones paralelos a la costa.	Arenas con cuarzo y trozos de conchuela.
DUNAS COLITICAS		Acumulaciones de colitos, que son generados bajo el agua marina, y que han sido trasportados por el viento dando cordones dunares próximos a la costa.		"Granos" redondeados de tamaño milimétrico que presentan estructura concéntrica, núcleo orgánico generalmente y cortex de CO ₃ Ca. Periodo cálico.	
PLAYA		FORMAS LITORALES	Zona que marca la actual línea de costa.	Arenas, cantos, conchas.	
CORDON LITORAL			Forma convexa paralela a la costa y que se sitúa en la parte más interna de la playa. La acumulación se produce por frenado del oleaje.	Cantos y bloques.	
MARISMA			Zona plana encharcada que se da generalmente en la parte de atrás del cordón litoral.	Limos, arenas, materia orgánica.	
TERRAZA MARINA			Escalones planos que indican antiguas posiciones de la línea de costa.	Conglomerados, areniscas y conchas.	
FAN-DELTA			Abanicos deltaicos originados en la desembocadura de ramblas o ríos al llegar al mar. Forma en planta Δ	Limos y cantos de origen continental, alternando con limos, arenas y cantos marinos.	
RELLENO DE DOLINA		FORM. KARST.	Depresiones más o menos redondeadas, que se producen por disoluciones de rocas carbonatadas en relación con diaclasas, etc.	Arcillas de color rojo, con algunos cantos corroidos de calizas.	
COSTA CALCAREA		FORMAS POLIGEN.	Procesos de edafización junto con otros de tipo sedimentario. Generalmente se forman a techo de otros depósitos dando formas planas.	Caliza pulverulenta, masiva, con restos de materia orgánica y algunos cantos.	

Cuadro IV.- Génesis y litología de las formaciones cuaternarias.

Inferior que abarcaría los 1.6 m.a. -700.000 años (incluyendo por consiguiente los grandes episodios marinos Calabriense y Siciliense), el Pleistoceno Medio desde 700.000 a 125.000 (que incluiría varios episodios marinos y el primer episodio Tirreniense con la fauna cálida senegalesa de *Strombus bubonius*), el Pleistoceno Superior, de 125 a 10.000 años (siguiendo episodios con *S. bubonius* T II y T III de 125.000 y 95.000 años respectivamente); y el Holoceno desde 10.000 a la actualidad.

La correlación entre los episodios marinos y continentales, resulta posible en la zona costera, pero en las áreas del interior es bastante más problemática, no obstante, con la ayuda de: el establecimiento del número de secuencias orto-sedimentarias (Abanicos, terrazas, etc.), evolución de perfiles edáficos y diferentes tipos de costras calcáreas que sobre los depósitos se desarrollaron y sobre todo, estableciendo correlaciones con otras áreas de las Béticas mejor datadas, es posible situar los depósitos dentro de un escala temporal.

Cuando se trata de depósitos continentales, la separación entre el Plioceno Superior y el Pleistoceno es bastante problemática ya que no se observan rupturas ni sedimentarias ni morfológicas. No obstante hay que hacer constar que en muchas áreas de la Región de Murcia, el Plioceno Superior parece corresponder con una época en la que se desarrollan gran número de zonas palustres.

La mayor parte de los depósitos cuaternarios conservan las características geomorfológicas típicas que les hacen asimilables a una serie de *Unidades geomorfológicas* caracterizadas por una determinada génesis y litología (Cuadro-IV) que les permiten no solo su identificación por la forma en planta, pendiente y perfil, sino también, la conservación de estructuras sedimentarias que se corresponden con cada uno de los medios genéticos a los cuales van ligados.

7.2.2. ANOMALIAS GEOMORFOLOGICAS LIGADAS A LA ACTIVIDAD DE LAS FALLAS.

Desde hace ya años, todos los tratados de geomorfología general y estructural vienen recogiendo con mayor o menor profundidad los aspectos de la interacción entre las formas del terreno y las estructuras tectónicas recientes. Ya en el apartado 5.2.3.3. explicamos cuales son las principales anomalías geomorfológicas ligadas a la Neotectónica, por lo que en este apartado nos limitamos a dar mediante el desarrollo de un Cuadro (Cuadro IV) y unas figuras (figs. 35, 36, 37, 38), la explicación de cuales son las anomalías geomorfológicas representadas en este mapa, su símbolo, la denominación, su significado neotectónico, su certeza como indicación de actividad neotectónica, y por último, y mediante bloques diagramas, su expresión geomorfológica en el paisaje, todo ello con la idea de hacer más inteligible toda esta temática.

7.2.3. FICHA DE FALLAS.

Uno de los métodos seguidos para establecer las características, y correlación de la actividad neotectónica y sismotectónica de cada falla, grupo de fallas, sistema o sector, ha sido la realización de un fichero (que acompañará a esta memoria con la documentación complementaria), cuya ficha (figs. 39, 40 y 41), diseñada expresamente para este proyecto, contiene los siguientes campos:

A) Identificación de la Falla:

- *Número*: Se trata del número (1 en adelante) que identificará la falla, el sistema de falla o el sector de falla a que corresponde la ficha, en las cartografías neotectónica y de actividad de fallas.

- *Denominación*: Nombre que recibe el Sistema de fallas, la falla o el sector de falla que se describe la ficha.

- *Situación*: Situación geológica-geográfica del accidente.

- *Fecha y Autor*: Fecha y autor de la ficha.

B) Para las fallas bien visibles en superficie:

- *Geometría*: Características geométrica de la falla; longitud, rumbo y buzamiento.

- *Análisis tecto-neo-evolutivo*: Se trata de reflejar la evolución tectónica del accidente desde el Tortonense a la actualidad, según al análisis estructural realizado sobre la falla o sobre estructuras menores asociadas a ella.

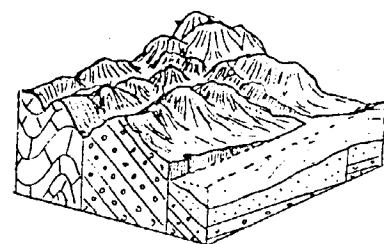
- *Aspecto y naturaleza de los materiales afectados*: Una breve descripción de la naturaleza y edad de los materiales que constituyen los labios o el relleno de la falla.

Termina este apartado con unas consideraciones sobre la relación de este accidente con las estructuras mayores, y con el nombre del autor del análisis estructural, que no tiene por que se el mismo del que realiza la ficha.

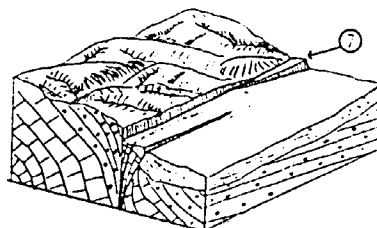
C) Para todas las fallas:

- *Tecto-Sedimentación*: Se trata de describir, lo más aproximadamente posible, las características de las fallas que se detectan por los efectos sobre la sedimentación, sin que su traza sea claramente visible en superficie.

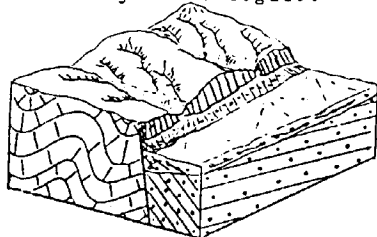
- *Geomorfología*: Describiremos las características de las fallas deducidas por su incidencia en la forma del terreno. También se indican cuales son



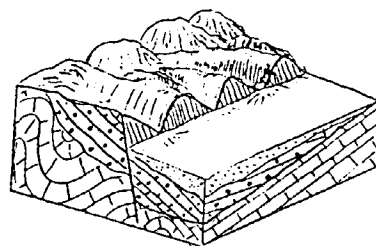
1. Falla/Línea de falla con reflejo morfológico.



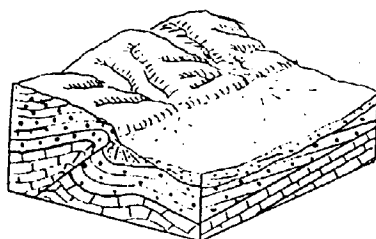
4. Escarpe de falla en dirección
7. Loma de obturación



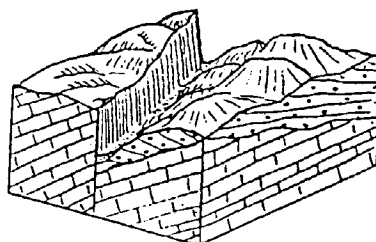
2. Escarpe de falla normal



5. Caras facetadas



3. Escarpe de falla inversa



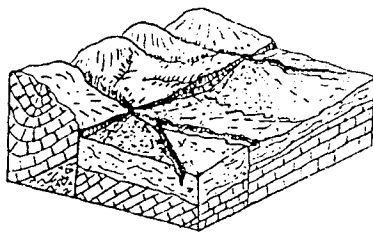
6. Plano de falla exhumado

© Pablo G. Silva. 1991

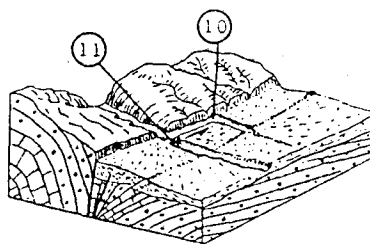
Fig. 35.- Expresión geomorfológica de las anomalías ligadas a escarpes y líneas de falla.

CLASE DE ANOMALIA			SIMBOLO	DENOMINACION	SIGNIFICADO NEOTECTONICO	GRADO DE CERTEZA EN INDICACION ACTV. TECT	EXPRESION GEOMORF.(**)
ANOMALIAS GEOMORFOLOGICAS LIGADAS A LA ACTIVIDAD DE FALLAS	ANOMALIAS LIGADAS A ESCARPES Y LINEAS DE FALLA			Falla / Falla probable con reflejo morfológico	Fallas o líneas de falla que dan lugar a alineación de inflexiones de la red de drenaje, de collados, desplazamiento de crestas o lomas, o que controlan la morfología de la línea de costa.	MEDIO	1
				Falla normal	Fallas normales, inversas, o en dirección que afectan a depósitos cuaternarios, o que dan lugar a frentes montañosos rectilíneos, o que presentan un escarpe de falla aún sin erosionar.	ALTO	2
				Falla inversa			3
				Falla en dirección			4
				Caras facetadas	Planos de falla degradados, en forma de facetas triangulares, por los arroyos o cauces que drenan el desnivel generado.	ALTO	5
				Plano de falla exhumado	Plano de falla antiguo, exhumado actualmente por los procesos erosivos	BAJO	6
				Loma de obturación	Características de fallas en dirección, se generan como consecuencia de la individualización de un bloque levantado paralelo a la falla, que puede llegar a obtener el desagüe del frente montañoso generado.	ALTO	7
	ANOMALIAS LIGADAS A LA RED DE DRENAJE			Valle colgado	Se generan cuando existe una inflexión del perfil longitudinal de los arroyos muy brusca ocasionada por un escarpe de falla.	ALTO	8
				Inflexión de la red de drenaje	Se generan como consecuencia del desplazamiento de la red de drenaje por fallas en dirección, en las proximidades de los frentes montañosos, o por adaptaciones de la red de drenaje a fallas preexistentes como líneas de drenaje preferentes, en el interior de los macizos montañosos.	MEDIO	9
				Deflexión de la red de drenaje	Se generan como consecuencia del desplazamiento de la red de drenaje por fallas en dirección, o por la presencia de lomas de obturación que crean deflexiones falsas e incluso invertidas	MEDIO	10
				Cauce decapitado	Se generan como consecuencia de un desplazamiento muy grande de la red de drenaje, por fallas, dando lugar a la desconexión de los canales con sus cuencas de recepción.	ALTO	11
				Difluencia de la red de drenaje	Se generan por la existencia de elevaciones, ó basculamientos diferenciales, en las formaciones superficiales asociadas a los frentes montañosos, produciéndose una migración del drenaje hacia zonas con mayor pendiente, abandonando los cauces preexistentes	BAJO	12
				Codos de captura	Se generan como consecuencia de la captura de un arroyo por otro, con mayor potencial erosivo. En la mayoría de los casos esto está provocado por cambios de nivel de base originados por la actividad de fallas.	MEDIO	13
				Rectificación de la red de drenaje	Se generan como consecuencia de la adaptación de la red de drenaje a fallas preexistentes, o de nueva creación, como líneas de drenaje preferente.	BAJO	14
				Cambio brusco en el perfil long. de los arroyos	Se generan como consecuencia de la existencia de un sistema de fallas paralelas, o por una única falla con actividad a impulsos, escalonando el perfil longitudinal de los arroyos.	MEDIO	
				Encajamiento anómalo de la red de drenaje	Se generan por una incisión brusca de la red de drenaje en los macizos montañosos, de manera que los atraviesan transversalmente. A menudo reflejan fenómenos de antecedencia, ó de captura ligadas con fenómenos neotectónicos regionales, ó locales.	BAJO	15
	ANOMALIAS LIGADAS A FORMAS DE DEPOSITO			Basculamiento	Buzamiento anómalo de las formaciones superficiales, causado por la actividad de fallas.	ALTO	16
				Pendiente anómala por exceso	Pendientes anómalas de las superficies deposicionales de las formaciones superficiales, bien por exceso ó por defecto, causadas por fallas que afectan a la formación superficial.	ALTO	17
				Pendiente anómala por defecto			
				Contrapendiente	Caso extremo de las pendientes anómalas por defecto, en la que la pendiente de la formación superficial va en sentido contrario al de la pendiente deposicional.	ALTO	18
				Flexura	Se genera como consecuencia de la actividad de una falla del sustrato que no llega a cizallar a la formación superficial, pero que se refleja en combamientos de las superficies deposicionales de estas.	ALTO	19
				Anticlinal	Pliegues anticlinales ó sinclinales de las superficies deposicionales de las formaciones superficiales que normalmente, a pequeña escala, están ligados a la actividad de fallas	ALTO	
				Sinclinal			
	ANM. DISPOSICION GEOM/ESP. FORMACIONES SUPERFIC.			Superposición de F. Superf.	Superposición de depósitos causadas por una elevada subsidencia en la cuenca, o por una tasa de elevación del frente montañoso superior a la tasa de encajamiento de los arroyos que lo drenan.	ALTO	20
				Encajamiento de F. Superf.	Encajamiento de depósitos causada por una subsidencia pequeña en la cuenca, o por una tasa de elevación del frente montañoso inferior a la de encajamiento de los arroyos que lo drenan.	MEDIO	21
				Solapa de F superficiales	Solapamiento de depósitos, causados por una proximidad entre las tasas de elevación de los frentes montañosos y de encajamiento de los arroyos que lo drenan.	MEDIO	22

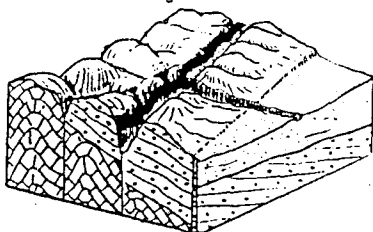
ANOMALIAS GEOMORFOLOGICAS LIGADAS A LA ACTIVIDAD DE FALLAS



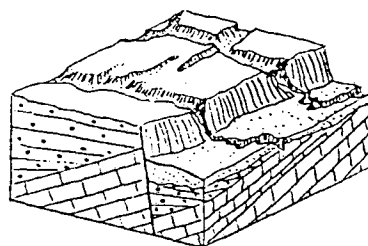
12. Difluencia de la red de drenaje.



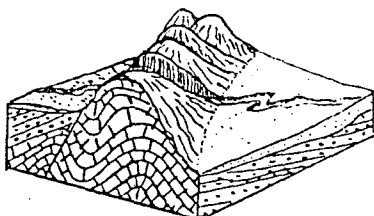
10. Deflección de la red de drenaje
11. Cauce decapitado.



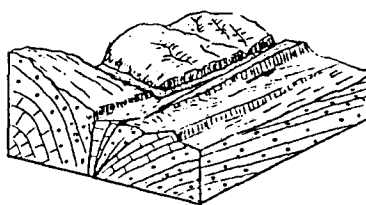
13. Codo de captura.
14. Rectificación red drenaje.



8. Valle colgado.



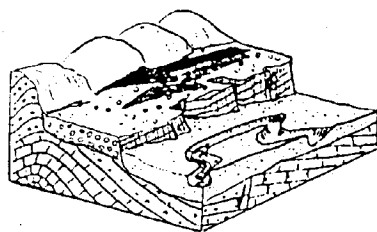
15. Encajamiento anómalo de la red de drenaje.



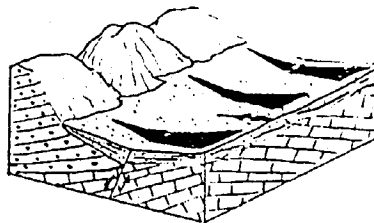
9. Inflexión de la red de drenaje

© Pablo G. Silva. 1991

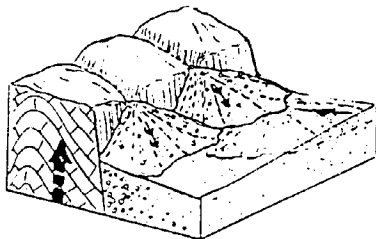
Fig. 36.- Expresión geomorfológica de las anomalías ligadas a la red de drenaje.



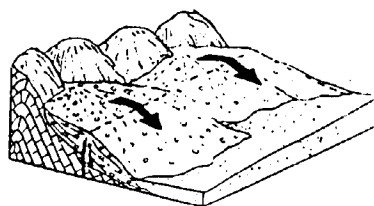
16. Basculamiento.



18. Contrapendiente.



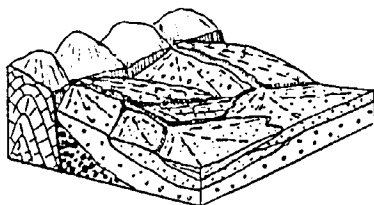
17. Pendientes anómalas por exceso y por defecto.



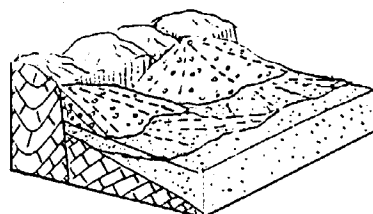
19. Flexura.

© Pablo G. Silva. 1991

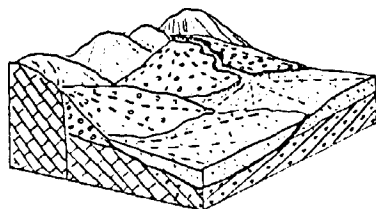
Fig. 37.- Expresión geomorfológica de las anomalías ligadas a formas de depósito.



22. Solape de Formaciones superficiales



20. Superposición de Formaciones superficiales.



21. Encajamiento de Formaciones superficiales

© Pablo G. Silva. 1991

Fig. 38.- Expresión geomorfológica de las anomalías ligadas a la disposición geométrico/espacial de las formaciones superficiales.

las anomalías geomorfológicas que destacan alrededor de fallas ya conocidas.

- *Geofísica*: Se trata de mostrar cuales son las características aproximadas del accidente tectónico en profundidad, y cual ha sido el método Geofísico que nos ha permitido reconocerlas.

- *Geotermismo-Volcanismo asociado*: Muchos de

los accidentes de la época neotectónica, y sobre todo en esta región, están ligadas a volcanismo o flujos térmicos. En este apartado se indicará esta relación.

- *Sismicidad asociada*: Aquí se indicará, tipo y características de la sismicidad y grado de certeza en la correlación con la estructura descrita.

FICHA DE FALLA

Nº DENOMINACION SITUACION
SISTEMA ZONA
FALLA DOMINIO
SECTOR CUENCA
 Fecha: Autor:

Para las fallas bien visibles en superficie:

GEOMETRIA

LONGITUD
 RUMBO
 BUZAMIENTO

ANALISIS TECTO/NEO/EVOLUTIVO

☐ Sobre la misma estructura

☐ En estructuras menores asociadas

EDAD DE LOS MATERIALES AFECTADOS	TIPIFICACION				REGIMEN TECTONICO		ESFUERZOS	SALTOS	
	NORMAL	DESGARRE	INVERSA		COMPRESION	DISTENSION	DIRECCION DE σ_1 O σ_3 EN LA HORIZONTAL	EN HOR.	EN VERT.
	MIXTA	L D	MIXTA						
PRE-TORT.									
TORT.-INF.									
TORT.-SUP.									
MESSIN.									
PLIOCENO									
PLIO-CUAT.									
CUATERNARIO									

ASPECTO Y NATURALEZA DE LOS MAT. AFECTADOS

EL RELLENO

- Relación con las estructuras mayores o con otras fallas importantes:

Análisis realizado por:

J. BAENA, 1990

Para todas las fallas

TECTO-SEDIMENTACION

FALLA DETECTADA POR ESTE METODO	SI	
	NO	

RUMBO PROB.		BUZ. PROB.	
LONG. PROB.		TIPO PROB.	

Breve descripción de la influencia en las características de la sedimentación y edad de los materiales.

GEOMORFOLOGIA

FALLA DETECTADA POR ESTE METODO	
¿SE OBSERVA COMO LINEAMIENTO?	

RUMBO PROB.		BUZ. PROB.	
LONG. PROB.		TIPO PROB.	

ANOMALIAS GEOMORFOLOGICAS LIGADAS Y/O PROB. LIGADAS

EN EL RELIEVE O LADERAS

Escarpe de fallas	
Caras afacetadas	
Basculamientos	
Encajamientos	
Solapes	

EN LA RED HIDROG.

Valles colgados	
Capturas	
Encajamientos	
Inflexiones	
Difluencias	
Cambios bruscos en el perfil	

OTROS

GEOFISICA

FALLA DETECTADA POR ESTE METODO

RUMBO PROB.		BUZ. PROB.	
LONG. PROB.		TIPO PROB.	

Por el método	Eléctrico	
	Sísmico	
	Gravimétrico	

Profundidad de la estructura	
Edad mat. a los que afecta	

GEOTERMISMO/VOLCANISMO ASOCIADO

Volcanismo | Quimismo o clase _____
 | Edad absoluta _____

Geotermismo | Manantiales ☐
 | Sondeo ☐

Temperatura ☐
 Profundidad ☐

SISMICIDAD ASOCIADA

HISTORICA

Nº SISMOS _____ CORRELACION B ☐
 INTENS. MAX. _____ P ☐
 ISOSISTAS _____ M ☐

INSTRUMENTAL

Nº SISMOS _____ MAGNITUDES MAX. _____
 PROFUNDIDADES MEDIAS _____ REPLICAS _____
 RUMBO DE LAS MISMAS _____
 ERROR EPICENTRO _____ ERROR PROF. _____

Relación con la estructura:

CORRELACION CON LA FALLA B

B (Buena)
 P (Probable)
 M (Mala)

CLASE DE ACTIVIDAD

AFECTA AL CUATERNARIO
 AFECTA A LA MORFOLOGIA
 ASICIADA A SISMICIDAD
 GEOTERMISMO

SI	NO	?	CLASIFICACION SEGUN TABLA I
<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

J. BAENA, 1990

D) Resumen:

- *Clases de Actividad:* Indica la certeza o la duda de la relación de una falla con los efectos que normalmente produciría si ella fuera neotectónica.

- *Clasificación:* Finalmente , y según todos los datos hasta el momento suministrados, se establece el tipo de actividad de la falla de acuerdo con la tabla o cuadro que más adelante describiremos, y cuya simbología y tipología será la que se expresará en la cartografía de este mapa, acompañando a la falla o estructura correspondiente.

7.2.4. TABLA DE CORRELACION PARA ESTABLECER LA ACTIVIDAD DE LA FALLA.

Según indicábamos en el apartado anterior, como resumen de cada ficha de falla se llegaba a una clasificación. Esta clasificación es la que se ofrece en la tabla I, diseñada igualmente para este proyecto, y que relaciona de forma más pormenorizada la actividad neotectónica y sísmica.

7.2.5. CRITERIO DE SELECCION DE LAS FALLAS CARTOGRAFIADAS.

Como se puede observar en la Tabla del apartado anterior, donde las fallas cartografiadas poseen un fondo de color, los criterios que hemos seguido son los siguientes:

- En el caso de que exista sismicidad instrumental con fiable y precisa determinación focal, solo se excluirán aquellos casos en que por no existir ningún rasgo

geológico o geomorfológico que haga presumir la presencia de una falla, difícilmente podemos asignar esa sismicidad a ninguna estructura tectónica.

- Cuando la sismicidad instrumental es de determinación dudosa y no muy precisa, eliminamos aquellas estructuras tectónicas que afectan a materiales más antiguos que 5.2 Millones de años, si en ellas no existen varias anomalías geomorfológicas.

- En el caso de que tengamos datos de microsismicidad, solo se eliminarán aquellas estructuras que difícilmente sean asimilables a esta microsismicidad, o bien porque no existan evidencias claras de falla o porque los rasgos geomorfológicos no indiquen la posibilidad de existencia de la misma.

- Cuando la sismicidad es histórica y su determinación y precisión relativamente fiables (error menor a 10 km, e isosistas paralelas a la falla), eliminaremos aquellas que no presentan indicios o anomalías, o cuando estas anomalías no nos permitan determinar la situación de la estructura.

- Si la sismicidad histórica es poco precisa o con alto grado de incertidumbre, eliminamos las fallas que afectan a terrenos más antiguos de 5.2 Millones de años, sino presentan varias anomalías geomorfológicas alineadas a lo largo del accidente.

- Por último, si no existen datos de sismicidad, se eliminarán todas las fallas más antiguas de 1.6 Millones de años, si no presentan anomalías o indicios alineados según una traza de falla conocida, o deducida claramente por esta alineación.

CUADRO DE ACTIVIDAD DE FALLAS EN LA EPOCA NEOTECTONICA

NEOTECTONICA SISMICIDAD		CON RUPTURAS Y/O DEFORMACIONES TECTONICAS EN MATERIALES DE EPOCA NEOTECTONICA SISMICIDAD				CON RUPTURAS Y/O DEFORMACIONES TECTONICAS EN MATERIALES NO DATADOS O ANTENEOTECTONICOS			SIN RUPTURAS Y/O DEFORMACIONES OBSERVABLES EN SUPERFICIE			
		EADAES				CON INDICIOS Y/O ANOMALIAS GEO-MORFOLOGICAS Y/O DE OTRO TIPO		SIN INDICIOS O ANOMALIAS	CON INDICIOS Y/O ANOMALIAS GEOMORFOLOGICAS Y/O DE OTRO TIPO		INDICIO AISLADO	NADA DE INDICIOS O DE ANOMALIAS
		HOLOCENO PLEIS. SUP. -200.000	PLEISTOCENO INF.-MED. -1,6 MA	PLIO - PLEIST. -5,2 MA	MIOC. SUP. -12 MA	VARIOS	AISLADO		VARIOS INDICIOS			
									ALINEA-DOS	AREALES		
SISMICIDAD INSTRUMENTAL	SISMOS DE DETERM. FIABLE Y PRECIS. SUFIC. FOCOS EN EL PLANO DE FALLA Y ALINEAMIENTO DE REPLICAS											
	SISMOS DE DETERMINACION DUDOSA Y/O PRECISION INSUFICIENTE											
	MICROSISMICIDAD ASOCIADA [CONOCIDA POR ESTUDIOS ESPECIFICOS]											
SISMICIDAD HISTORICA	SISMOS CON EPICENTRO DE DETERMINACION FIABLE Y PRECISION > 10 km. ISOSISTAS PARALELAS A LA FALLA											
	SISMOS POCO PRECISOS O CON ELEVADO GRADO DE INCERTIDUMBRE											
SIN SISMICIDAD CONOCIDA												

SI LAS EDAES SON DUDOSAS

A-II DUDOSA, QUIZAS MAS ANTIGUA

A-I DUDOSA, QUIZAS MAS RECIENTE

FALLA O ESTRUCTURA ACTIVA

FALLA O ESTRUCTURA MEDIANAMENTE ACTIVA

FALLA O ESTRUCTURA POCO ACTIVA

8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

8.1. DE CARACTER GENERAL.

En los mapas que acompañan a esta memoria se han representado cartográficamente las fallas y/o accidentes principales que en los últimos tiempos geológicos (Epoca Neotectónica) han afectado a la Región de Murcia. Estos accidentes serán los que, con mucha probabilidad, vuelvan a actuar en un futuro más o menos próximo.

Una vez reflejados estos accidentes, así como descrita la relación espacial y temporal entre ellos y los sismos tanto históricos como instrumentales de los que poseemos posicionamiento, se ha establecido una escala relativa de su actividad.

Las conclusiones de este estudio se deducen de los documentos cartográficos que lo acompañan. De modo especial llamamos la atención sobre los apartados 5.3.7. y 6.4 de esta memoria, donde se relacionan los principales accidentes.

Existe una evidente diferenciación sismo-tectónica en el área de estudio que permite clasificar la Región de Murcia bajo lo que hemos denominado Dominio Septentrional y Dominio Meridional (fig.34).

En el Dominio Septentrional, la sismicidad está estrechamente ligada a antiguas cicatrices, bandas lábiles que se reactivan ante cualquier esfuerzo actual, y que constituyen líneas sismogénicas de mayor riesgo que en el resto, en donde la peligrosidad estará en función de otros factores, ya sean litológicos, geomorfológicos e incluso hidrogeológicos. Aunque en el Dominio Septentrional la ocurrencia de terremotos puede ser menor que en el Meridional, no se descarta la aparición de algún evento importante.

Es de destacar dentro del Dominio Septentrional dos zonas en que su sismicidad difícilmente es asociable a fallas claramente dibujadas en la superficie. Esta suele responder al funcionamiento de fracturas del substrato paralelas a la traza principal de la de Bullas-Archena

(Cádiz-Alicante), cubiertas por materiales alóctonos, cuyas base plástica desconecta la geometría del basamento de la superficial. Estas áreas serían las de Caravaca-Calasparra y la de la Sierra de la Pila y sus alrededores.

En el área denominada Banda Nord-bética, la sismicidad es probable que este ligada a un subcabalgamiento del Dominio Septentrional sobre el Meridional, lo que dificulta la identificación en superficie del plano de falla. La existencia de esta estructura podría estar justificada, en parte, por el levantamiento de la Sierra del Gigante, como respuesta al desequilibrio isostático creado en estas circunstancias.

El Dominio Meridional está enclavado, al parecer, sobre una corteza continental más adelgazada y presenta mayor actividad neotectónica, más sismos, mayor número de rasgos geomorfológicos indicadores de tectónica reciente y mayor número de accidentes tectónicos afectando a depósitos cuaternarios. En este dominio existen alineaciones morfo-tectónicas que, a grandes rasgos, presentan una actividad sismogénica importante. Entre estas destacan las fallas de ambas márgenes del Corredor del Guadalentín-Bajo Segura. No obstante, en este dominio la tectónica reciente es más penetrativa, en el sentido de una mayor proliferación de los accidentes, tanto espacial como direccionalmente, multiplicándose estos accidentes como fallas secundarias de las principales, o como sistemas conjugados de esfuerzos antiguos o recientes. Además del ya mencionado Corredor de Guadalentín-Bajo Segura existen áreas sismogénicas de notable actividad tales como las del Campo de Cartagena-Mar Menor, Segura Medio, Fortuna-Molina, etc.

No cabe duda que la actividad neotectónica dentro de estos grandes accidentes, tipo Lorca-Alhama-Alcantarilla, no es igual en toda su extensión, ya que posiblemente esté ligada a la propia morfología y tipo de funcionamiento (plástico-elástico, dúctil o frágil) de estas estructuras en profundidad. Esto entra ya dentro de un materia recientemente discutida, el concepto de "segmentación" de los grandes accidentes activos.

En síntesis, puede decirse que:

a) La Región de Murcia es neotectónicamente activa.

b) Los sismos detectados instrumentalmente y por tanto con datos fiables en cuanto a situación epicentral y profundidad son, por lo general, de escasa profundidad e indudablemente relacionados con las estructuras tectónicas existentes, cartografiadas o no.

c) Los rasgos morfológicos ligados a la tectónica activa son tan evidentes y acusados que, o bien es muy frecuente el "creep tectónico", o sea los movimientos lentos no perceptibles, o la muestra estadística no es representativa de la sismicidad, ya que podrían presentarse sismos mayores con periodos largos de microsismicidad que evidencien esa liberalización lenta de la energía.

d) Existe una diferenciación sismotectónica dentro de la Región de Murcia, en dos Dominios Septentrional y Meridional.

8.2. EN RELACION CON LA ORDENACION TERRITORIAL.

Dado que en la "Primeras Jornadas de Estudio del Fenómeno Sísmico y su incidencia en la Ordenación del Territorio", celebrada en Murcia en Noviembre de 1986, se presentaron numerosos trabajos que trataban de este aspecto, y que nuestro objetivo no es la ejecución de un Mapa de Riesgos Sísmicos, sino aportar documentos Neotectónicos, Sismo-tectónicos, y de Actividad de Fallas que constituyan la base para, introduciendo otros factores, realizar aquel, no queremos extendernos demasiado en este aspecto sino dar, en una línea determinista tal como marcan las observaciones geológicas, algunas ideas de carácter más o menos general.

- Es evidente que no se puede actuar sobre el origen del fenómeno natural para eliminar el riesgo de ocurrencia de terremotos, pero si se tiene la posibilidad de atenuar los daños que puedan causar los terremotos, siguiendo un esquema como el dado en el anexo I (GERE y SHAH, 1984). Esto, que parece tan obvio, no resulta tan claro de entender y sobre todo de recordar. Los periodos de recurrencia de los grandes terremotos catastróficos suelen cubrir tres, cuatro o más generaciones de la población, y si bien la que los ha sufrido tiene una idea clara de sus efectos, y la segunda ha tenido una descripción pormenorizada de los que la han sufrido, a partir de aquí el tiempo se encarga de borrar todo tipo de huellas ya sea psíquicas o físicas. No obstante, los organismos públicos deben velar por la seguridad ciudadana máxime teniendo en cuenta que el tiempo es un factor multiplicador del riesgo, tanto desde el punto de vista probabilístico en sí, como por

el aumento de la población y la proliferación de obras y estructuras no siempre adecuadamente localizadas a realizadas.

- Si consideramos la incertidumbre existente sobre el comportamiento de las estructuras tectónicas y la inherente a la estimación probabilística de su actividad, parece muy difícil que seamos capaces de dar predicciones para la ocurrencia de terremotos, sobre todo en ventanas de tiempo de menos de 200 años. Pero desde un perspectiva social un periodo de 200 años es muy largo, y por consiguiente las amenazas de un terremoto destructivo pueden parecer remotas con lo que no se garantiza una atención inmediata. Quizás la información sobre riesgos esté mejor expresada al público en forma de que, la posibilidad de tal evento esperado es cada vez mayor para ventanas de 25, 50 y 75 años y para sismos de mediana intensidad. Por otro lado, si consideramos eventos de largo periodo de recurrencia, las probabilidades absolutas de tales eventos en intervalos de 1 a 5 años serían siempre pequeñas. Es necesario destacar, no obstante, que estas probabilidades absolutas pequeñas no tienen por que reflejar correctamente la actual amenaza a la sociedad de un terremoto catastrófico.

- Dado que en los últimos 100 años no se han producido en esta región terremotos de carácter catastrófico, todas las muestras estadísticas señalan la aparición de un terremoto de mediana magnitud para fechas no demasiado lejanas.

- Desde el punto de vista neotectónico y sismotectónico los principales riesgos son:

A) Riesgos sísmicos en sí, ocasionados por las vibraciones producidas por las ondas sísmicas en los distintos medios sólidos.

B) Rupturas y fallamientos superficiales.

C) Deslizamientos, avalanchas, flujos de barro, etc.

D) Fenómenos de Licuefacción.

E) Subsidiencias, elevaciones y basculamientos.

F) Tsunamis o maremotos.

G) Oscilaciones de los niveles piezométricos, Surgencias, etc.

Como líneas de actuación general en cada tipo de riesgo podemos señalar las siguientes:

A) En relación con la sismicidad:

En la Región de Murcia las áreas de mayor actividad sismotectónica, localizadas en el Dominio

Meridional (Corredor del Guadalentín-Bajo Segura, Campo de Cartagena, Segura Medio, etc), coinciden con:

- Una fuerte densidad demográfica.
- Mayor riqueza agrícola; ya que en gran parte se sitúan en depresiones limitadas por accidentes sismotectónicos, surcadas por ríos y ramblas, con sus consiguientes llanuras aluviales de fértiles suelos.
- En el Dominio Meridional el clima es excelente, con su repercusión favorable para la agricultura y el turismo (este último sobre todo en el litoral).
- La industria minera de Cartagena-La Unión está en relación con la actividad neotectónica y el volcanismo.

Por consiguiente sería absurdo aconsejar la no ocupación de estas áreas de riesgo, lo que resultaría inútil ante los hechos consumados. No obstante habría que intentar una política de prevención que incluya:

- Realización del Mapa de Riesgos Sísmicos, en base a los documentos aquí aportados.
- Actualización y aplicación de la Norma Sismoresistente.
- Ordenación Urbana y Territorial, según la zonación y microzonación sísmica obtenida del Mapa de Riesgos.

Por último nos atreveríamos a recomendar, que puesto que la riqueza agrícola está vinculada al suelo y al clima, y el turismo donde está la costa y el sol, factores inamovibles, los polos de expansión industrial debería dirigirse hacia el *Dominio Septentrional*, más tranquilo sísmicamente, es decir, hacia las comarcas de Jumilla y Yecla, donde de hecho están ubicadas las industrias vinícolas y del mueble.

B) En relación con la ruptura.

Se propone o recomienda que las obras públicas lineales (autopistas, carreteras, acueductos, canales, etc) crucen los accidentes tectónicos principales lo más perpendicularmente posible a la dirección de éstos, con idea de evitar atravesar el máximo número de fallas ligadas a la principal. Téngase en cuenta que relacionadas con la falla principal existen numerosas ramificaciones, y que de este modo la zona de ruptura atravesada sería lo más estrecha posible.

Igualmente deben de evitarse en la traza de la fallas la construcción de grandes obras, ya sean presas, puentes, centrales nucleares, polvorines u otras obras de elevado valor estratégico, económico o

infraestructural.

Como prevención sobre un hipotético colapso de las comunicaciones principales, se recomienda mejorar las vías alternativas que presenten un trazado más adecuado respecto a estas líneas sismotectónicas.

C) En relación con los deslizamientos y otros fenómenos superficiales.

Los fenómenos de desprendimiento, deslizamiento, avalanchas, compactaciones, etc., son fenómenos inducidos o activados por la sacudidas sísmicas, y cuyos daños pueden llegar a superar a los propios de las sacudidas. Por ello deben de evitarse para cualquier obra las áreas en que la confluencia de factores litológicos, morfológicos y neotectónicos hagan previsible la actuación de dichos fenómenos. En líneas generales estos riesgos se situarían en:

- Zonas de fuerte contraste topográfico ligadas a fallas de cierta actividad.
- Áreas con taludes o laderas en equilibrio límite, sobre todo en materiales de naturaleza arcillosa o margoarcillosa.
- Zonas con rellenos naturales o artificiales de materiales granular poco compactados. En ellas se pueden producir asentamientos diferenciales con resultados de colapso sobre edificaciones y obras de ingeniería. Muchas de las grietas del canal Tajo-Segura pueden deberse a este proceso, no siempre inducido por la sismicidad, sino por el relleno antrópico en las cabeceras de los barrancos.

D) En relación con la Licuefacción.

Es un fenómeno inducido que se produce en zonas sísmicas con suelos más o menos arenosos suficientemente húmedos. Por tanto se podrá presentar en:

- Zonas costeras arenosas.
- Partes medias y distales de abanicos aluviales.
- Llanuras aluviales.
- Mioceno y Plioceno arenoso.

En todos los casos cuando su nivel piezométrico está lo suficientemente alto.

E) En relación con las subsidencias y elevaciones.

Hay zonas en que pueden producirse movimientos lentos no ligados necesariamente a terremotos, al menos perceptibles. La planificación, ordenación urbana y territorial debe realizarse en estos casos a largo plazo y, aunque reconocemos que políticamente puede

no ser muy aconsejable, es la única forma de paliar y prevenir mayores daños en el futuro, y así:

- Las zonas de hundimiento ligadas a la costa presentan la problemática de que las barras que limitan los espacios acuáticos restringidos desaparezcan poco a poco o disminuyan excesivamente su tamaño, dando lugar a cambios profundos en el paisaje, con las consecuencias económicas consiguientes. En el caso del Mar Menor estas circunstancias se agravan por la disminución de aportes arenosos litorales y por la sobrecarga creada por el gran número de construcciones (compactación).

El problema en las áreas de elevación (Sierra del Gigante, Ricote, etc) es bastante menor, y los deslizamientos locales u otro tipo de incidencias se pueden ir solucionando con el tiempo y conforme a la problemática del área a ordenar.

F) Tsunamis o maremotos.

Poco podemos aportar a la prevención de daños por estos fenómenos, sobre todo si consideramos los fines de nuestro estudio. Por ello mencionamos las generalidades sobre ello conocidas:

Las áreas potenciales de riesgo están junto a la costa (puertos, bahías, etc), sobre todo las situadas a menos de 15 metros de altura sobre el nivel del mar para tsunamis de origen distante, y a menos de 30 metros para los de origen local.

Un tsunami no es una simple ola sino un tren de olas. Por tanto, no pasará el peligro hasta que pase la última ola, y esto puede durar hasta varias horas.

El tamaño de un tsunami no puede predecirse. Puede generar una pequeña ola en un lugar de la costa y otra gigantesca en otro. Cualquier tsunami es potencialmente peligroso.

Deben tomarse precauciones en cuanto se advierte la existencia de un terremoto en el mar, aunque sea distante, y las personas alejarse de la costa.

La llegada de un tsunami puede estar precedida por una perceptible elevación o descenso del nivel del mar a lo largo de la costa, lo que debe servir como aviso de evacuación inmediata de la línea de la costa.

G) Sobre los acuíferos.

De todos es conocido que una sacudida sísmica, sobre todo acompañada con rupturas, puede ocasionar Surgencias y variaciones en los niveles piezométricos. Por tanto puede ser indicativo de una próxima sacudida sísmica el aumento generalizado de los niveles piezométricos regionales siempre que este no responda a otros efectos, climáticos o de explotación, conocidos.

8.3. EN RELACION CON LOS PLANES DE INVESTIGACION.

Dentro de los planes parciales de investigación, consideramos básicas dos tipos de actuaciones:

A) Las encaminadas a conocer la paleosismicidad para determinar el tiempo y recurrencia de los terremotos prehistóricos, reconocimiento y caracterización de los eventos paleosísmicos individuales, estimar las tasas de deslizamiento cuaternario, así como la cantidad de deformación cosísmica, la variación a largo y corto plazo del funcionamiento de las fallas sismogénicas y la aplicación de los datos paleosísmicos en los diversos aspectos del análisis del riesgo sísmico. Es fundamental para este fin el estudio de la continuación de las fallas en profundidad (métodos geofísicos) así como estudios geológicos y estructurales que den modelos realistas para hacer más comprensible la relación tectónica-sismicidad.

B) Las encaminadas a conocer los movimientos neotectónicos, esfuerzos y estructuras, que actúan actualmente.

Estas actuaciones deberían tener un carácter institucional a nivel tanto nacional, como regional, en las comunidades con reconocida actividad sísmica.

Para las actuaciones de tipo A, y con idea de mejorar el conocimiento de la paleosismicidad, son básicas las siguientes líneas de investigación:

- Desarrollo técnico y estimulación económica de los métodos de datación para la época cuaternaria esencialmente.

En la práctica totalidad de los estudios paleosísmicos es primordial el conocimiento de su edad. Sin este conocimiento los datos paleosísmicos tienen escaso valor. Se pueden utilizar técnicas de "rutina" o bien desarrollar nuevas técnicas. Ambas pueden tener aplicación en paleosismología. Por otra parte, deben aplicarse varios métodos de datación independiente. Las determinaciones de las edades resultantes permitirán calibrar las diferentes técnicas, y ayudarían a identificar los factores físicos y químicos que las afectan.

Existen numerosas técnicas de "rutina" para la datación del Cuaternario y su aplicabilidad a la datación de la tectónica activa (COLMAN & PIERCA, 1979). Entre ellas destacan, aparte claro esta de la documentación histórica, la dendrocronología, Cronología de varvas, C¹⁴, Series de Uranio, K/Ar, Huella de fisión, Tendencias del Uranio, Termoluminiscencia, Isótopos cosmoquímicos diferentes al C¹⁴, Racemización de amino-ácidos, etc.

Hasta ahora las utilizadas en esta región han sido en su mayor parte de carácter relativo, tales como las

estratigrafía, los fósiles y el paleomagnetismo. En cuanto a dataciones absolutas, se han utilizado los métodos de series de Uranio ($^{230}\text{Th}/\text{U}^{234}$), K-Ar y huella de fisión. Excepto para el método de C^{14} , para el resto de las dataciones absolutas no existe ni instrumental ni dedicación técnica en nuestro país, por lo que estas dataciones, o se realizan dentro de programas de investigación conjunta con otro organismo extranjero que posea estas técnicas, o tienen que ser pagadas a un precio relativamente alto, teniendo en cuenta el número de muestras que deben estudiarse. A modo de ejemplo, podemos decir que el laboratorio de Quebec (Canadá) cobra por el estudio de una muestra por el método de U-Th unos 800 dólares. La solución a este problema sería dotar a nuestras instituciones científicas de instrumental y personal necesario con capacidad para efectuar dataciones absolutas.

- Seguimiento e investigación sistemática de eventos históricos.

Hasta ahora se ha insistido bastante en la recolección de datos de sismicidad histórica, pero no hay información sobre las deformaciones asociadas a superficies de fallamiento de terremotos históricos. El análisis cuidadoso y sistemático de estos datos ofrece numerosos beneficios para la paleosismología y para la evolución del riesgo sísmico. El reconocimiento y caracterización de los terremotos prehistóricos depende en gran medida de exactas interpretaciones de hechos geológicos de pequeña escala tanto tectónica como estratigráficamente.

El estudio de los efectos geológicos de los terremotos históricos tiene otros beneficios. Se estima que el periodo de recurrencia de terremotos de magnitud moderadamente alta ($M=6-6,5$) son un serio problema en la predicción del riesgo sísmico. Por tanto, los geólogos deben estudiar los efectos superficiales de terremotos históricos de magnitud moderada para reconocer eventos de similar tamaño en el registro geológico.

La segmentación de grandes fallas (como las existentes en la Región de Murcia) ayuda a entender el proceso de propagación en la ruptura y a evaluar el riesgo sísmico. Por ello, un objetivo importante sería definir segmentos de falla y caracterizar aquellas estructuras geológicas que limitan cada segmento. El estudio de terremotos históricos podría proporcionar indudable discernimiento en como los límites de diferentes segmentos corresponden a rupturas deseminadas, y como efectivamente estas detienen rupturas cosísmicas.

- Análisis de fotografías aéreas.

Las fotografías aéreas realizadas al amanecer y al atardecer, por la oblicuidad de la luz solar, pueden detectar pequeños escarpes y otras manifestaciones

morfológicas de interés neotectónico.

Como un complemento sustancial a la investigación, se sugiere fomentar, en la Región de Murcia, estudios sobre la geología y geomorfología de algunas zonas y de manera puntual:

a) Financiación de investigaciones (tesis doctorales) sobre Neotectónica y Sismotectónica que estimulen la datación absoluta o relativa en los terrenos afectados por accidentes activos.

b) Ayudas para el desarrollo de metodologías útiles para neotectónica y en concreto la realización de perfiles paleomagnéticos, y dataciones absolutas, en las siguientes cuencas:

- Tarragona (Suroeste de Caravaca).
- Avilés.
- Mula-Fortuna.
- Lorca.
- Noroeste de Calasparra.

c) Se sugiere la creación de un comité de estudio de los efectos superficiales de los terremotos, que dedique su atención al análisis de las características de las deformaciones o ruptura superficial, para su posible aplicabilidad al estudio de la frecuencia y tipología de los terremotos que se esperan y el riesgo sísmico consecuente.

El análisis de efectos superficiales de los terremotos actuales se basaría en :

- Estudios de la tipología y características geométricas de las rupturas superficiales en las cercanías del epicentro, y a lo largo de la estructura que aparentemente ha originado ese evento sísmico.
- Seguimiento del "afterslip" o deslizamiento que se produce en algunas fallas con posterioridad a la ruptura súbita. Tales deslizamientos pueden ser diferentes en una parte u otra de la falla y suelen corresponder a fallas o sectores que tienen una historia de "creep" tectónico. este seguimiento puede ser de tres meses o incluso de un año después del evento principal. La magnitud de este desplazamiento pudiera ser de casi el 150% del inicial.
- Investigación de los efectos indirectos de la deformación regional (maremotos, Surgencias, cambios de los niveles piezométricos, etc).

Con estos datos, y otros propiamente sísmicos, se podría establecer algunas extrapolaciones paleosismológicas, y adaptarlas a modelos y curvas

establecidas en zonas sismo-tectónicamente mejor conocidas.

Este Comité debería estar integrado por:

- Un técnico de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia, o en su defecto uno nombrado por la misma.
- Un experto en Análisis Estructural/Neotectónica.
- Un experto en Geomorfología dinámica/Neotectónica.
- Un físico/sismólogo especialista en la sismicidad de la región.
- Un técnico de , o nombrado por, el Instituto Tecnológico GeoMinero de España.

Para las actuaciones de tipo B, con idea de conocer los datos objetivos de lo que ocurre hoy día, se recomiendan las siguientes actuaciones:

- Microsismicidad.

Creación de una red microsísmica, que aporte un gran caudal de datos para el conocimiento sismo-tectónico de la región y permita la planificación "geosocial" de la misma. Estos datos nos permitirán conocer el "pulso" de muchas de las estructuras tectónicas, obtener mecanismos de focos (*UDIAS* y *BUFORN*, 1985) y mejorar la prevención sísmica, además de ser un primer paso a una hipotética predicción sísmica.

Estas redes se deberían situar rodeando las estructura más activas. Aunque ya se han llevado a cabo tres campañas orientadas a la vigilancia de las fallas de Alhama, Torre Vieja, y Palomares, dentro o en las cercanías de la Región de Murcia, proponemos una serie de campaña tomando como base los datos geológicos y sin hacer intervenir otros factores que pudieran hacer difícil su realización (superpoblación, ruidos de fondo, naturaleza del suelo, etc.). Estas serían en orden de prioridad:

- Carrascoy-Cresta del Gallo-Bajo Segura.
- Cartagena-La Unión.
- Segura Medio (desde Alcantarilla a Cieza).
- Sierra Almenara-Sierra de Enmedio.
- Jumilla-Yecla.
- Región de Caravaca.
- Cuenca de Cope.
- Sierra de la Pila.

este trabajo se haría en cooperación con el IGN y diversas Instituciones nacionales.

- Geodesia.

Posicionamiento de diferentes redes geodésicas locales alrededor de las estructuras tectónicas más activas, o de alguno de sus segmentos con idea de investigar el "creep tectónico" no necesariamente ligado a la microsismicidad, pero indicativo de una deformación horizontal o vertical con implicación socio-económica también interesante. Mediante triangulaciones y trilateraciones se puede llegar a obtener tasas de movimiento a medio plazo.

Se propone el establecimiento de redes locales en las siguientes comarcas:

- *Cuenca de Cope*, por existir ya un posicionamiento de los puntos de observación realizado con anterioridad, y cuya puesta al día apenas debe tener coste económico.

- *Sector de Lorca-Sierra de la Tercia*, por su interés y fácil planteamiento.

- *Sector Norte de la Sierra de Carrascoy.*

De un modo más ambicioso se podría proponer, y una vez que se consulte con el personal especialista, el establecimiento de una red regional, que en caso de ser posible, nos permitiría conocer no solo el funcionamiento de una estructura tectónica, sino también, los movimientos relativos de las distintas áreas y sectores en que los grandes accidentes segmentan la Región de Murcia.

Para ello estableceríamos 20-25 estacionamientos coincidentes con vértices topográficos destacados de esta Región, que podrían ser de Norte a Sur:

- Arabí (1067 m).
- Cerro Picario (1026 m)- Sierra de la Cingla.
- Doncel (890 m)- Sierra de las Cabras.
- Sierra del Carche (1371 m).
- Cabezo del Asno (768 m)-Sierra del Picacho.
- Sierra del Algaidón (749 m).
- Sierra de la Pila (1025 m).
- Cerezo de Moratalla (1141 m,)- Sierra del Cerezo.
- Sierra de Mojante (1605 m).
- Pinar Negro (1477 m)- Sierra del Gavilán.

- Sierra de Ricote (1124 m).
- Sierra de Abanilla (624 m).
- Cabezo Gordo al Noroeste de Orihuela (174 m).
- Sierra del Burete (1184 m).
- Selva (1525 m)- Sierra Cambron.
- Sierra Espuña (1579 m).
- Sierra del Gigante (1493 m).
- Casa Alta (919 m)-Sierra de la Torrecilla.
- La Manilla(991 m)- Sierra de la Tercia.
- Sierra Almenara (885 m).
- Cabezo de los Mayoriales (690 m)- Arco de Aguilas.
- Sierra del Algorrobo (713 m).
- Sierra de Carrascoy (1065 m).
- Cabezo Gordo de San Javier (308 m).
- Medidas de esfuerzo "in situ".

Aprovechando la existencia de numerosos sondeos profundos abandonados (sondeos petrolíferos, geotérmicos o hidrogeológicos), se podría planificar la

colocación en ellos, y a distinta profundidad, de extensiómetros, o presuómetros que indicarán la dirección de esfuerzos actuantes a diferentes profundidades.

- Acelerógrafo.

Con frecuencia se precisa conocer qué ocurrirá en aquellas estructuras sujetas a fuertes vibraciones durante los terremotos. Se trataría de utilizar otro instrumento que mida la aceleración del terreno en lugar del desplazamiento. Tales instrumentos son llamados acelerógrafos y la información generada por estos instrumentos se conoce como acelerógrama. Este tiene la apariencia de un sismograma, pero sus características matemáticas son bastante diferentes. Este instrumento proporciona datos de valor inestimable para determinar como vibran los edificios y estructuras durante un terremoto. La colocación de estos sería pues interesante desde el punto de vista de la ingeniería y de aplicación directa a obras muy concretas.

Una última recomendación: Los terremotos no entienden de fronteras políticas y, dado que el Sureste de España es una zona de dinámica sismotectónica con entidad propia, se sugiere la colaboración de la Comunidad Autónoma de la Región de Murcia con las Comunidades Autónomas Andaluza y Valenciana para la realización conjunta de Proyectos de Investigación Sismotectónica, que ayuden a evaluar el riesgo sísmico.

<u>AUTOR</u>	<u>FECHA</u>	<u>TITULO</u>	<u>EDITOR O REVISTA</u>	<u>VOLUMEN</u>	<u>PAGINAS</u>
ALBERT BELTRAN J.F.	1979	EL MAPA ESPAÑOL DE FLUJOS CALORIFICOS. INTENTO DE CORRELACION ENTRE ANOMALIAS GEOTERMICAS Y ESTRUCTURA CORTICAL.	BOL.GEOL. Y MIN.	90-1	36-48
ALLEN, C.R.	1986	SEISMOLOGICAL AND PALEOSEISMOLOGICAL TECHNIQUES OF RESEARCH IN ACTIVE TECTONICS.	ACTIVE TECTONICS (NAT. ACAD. PRESS)		148-154
ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M. Y MATTAUER,M.	1971	SUR UN MODELE EXPLICATIF DE L'ARC DE GIBRALTAR.	EARTH PLANET. SC. LETT.	12	191-198
ARAÑA,V. Y VEGAS, R.	1974	PLATE TECTONICS AND VOLCANISM IN THE GIBRALTAR ARC.	TECTONOPHYSICS	24	197-212
ARMIJO, J.	1978	LA ZONE DE FAILLES DE LORCA-TOTANÀ (CORD. BETICAS). ETUDE TECTONIQUE ET MICROTECTONIQUE.	TESIS. UNIV. PARIS VII		98
AZEMA, J.; FOUCALT, A.; FOURCADE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A. C.; RIVAS, P. Y VERA, J.A.	1979	LAS MICROFACIES DEL JURASICO Y CRETACICO DE LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BETICAS	SEC. PUB. UNIV. GRANADA		99
BAENA, J.	1981	MEMORIA Y MAPA GEOLOGICO A ESC. 1:50.000 DE JUMILLA (HOJA 869).	I.G.M.E. 2ª SERIE 1ª ED. MAGNA	869	37
BAENA, J. Y JEREZ, L.	1982	SINTESIS PARA UN ENSAYO PALEOGEOGRAFICO ENTRE LA MESETA Y LA ZONA BETICA S. STR.	COLECCION INFORME I.G.M.E.		256
BANDA, E. & ANSORGE, J.	1980	CRUSTAL STRUCTURE UNDER THE CENTRAL AND EASTERN PART OF BETIC CORDILLERA	GEOPHYS. J.R. ASTR. SOC.	63	515-532
BARRANCO, L. M.	1986	ANALISIS DE LA FRACTURACION EN EL SE DE ESPAÑA. IMPLICACIONES GEODINAMICAS.	TESIS DE LICENCIATURA. U.C.M.		189
BEDU, P.	1988	EVOLUTION DES ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES DANS UN COULOIR DE DECROCHEMENT: LES BASSINS NEOGENES DU DOMAINE BETIQUE ORIENTAL (ESPAGNE).	TESIS. UNIV. CAEN (EN PRENSA)		
BELLON, H.	1976	SERIES MAGMATIQUES NEOGENES ET QUATERNAIRES DU POURTOUR DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE, COMPAREES DANS LEUR CADRE GEOCHRONOMETRIQUE.	TESIS. UNIV. PARIS-SUD (ORSAÏ).		367
BELLON, H.; BIZON, G.; CALVO, J.P.; ELIZAGA, E.; GAUDANT, J. Y LOPEZ, M.	1981	LE VOLCAN DU CERRO DEL MONAGRILLO (PROVINCE DE MURCIA): AGE RADIOMETRIQUE ET CORRELATIONS AVEC LES SEDIMENTS NEOGENES DU BASIN DE HELLIN (ESPAGNE).	C.R. ACAD. SC. PARIS	292	1035-1038

<u>AUTOR</u>	<u>FECHA</u>	<u>TITULO</u>	<u>EDITOR O REVISTA</u>	<u>VOLUMEN</u>	<u>PAGINAS</u>
BELLON, H.; BORDET, P. & MONTENAT, C.	1983	LE MAGMATISME NEOGENE DES CORDILLERES BETIQUES (ESPAGNE): CHRONOLOGIE ET PRINCIPAUX CARACTERES GEOCHIMIQUES.	BULL. SOC. GEOL. FRANCE	25-2	205-218
BERTRAND, M. Y KILIAN, W.	1889	ETUDES SUR LES TERRAINS SECONDAIRES ET TERTIAIRES DANS LES PROVINCES DE GRENADE ET MALAGA.	MEM. AC. SC., PARIS. MISSION D'ANDALUSIEN	30	378-582
BLOW, W. H.	1969	LATE MIDDLE EOCENE TO RECENT PLANKTONIC FORAMINIFERAL BIOSTRATIGRAPHY	PROC. 1st INT. CONF. PLANKTONIC MICROFOSSILS (GENEVA, 1967).	1	199-422
BLUMENTHAL, M.	1927	VERSUCH EINER TEKTONISCHEN GLIEDERUNG DER BETISCHEN CORDILLEREN VON CENTRAL UND SUDWEST ANDALUSIEN.	EDL. GEOL. HELV.	20	487-592
BOCCALETTI, M Y OTROS.	1987	NEOGENE-QUATERNARY SEDIMENTARY-TECTONIC EVOLUTION OF THE BETIC CORDILLERA.	ACTA NATURALIA DE "ATENEO PARMENSE"	23	179-200
BOUSQUET, C.	1979	QUATERNARY STRIKE-SLIP FAULTS IN SOUTHERN SPAIN	TECTONOPHYSICS	52	277-286
BOUSQUET, J. C. Y MONTENAT, C.	1974	PRESENCE DE DECROCHEMENTS NE-SW PLIO-QUATERNAIRES DANS LES CORDILLERES BETIQUES ORIENTALES.	C.R. ACAD. SC. PARIS	278	2617-2620
BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. Y PHILIP, H.	1978	LA EVOLUTION TECTONICA RECIENTE DE LAS CORDILLERAS BETICAS ORIENTALES	REUN. SOBRE LA GEODINAMICA DE CORD. BETICAS Y MAR DE ALBORAN		59-78
BULL, W.B.	1977	THE ALLUVIAL FANS ENVIRONMENT	PROG. PHUS. GEOGR. JOUR.	22	220-270
COLMAN, S.M. Y PIERCE, K.L.	1979	PRELIMINARY MAP SHOWING QUATERNARY DEPOSIT-SAND THEIR DATING POTENTIAL IN CONTERMINOUS UNITED STATES	U.S. GEOL. SURV. MISC. FIELD STUDIES MAP	MF-1052	
CRONE, A.J. Y OTROS	1988	DIRECTIONS IN PALEOSEISMOLOGY. SUMMARY OF DISCUSSION SESSION	BULL. INQUA. NEOTECTONICS COMMISSION	17	94-105
DUMAS, B.	1977	LE LEVANT ESPAGNOL: LA GENESE DU RELIEF	TESIS UNIV. PARIS-VAL DE MORME (PARIS XII)		512
DURAND-DELGA, M.	1980	LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE: ETAPES DE SA GENESE ET PROBLEMES STRUCTURAUX LIES A CELLE-CI	MEM. H. SER. SOC. GEOL. FRANCE	10	203-224
EGELER, C.G.; SIMON, O.J.	1969	SUR LA TECTONIQUE DE LA ZONE BETIQUE (ESPAGNE)	NORTH. HOLLAND. PUB. CO.	25-3	90
ENADIMSA	1989	GEOMETRIA DE LOS ACUIFEROS DEL CAMPO DE CARTAGENA	INFORME INTERNO I.T.G.E.		

<u>AUTOR</u>	<u>FECHA</u>	<u>TITULO</u>	<u>EDITOR O REVISTA</u>	<u>VOLUMEN</u>	<u>PAGINAS</u>
ESTEVEZ, A. Y SANZ DE GALDEANO, C.	1984	NEOTECTONICA EN LA DEPRESION DE GRANADA Y AREAS PROXIMAS:METODOS EMPLEADOS	ENERGIA NUCLEAR J.E.N.	28	249-257
FALLOT, P.	1945	ESTUDIOS GEOLOGICOS EN LA ZONA SUBBETICA ENTRE ALICANTE Y EL RIO GUADIANA MENOR	MEM. LUCAS MALLADA		720
	1948	LES CORDILLERES BETIQUES	EST. GEOL.	4	259-279
GARCIA DUEÑAS, V. Y MARTINEZ MARTINEZ, J.M.	1988	DESPEGUES EXTENSIONALES EN EL DOMINIO DE ALBORAN	SYMP. ON THE GEOLOGY OF THE PYRENEES AND BETICS (ABSTRACTS)		23-23
GAUYAU, F.	1977	ETUDE GEOPHYSIQUE DANS LE LEVANT ESPAGNOL (ENTRE ALICANTE ET TOTANA): LE PROBLEME DU PROLONGEMENT DE L'ACCIDENT D'ALHAMA DE MURCIA.	TESIS UNIV. DES SCIEN. ET TECHNIQUES DU LANQUEDOC		95
GERE, J.M. Y SHAH, H.C.	1984	TERRA NON FIRMA	FREEMAN		203
GOY, J.L.; ZAZO, C.	1988	SEQUENCES OF QUATERNARY MARINE LEVELS IN EL-CHE BASIN (EASTERN BETIC CORDILLERA, SPAIN)	PALEOGEOG., PALOECLIM., PALEOECOL.	68	301-310
GOY, J.L.; ZAZO, C.; HILLAIRE-MARCEL, Y CAUSSE, C.	1986	STRATIGRAPHIC ET CHRONOLOGIE (U/TH) DU TYRRHENIEN DU SE DE L'ESPAGNE	ZEITS. FUR GEOMORPHOLOGIE	62	71-82
GOY, J.L.; ZAZO, C.; SOMOZA, L.;DABRIO, C.J. Y BARDAJI, T.	1989	LIBRO GUIA EXCURSION B-1. LITORAL MEDITERRANEO	2º REUNION DEL CUATERNARIO IBERICO, MADRID		99
HERRAIZ, M.	1982	MICROSISMICIDAD EN EL CAMPO PROXIMO. ANALISIS DE GENERACION DE ONDAS DE CODA Y PARAMETROS FISICOS ASOCIADOS	TESIS UNIV. COMPLUTENSE MADRID		207
HILLAIRE-MARCEL,C.; CARRO, O.; CAUSSE, C.; GOY, J.L. Y ZAZO, C.	1986	TH/U DATING OF STROMBUS BUBONIUS BEARING MARINE TERRACES IN SW SPAIN	GEOLOGY	14	613-616
I.G.M.E.	1982	MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS ADYACENTES. E 1:200.000 MEMORIA Y HOJA 84, 85, 84S Y 85S. ALMERIA-GARRUCHA, CHELLA-GENOVESES	I.T.G.E.	84-85	105
I.T.G.E.	1988	MAPA GEOLOGICO DE LA PLATAFORMA CONTINENTAL ESPAÑOLA Y ZONAS ADYACENTES. E. 1:200.000. MEMORIA Y HOJA Nº 79-79E	I.T.G.E.	79-79E	147
LAROUZIERE, F.D.	1985	ETUDE TECTONO-SEDIMENTAIRE ET MAGNATIQUE DES BASSINS NEOGENES D'HINOJAR ET DE MAZARRON (CORDILLERES BETIQUES, ESPAGNE)	TESIS UNIV. PARIS VI		316
LAROUZIERE, F.D. BOLZE, J.; BORDET,P.; HERNANDEZ, J.; MONTENANT,C Y OTT D'ESTEVOU, P.	1987	THE BETIC SEGMENT OF THE LITHOSPHERIC TRANS-ALBORAN SHEAR ZONE DURING THE LATE MIOCENE	TECTONOPHYSICS	152	41-52

<u>AUTOR</u>	<u>FECHA</u>	<u>TITULO</u>	<u>EDITOR O REVISTA</u>	<u>VOLUMEN</u>	<u>PAGINAS</u>
LAROUZIERE, F.D.; MONTENAT, C.; OTT ESTEVOU, P. Y GRIVEAUD, P.	1987	EVOLUTION SIMULTANEE DE BASINS NEOGENES EN COMPRESSION ET EXTENSION DANS UN COULOIR DE DECROCHEMENT	BULL. CENTRES RECH. EXPLOR.-PROD. ELF AQUITAINE	11-1	23-38
LOISEAU, J.	1988	LE SEGMENT ARCHENA-MULA DE L'ACCIDENT NORD-BETIQUE (ESPAGNE): SES RELATIONS AVEC LA SEDI-MENTATION NEOGENE; IMPLICATIONS STRUCTURALES.	TESIS UNIV. PARIS-SUD (ORSAY)		192
LOPEZ CASADO, C. Y SANZ DE GALDEANO, C.	1986a	ESTUDIO DE LA COMPLETITUD Y HOMOGENEIDAD DE LA INFORMACION SISMICA CORRESPONDIENTE A LA REGION MURCIANA.	1as. JORN. FENOMENO SISMICO Y SU INCID. EN ORDEN. (MURCIA)	3	1-44
	1986b	FUENTES SISMICAS DE LA REGION DEL RIO SEGURA	1as JORN. FENOMENO SISMICO Y SU INCID. EN ORDEN. (MURCIA).	4	01-35
LOPEZ CASADO, C.; ESTEVEZ, A.; PINA, J.A. Y SANZ DE GALDEANO, C.	1987	ALINEACIONES SISMOTECTONICAS EN EL SURESTE DE ESPAÑA. ENSAYO DE DELIMITACIONES DE FUENTES SISMICAS.	MEDITERRANEA SER. EST. GEOL.	6	5-38
LUKOWSKI, P.	1987	EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DU BASSIN NEOGENE DE FORTUNA (CORDILLERES BETIQUES ORIENTALES, ESPAGNE).	TESIS UNIV. PARIS-SUD (ORSAY)		430
MANCHEÑO, J.A. Y RODRIGUEZ ESTRELLA, T.	1985	GEOLOGIA DE LOS DIAPIROS TRIASICOS EN EL NORESTE DE LA PROVINCIA DE MURCIA	EST. GEOL.	41	189-200
MARTINEZ SOLARES, J. Y HERRAIZ, M.	1986	SISMICIDAD Y ESTUDIOS SISMICOS DE LA REGION DE MURCIA	1as JORN. FENOMENO SISMICO Y SU INCID. EN ORDEN. (MURCIA).	9	1-23
MARTINI, E.	1971	STANDARD TERTIARY AND QUATERNARY CALCAREOUS NANNOPLANKTON ZONATION	PROC. 2nd PLANKT. CONF. (ROMA, 1970)	2	739-785
MEIN, P.	1979	RAPPORT D'ACTIVITE DU GROUPE DE TRAVAIL VERTÈBRES MISE A JOUR DE LA BIOSTRATIGRAPHIE DU NEOGENE BASEE SUR LES MAMMIFERES	ANN. GEOL. PAYS HELLEN.	3	1367-1372
MEZCUA, J.	1985	ESQUEMA SISMOTECTONICO DEL SURESTE DE ESPAÑA	MECANISMOS DE LOS TERREMOTOS Y TECTONICA (U.C.M.)		225-232
MEZCUA, J. Y MARTINEZ SOLARES, J.M.	1983	SISMICIDAD DEL AREA IBERO-MOGREBI	INSTITUTO GEOGRAFICO NACIONAL	203	302
MEZCUA, J.; HERRAIZ, M. Y BUFORN, E.	1984	STUDY OF THE JUNE 1977 LORCA (SPAIN) EARTHQUAKE AND ITS AFTERSHOCK SEQUENCE	BULL. SEISM. SOC. AM.	74.1	167-179
MONTENAT, C.	1973	LES FORMATIONS NEOGENES ET QUATERNAIRES DU LEVANT ESPAGNOL (PROVINCE D'ALICANTE ET DE MURCIE)	TESIS UNIV. PARIS-SUD (ORSAY)		1179

<u>AUTOR</u>	<u>FECHA</u>	<u>TITULO</u>	<u>EDITOR O REVISTA</u>	<u>VOLUMEN</u>	<u>PAGINAS</u>
MONTENAT, C, Y OTT D'ESTEVOU, P.	1986	EXEMPLES DE BASSINS SEDIMENTAIRES EN REGIME COMPRESSIF DECROCHANT: LES ...	IGAL. PARIS. RAPP INTERCE.		1-87
	1988	MODALITES DE STRUCTURACION SYNSEDIMENTAIRE DES BASSINS NEOGENES DES CORDILLERES BETIQUES ORIENTALES	SYMP. ON THE GEOLOGY OF THE PYRENEES BETICS (ABSTRACTS)		34-34
MONTENAT, C.; BIZON, G. Y BIZON, J.J.	1975	REMARQUES SUR LE NEOGENE DU FORAGE 501 DES 121 EN MER D'ALBORAN (MEDITERRANEE OCCIDENTALE).	BULL. SOC. GEOL. FRANCE	17-1	45-51
MONTENAT, C.; OTT D'ESTEVOU, P. Y MASSE P.	1987	TECTONIC-SEDIMENTARY CHARACTERS OF THE BETIC NEOGENE BASINS EVOLVING IN A CRUSTAL TRANSCURRENT SHEAR ZONE	BULL. CENTRES RECH. EXPLOR.-PROD. ELF AQUITAINE	11	1-22
NOBEL, F.A.; ANDRIESSEN, P.A.M.; HEBERA, E.H.; PRIEM, H.N.A. Y RONDEEL, H.E.	1981	ISOTOPIC DATING OF THE POST-ALPINE NEOGENE VOLCANISM IN THE BETIC CORDILLERAS, SOUTHERN SPAIN.	GEOL. MIJNB.	60	209-214
OTT D'ESTEVOU, P. Y MONTENAT, C.	1985	EVOLUTION STRUCTURALE DE LA ZONA BETIQUE ORIENTALE (ESPAGNE) DU TORTONIEN A L'HOLOCENE	C.R. ACAD. SC. PARIS	300	363-368
	1988	CADRE ET ENVIROMENT STRUCTURAUX DES BASSINS NEOGENES DU DOMAINE BETIQUE ORIENTAL: IMPLICATIONS GEODYNAMIQUES	SYMP. ON THE GEOLOGY OF THE PYRENEES AND BETICS (ABSTRACTS)		33-33
OTT D'ESTEVOU, P.; MONTENAT, C. Y LAROUZIERE, F.D.	1988	CUENCAS SEDIMENTARIAS NEOGENAS EN REGIMEN TRANSCURRENTE EN LA ZONA BETICA ORIENTAL	II CONGR. GEOL. ESPAÑA, S.G.E., GRANADA 1988	SIMPOSIOS	163-172
PAVONI, N.	1985	GUIDELINESS FOR THE CONSTRUCTION OF SEISMOTECTONIC MAPS	TECTONOPHYSICS	117	1-6
PUGA, E.	1980	HYPOTHESES SUR LA GENESE DES MAGMAS CALCO-ALCALINS INTRA-OROGENIQUES...	BULL. SOC. GEOL. FRANCE	22	243-250
REY PASTOR, A.	1951	ESTUDIO SISMOTECTONICO DE LA REGION SURESTE DE ESPAÑA	INST. GEOGR. Y CATASTRAL		52
RODRIGUEZ ESTRELLA, T.	1983	NEOTECTONICA RELACIONADA CON LAS ESTRUCTURAS DIAPIRICAS EN EL SURESTE DE LA PENINSULA IBERICA	TECNITERRAE S-318	9	14-30
RONDEEL, H.E. Y GAAG, P.V.O.	1986	A TWO STAGE DIAPIRIC EVENT IN THE EASTERN PRE-BETIC.	EST. GEOL.	42	117-125
SANZ DE GALDEANO, C.	1987	STRIKE-SLIP FAULTS IN THE SOUTHERN BORDER OF THE VERA BASIN (ALMERIA, BETIC CORDILLERAS)	EST. GEOL.	43	435-443

<u>AUTOR</u>	<u>FECHA</u>	<u>TITULO</u>	<u>EDITOR O REVISTA</u>	<u>VOLUMEN</u>	<u>PAGINAS</u>
SANZ DE GALDEANO,C.	1990	GEOLOGIC EVOLUTION OF THE BETIC CORDILLERAS IN THE WESTERN MEDITERRANEAN, MIOCENE TO THE PRESENT.	TECTONOPHYSICS	172	107-119
SANZ DE GALDEANO, C. Y LOPEZ CASADO, C.	1988	FUENTES SISMICAS EN EL AMBITO BETICO-RIFEÑO	REVISTA DE GEOFISICA	44	175-198
SANZ DE GALDEANO, C.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. Y LOPEZ GARRIDO, A.C.	1985	A STRIKE-SLIP FAULT CORRIDOR WITHIN THE ALPUJARRA MOUNTAINS (BETIC CORDILLERAS, SPAIN)	GEOL. RUNDSCHAU	74 (3)	641-655
SOMOZA, L.	1989	EL CUATERNARIO LITORAL ENTRE CABO DE PALOS Y GUARDAMAR (MURCIA-ALICANTE). EVOLUCION GEO-DINAMICA EN RELACION CON LAS VARIAC. DEL NIVEL DEL MAR.	TESIS UNIV. COMPLUTENSE MADRID		352
TORRES-ROLDAN, R.	1979	THE TECTONIC SUBDIVISION OF THE BETIC ZONE (BETIC CORDILLERAS, SOUTHERN SPAIN): ITS SIGNIFICANCE AND ONE POSSIBLE GEOTECTONIC SCENARIO.	AMER. JOUR. SC.	279-1	19-51
UDIAS, A. Y BUFORN, E.	1985	MECANISMO FOCAL DE LOS TERREMOTOS Y SISMO-TECTONICA DE LA REGION IBEROMAGREBI	MECANISMO DE LOS TERREMOTOS Y TECTONICA (U.C.M.)		217-224
VAN COUVERING J.A.; BERGGREN W.A.; DRAKE R.E.; AGUIRRE E. Y CURTIS G.H.	1976	THE TERMINAL MIOCENE EVENT	MARINE MICROPALEONT.	1	263-286
VEGAS, R.; BARRANCO, L.M. Y VAZQUEZ, J.T.	1987	TECTONICA DE BLOQUES EN EL SE DE ESPAÑA: APLICACIONES DE LA TELEDETECC...	GEOGACETA	3	17-19
WALLACE, R.E.	1981	ACTIVE FAULTS, PALEOSEISMOLOGY, AND EARTHQUAKE HAZARDS IN THE WESTERN UNITED STATES	EARTHQUAKE PREDICTION:AN INTERNAT. REVIEW (SIMPSON Y RICHARDS)		209-216
ZAZO, C. Y GOY, J.L.	1989	SEA LEVEL CHANGES IN THE IBERIA PENINSULA DURING THE LAST 200.000 YEARS.	LATE QUATERNARY CORREL. AND APPLIC. (SCOTT, PIRAZZOLI, HONING)	256	27-39