

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Biblioteca Digital FCEN-UBA

Marco geológico y paleomagnetismo de unidades de la Cuenca liásica del oeste de Chubut, Argentina

Vizan, Haroldo
1993

Tesis Doctoral

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

www.digital.bl.fcen.uba.ar

Contacto: digital@bl.fcen.uba.ar

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Fuente / source:

Biblioteca Digital de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales - Universidad de Buenos Aires

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas

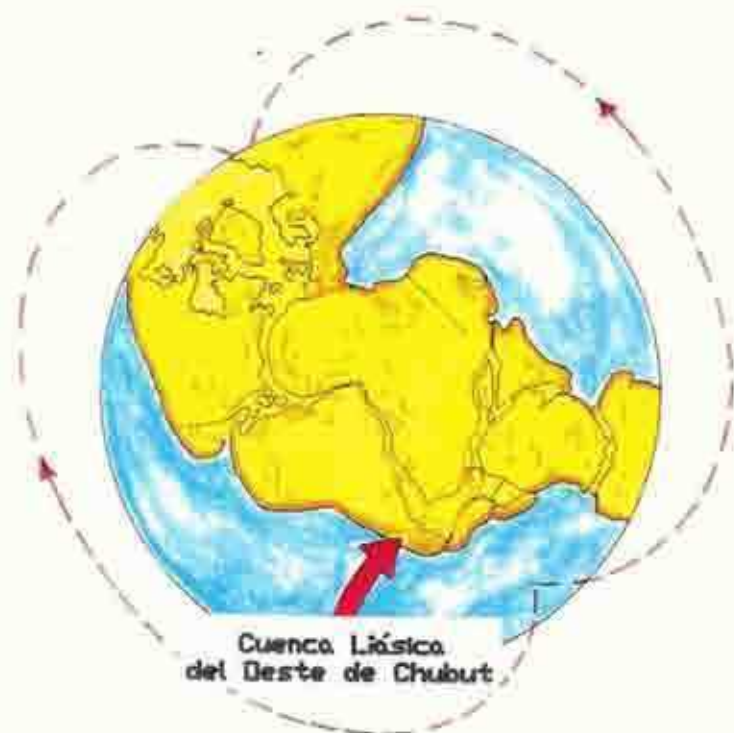
Autor

HAROLDO VIZAN

Directores

Dres. CARLOS A. RINALDI - ANA M. SINIATO

MARCO GEOLOGICO Y PALEOMAGNETISMO
DE UNIDADES DE LA CUENCA LIASICA
DEL DESTE DE CHUBUT (ARGENTINA)



Tesis

02619

41

Trabajo de Tesis presentado para optar al título de Doctor en Ciencias Geológicas

1993

A todos aquellos que cuando
la casa se les viene abajo,
la vuelven a reconstruir.

EL CAMINO (TAO)

Si sigues el camino
podrás atravesar
el tiempo sin peligro.
Encontrarás paz,
encontrarás quietud.

Tal vez te detengas por la música,
por el sabor de platos exóticos.
No hay mal en esos placeres.

Mas el camino en sí
no tiene sabor.
El camino en sí
no tiene sonoridad.
El camino en sí
no puede verse.

Sin embargo,
siguelo:
es infinito.

LAO ZE: LIBRO DEL TAO.

INDICE

	Pág.
RESUMEN.....	1
INTRODUCCION GENERAL.....	2
<u>CAPITULO I: MAGNETISMO DE LAS ROCAS Y PALEOMAGNETISMO</u>	
1. Característica de los minerales ferromagnéticos.....	7
2. La magnetización de las rocas.....	25
3. Labores experimentales.....	28
4. Representación de datos paleomagnéticos.....	30
5. Análisis de direcciones de remanencias magnéticas.....	33
6. Valoración de las remanencias aisladas.....	36
7. Cálculo de polos paleomagnéticos.....	38
8. Construcción de la curva de desplazamiento polar aparente.....	40
9. Los cambios de polaridad del campo magnético terrestre.....	45
<u>CAPITULO II: MARCO GEOTECTONICO PREVIO AL ORIGEN DEL OCEANO ATLANTICO</u>	
1. Posible evolución de la Pangea desde el Pérmico al Jurásico.....	47
2. Ojetivos a desarrollar sobre la base del marco geológico y tectónico reseñado.....	82
<u>CAPITULO III: CUENCAS PATAGONICAS DURANTE EL PALEOZOICO TARDIO-MESOZOICO TEMPRANO</u>	
1. Paleozoico tardío: Cuenca de Tepuel-Genoa.....	85
2. Mesozoico temprano: Cuenca Liásica del Oeste del Chubut.....	93

CAPITULO IV: GEOLOGIA DE LAS INMEDIACIONES DEL RIO
GUALJAINA (EXTREMO SEPTENTRIONAL DE LA SIERRA DE TECKA)

<u>1. Introducción.....</u>	100
<u>2. Ubiccción y marco geológico regional del área.....</u>	101
<u>3. Estratigrafía.....</u>	103
3.1. Sedimentitas suprapaleozoicas.....	104
3.2. Sedimentitas liásicas.....	109
3.3. Comentarios sobre la estratigrafía del Paleozoico superior-Mesozoico inferior aflorante en el Área.....	116
3.4. Intrusivos básicos.....	123
3.5. Rocas eruptivas posteriores al Jurásico.....	125
3.6. Aglomerados cuartarios.....	129
<u>4. Estructura.....</u>	132

CAPITULO V: PALEOMAGNETISMO DE LITOLOGIAS
PERTENECIENTES A LAS FORMACIONES LEPA Y OSTA ARENA

<u>1. Introducción.....</u>	140
<u>2. Paleomagnetismo de secciones de la Formación Lepá, aflorantes en las inmediaciones del río Gualjaina.....</u>	142
2.1. Tareas de Laboratorio y gabinete de muestras recolectadas de los perfiles La Cabaña y Río Gualjaina...	148
<u>3. Paleomagnetismo de la sección de la Formación Osta Arena aflorante al sur del cerro Redondo Epul.....</u>	163
3.1. Tareas de laboratorio y gabinete de muestras recolectadas en el perfil Cañadón Redondo Epul.....	168
<u>4. Valoración de las magnetizaciones aisladas en los tres perfiles estudiados.....</u>	174
<u>5. Cálculo del polo paleomagnético de las unidades analizadas de la Cuenca Liásica del Oeste del Chubut.....</u>	178

<u>CAPITULO VI: EL PALEOMAGNETISMO DE UNIDADES DE LA CUENCA</u>	
<u>LIASICA DEL OESTE DEL CHUBUT Y LOS PROCESOS GEODINAMICOS Y</u>	
<u>GEOMAGNETICOS PREVIOS A LA GENERACION DEL OCEANO ATLANTICO</u>	
1. <u>Introducción.....</u>	180
2. <u>Posibles movimientos latitudinales de Sudamérica</u>	
<u>durante el Jurásico.....</u>	184
3. <u>El polo paleomagnético de unidades de la Cuenca</u>	
<u>Liásica del Oeste del Chubut y el Gondwana Occidental</u>	
<u>durante el Jurásico.....</u>	186
4. <u>Modelo paleomagnético alternativo de Gondwana para</u>	
<u>el lapso Pérmico tardío-Triásico temprano.....</u>	203
5. <u>Distribuciones preferenciales de PGV de unidades</u>	
<u>Jurásicas de América del Sur.....</u>	209
6. <u>Análisis de PGV de otros continentes que constituían</u>	
<u>la Pangea.....</u>	216
7. <u>La Pangea, el geocido y los caminos de transiciones</u>	
<u>de polaridad desde el Pérmico tardío-Triásico temprano</u>	
<u>hasta el Reciente.....</u>	221
<u>CONCLUSIONES.....</u>	234
<u>ADDENDA.....</u>	238
<u>AGRADECIMIENTOS.....</u>	241
<u>LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO.....</u>	243
<u>ANEXO I.....</u>	278
<u>ANEXO II.....</u>	287
<u>ANEXO III.....</u>	295

RESUMEN

En este trabajo se analizan procesos geológicos, geodinámicos y geomagnéticos previos a la apertura del océano Atlántico.

En consonancia con este marco de análisis global se inserta un estudio paleomagnético de litologías que pertenecen a la cuenca liásica del Oeste del Chubut.

Con la finalidad de valorar este estudio, se efectuó previamente un análisis estratigráfico y estructural de un sector del extremo septentrional de la sierra de Tecka.

De esta zona se recolectaron muestras para el análisis paleomagnético de dos perfiles que se encuentran separados por aproximadamente 1 km (Lat. = $43^{\circ} 1'$, Long. = $70^{\circ} 44'$). El estudio se completó con el análisis de otro perfil (Lat. = $43^{\circ} 57'$, Long. = $69^{\circ} 51'$) que se halla en la región de Pampa de Agnia. Las magnetizaciones remanentes aisladas en los tres perfiles, son pretectónicas.

El polo paleomagnético (PP) obtenido (SAJ5, Lat. = 74.3° S, Long. = 131.6° E, $A_{95} = 5$, $N = 46$, $k = 18.4$, $R = 43.8$), se alinea secuencialmente junto con otros PP jurásicos de Sudamérica, sugiriendo un movimiento recurrente de este continente.

Mediante tres reconstrucciones diferentes del Gondwana Occidental (GO: Sudamérica, África y Madagascar) se comparó a SAJ5 con PP jurásicos de África, compatibilizando datos paleomagnéticos con datos geológicos.

Se extendió luego el análisis al resto de los continentes gondwánicos para un lapso que se extiende desde el Carbonífero superior al Jurásico superior. Se observó, tal como lo señalaran otros autores, que para el lapso pérmico superior-triásico inferior el PP promedio del GO no concordaba con el del Gondwana Oriental (GE: India, Australia y Antártida Oriental) si se comparaban empleando reconstrucciones aceptadas para momentos previos a la ruptura del Gondwana. Se propuso, entonces, una reconstrucción alternativa paleomagnéticamente posible para ese lapso. A diferencia de otras propuestas esta reconstrucción es geológicamente plausible.

Finalmente, y a partir de la comparación de los polos geomagnéticos virtuales (PGV) obtenidos de las unidades estratigráficas analizadas con otros de diferentes continentes, se efectuó un análisis que permitió sugerir que desde que vivió la última Pangea existe una vinculación del límite manto-núcleo y con la geometría de las reversiones y los comportamientos del campo magnético terrestre (CMT).

INTRODUCCION GENERAL

Durante las tareas efectuadas para desarrollar esta Tesis se ha intentado cabalgar en distintas disciplinas de las Ciencias de la Tierra. Como metodología de trabajo, se le otorgó un valor fundamental al control múltiple, y como criterio de análisis, se considero una visión holística (al menos no reduccionista) de los fenómenos geológicos.

El enfoque con que se encara este trabajo se fundamenta en el Principio de Niveles de Integración o Principio de Control Jerárquico, comunmente utilizado en el campo de la Ecología (c.f. Odum, 1987). Una manera simple de expresar este concepto, dice: A medida que los componentes de una serie jerárquica se combinan para producir conjuntos funcionales más grandes, se originan nuevas propiedades. Es decir que si bien las características de un nivel determinado ayudan a explicar las de otro de orden jerárquico superior, este último posee características propias. De modo que se puede empezar el estudio de un sistema en cualquiera de los distintos niveles sin haber tenido que aprender todo lo que hay que saber sobre los niveles adyacentes; por otra parte también es posible describir niveles de una misma secuencia sin seguir un orden sucesivo. No obstante, la jerarquía de niveles es continua y existe una interacción íntima entre niveles adyacentes; esto indica que los límites entre los mismos son arbitrarios y se ubican por conveniencia y facilidad en la comunicación (Odum, op.cit.). Un ejemplo de secuencia de niveles jerárquicos de mayor a menor orden es: globo terrestre, placa

continental, cuenca sedimentaria, secuencia estratigráfica, estrato, litología, mineral, estructura cristalina, celda unidad, molécula o grupo atómico, átomo, electrón. El camino también se puede recorrer de modo inverso y, partiendo de fenómenos que ocurren en microsistemas de partículas subatómicas, llegar a procesos de macrosistemas como la deriva continental y la tectónica de placas.

El modo de interpretar cualquiera de estos niveles es describiendo versiones simplificadas que abarquen solamente sus propiedades y funciones básicas o más importantes. En ciencia estas versiones simplificadas del mundo real se denominan modelos. De acuerdo con Schneider (1986) un modelo es un simulacro de un sistema, proceso, dominio o situación, diseñado para facilitar la interpretación teórica de la "realidad" observada. Por ello mismo, con los modelos propios o ajenos que aquí se exponen, nunca se llegará a conocer a la naturaleza en su esencia; como dijera Judi Krishnamurti (*): "la descripción no es la cosa descripta y el observador es lo observado".

Con estos criterios se desarrollaron los seis capítulos de esta tesis. Los tres primeros capítulos se efectuaron sobre la base de recopilación de antecedentes. En el primero de ellos se efectúa una descripción de las características de los minerales ferromagnéticos y de la magnetización de las rocas y se explican los conceptos que se utilizan generalmente en estudios

(*) J. Krishnamurti: "Más allá de la violencia", editorial Sudamericana. 1979.

paleomagnéticos. No es imprescindible la lectura de este capítulo para interpretar el resto del trabajo; la inserción del mismo es debida al enfoque empleado, el cual, como se mencionó anteriormente, trata de reconocer en todo momento la dependencia que existe entre microsistemas y macrosistemas. Por otra parte se puede recurrir a él como consulta de metodologías y análisis empleados en el campo del paleomagnetismo, tal como se sugiere en capítulos posteriores. El segundo capítulo resume el contexto geológico y geodinámico global previo a la formación del océano Atlántico a partir del Paleozoico superior. Sobre la base de ello se definen al final de este capítulo los objetivos a encarar en los capítulos IV y V. Dado que las investigaciones se focalizaron en unidades de la Cuenca Liásica del Oeste de Chubut en el tercer capítulo se describe a la misma y a su antecesora, la Cuenca de Tepuel-Genoa. Las dos cuencas se generaron durante el lapso geológico al que se hace referencia en el capítulo anterior, y afloramientos que forman parte de ellas se describen en el capítulo posterior. Por lo cual, se hacía insoslayable la referencia de ambas. En el cuarto capítulo se analiza la geología del extremo septentrional de la sierra de Tecka, donde se realizaron dos de los tres perfiles paleomagnéticos. De acuerdo con la estratigrafía y estructura de dicha área, se decidió efectuar un tercer muestreo paleomagnético de unidades de la misma cuenca en uno de los perfiles del Liás aflorante en la Hoja 45 C, ("Pampa de Agnia") con la finalidad de valorar mejor los

resultados. En el capítulo V se describen las labores paleomagnéticas y se analizan sus resultados. De acuerdo con los objetivos planteados en el segundo capítulo, en el sexto se propone una paleoreconstrucción de Gondwana alternativa para el lapso Pérmico superior-Triásico inferior, se analiza un posible tramo de curva de desplazamiento polar aparente para el Jurásico de Sud América, se analizan diferentes posibles reconstrucciones del Gondwana Occidental durante el Jurásico y se postula que, desde prácticamente el final del Paleozoico hasta el Cenozoico tardío, la geometría de las transiciones de polaridad del Campo Magnético Terrestre estuvo influenciada por la configuración del geoide que fue modelada, a su vez, por la última Pangea.

Finalmente, en las conclusiones se destacan los aportes más destacados del trabajo. De todas maneras, lo que más rescata el autor de esta tesis es el aprendizaje de conocimientos adquirido y el entretenimiento que le proporcionó la redacción del texto y la confección de los dibujos.

Los capítulos que siguen son el resultado de mucho trabajo, un poco de inspiración e interacciones profesionales fértiles con investigadores y técnicos del Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel Valencio y el CIRGEO.

CAPITULO I: MAGNETISMO DE LAS ROCAS Y PALEOMAGNETISMO

1. Características de los minerales ferromagnéticos

Este ítem se redactó sobre la base de los conceptos que se encuentran en las siguientes obras: Irving (1964), Basolo y Johnson (1978), Valencio (1980) y O'Reilly (1984).

Bajo la acción de un campo magnético externo (H) como el terrestre, los minerales ferromagnéticos pueden adquirir una magnetización remanente debido a tres procesos físicos independientes:

- 1) Interacción entre los momentos magnéticos de átomos vecinos.
- 2) Interacción entre H y los momentos magnéticos atómicos.
- 3) Agitación térmica; proceso que se opone a los dos anteriores.

El magnetismo de los materiales en los que se cumplen estos procesos es debido casi exclusivamente al momento magnético dipolar asociado al spin del electrón. Precisamente, un electrón se puede considerar de manera muy simplista, como una carga eléctrica que al rotar se transforma en un "imán submicroscópico". El momento magnético de este "imán" se cuantifica según la ecuación:

$$M = (e h)/(2 m) = 9,27 \times 10^{-24} \text{ A m}^2$$

(Magnetón Bohr)

donde: e : carga electrónica, m : masa del electrón

$$h = \frac{h}{2 \pi}$$

(Momento angular del electrón)

$h = 6.63 \times 10^{-34} \text{ Joule.seg.}$

(constante de Planck)

(constante de Planck)

De acuerdo con la mecánica cuántica los electrones de un átomo se identifican a través de niveles de energía que se describen según los números cuánticos: n , l , m_l y s . Estos números tienen un significado físico : n , describe la energía del electrón; l , el momento angular orbital; m_l , el tamaño de una componente del momento angular orbital y s el momento angular de espín. A su vez satisfacen ciertas reglas numéricas. De modo tal que para cualquier valor de n :

$$l = n-1 \text{ y } m_l = 0 \pm 1$$

entonces:

si $n = 1$ (nivel más bajo de energía), $l = 0$, primer nivel u orbital S.

si $n = 2$, $l = 0$ (2° orbital S) y $l = 1$, tres orbitales 2 P donde $m_l = 0 \pm 1$.

si $n = 3$, $l = 0$ (3 S), $l = 1$ (3 P con $m_l = 0 \pm 1$) y $l = 2$, 5 subniveles u orbitales 3 D donde $m_l = 0 \pm 1 \pm 2$.

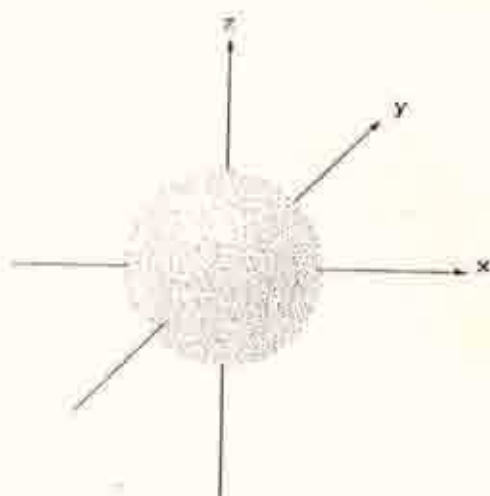


Fig. 1.I.a. Configuración espacial de un orbital s (tomado de Basolo y Johnson, 1978)

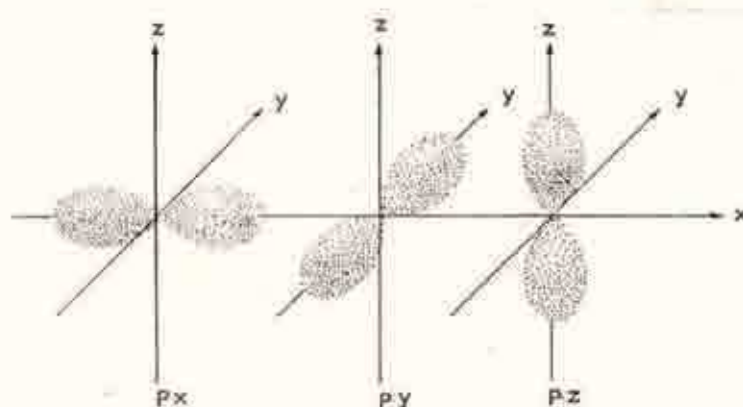


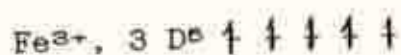
Fig. 1.I.b. Configuraciones espaciales de los orbitales p (misma fuente que la figura anterior)

Los orbitales atómicos definidos según la mecánica cuántica, son superficies en las que existe una probabilidad constante de encontrar a los electrones (Fig 1.I.a y 1.I.b). Cada orbital puede poseer hasta dos electrones ($s = \pm 1/2$) cuya disposición está gobernada por dos reglas:

1) Principio de Pauli: en un mismo átomo dos electrones no pueden tener los mismos cuatro números cuánticos. Es decir que si existen dos electrones en un mismo orbital, tendrán espines opuestos y por lo tanto, no existirá momento magnético.

2) Regla de Máxima Multiplicidad de Hund: los orbitales de un mismo nivel cuántico ocupan la mayor cantidad de orbitales vacíos antes de aparearse. Es decir que tienden a tener el mismo spin, por lo que el momento magnético atómico será máximo cuando todos los orbitales de un mismo nivel estén semicompletos.

Otra característica de la distribución de los electrones en los átomos es que en los elementos de transición, los subniveles 4 S son ocupados previamente a los subniveles 3 D. De modo tal que en estado ionizado los electrones 4 S son los primeros en ser removidos y los últimos subniveles del Fe^{2+} e Fe^{3+} son respectivamente: 3 D^6 y 3 D^5 .



De acuerdo con ello, al Fe^{2+} le corresponden 4 M y al Fe^{3+} 5

M.

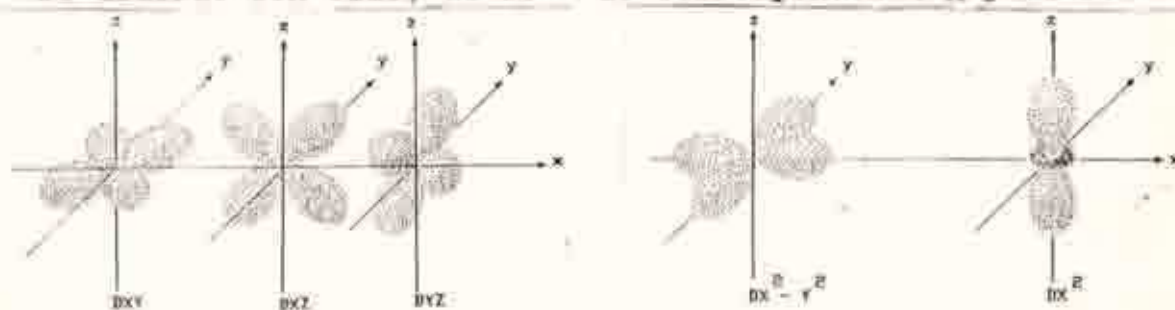


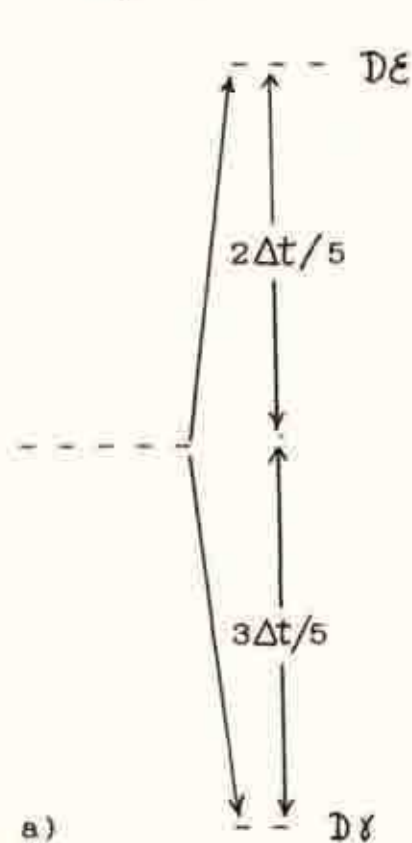
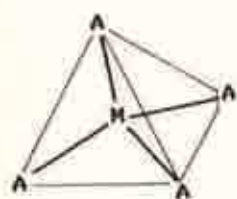
Fig.2.I. Configuraciones espaciales de los orbitales D. (misma fuente que la figura anterior)

Otros cationes y aniones que intervienen en compuestos oxidados que constituyen minerales comunes de la corteza terrestre presentan distintas características. El Ti^{4+} ($3 D^0$) es un ión sin momento magnético; el O^{2-} ($2 P^6$), con configuración electrónica similar a la del Ne, tampoco. Esto mismo ocurre con el Si^{4+} , Al^{3+} y Mg^{2+} . El Mn^{2+} ($3 D^5$; entonces 5 M) y el Cr^{3+} ($3 D^3$; 3 M) son especies que aparecen en pequeñas cantidades en minerales magnéticos.

Uno de los modelos que mejor explica las propiedades magnéticas de los minerales es la Teoría Electroestática del Campo Cristalino. De acuerdo con la misma, los subniveles 3 D de un ión metálico, experimentan un desdoblamiento debido a la interacción con los iones vecinos más próximos. Es decir en un hipotético ión metálico libre los 5 orbitales D son de igual energía; pero como el ión está incorporado en una estructura cristalina, experimenta los efectos de un campo eléctrico y sus orbitales D se transforman en dos grupos con energías distintas. La transformación depende de la orientación de los orbitales D en el espacio (Fig.2.1); de modo tal que los iones o moléculas que están dirigidos hacia ellos pueden modificar sus energías. Si los vecinos más próximos se ubican según los ejes de coordenadas cartesianas, donde se encuentran los orbitales $D_{x^2-y^2}$ y D_{z^2} , estos últimos adquieren una energía mayor que la que les correspondería en un ión libre. Si los átomos vecinos al ión se ubican según las diagonales principales del sistema cartesiano, son los orbitales D_{xy} , D_{xz} , D_{yz} , los que más se energizan. En

cada caso se produce una simetría de coordinación entre el ión metálico y los aniones que es propia de cada campo cristalino. De acuerdo con la disposición de los orbitales D del metal, se definen los grupos $D\epsilon$ (o t_{2g}) y $D\gamma$ (o e_g). (Fig.3.I.a y 3.I.b).

Coordinación tetraédrica



Coordinación octaédrica

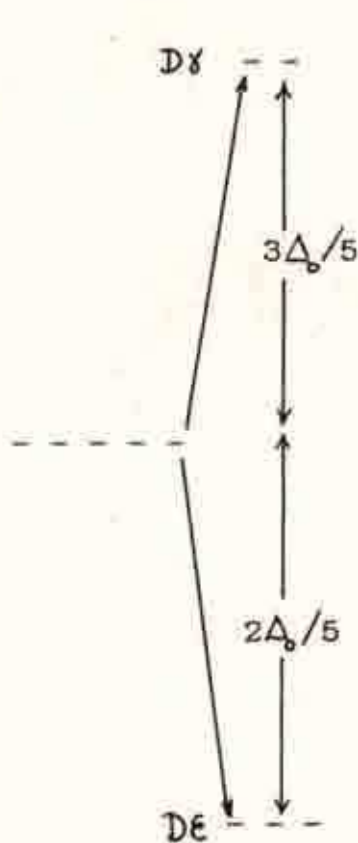
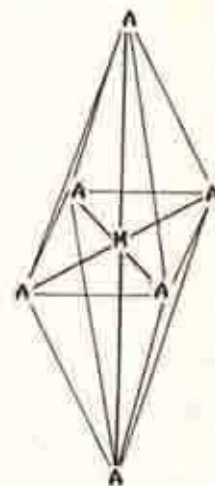


Fig.3.I. Compuestos de metales con aniones en coordinación tetraédrica y octaédrica. Ver texto para más detalles, (la figura fue realizada sobre la base de las que figuran en los trabajos de Basolo y Johnson, 1974 y O'Reilly, 1984).

Si hacia los lóbulos de los orbitales D_{ϵ} (planos xy , yz y zx) se aproximan aniones en coordinación tetraédrica (Fig.3.I.a y Fig.4.I.a), las energía de los orbitales D_{ϵ} aumenta con respecto a la de los orbitales D_{γ} (Fig. 3.I.a).

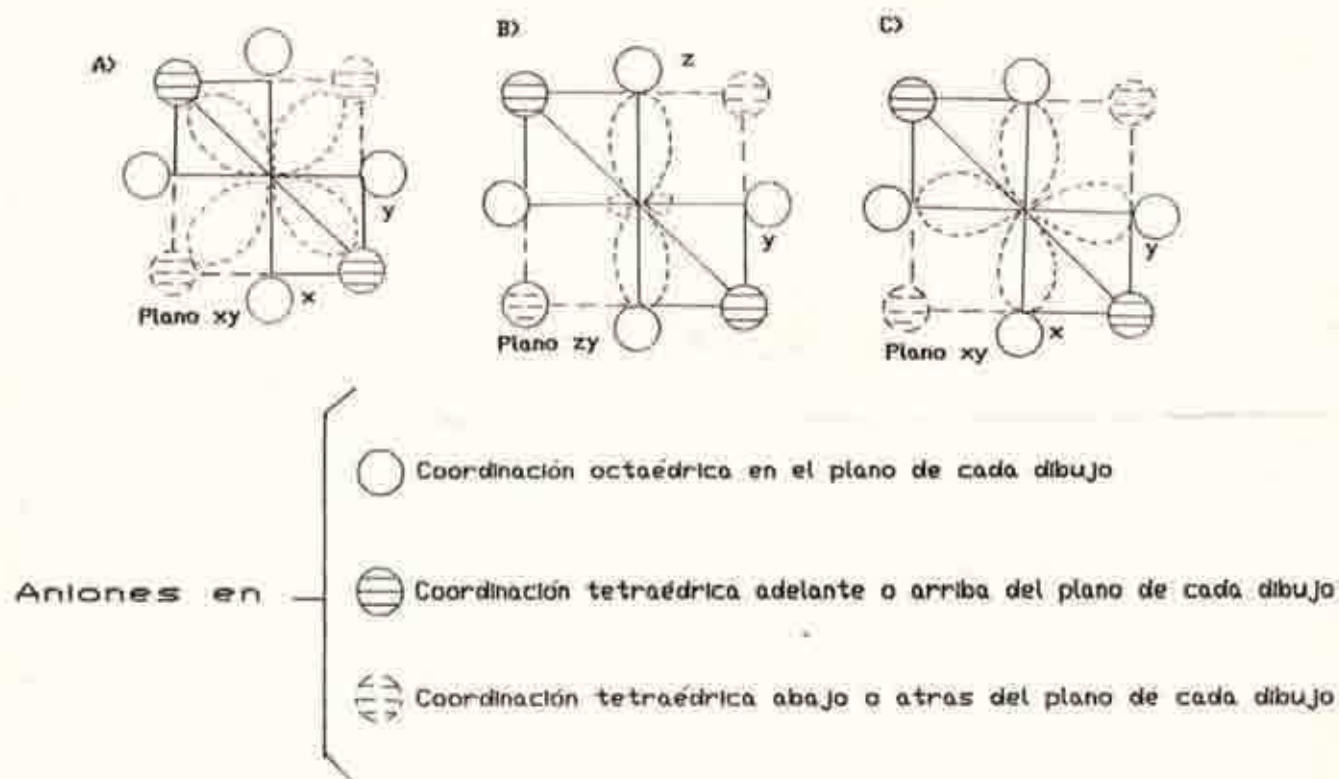
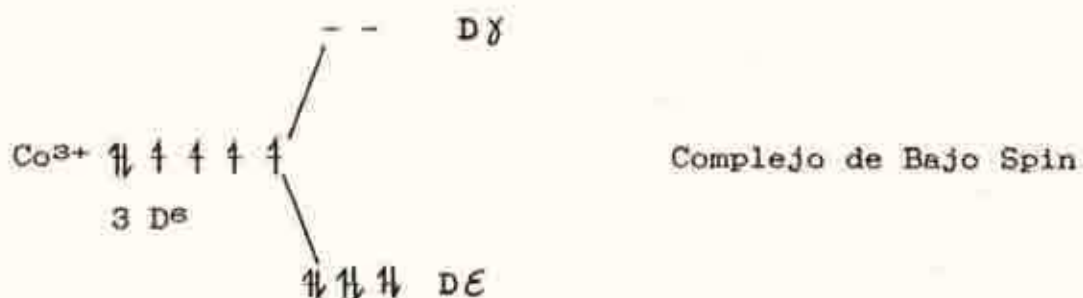


Fig. 4.I. Lóbulos de orbitales D en coordinaciones tetraédrica y octaédrica observados a través de los planos xy y zy . (Modificada de O'Reilly, 1984).

A su vez, cuando los aniones se aproximan a través de los ejes cartesianos en coordinación octaédrica (Fig.3.I.b, Fig.4.I.b y 4.I.c) aumenta la energía de los D_{γ} respecto de la de los D_{ϵ} (Fig.3.I.b). La distribución de los electrones en estos nuevos orbitales D está regida por dos efectos: por un lado los

electrones van a tender a satisfacer la regla de Hund, pero a su vez en presencia del campo cristalino van a tratar de ocupar los niveles D de menor energía a fin de evitar la repulsión que les provocan los aniones. Si la estabilidad que así adquieren es suficientemente grande como para superar la inestabilidad debida a la repulsión entre electrones que se aparean, entonces no se cumple la regla de Hund y se constituyen compuestos de spin bajo como es el caso del $\text{Co}(\text{NH}_3)_6^{3+}$ que no posee momento magnético.



Si el desdoblamiento energético provocado por el campo cristalino no es importante, entonces los electrones se distribuyen sin aparearse y resulta un compuesto de alto spin. Precisamente, en el grupo mineralógico de los espinelos los 5 electrones del Fe^{3+} obedecen la regla de Hund y dan compuestos de estas características.

A la diferencia de energía que existe entre los niveles de un ión metálico libre y la del mismo combinado en un compuesto, se la denomina energía de estabilidad del campo cristalino (Δ_0).

Δt). Por ejemplo, en la cromita los tres electrones 3 D del Cr^{3+} ocupan los tres subniveles D_E en simetría octaédrica, con una energía $2\Delta_0/5$ menor que la que le correspondería a los orbitales D con igual energía del ión libre; esto implica entonces que el mineral es $2\Delta_0/5$ más estable que el ión libre.

Ahora bien, el momento magnético del ión de un metal de transición es equiparable al de un "imán atómico"; sin embargo cuando estos iones se incorporan en una estructura cristalina, se produce una cooperación interatómica que da lugar a un arreglo ordenado de vectores magnéticos en regiones de la estructura. El mecanismo para esta cooperación es una interacción de intercambio a través del solapamiento de orbitales de iones vecinos. En el caso de los espinelos los aniones O^{2-} actúan como nexo entre los cationes vecinos más próximos (Fig.5.I.), de otro modo la distancia que separa a los cationes impide un solapamiento directo de sus lóbulos 3 D.

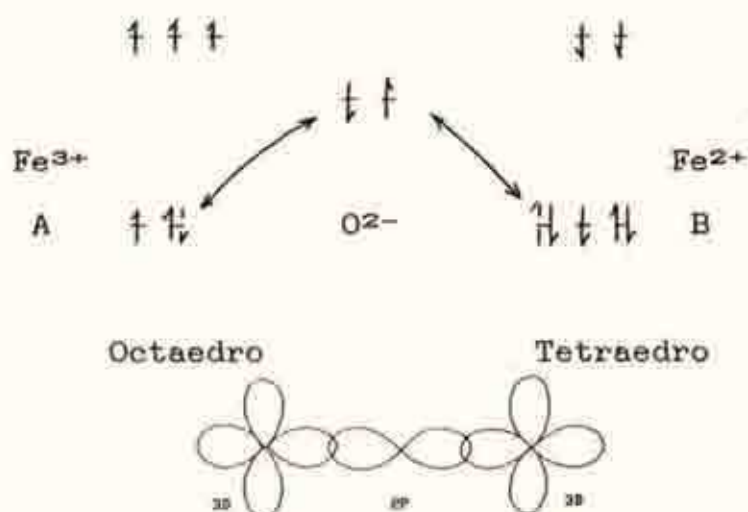


Fig. 5.I. Solapamiento de orbitales D y P entre iones vecinos. (Tomada de O'Reilly, 1984).

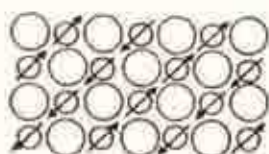
El momento magnético de un catión (Z) se acoplará en forma coherente al Z de otro a través de los espines antiparalelos del subnivel $2 P$ del oxígeno (Fig.5.I.). La efectividad de la interacción entre los iones magnéticos depende del grado de solapamiento entre los orbitales. Este solapamiento, a su vez, depende de la distancia entre cada catión y el oxígeno y del ángulo catión-oxígeno-catión, que cuando es de 180° determina que la interacción sea máxima. Esta interacción de intercambio indirecto que se observa en los óxidos se puede describir cuantitativamente. Para un átomo i y sus vecinos j la interacción se describe a través de una energía de intercambio cuya ecuación es:

$$E_{int} = -2J_{ij} \cdot Z_i \cdot Z_j$$

donde: J : constante de energía de intercambio o energía de permuta.

Z : momento magnético atómico.

La energía de intercambio determina una fuerza (un torque) que tiende a alinear a los Z en forma paralela (si $J > 0$) o antiparalela (si $J < 0$). La Fig.6.I corresponde a una representación bidimensional de un monóxido antiferromagnético, donde los iones vecinos acoplados por oxígenos tienen Z antiparalelos por lo cual el compuesto no posee una magnetización macroscópica resultante.



Monóxido antiferromagnético simple

Fig.6.I. Representación bidimensional de un monóxido antiferromagnético. (basada en O'Reilly, 1984).

Estructuras más complejas como la de los espíneles pueden producir momentos magnéticos macroscópicos. Un caso particular de ello es el ferrimagnetismo de la magnetita. Este mineral es uno de los óxidos metálicos denominados ferritas que pertenece al sistema cúbico. La composición química que le corresponde a su celda unidad es $\text{Fe}^{3+}(\text{Fe}^{2+} \text{Fe}^{3+}) \text{O}_{32}^{2-}$. En su red cristalina los orbitales de los oxígenos se solapan con los de los iones férricos que figuran fuera del paréntesis en coordinación tetraédrica (posiciones A, en la Fig.7.I.), es decir que cada uno de estos iones metálicos se encuentra rodeado por cuatro oxígenos. Los 16 cationes indicados dentro del paréntesis están en coordinación octaédrica (posiciones B) y a cada uno de los mismos lo rodean 6 oxígenos. A través del análisis de la magnetita por difracción neutrónica, se conoce que los sentidos de los \mathbf{Z} de los iones Fe^{3+} de las posiciones A son opuestos a los de los iones Fe^{3+} de las posiciones B ($J < 0$), por lo que sus efectos se anulan. Entonces las características magnéticas de

este mineral se deben a los momentos magnéticos asociados a los iones Fe^{2+} , vinculados entre sí paralelamente ($J > 0$).

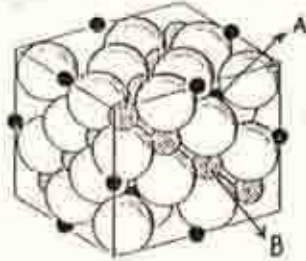


Fig. 7.1. Vista en perspectiva de la estructura de la magnetita. (Tomada de Deer et al., 1967).

Ahora bien, los Z en la estructura cristalina de un mineral ferromagnético, se dispondrán perfectamente paralelos o antiparalelos solamente en el cero absoluto. En otras palabras, la agitación térmica se opone a cualquier proceso de ordenamiento magnético; más aún a altas temperaturas deja de existir este tipo de ordenamiento y un mineral ferromagnético deja de comportarse como tal. El efecto ordenador de la energía de intercambio, se ve superado por la energía térmica que se describe como:

$$E_T = KT$$

donde: K : constante de Boltzman y T se expresa en grados Kelvin.

La temperatura a la cual se destruye todo el ordenamiento magnético en la estructura cristalina de un mineral ferromagnético se denomina temperatura de Curie y su valor es

característico de cada material. La hematita pierde el ordenamiento de sus magnetizaciones espontáneas a los 675° C. En la serie de las titanomagnetitas, la magnetita pura pierde sus propiedades ferromagnéticas a los 578° centígrados. Desde este valor las temperaturas de Curie de cada miembro de la serie disminuye continuamente respecto de la del anterior, a medida que aumenta, porcentualmente en la composición, el contenido de ulvoespínelo (Fig.8.I.). Si bien cualquier mineral ferromagnético deja de comportarse como tal a temperaturas mayores que su temperatura de Curie, aún pueden continuar sus propiedades paramagnéticas. Esto se debe a que todavía existe una interacción entre H y los momentos magnéticos atómicos.

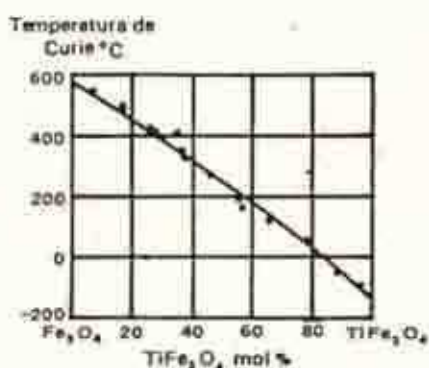


Fig.8.I. Temperatura de Curie de los componentes de la serie titanomagnetita. (Tomada de Irving, 1964).

Cuando dicho material se deja enfriar desde temperaturas superiores a la de Curie, al alcanzar temperaturas inferiores a la misma, es la energía de intercambio la que prevalece sobre la energía térmica, y el material adquiere una magnetización espontánea (JB).

Esta JE tiende a orientarse según direcciones preferenciales o de magnetización fácil (en las que la energía de magnetización es mínima) y que se diferencian de otras direcciones donde la magnetización es difícil. La dirección de magnetización fácil de la magnetita es paralela al eje cristalográfico 111 y la de magnetización difícil es paralela al eje 100. La diferencia entre las energías de magnetización pertenecientes a estas direcciones recibe el nombre de energía anisotrópica magnetocristalina.

Por otra parte el proceso de magnetización de los minerales ferromagnéticos ante la acción de un H, produce una deformación mecánica elástica de estos cristales. Esta deformación es también una propiedad anisotrópica, es decir que los distintos ejes cristalográficos sufren distintas deformaciones lineales ya que poseen distintas energías magnetoelásticas. El efecto se denomina magnetoestricción y surge durante el proceso de magnetización debido a la interacción entre los Z de los átomos que constituyen la red cristalina.

Estas y otras propiedades anisotrópicas que poseen los minerales, se deben al ordenamiento en el espacio de los átomos o grupos atómicos que constituyen la red cristalina. Esta condición es también, de acuerdo con lo hasta aquí razonado, un factor que gobierna la adquisición de JE por parte de los minerales ferromagnéticos. Sin embargo, aunque el ordenamiento cristalino se extienda a través de todo el material, la magnetización remanente que pueden presentar estos minerales sólo se adquiere si existe un H cuando se enfrían desde una temperatura superior a

la de Curie, hasta temperaturas inferiores a la misma. Es decir que si no existe un H ordenador, el ordenamiento de los Z se desarrolla en zonas locales denominadas dominios magnéticos. En ausencia de H , los momentos magnéticos de dominios vecinos no son paralelos y aún son antiparalelos en un estado desmagnetizado perfecto. Las zonas de discontinuidad o de transición entre los dominios se denominan paredes de Bloch. A través de las mismas la dirección de los Z debe cambiar continuamente desde la de un dominio hasta la del vecino. El hecho de que un mineral ferromagnético esté dividido en dominios con una magnetización espontánea dada, indica que existe una energía que resiste la formación de dominios grandes (Energía magnetostática).

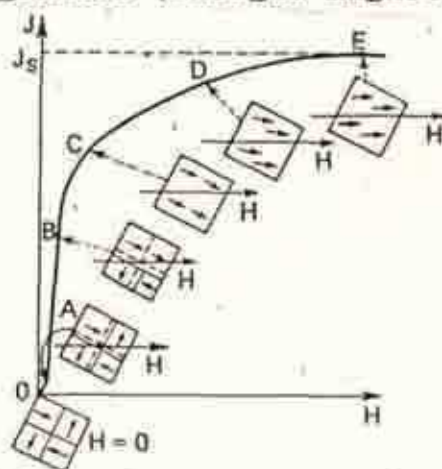


Fig.9.I. Magnetización de un cristal ferromagnético. Magnetización espontánea de los dominios constituyentes durante las distintas etapas del proceso (tomada de Valencio, 1980).

Sobre la base de los conceptos antes mencionados es posible explicar las distintas etapas de magnetización de un material ferromagnético (Ciclo de Histéresis Magnética). Este proceso se

desarrolla por desplazamiento de las paredes de los dominios y rotación de sus momentos magnéticos. En un proceso que comienza con un material ferromagnético que no posee magnetización remanente (esquema A en Fig.9.I.), ante la acción de un H de intensidad reducida se produce un aumento del momento magnético del cristal. Esto ocurre debido a que los dominios cuya magnetización espontánea forman un ángulo pequeño con la dirección del campo aplicado, aumentan de volumen a expensas de los dominios con magnetizaciones espontáneas orientadas más desfavorablemente (esquema A en Fig.9.I.). El proceso es reversible con H e involucra un desplazamiento de las paredes de los dominios que se efectúa en contra de la energía magnetoelástica del cristal. En una etapa de magnetización posterior, si se continúa aumentando la intensidad de H se provocan aumentos importantes e irreversibles del momento magnético del cristal (JC). Ello es debido al ordenamiento de los momentos magnéticos de algunos de los dominios según la dirección de H y a un desplazamiento irreversible de las paredes (esquema B en Fig.9.I.). La rotación de los dominios se efectúa venciendo resistencias de la energía magnetocristalina y magnetoelástica del cristal junto con la magnetostática de los dominios. Aumentos ulteriores de H producirán un ordenamiento de las magnetizaciones espontáneas de los dominios aún no orientados, según la dirección del eje de magnetización fácil del cristal más cercana a la de H (esquema C en Fig.9.I.). Las etapas posteriores determinan la rotación de los momentos magnéticos de todos los dominios hacia

la dirección de H (esquemas D y E); cuando estos estén todos alineados con esa dirección se habrá alcanzado la saturación magnética. Si a partir de ese estado de magnetización del mineral se procede a disminuir progresivamente la intensidad del campo, la magnetización del cristal decrecerá con H hasta C según una curva distinta a la del proceso anterior (Fig.10.I.). En este estado los momentos magnéticos de los dominios se orientarán según el eje de magnetización fácil del cristal más cercano a la dirección de H . De modo que, si las tensiones mecánicas del cristal fueran pequeñas, esta magnetización se mantendría aún para H igual a cero; esto ocurre en aquellos casos en que la energía magnetocristalina del mineral predomina netamente sobre la magnetoelástica, entonces la magnetización remanente (J_r) es un valor relativamente cercano al de saturación (J_s).

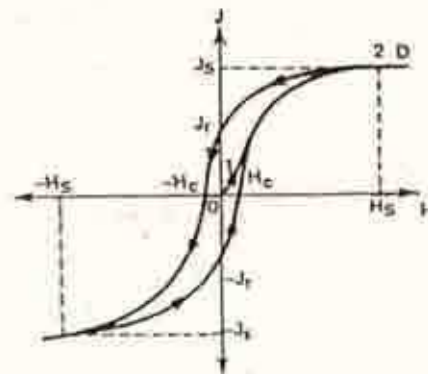


Fig. 10.I. Curva de histéresis de un mineral ferromagnético (tomada de Valencio, 1980).

A través del análisis de todo el proceso se deduce que un material ferromagnético, al ser magnetizado por un H , adquiere una magnetización que se vuelve independiente de este campo y

estará presente aún cuando el mismo se anule. Esta magnetización remanente del material será destruida si el campo inductor cambia de sentido y alcanza un valor definido $-H_C$ (Fig.10.I.). Este valor particular del campo define un parámetro característico del material ferromagnético denominado "fuerzas coercitivas". Si a partir de $-H_C$ se continúa aumentando la intensidad de H con el mismo sentido con que se desmagnetizó el material, se alcanzará la saturación $-J_S$, para un campo $-H_S$. Si se varía adecuadamente la magnitud y el sentido del campo inductor, se completa el ciclo de histéresis magnética del material.

Desde el punto de vista teórico, la magnetización de un material ferromagnético se puede explicar de un modo más sencillo que anteriormente recurriendo al concepto de dominio magnético simple. En este modelo se desprecia el efecto de las paredes y la magnetización se produce exclusivamente por rotación del vector representativo de la magnetización espontánea de cada dominio. De acuerdo con este concepto, a temperatura ambiente la acción de un campo externo débil solamente orientará a aquellos dominios simples con fuerzas coercitivas menores que el campo ordenador. A temperaturas mayores, debido a la energía térmica, las fuerzas coercitivas de los dominios simples disminuyen y se orientará un mayor número de estos. El proceso depende del volumen de cada dominio simple. De modo que aquellos que presenten un volumen menor que un valor crítico para una temperatura determinada, se orientarán según H ; mientras que por el contrario los dominios simples con volúmenes mayores que el crítico, no serán

susceptibles al campo H y conservarán indefinidamente sus remanencias magnéticas en equilibrio inestable. Es decir que para un dominio simple de determinado volumen, existe una temperatura denominada temperatura de bloqueo, tal que a temperaturas superiores a la misma pero menores que la temperatura de Curie, el dominio alcanzará un nuevo equilibrio termomagnético. La magnetización que se produce de este modo se denomina magnetización remanente térmica (MRT).

2. La magnetización de las rocas

Durante su génesis las rocas portadoras de minerales ferromagnéticos adquieren una magnetización remanente, cuya dirección en general es coincidente con la del campo magnético terrestre (CMT) de ese momento (Valencio, 1980). Esta magnetización se denomina magnetización remanente primaria (MRP) y depende de cada tipo litológico.

Las rocas ígneas adquieren una MRT al enfriarse por debajo de las temperaturas de Curie de sus minerales ferromagnéticos, de acuerdo con lo expresado al final del ítem anterior.

Las sedimentitas que poseen una granulometría similar o menor al tamaño arena fina, adquieren una magnetización remanente detrítica (MRD). Se debe a la orientación de los pequeños clastos ferromagnéticos según las líneas de fuerza del CMT durante la depositación en un medio sin turbulencias (Valencio, 1980). Si bien durante la sedimentación de varves o sedimentos de lagos

existen condiciones propicias para que se produzca este tipo de magnetización, la mayoría de los medios sedimentarios no ofrecen tales condiciones y distintas perturbaciones mecánicas tienden a tornar aleatoria la orientación de los granos. Sin embargo, existe una MRD postdeposicional que se desarrolla en sedimento embebido en agua. Los momentos magnéticos de los minerales ferromagnéticos junto con las líneas de fuerza del CMT generan un torque que tiende a rotar a estos minerales para alinear sus momentos magnéticos con la dirección del campo (Lovlie, 1974; Payne y Verosub, 1980). Estos movimientos de los granos son previos a la compactación y cementación del sedimento.

En algunas rocas sedimentarias también se puede reconocer una magnetización remanente química (MRQ). Es propia de los estratos rojos que poseen óxidos de hierro que se forman a temperatura ambiente durante la sedimentación o bien con posterioridad (Roy y Park, 1974). Sin embargo, este tipo de magnetización no es exclusivo de las sedimentitas y también se presenta en las rocas ígneas y en la mayoría de las rocas metamórficas.

En los sedimentos que tienen un elemento orgánico en sus génesis (tales como calizas, sedimentos marinos profundos) el origen de la MRP puede deberse a pequeñas partículas magnéticas de tamaño dominio simple que están presentes en los sistemas nerviosos de bacterias (O'Reilly, 1984; Kirachvink y Chang, 1984). La alteración de las partículas magnéticas dentro del animal viviente puede estar inhibida por un saco inerte que se forma

alrededor de los granos; asimismo este saco puede prevenir en el sedimento alteraciones subsecuentes de estas partículas (O'Reilly, 1984).

Durante sus vidas geológicas, a las rocas portadoras de MRP adquiridas a través de cualquiera de los procesos antes descritos, se les pueden añadir magnetizaciones remanentes secundarias (MRS). De modo que generalmente la magnetización remanente natural (MRN) que presenta una litología, es el vector suma de la MRP y de una o más MRS (Fig.11.I.).

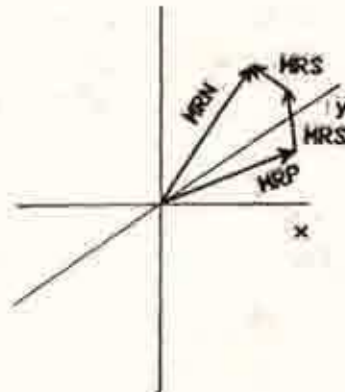


Fig.11.I. Magnetización remanente natural que resulta de la suma de una magnetización primaria y dos secundarias.

Las MRS son adquiridas de maneras diferentes. Calentamientos posteriores a la génesis de una roca pueden incorporarle MRT. La acción de fluidos químicamente activos (por ejemplo los debidos a fenómenos hidrotermales, alteraciones meteóricas) o la oxidación de minerales de una roca por el intemperismo, provocan MRQ postgenéticas. Por otra parte, la acción continua y prolongada de un campo magnético tan débil como el terrestre puede generar en

una roca una magnetización remanente viscosa (MRV). Otras MRS son la magnetización remanente isotérmica (MRI) y la magnetización remanente anhistérmica (MRA). La primera de ellas se genera por la acción de campos magnéticos intensos y continuos a temperatura constante. La MRA se produce por la acción conjunta de un campo magnético alterno y otro continuo; estas condiciones pueden ser naturales (por ejemplo descargas eléctricas meteóricas) o también pueden provocarse durante tratamientos de laboratorio.

Descripciones más detalladas de estos y otros tipos de magnetizaciones de rocas son presentados por Irving (1964) y Valencio (1980).

3. Labores experimentales

Las tareas que se llevan a cabo durante los estudios paleomagnéticos tienden, entre otros objetivos, a identificar a las magnetizaciones registradas en una sección litológica. La finalidad es vincular estos registros con los procesos geomagnéticos que actuaron sobre esa secuencia.

En general, se trata de rescatar la MRP por eliminación de las MRS a través de tratamientos desmagnetizantes. Los experimentos que se realizan intentan en parte revertir en el laboratorio los mecanismos a través de los cuales se generaron las remanencias en la naturaleza. Dado que las MRS suelen tener menores fuerzas coercitivas o corresponderles temperaturas de bloqueo más bajas que las MRP, los tratamientos estándar son la desmagnetización por campos magnéticos linealmente decrecientes y

el tratamiento por altas temperaturas. Cuando las remanencias que se tratan de eliminar están presentes en óxidos de hierro, se utiliza el método de lixiviación química con ácido clorhídrico.

La desmagnetización por campos magnéticos linealmente decrecientes es considerada generalmente como el tratamiento más efectivo para eliminar las MRS de las rocas ígneas. Esto se debe a que la MRT es resistente a este tratamiento, mientras que la MRV y la MRI son muy sensibles al mismo. El método consiste en ubicar al espécimen en un espacio libre de campo magnético continuo y aplicarle un campo magnético alterno que decrece linealmente. Mientras tanto el espécimen es hecho girar sobre dos ejes simultáneamente de forma que la acción del campo alterno incida sobre él en todas las direcciones. Durante este proceso, los dominios que posean fuerzas coercitivas iguales o menores al campo, cruzaran barreras de energía y al no encontrar un campo unidireccional prevaleciente se alinearán en oposición. Es decir que estos dominios presentarán después del proceso una magnetización resultante nula.

El tratamiento térmico se fundamenta en la ley de la suma de las MRT parciales (Thellier, 1938). El método se efectúa en un medio libre de campo magnético. Consiste en someter a los especímenes a temperaturas crecientes en etapas sucesivas y luego dejarlos enfriar hasta temperatura ambiente. Este método de desmagnetización es irremplazable para verificar la estabilidad de las remanencias magnéticas de sedimentos rojos, en los que con frecuencia, las MRN secundarias se resisten a los efectos

desmagnetizantes de campos alternos del orden de los 10^3 oersteds (Valencio, 1980).

El tratamiento por lixiviación química propuesto por Collinson (1965), se lleva a cabo sumergiendo a los especímenes en ácido clorhídrico durante un tiempo determinado que depende del material a tratar. De este modo se genera un ataque químico progresivo de los portadores magnéticos de la roca. Como la velocidad de ataque se incrementa si se calienta el sistema, el tratamiento se puede efectuar en menos tiempo que el necesitado en la metodología original.

4. Representación de datos paleomagnéticos

A través de los métodos de desmagnetización mencionados, es posible en ocasiones aislar las direcciones de las componentes magnéticas de una roca por progresiva destrucción de la MRN. Para ello se grafica la información paleomagnética obtenida luego de cada etapa de desmagnetización y se observa el comportamiento magnético de los especímenes. Las formas clásicas de representar a estas magnetizaciones remanentes residuales (MRR) son: 1) Proyección estereográfica sobre una red de Wulf. 2) Curva de desmagnetización normalizada. 3) Diagrama ortogonal (Zijderveld, 1967).

1) En este gráfico el centro de la proyección corresponde a la localidad de muestreo. Se representan los extremos de los vectores magnéticos con pequeños círculos abiertos (si se encuentran en el hemisferio superior de la esfera proyectada) o

cerrados (si se hallan en el hemisferio inferior). El conjunto de todos estos círculos representados durante una desmagnetización progresiva define el comportamiento o el camino de "lavado" magnético del espécimen estudiado. En la Fig. 12.I.a (Oviedo y Sinito, 1985) se observa el comportamiento de una muestra luego de ser sometida a desmagnetización térmica. Se reconoce un camino de "lavado". De modo que se pasa de vectores con inclinaciones negativas (círculos abiertos) a vectores con inclinaciones positivas (círculos cerrados) después de los 400° centígrados.

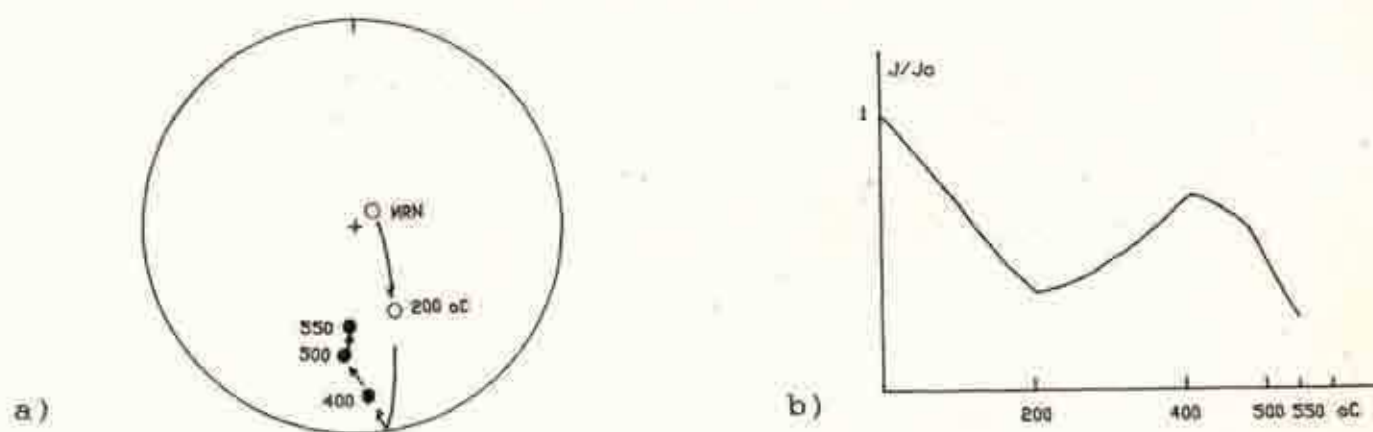


Fig.12.I. Desmagnetización térmica progresiva de una muestra. a. Proyección estereográfica. b. Curva de desmagnetización normalizada (tomada de Oviedo y Sinito, 1985).

2) Con esta representación se analiza la variación de la intensidad de la MRR en función de la intensidad del campo alterno desmagnetizante o de la temperatura empleada en cada etapa de desmagnetización. De este modo se pueden analizar los espectros de fuerzas coercitivas o temperaturas de bloqueo de los

dominios magnéticos presentes en las rocas que se estudian. La Fig. 12.I.b es la curva desmagnetizante que le corresponde al espécimen de la Fig.12.I.a. En ella se observa un cambio en el signo de la pendiente como respuesta a la desmagnetización.

3) En este método se utiliza una proyección cartesiana en la que el eje x coincide con la dirección N y el eje y con la dirección este. El vector magnetización se proyecta en el plano horizontal (x,y) y en uno de los planos verticales (Fig.13.I a). Ambas proyecciones suelen combinarse en una sola. Por ejemplo, si el vector se proyecta sobre el plano $z-y$ se abate este plano de modo que z se hace coincidir con la dirección norte (x) (Fig.13.I b). Si el vector se proyecta sobre el plano $z-x$ se rota el mismo según el eje z y luego se lo abate como anteriormente. Esta última representación es útil en el caso de que el vector a analizar este contenido en plano $z-x$ o su dirección sea cercana al mismo (Oviedo, 1989). Cada una de las proyecciones del vector se representa con un símbolo o un punto (Fig.13.I a). De modo que después de cada etapa de desmagnetización se observa como es el "movimiento" de cada punto. Si el punto se mueve sobre una línea recta, lo más probable es que una sola componente magnética esté siendo afectada por el proceso de desmagnetización (Fig.13.I b, después de 300 Oe o °C). Cuando el punto cambia su dirección de movimiento, eso indica que otra componente empieza a ser afectada. Finalmente, si el punto se mueve linealmente hacia el origen, lo más probable es que la última componente esté siendo eliminada.

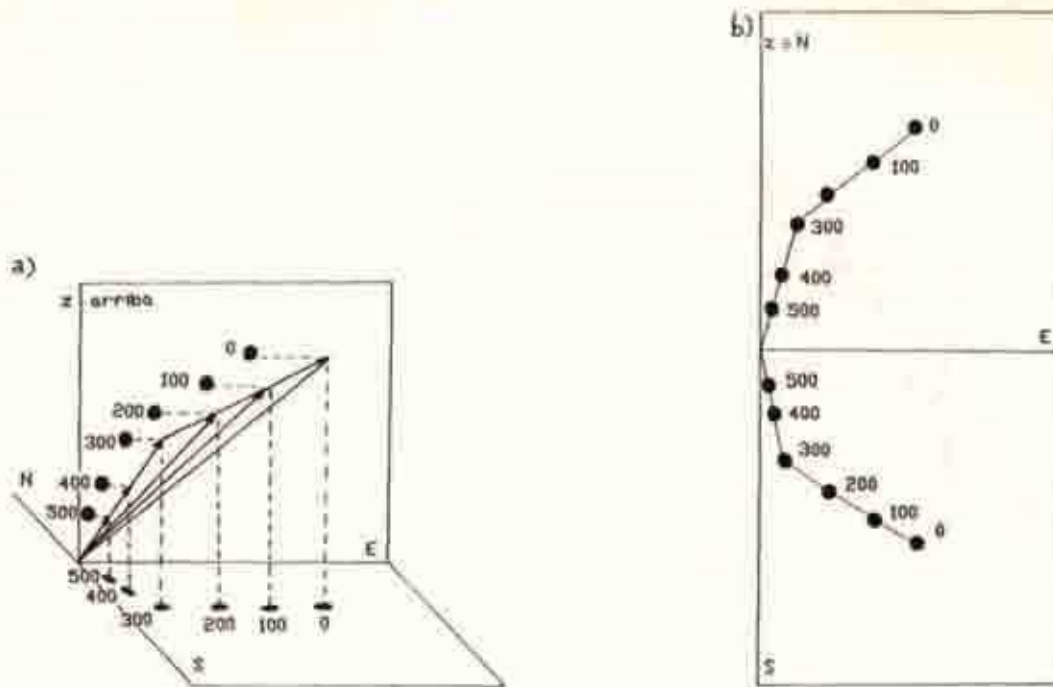


Fig. 13.I. Diagrama ortogonal de una muestra portadora de dos direcciones magnéticas. a. Proyecciones de distintas etapas de lavado (0e o °C). b. El plano zy fue abatido y se hizo coincidir z con el norte.

5. Análisis de direcciones de remanencias magnéticas

En los estudios paleomagnéticos las direcciones de las remanencias magnéticas de las rocas se analizan sobre la base del método desarrollado por Fisher (1953). En este método se le otorga a cada dato un peso unitario y cada una de las direcciones se considera como un vector cuyo módulo es igual a la unidad (es decir representa un punto en una esfera de radio unitario). Por otra parte el análisis requiere que el conjunto de vectores constituya una población de distribución circular.

La mejor estimación de la verdadera dirección de magnetización de una unidad geológica (ya sea un nivel estratigráfico, un miembro o una formación) es la dirección del vector suma (R) de N vectores unitarios que pertenecen a N

especímenes de esa unidad.

De acuerdo con Fisher (1953) en una esfera de radio unitario las direcciones de los especímenes estarán distribuidas de acuerdo con la ecuación:

$$PA \, dA = \frac{k}{4\pi} e^{k \cos \theta} \sin \theta \, d\theta \, dE$$

donde: θ y E son coordenadas polares, θ = desviación angular respecto del valor medio de la población y E = ángulo azimutal.

k = parámetro de precisión.

Esta ecuación determina cual es la probabilidad de encontrar un punto en un área dA cuya normal forma un ángulo θ con la dirección promedio verdadera. El parámetro de precisión k indica cuales son las características de la población, tal que si $k = 0$ entonces las direcciones están distribuidas errática y uniformemente sobre la esfera; si k es grande, las direcciones estarán concentradas en un pequeño sector de la esfera, y próximas a la dirección promedio verdadera. La expresión está representada en la Fig. 14.I. para tres valores de k . La densidad de probabilidad es simétrica axialmente respecto de la dirección media verdadera.

La mejor estimación del parámetro de precisión, para valores de k mayores que 3, está dada por la expresión:

$$k = \frac{N-1}{N-R}$$

$$N-R$$

El intervalo de confianza donde se encuentra la dirección promedio de la población está definido por el semiángulo $(1-p)$ del cono circular alrededor del vector resultante R . Este semiángulo se define por la ecuación:

$$\cos A_{(1-p)} = 1 - \left(\frac{N-R}{R} \right) \left(\frac{1}{P} \right)^{1/N-1} - 1$$

En paleomagnetismo se ha adoptado $p = 0.05$ para cualquier análisis. Es decir que con 95% se define el sector geométrico donde existe una probabilidad del 95% de encontrar la dirección verdadera.

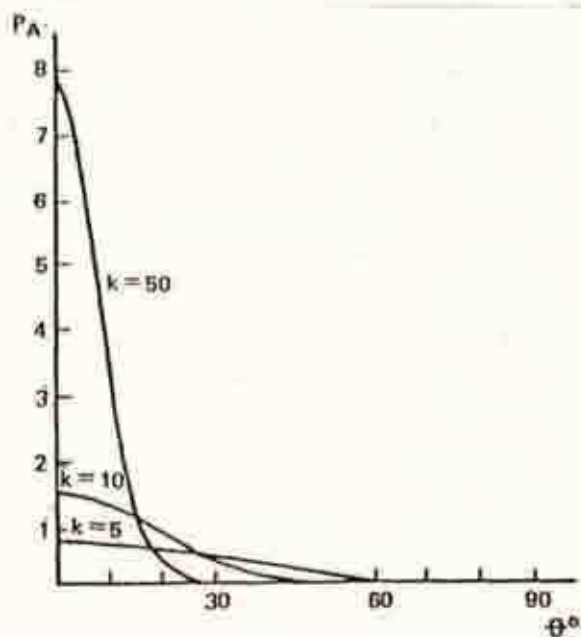


Fig. 14.I. Función distribución del método estadístico de Fisher (1953).

6. Valoración de las remanencias aisladas

Una vez analizadas las MRR, se trata de dilucidar cual fue el fenómeno geológico que las originó. Para ello se han ideado distintos métodos: prueba del conglomerado, prueba del contacto igneo, prueba de la reversión o polaridad antípoda. Un método para determinar si la magnetización remanente aislada fue adquirida antes, durante o después de la deformación que afectó a las rocas estudiadas es la prueba de la estructura ("fold test" o "tilt test").

Graham (1949) sugirió que si las direcciones de las remanencias magnéticas de estratos con distintas actitudes, concuerdan después de rotar a los mismos hasta la paleohorizontal a través de la línea del rumbo y en la dirección de la inclinación, entonces la magnetización habría sido adquirida antes de la deformación estructural. Dado que este mejor agrupamiento de direcciones, luego de corregir por estructura a los niveles estratigráficos, puede ser una consecuencia aleatoria debida al muestreo elegido, se requiere una prueba más rigurosa con base estadística para definir si una magnetización es previa a la tectónica. Para tal fin, McElhinny (1964) sugirió un "test" comparando el parámetro de precisión (K) de la población de direcciones antes y después de la corrección de estructura (si el parámetro aumenta luego de la corrección, la magnetización puede aceptarse como previa a la tectónica).

Otro método de prueba de estructura se lleva a cabo a través

de la comparación estadística de direcciones promedio de la unidad geológica analizada. Es decir se determina si las direcciones promedio de dos o más secciones con distintas actitudes (por ejemplo dos limbos de un pliegue, Fig.15.I.a y 15.I.b) se pueden distinguir estadísticamente (McFadden y Jones, 1981). Si la hipótesis de que existe una dirección media verdadera común en las secciones analizadas no se puede refutar estadísticamente cuando se consideran las secciones corregidas por estructura, y sí cuando se comparan los vectores tal como se encontraban las secciones "in-situ", se puede aceptar que la magnetización aislada fue adquirida antes de la deformación de los estratos. Subsecuentemente, de acuerdo con lo señalado, esta prueba es una herramienta poderosa para valorar la estabilidad de la remanencia aislada.



Fig. 15.I. Direcciones medias de magnetización aisladas en dos limbos de un pliegue de una misma secuencia geológica. Las direcciones son paralelas luego de abatir ambos limbos.

La formulación matemática del "test" de McFadden y Jones (1981) para m secciones o limbos considerados simultáneamente es:

$$\frac{N-m}{m-1} \frac{R_i - R^2 / R_i}{2(N - R_i)} = f \sim F [2(m-1), 2(N-m)]$$

donde: N = número de direcciones

i = 1 hasta m

R_i = longitud del vector resultante en cada limbo o sección.

R = longitud del vector resultante de todas las direcciones.

Si el valor observado de f excede el valor crítico de la distribución F en el nivel requerido de significancia, entonces la hipótesis de que existe una dirección media verdadera común se puede refutar.

7. Cálculo de polos paleomagnéticos

Este ítem se redactó sobre la base de los conceptos que figuran en Valencio (1980) y Cox y Hart (1986).

Cuando se promedian valores polares del Campo Magnético Terrestre (CMT) por lapsos del orden de los 10.000 años, su comportamiento es compatible con el que le correspondería a un dipolo axial y geocéntrico. Es decir que en tales condiciones existe una coincidencia entre los polos magnéticos y de rotación de la Tierra. De acuerdo con ello, en un estudio paleomagnético se deben obtener muestras de diferentes posiciones estratigráficas de una secuencia, que cubran, en total, un lapso de 10.000 años o más. El polo paleomagnético (PP) calculado

sobre la base de las magnetizaciones remanentes promedio en tal estudio, es el que se puede emplear en reconstrucciones paleogeográficas. Si no se cumple la condición mencionada, el polo calculado se denomina geomagnético virtual (PGV) y no tiene significado paleogeográfico.

REFERENCIAS



P= Colatitud magnética.

PMN= Polo Mag. norte, PMS= Polo Mag. sur.
Ecuador magnético (Círculo máximo)

S= Punto de observación.

λ = Latitud magnética; t.q. $\lambda = 90 - P$

F= vector resultante del CMT en un punto determinado.

H= Componente horizontal de F.

I= Inclinación magnética.

Fig. 16.I. Campo magnético dipolar representado en el plano de un meridiano magnético. (modificada de Cox y Hart, 1986).

La relación entre la colatitud magnética P y la inclinación I es la ecuación fundamental del paleomagnetismo.

$$\cotg P = 1 \operatorname{tg} I$$

2

De modo que conociendo la longitud (ϕ_m) y la latitud (λ_m) geográficas del lugar de muestreo (S) y la dirección promedio de las remanencias aisladas (D, I) es posible calcular la posición

del polo paleomagnético que le corresponde a dicha dirección. Las expresiones matemáticas necesarias para el cálculo son:

$$\text{sen}\lambda = \text{sen}\lambda_m \cdot \cos P + \cos\lambda_m \cdot \text{sen}P \cdot \cos D$$

$$\text{sen}(\theta - \theta_m) = \text{sen}P \cdot \frac{\text{sen}D}{\cos\lambda}$$

Dado que la dirección del promedio de la remanencia magnética aislada se presenta con un círculo de confianza, alrededor del PP calculado se definirá un óvalo de confianza cuyos ejes están dados por:

$$d_p = 1/2 (1 + 3 \cos^2 P) A_{es}$$

$$d_m = A_{es} \text{sen}P$$

$$\cos I$$

Actualmente para una unidad geológica determinada se calcula su correspondiente PP a partir de los PGVs obtenidos en diferentes sitios de muestreo o bien en distintos niveles estratigráficos. Para este cálculo se emplea la estadística de Fisher (1953) y la incertidumbre en la posición del PP se expresa a partir del A_{es} .

B. Construcción de la curva de desplazamiento polar aparente

Los PP de unidades geológicas de igual edad provenientes de diferentes continentes, deberían coincidir entre sí y con el polo geográfico si no hubieran existido movimientos relativos de las placas continentales.

Un modo de evaluar en el tiempo el movimiento relativo de un

continente es a través de su Curva de Desplazamiento Polar Aparente (CDPA). Esta es una manera de representar según una secuencia temporal a los PP. De modo que no debe confundirse a esta representación con un movimiento del polo de rotación terrestre, que ha permanecido prácticamente inmóvil a través del tiempo.

La CDPA contiene información sobre la dirección y velocidad de movimiento de un continente y de todo el planeta respecto del eje de rotación, por lo tanto es de fundamental importancia en el análisis de la cinemática de las placas, el desplazamiento de terrenos y la evolución paleogeográfica de un continente. Por esta razón las CDPA son constantemente revisadas y en ocasiones reinterpretadas, a la vez de que se cambian los procedimientos de sus cálculos.

En décadas pasadas la técnica empleada en la construcción de una CDPA consideraba PP que resultaban del promedio de aquellos que pertenecían a un mismo periodo geológico. Dado que durante un periodo pueden ocurrir movimientos corticales importantes y cada cual posee una duración diferente a la de los otros, esta técnica fue dejada de lado (Van Alstine y DeBoer, 1978).

Actualmente la CDPA de un continente relaciona secuencialmente PP de distintas edades dándole mayor peso a aquellos que resultan del promedio de polos de igual edad geológica obtenidos de diferentes unidades. Por otra parte se definen periodos de relativamente poco movimiento de un

continente (Periodos cuasi estáticos) cuando unidades de distinta edad que afloran en el mismo aportan PP con posiciones geográficas parecidas (Vilas y Valencio, 1976; Oviedo y Vilas, 1984), Fig. 17.I.

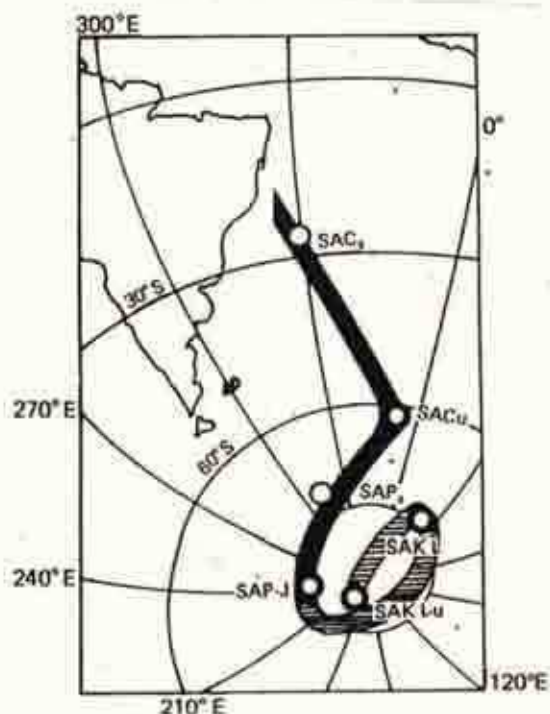


Fig.17.I. CDPA de Sudamérica para el lapso Carbonífero tardío-Cretácico tardío. (Tomada de Vilas y Valencio, 1976)

Otros investigadores construyen CDPA demarcando intervalos de igual edad (Ventanas de Tiempo) dentro de los cuales se promedian los PP que corresponden a cada lapso. Esta metodología requiere que a cada PP se le asigne una edad cronológica sobre la base de estudios radimétricos o por referencia a una escala de tiempo geológico (Irving e Irving, 1982), Fig. 18.I.

Polos Paleomagnéticos
Promedios de Norte America
Ventana de 40 Ma



Polos Paleomagnéticos
Promedios de Norte America
Ventana de 30 Ma



Fig. 18.1. CDPA de Norte América para el lapso Triásico tardío-Jurásico (tomada de Irving e Irving, 1982).

A mediados de la década pasada algunos autores han sugerido que una CDPA se puede generar a partir de "Polos de Euler Paleomagnéticos" (i.e. Gordon et al., 1984). Esta metodología asume que la CDPA está compuesta por segmentos de círculos mínimos definidos por PP distribuidos secuencialmente (Fig. 19.1). Por lo tanto, si se adopta dicha metodología se debe asumir que si un PP se desvía del mejor ajuste a un círculo mínimo determinado por otros correlativos, es posible que dicho PP haya sido obtenido a través de una técnica paleomagnética inadecuada (May y Butler, 1986).



Fig. 19.I. CDPA de Norte América obtenida por análisis de polos de Euler paleomagnéticos para un lapso entre los 200 y 149 Ma. (Tomada de May y Butler, 1986)

De lo anteriormente mencionado, se desprende de que existen diversas técnicas universalmente aceptadas para obtener una CDPA; de todas maneras sea cual fuere la metodología empleada, el factor de mayor relevancia es siempre la selección de los datos paleomagnéticos que se emplean.

A su vez, uno de los métodos para efectuar paleoreconstrucciones es a través de la superposición de las CDPA de dos placas para un mismo lapso. Por otra parte, estas curvas o bien los PP de distintos bloques continentales se utilizan como método de valoración de paleoreconstrucciones obtenidas por otros métodos (e.g. por ajuste de costas, anomalías de fondo oceánico, compatibilización de rasgos estructurales).

9. Los cambios de polaridad del campo magnético terrestre

El Campo Magnético Terrestre (CMT) ha sufrido cambios de polaridad en el pasado. Es decir, en ciertos periodos de la historia geológica tuvo polaridad opuesta o reversa a la actual (polaridad normal). Esta característica se ha evidenciado a través del registro magnético de rocas de la corteza terrestre. Se denomina intervalo de transición al periodo durante el cual el CMT cambia su polaridad. Las direcciones de magnetización registradas durante este intervalo son intermedias entre aquellas correspondientes a los estados normal y reverso.

Actualmente, se discute si durante una transición del CMT para los últimos 10 Ma, los PGV correspondientes a su intervalo se encuentran localizados en bandas longitudinales preferenciales (Burakov et al., 1976; Clement y Kent, 1986; Tric et al., 1991; Laj et al., 1991; 1993; Valet et al., 1992). Una de estas bandas se encontraría situada sobre América y la otra, antípoda, sobre Australia y el oeste de Asia (Fig. 20.I. a.b.c.). De acuerdo con Laj et al. (1991; 1993) existiría una vinculación entre estas bandas y las heterogeneidades laterales en el límite entre el manto y el núcleo. Hoffman (1992) las asocia con "parches" que corresponden a estados inclinados dipolares del CMT. Por otra parte las frecuencias de las reversiones se encontrarían relacionadas con la actividad de la parte más inferior del manto (capa D") donde se generan las plumas y "hot spots" que llegan hasta la superficie (Larson, 1991a y b; Larson y Olson, 1991).

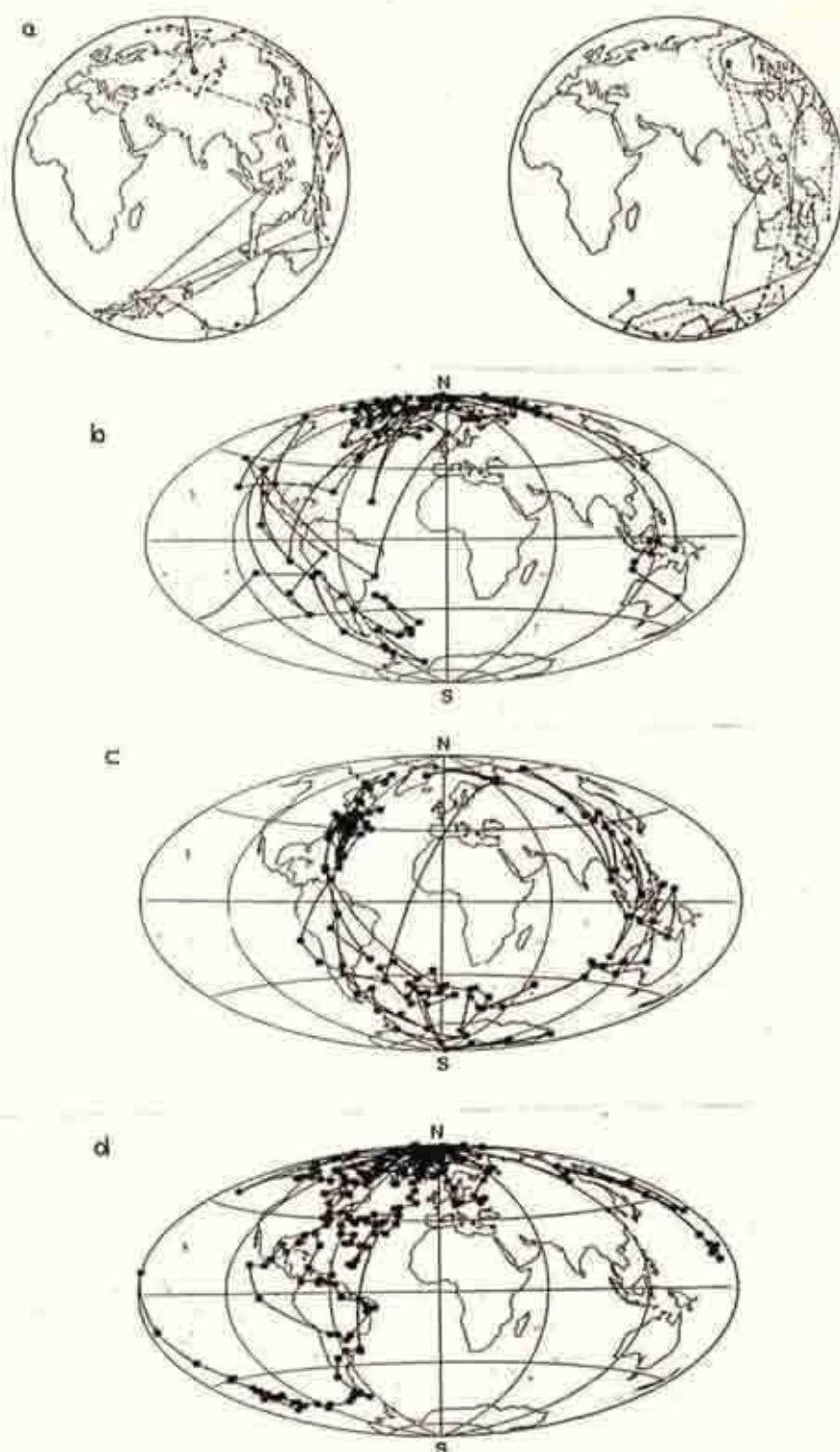


Fig. 20.I. Caminos de PGV durante a): el límite de las épocas Gauss y Matuyama, registrada en Turkmeniya (Comunidad de Estados Independientes) (Burakov et al. 1976). b): el Evento Blake registrado en un testigo del Mediterráneo (Tric et al., 1991). c) el límite superior del Evento Olduvai registrado en un testigo del Atlántico Norte (Clement y Kent, 1986).

CAPITULO II: MARCO GEOTECTONICO PREVIO AL ORIGEN DEL OCEANO ATLANTICO.

1. Posible evolución de la Pangea desde el Pérmico al Jurásico

Sobre la base de datos geológicos y paleomagnéticos se acepta que el modelo de Pangea propuesto por Wegener (1924) y cuantificado por Bullard et al. (1965) es correcto para el lapso Triásico tardío-Jurásico temprano y se denomina Pangea A (Fig. 1.II).

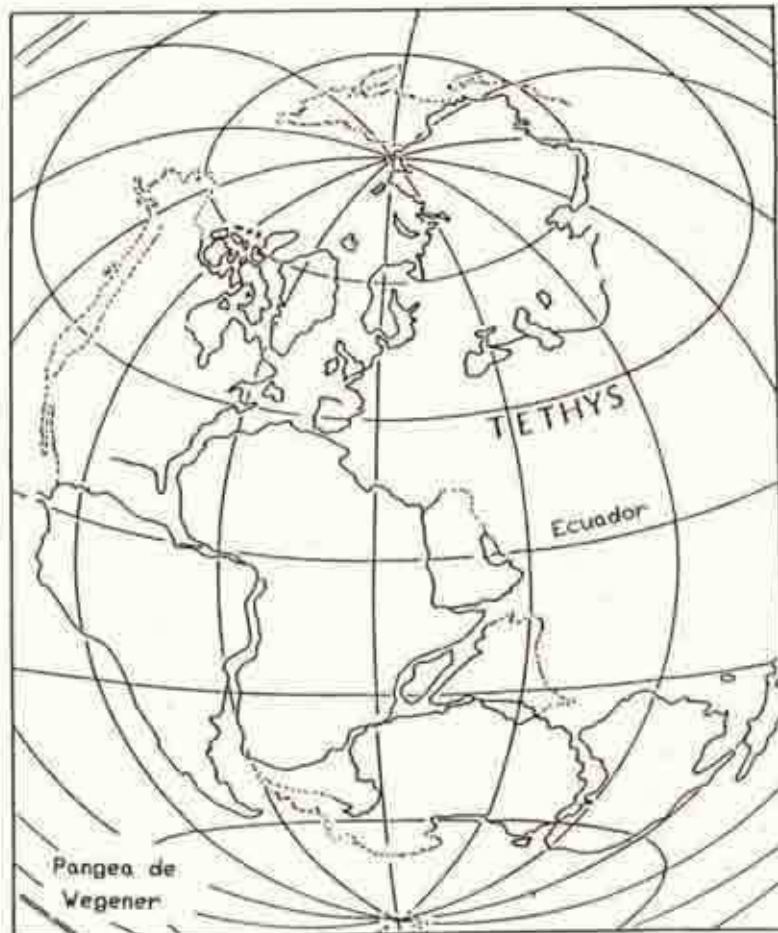


Fig.1.II. Pangea A o Pangea de Wegener. Paleomagnéticamente plausible para el lapso Triásico tardío-Jurásico temprano (tomada de Morel e Irving, 1981).

Sin embargo, cuando se analizan datos paleomagnéticos del Paleozoico tardío, considerando las posiciones relativas de los continentes según esta reconstrucción, no existe concordancia entre los datos gondwánicos y los de Laurasia (Van der Voo y French, 1974; Van der Voo et al., 1976; Irving, 1977; Morel e Irving, 1981; Smith et al., 1981; Livermore et al., 1986; Smith y Livermore, 1991). Una reconstrucción alternativa en la que se logra un buen agrupamiento de PP del paleozoico tardío fue propuesta por Van der Voo y French (1974) a través de una rotación horaria del Gondwana Occidental (GO: Sud América, Africa y Madagascar) según un pivote de rotación localizado en el sur del Sahara (Fig.2.II).

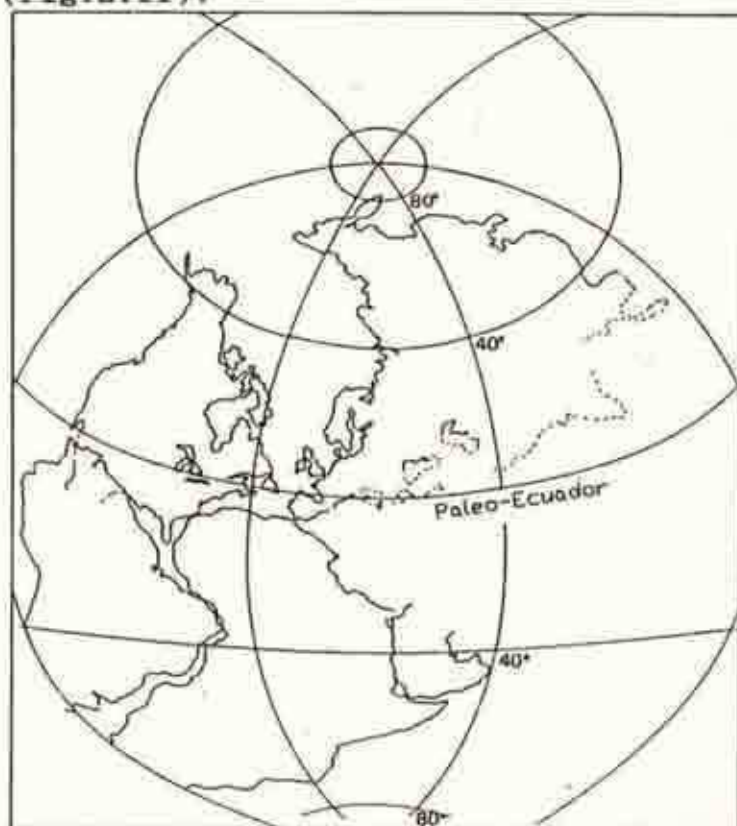


Fig.2.II. Pangea A2, propuesta para el Paleozoico tardío (tomada de Van der Voo y French, 1974)

De modo que si esta reconstrucción, llamada Pangea A2, es válida para el Paleozoico tardío, entonces debió haber existido un movimiento de rotación antihorario de aproximadamente 20° del GO relativo a Norte América, durante el Pérmico tardío-Triásico temprano. De acuerdo con este modelo, el movimiento de rotación se habría desarrollado a través de una megacizalla dextral a través del límite entre la placa norteamericana y africana.

Posteriormente, y también con la finalidad de solucionar la falta de coincidencia entre PP del GO y Laurasia, se propusieron para el Paleozoico tardío, otras reconstrucciones denominadas Pangea B y Pangea C (Fig.3.II y 4.II) (Irving, 1977; Smith et al., 1981). Para llegar desde esta reconstrucciones a la Pangea A en el Triásico tardío, se requiere de un cizallamiento dextral mucho mayor, durante al lapso Pérmico tardío-Triásico temprano.



Fig.3.II. Pangea B propuesta para el Paleozoico tardío (tomada de Irving, 1977).

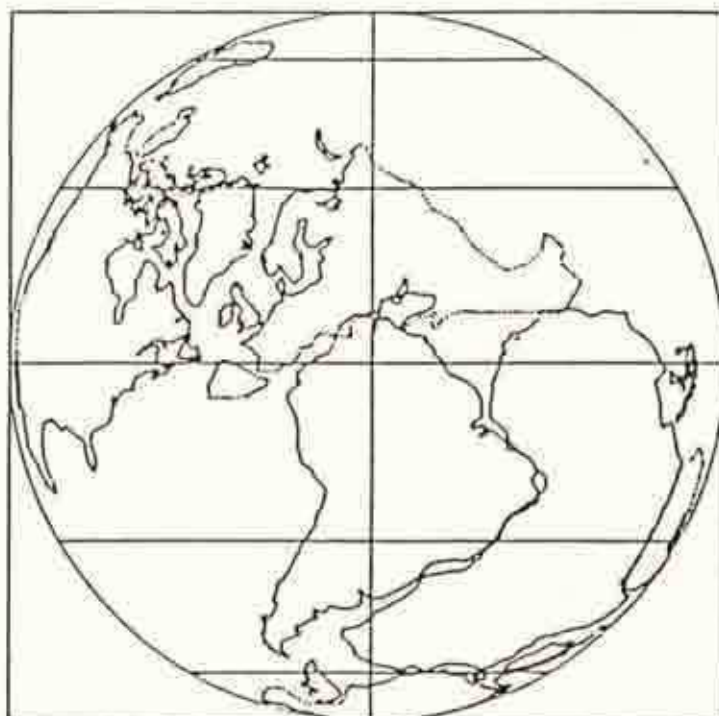


Fig.4.II. Pangea C propuesta para el Paleozoico tardío (tomada de Smith et al. 1981).

Todas las reconstrucciones mencionadas para el Paleozoico tardío son paleomagnéticamente correctas (Van der Voo et al., 1984) por lo cual deben ser valoradas sobre la base de datos geológicos y geodinámicos. La Pangea A2 posee mayores argumentos a favor (Hallam, 1983; Smith y Livermore, 1991). Por ejemplo, los cordones orogénicos paleozoicos y la ubicación de la península de Florida como bloque no deformado, poseen una disposición lógica en la Pangea A2 (Fig. 5.IIa).

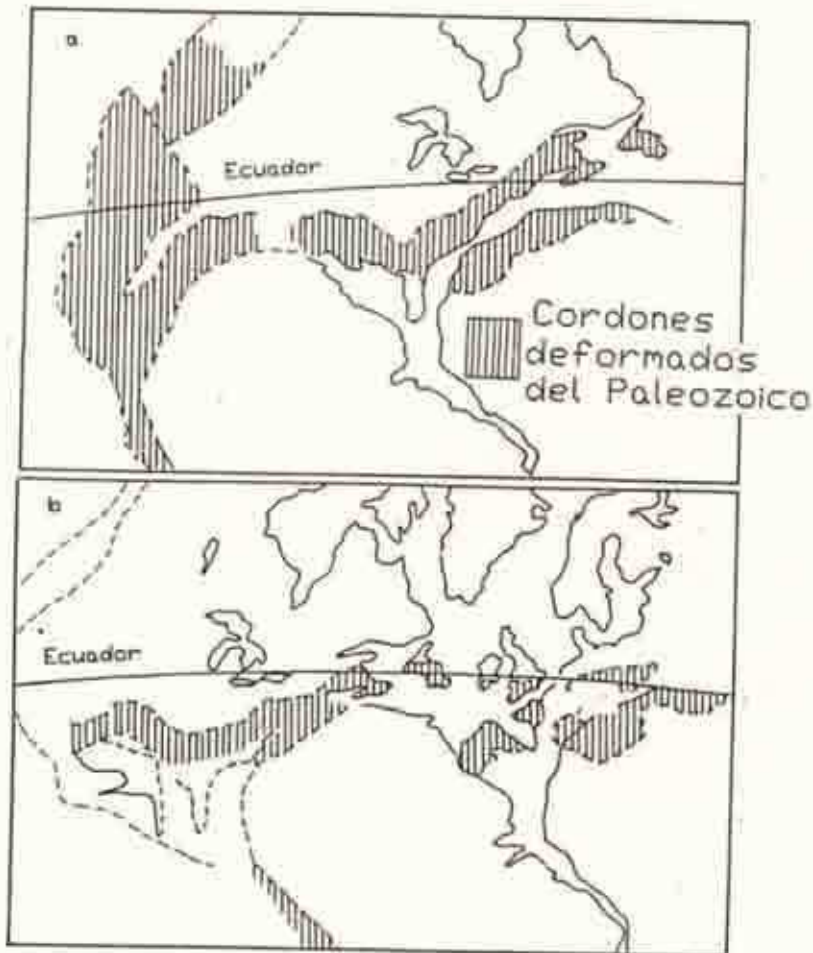


Fig.5.II. Distribución de cordones Paleozoicos en a: Pangea A2 y b: Pangea B (tomado de Morel e Irving, 1981).

Opuestamente en la Pangea B la distribución de estos cordones (Fig.5.II b) es menos lógica y no son considerados posibles ensambles entre los mismos (Savostin et al., 1986). Por otra parte, la transformación de la Pangea B en la Pangea A involucraría un movimiento relativo entre continentes del orden de los 3.500 km desde el Pérmico al Triásico, lo cual involucra

una velocidad de movimiento de placas que es absolutamente inusual si se compara con las velocidades registradas durante el Cenozoico tardío (Hallam, 1983). Estos movimientos serían aún mayores si se considera a la Pangea C como válida.

Es decir, y de acuerdo con Smith y Livermore (1991), que es factible que la configuración de la Pangea en el Paleozoico tardío haya sido muy parecida a la Pangea A2. Por lo cual, su transformación debió ocurrir según un movimiento relativo entre el GO y Laurasia a través de un pivote situado en el sur del Sahara (Lat.: 19° N, Long. 0.69° O; según Van der Voo y French, 1974; Lat. 19° N, Long. 2° E; según Smith y Livermore, 1991).

Es interesante observar que durante estos movimientos de transformación de la Pangea, también se han propuesto movimientos entre el GO y el Gondwana Oriental (GE: India, Australia y Antártida) a través de datos paleomagnéticos.

Estas propuestas surgieron cuando se observó que las reconstrucciones clásicas de Gondwana (Du Toit, 1937; Smith y Hallam, 1970; Norton y Sclater, 1979) presentan un desajuste entre PP del GO y el GE para el lapso Pérmico tardío-Triásico temprano. Un desajuste de PP análogo también existe si se considera la propuesta de Lawver y Scotese (1987). Sin embargo, este tipo de reconstrucciones posee un agrupamiento aceptable de PP de continentes de Gondwana para los lapsos Carbónico tardío-Pérmico temprano y Triásico tardío-Jurásico temprano (Fig. 8.II).

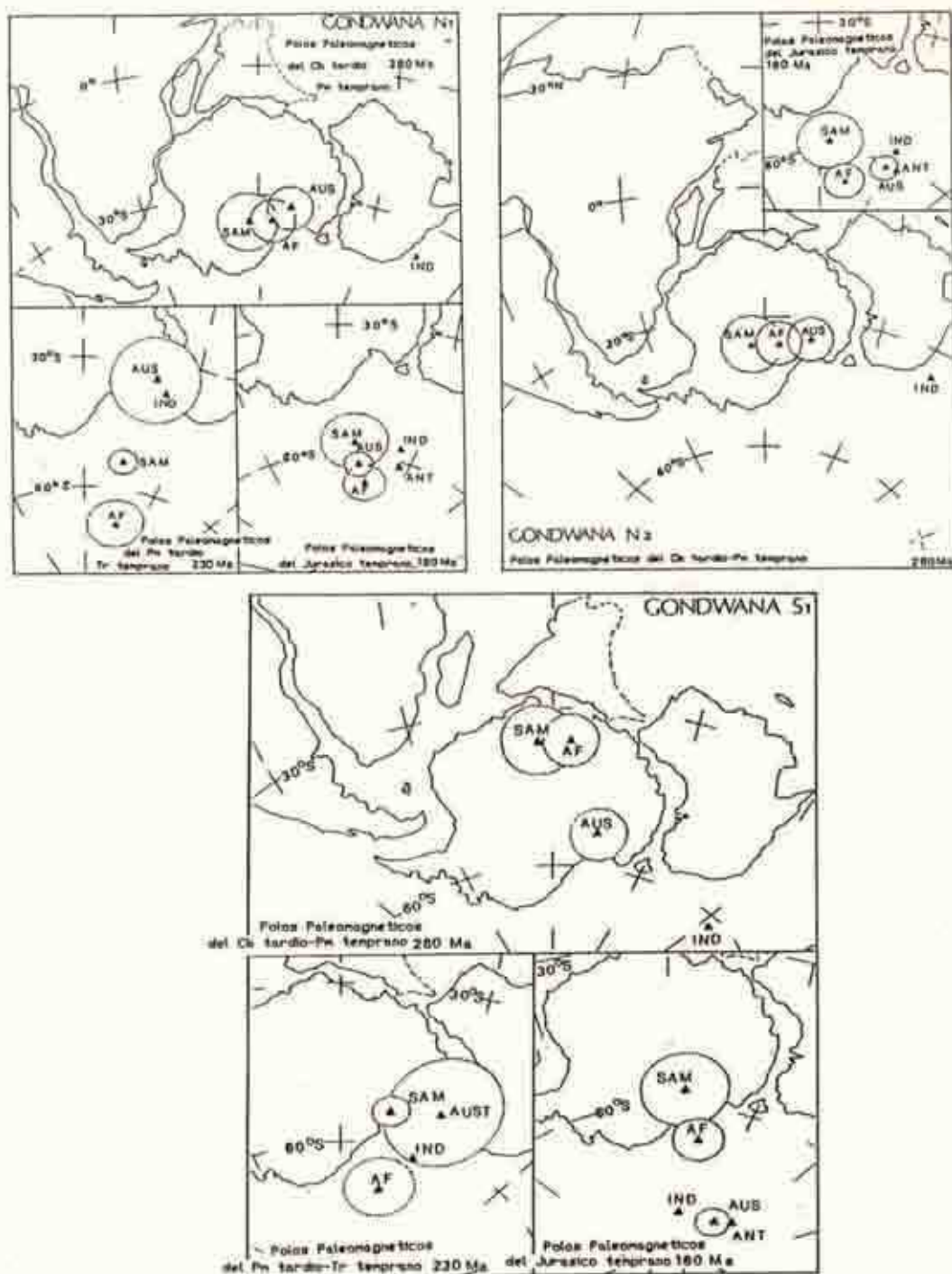


Fig.6.II. Reconstrucciones de Gondwana y agrupamientos de PP del GO y el GE para diferentes lapsos. Nótese que los modelos Gondwana N (reconstrucciones clásicas), poseen buenos agrupamiento de PP de continentes gondwánicos para los lapsos Carbónico tardío-Pérmico temprano y Triásico tardío-Jurásico temprano y no se logra a través de ellos agrupar PP de estos continentes para el lapso Pérmico tardío-Triásico temprano. Por otra parte, el modelo Gondwana S₁, posee sólo un buen agrupamiento de PP de distintos continentes de Gondwana para el lapso Pérmico tardío-Triásico temprano (Irving e Irving, 1982).

Con la finalidad de lograr una mejor concordancia entre PP del GO y el GE para el lapso Pérmico tardío-Triásico temprano, se consideraron otras reconstrucciones de Gondwana alternativas, diferentes de las clásicas. Por ejemplo, Irving e Irving (1982) sobre la base de la reconstrucción de Barron et al. (1978), consideraron una configuración denominada Gondwana S₁ (Fig.6.II). Sin embargo, estos autores desestimaron la validez de esta reconstrucción por que sospecharon que el desajuste entre los PP se debió a que el comportamiento del CMT tuvo componentes no dipolares muy importantes durante el lapso Pérmico tardío-Triásico temprano. En el Capítulo VI (ítem 7) se señalan argumentos que por el contrario, pueden interpretarse como favorables de una conducta dipolar del CMT. De modo, que si las reconstrucciones clásicas entre los continentes del GO y el GE son coherentes con los datos paleomagnéticos de los lapsos Carbónico tardío-Pérmico temprano y Triásico tardío-Jurásico temprano, mientras que para el lapso Pérmico tardío-Triásico temprano una reconstrucción paleomagnética posible es el Gondwana S₁, entonces debieron existir movimientos intergondwánicos cerca del límite Paleozoico-Mesozoico.

Klootwijk (1979) había señalado que esta falta de coincidencia entre PP de Gondwana durante el Permo-Triásico podía estar relacionada a una rotación antihoraria del GO respecto del GE y respecto de Laurasia.

Oviedo y Vilas (1984) también señalaron la posibilidad de movimientos entre el GO y el GE cerca del límite Paleozoico-

Mesozoico. El modelo geodinámico propuesto por estos autores fue desarrollado sobre la base de reconstrucciones paleomagnéticas y la elaboración de CDPA para el GO y el GE (Fig.7.II).

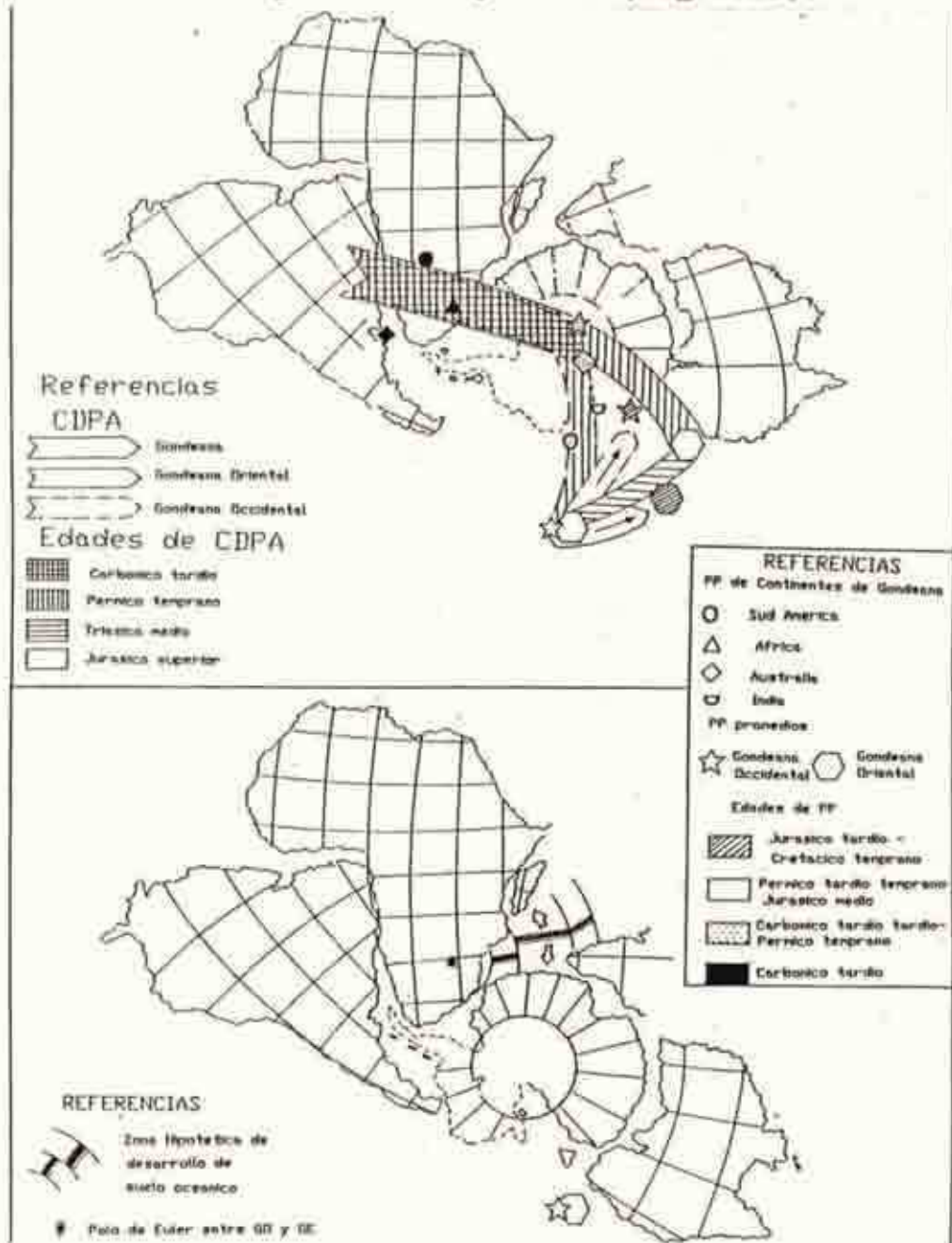


Fig.7.II. Modelo de movimientos recurrentes entre el Gondwana Occidental y el Oriental propuesto por Oviedo y Vilas (1984). Nótese que el desajuste entre los datos paleomagnéticos entre los "dos Gondwanas" es justificado con la propuesta de la generación de un hipotético océano Indico durante el Paleozoico tardío.

A la discrepancia entre los datos paleomagnéticos del GO y el GE, Oviedo y Vilas (1984) la interpretaron proponiendo la generación de un hipotético océano Indico durante el Paleozoico tardío, y su posterior cierre durante el Triásico medio (Fig. 7.II). Por otra parte, y tal como lo mencionaran Oviedo y Vilas (1984), no existiría en este modelo, superposición de la Península Antártica con el Plateau de las islas Malvinas. Precisamente, esta península estaría desacoplada de la Antártida Oriental por lo menos hasta el Jurásico (Longshaw y Griffiths, 1983). Más aun, toda la Antártida Occidental estaría compuesta por pequeños bloques que sufrieron movimientos relativos entre ellos mismos y respecto de la Antártida Oriental durante el Mesozoico (Grunow et al., 1987; Grunow, 1993).

Sobre la base de paleoreconstrucciones paleomagnéticamente posibles, Vizán y Rapalini (1991) confeccionaron un modelo hipotético de diferentes configuraciones de Pangea. Para ello consideraron compatible al Gondwana S₁ (reconstrucción semejante a la propuesta por Oviedo y Vilas, 1984) con la transformación propuesta por Van der Voo y French (1974) de la Pangea A2 a la Pangea A. En este modelo es posible comparar eventos tectónicos ocurridos durante el Paleozoico tardío-Mesozoico temprano a través de dos amplios arcos de transcurrencias que tienen prácticamente el mismo centro de curvatura en el sur del Sahara. La paleoreconstrucción que le correspondería al estadio previo a los movimientos considerados en este modelo, está constituida por la Pangea A2 y una reconstrucción clásica de Gondwana.

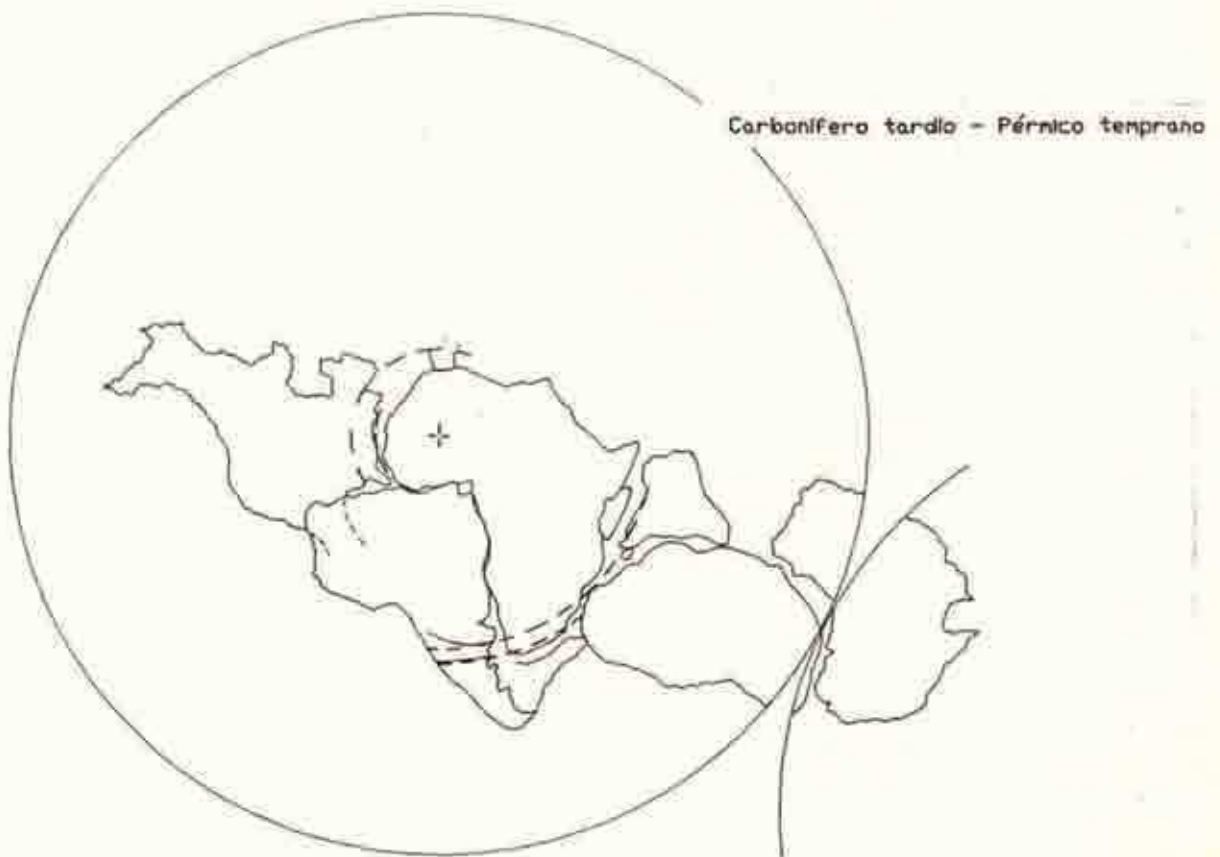


Fig.8.II. Configuración de la Pangea para el Carbónico tardío-Pérmico temprano. El centro de la esfera coincide con el pivote para transformar la Pangea A2 en la Pangea A. Este es, a su vez, el centro de curvatura del cordón paleozoico que se ubica en límite entre Laurasia y Africa en la Pangea A2. El mismo centro es prácticamente el del arco formado por Karro, sierras Australes de la Pcia. de Buenos Aires, cuenca de La Pampa-San Rafael, cuenca de Calingasta-Uspallata más el límite entre el Gondwana Occidental y el Oriental (sobre la base de Vizán y Rapalini, 1991; Rapalini y Vizán, 1993).

El centro de curvatura de los arcos de transcurrencias de este modelo, es el pivote que se requiere para la transformación de la Pangea A2 en la Pangea A (Fig.8.II) y habría gobernado, también, movimientos intra-africanos durante la apertura del océano Atlántico (Pindell y Dewey, 1982; Curie, 1983; Fairhead y Binks, 1991; Nurnberg y Muller, 1991; Rapalini et al., 1993).

Analisemos que argumentos geológicos son coherentes con este modelo y cual es la principal crítica que se le puede hacer al mismo.

De acuerdo con Vizán y Rapalini (1991) el cordón paleozoico que se ubicaría en el GO se extendería desde el Karroo hasta prácticamente los Andes Centrales. En el GO estaría definido por el Karroo, las sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, la cuenca de San Rafael-La Pampa y posiblemente incluiría a las cuencas de Uspallata-Calingasta (Fig.9.II). En la Tabla I.II se encuentran las coordenadas de los puntos con los que se definió el cordón paleozoico de Sudamérica. Este cordón pudo definirse sobre la base del hallazgo de flora gondwánica efectuado por Melchor (1990) en la Formación Carapacha en la provincia de La Pampa. El alineamiento así definido es muy semejante a la sección sudamericana del geosinclinal de Samfrau de Du Toit (1937).

El arco definido por este cordón se continuaría en límite entre el GO y el GE (Fig. 8.II).

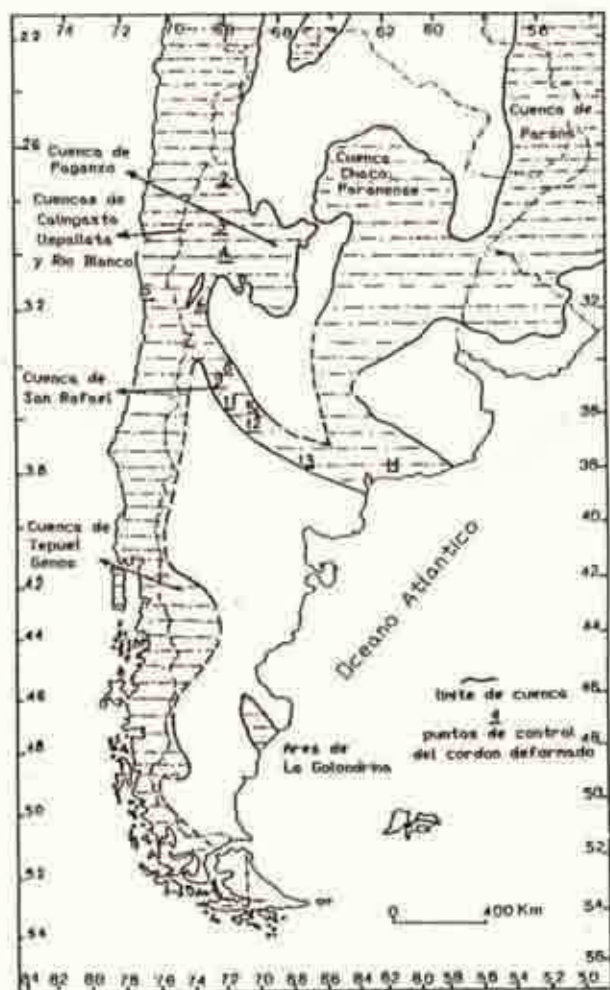


TABLA I. II

Localidad	Latitud (°S)	Longitud (°W)
1) Salar de Arizero	23.30	67.3
2) Chanchuil	27	68
3) Mina Victoria	29	68.30
4) Huoco	30	68.30
5) Huentalauquen, Chile	31	72
6) La Playita, El Saltillo	32	70
7) Alto Río Tunuyan	33	70.30
8) Pozo Jaime Prate	34	68.30
9) Río Atuel	34.30	69
10) Lomas Hegrán	35.30	68
11) La Secundida	35.30	69
12) Loma de los Guanacos	36	68
13) Carapécha	38	68
14) Sierra de la Ventana	38	62

Fig.9.II. Distribución de cuencas neopaleozoicas de Sud América. Nótese la definición del cordón en el que se encontrarían la cuenca de San Rafael-La Pampa y las sierras Australes de la Pcia. de Buenos Aires (modificado de Cuerda et al. 1987, de acuerdo con Rapalini y Vizán, 1993).

El otro arco donde se desarrollarían las transurrencias incluiría al límite incipiente entre Norte América y el NO de Africa junto con la península Ibérica y los montes Atlas (Mattawer et al., 1972; Le Pichon et al., 1977; Arthaud y Matte, 1977) (Fig.10.II).

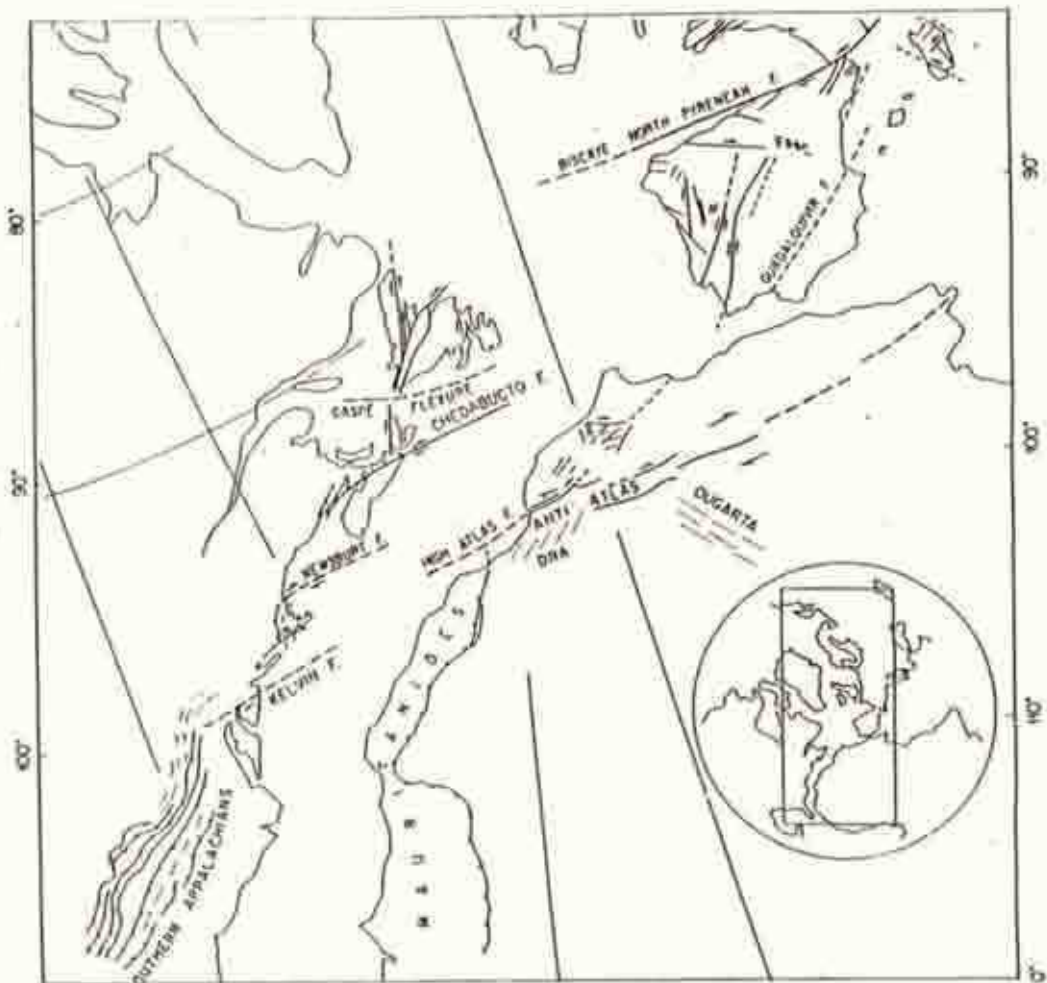


Fig. 10.II. Fallas transcurrentes reconocidas entre el este Norte América, el norte del Africa y la península Ibérica para el Paleozoico tardío (tomado de Arthaud y Matte, 1977)

A lo largo del arco de transcurrencias que incluye al este de Norte América, al norte de Africa y la península Ibérica; Swanson (1982) sugirió dos fases tectónicas. Una que se corresponde con una cizalla dextral durante el Pérmico tardio-Triásico temprano y otra que se corresponde con un evento extensional generalizado junto con una cizalla sinistral para el Triásico tardio-Jurásico temprano (Fig. 11.II).

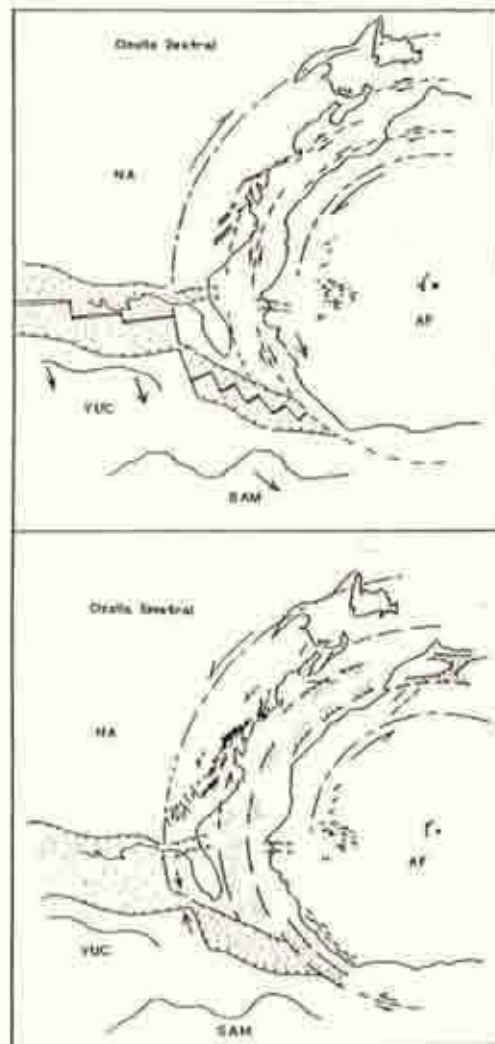


Fig. 11.II. Megacizallas desarrolladas a través del límite incipiente entre Norte América y Africa para el Paleozoico tardío-Mesozoico temprano. NA: Norte América, AF: Africa, YUC: Yucatán, SAM: Sud América (tomado de Swanson, 1982).

En efecto, para el Paleozoico tardío a lo largo de este arco se han definido movimientos transcurrentes dextrales que se habrían canalizado a través de la dirección estructural dominante de los Apalaches, a los que se considera afectados por el movimiento relativo entre Africa y Norte América (Gates et al., 1988; Goldstein, 1989) (Fig. 12.II).

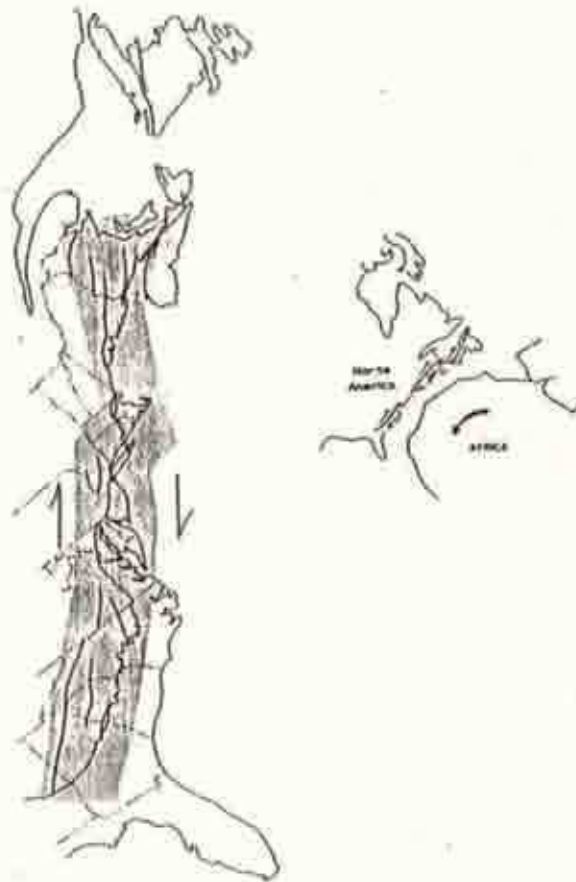


Fig. 12.II. Megacizalla dextral desarrollada a lo largo de los Apalaches por el movimiento relativo entre Africa y Norte América, durante el Paleozoico tardío (tomado de Gates et al., 1988; y Goldstein, 1989).

Este movimiento, por otra parte, habría desarrollado las cuencas y rifts que desde el Pensilvaniano hasta el Triásico se desarrollaron donde posteriormente se formó el Golfo de Méjico (Swanson, 1982; Bally, 1987) (Fig. 11.II).

Contemporaneamente, en Sud América y Sud Africa se registraron eventos tectónicos compresivos durante el Paleozoico tardío (Lock, 1978; Harrington, 1980; Cobbold et al., 1986; Azcuy y Caminos, 1987). Precisamente, el último evento deformativo en las sierras Australes de la provincia de Buenos Aires y en el Cordón Plegado del Cabo se habría generado en el Pérmico tardío (Lock, 1978; Ramos, 1984; Cobbold et al., 1986).

Una de las propuestas para explicar este evento involucraría la colisión de Patagonia y el plateau de las islas Malvinas contra el resto del Gondwana cratónico (Lock, 1978; Ramos, 1984; de la Winter, 1986; Daly et al., 1991). No se han observado evidencias de una sutura neopaleozoica en Sud Africa (Halbich, 1983 a) lo cual no descartaría esta propuesta ya que todos sus propulsores consideraban que la sutura debía estar al sur de Sudáfrica. Pero tampoco en Sud América fue observada y datos paleomagnéticos de Patagonia indicarían que por lo menos desde el Devónico, Patagonia se encontraba ya adosada al resto del Gondwana (Rapalini y Vilas, 1990).

Por otra parte, el plegamiento y fallamiento de las sierras Australes ha sido explicado a través de movimientos transpresivos según una dirección NO-SE. Se han considerado los dos sentidos para estos movimientos transpresivos. Sinistral de acuerdo con

Martinez (1980), Selles Martinez (1989), Van Gosen et al. (1991) o dextral de acuerdo con Cobbold et al. (1986). Por otra parte Cobbold et al. (1991) consideran que la deformación desarrollada en las sierras Australes fue condicionada por la reactivación de fallas profundas pre-existentes.

En el segundo estadio del modelo de Vizán y Rapalini (1991), a partir del Pérmico inferior el GE experimentaría una rotación relativa horaria respecto del GO. Este movimiento habría provocado según los autores mencionados, un movimiento de Patagonia y el plateau de las islas Malvinas de desplazamiento dextral respecto del resto de Sudamérica y Africa (Fig.12.II). El mismo proceso involucraría una rotación relativa antihoraria del GO respecto de Norte América. Como consecuencia de estos movimientos se habrían desarrollado procesos transpresivos en los cordones antes definidos. El proceso habría alcanzado su punto culminante durante el Paleozoico tardío y de acuerdo con el modelo, los desplazamientos a través de los arcos de transcurrencias habrían evolucionado a lo largo de discontinuidades pre-existentes. Precisamente, el límite entre Norte América y el NO de Africa fue una zona de sutura entre estos continentes producida durante el Carbonífero medio a superior (Wickham, 1976; Lefort y Van der Voo, 1981). El cordón orogénico de Sud América también habría evolucionado sobre una vieja zona de sutura entre el Gondwana cratónico y terrenos acrecionados que incluirían a Patagonia (véase Ramos, 1988).

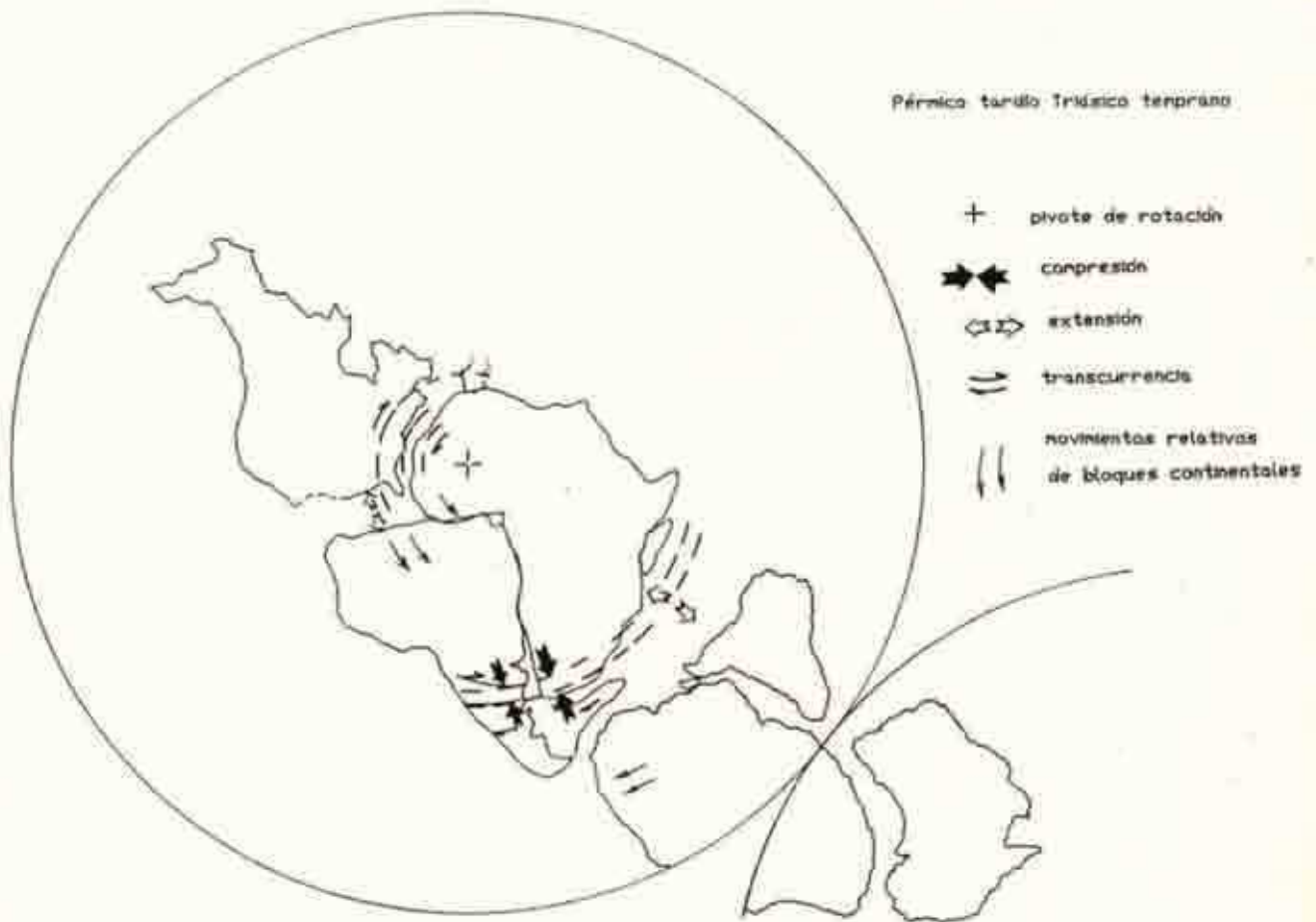


Fig.12.II. Configuración de la Pangea propuesta por Vizán y Rapalini (1991) para el Carbónico tardío-Pérmico temprano. Los arcos de transurrencias donde se desarrollan cizallas dextrales tienen el mismo centro de curvatura.

Como se mencionara anteriormente, Klootwijk (1979) había señalado a través de datos paleomagnéticos, un movimiento intergondwánico como el mencionado, al que relacionó con la orogenia del "Geosinclinal del Samfrau" de Du Toit (1937). El mismo autor sugirió también que este movimiento involucraría un movimiento antihorario del GO respecto de Norte América.

De acuerdo con Klotwijk (1979) en Gondwana el proceso también habría afectado el margen Pacífico. Precisamente, el actual margen costero oriental de Australia habría sufrido durante el Pérmico superior un régimen compresivo que involucraría acreción de bloques (Mpdosis y Kay, 1990; Wopfner, 1991).

El segundo estadio del modelo de Vizán y Rapalini (1991) requeriría que simultáneamente con el evento compresivo mencionado en el párrafo anterior, en el sector de Gondwana que enfrentaba al Mar de Tethys se generaran procesos que justificaran la generación y cierre de un océano hipotético. Se analizan los argumentos que existen a favor de esta idea.

Hay evidencias geológicas que sustentan el desarrollo de importantes procesos tectónicos extensionales en el margen tethyano de Gondwana. Cox (1978) señaló que el volcanismo ampliamente extendido en la sierra de Pir Panjal (NO de India) fue debido a un proceso de estas características. Más aun, grandes cuencas, cuya sedimentación estuvo controlada por fallamiento activo, se desarrollaron en el este de Africa durante el Pérmico tardío (Kent, 1974; Wopfner, 1991). Si bien las

sucesiones sedimentarias de estas cuencas son fundamentalmente de origen terrestre, en Madagascar se encuentran estratos de sedimentos marinos del Pérmico superior que contienen fauna proveniente del Tethys (Wopfner, 1991). Contemporáneamente, otra incisión se desarrolló en el mismo margen en el actual borde oeste de Australia (Wopfner, op. cit.). De acuerdo con el último autor mencionado, el estilo tectónico que controló ambas cuencas sugiere que este borde Gondwánico ha sido afectado por importantes fuerzas extensionales. Precisamente, procesos de rifting y desprendimiento de bloques se generaron a lo largo de este límite de Gondwana. De acuerdo con datos paleoflorísticos y paleomagnéticos, un conjunto de bloques marginales (sintetizados como el continente de Cimeria por Sengor, 1985) se desprendieron de Gondwana para soldarse a Eurasia y cerrar el Paleotethys boreal y formar el Neotethys (Stocklin, 1974; Sengor, 1985; Shangyou et al., 1990; Veevers, 1991), Fig. 13.II.

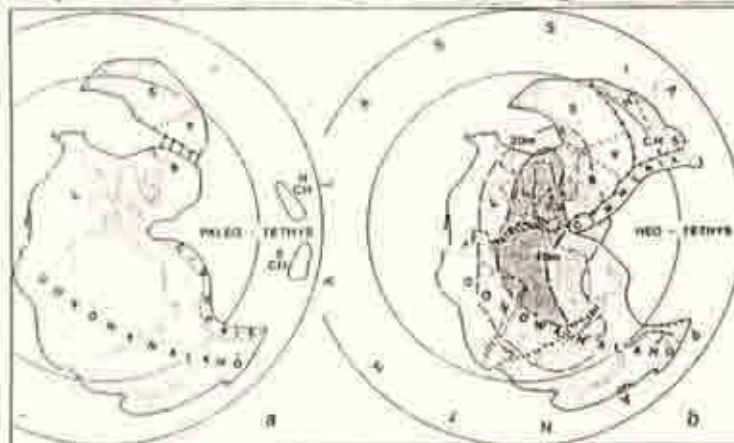


Fig. 13.II. Modelo de configuración de la Pangea para el Paleozoico tardío de acuerdo con Veevers (1991). En este modelo se señala el desprendimiento de un "continente" formado por bloques que formaban parte de Gondwana y se desprendieron durante el Pérmico tardío, cerrando un antiguo mar de Tethys paleozoico. NCH y SCH: Bloques de China.

Sin embargo, los procesos extensionales mencionados no justifican la existencia de un océano Indico fundamentalmente durante el Paleozoico tardío entre el GO y el GE. Por otra parte, Oviedo y Vilas (1984) como posible evidencia de este océano, sugirieron que parte de la dorsal de Chagos-Laccadive podría ser un relictos del mismo. Sin embargo, Norton y Sclater (1979), Courtillot et al. (1986), White y McKenzie (1989), han explicado de otra manera las volcanitas ultrabásicas presentes en esta dorsal al explicar su evolución tectónica. Por ejemplo White y McKenzie (1989) consideran que la pluma Reunión desarrolló a la dorsal Chagos-Laccadive junto con la dorsal Mascarene cerca del límite Cretácico-Terciario.

Pero el mayor problema en este modelo es la falta de evidencias geológicas que sustenten el cierre de este océano hipotético durante el Mesozoico temprano. No se han reconocido evidencias de magmatismo de arco o de eventos compresivos en la costa de India o Africa. Por añadidura, esta es la principal crítica que se le puede hacer al modelo de Vizán y Rapalini (1991). Se volverá sobre el tema con una reconstrucción alternativa de Gondwana para el lapso Pérmico tardío-Triásico temprano en el Capítulo VI (ítem 4).

De todos modos, es interesante observar como continuó la evolución tectónica de la Pangea tomando como referencia el modelo hasta ahora discutido. Las evidencias geológicas sugerirían que los procesos de deformación, que en este modelo se asocian a movimientos intergondwánicos, habrían ocurrido por

pulsos. En el cordón del Cabo habría evidencias de por lo menos cuatro (Halbich, 1983b); también varios pulsos deformativos se han reconocido en las sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (Harrington, 1980).

Por otra parte un volcanismo fundamentalmente silíceo (Rapela y LLambías, 1985; Rapela y Kay, 1988; Kay et al., 1989) se habría desarrollado fundamentalmente durante el Pérmico tardío-Triásico temprano según una dirección aproximadamente paralela al cordón definido por Vizán y Rapalini (1991) (Fig. 14.II). A su vez, Nullo (1991) señala una lineación estructural paralela al cordón que atravesaría sectores de La Pampa, Mendoza y San Juan relacionando cuerpos graníticos del SE de La Pampa con otros de Cordillera Frontal para el intervalo Pérmico tardío-Triásico. El magmatismo que dió origen a las volcanitas silíceas y a los granitos mencionados, también se habría generado por pulsos (Ramos y Ramos, 1979; Perez y Ramos, 1990). En La Pampa, a través de dataciones radiométricas sistemáticas se han definido por lo menos dos pulsos (Linares et al., 1980). El último de ellos, desarrollado entre los 236-210 Ma, sugestivamente es casi coincidente con el período cuasi estático definido por Oviedo y Vilas (1984) para el GE después de que éste alcanzara su máxima separación respecto del GO en el Pérmico tardío. De acuerdo con las características antes mencionadas, es posible interpretar que este magmatismo corresponda a relajamientos corticales posteriores a los procesos compresivos a lo largo del arco del cordón paleozoico señalado.

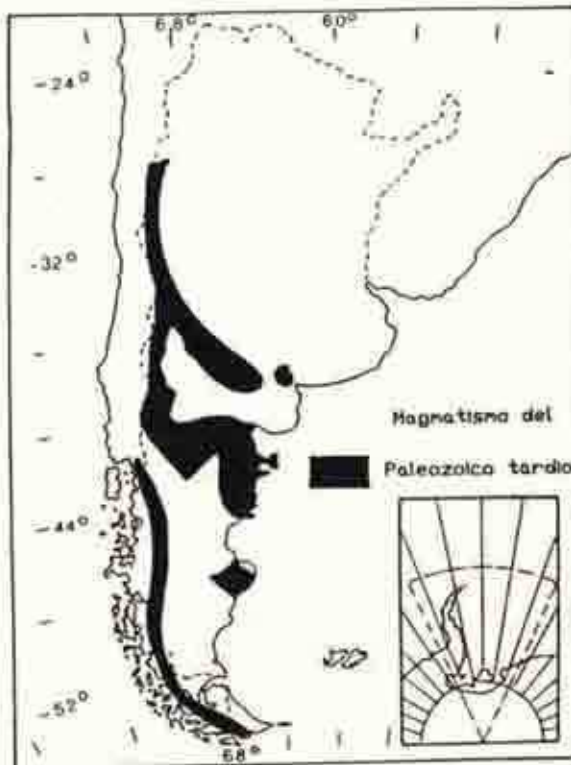


Fig.14.II. Distribución del magmatismo del Paleozoico superior en la República Argentina. (basada en Ramos, 1983; Rapela y Llambías, 1985).

De todos modos, el lapso que va desde los 236 a los 210 Ma es crucial en la historia geológica de la Pangea. En efecto, para los 230 Ma se ha señalado un hito para este supercontinente (Veevers, 1990; Uliana et al., 1990). A partir de esa fecha comenzarían los fenómenos de tectónica extensional en distintas áreas de la Pangea. De acuerdo con Veevers (op. cit.) es un momento de singularidad en el que conviven fenómenos compresionales y extensionales a escala global. De todas maneras los procesos extensionales se volverían cada vez más importantes durante el Jurásico y desarrollarían en Sud América importantes cuencas sedimentarias, campos volcánicos que constituirían

provincias magmáticas y finalmente el nacimiento del océano Atlántico (Brhun et al., 1978; Uliana et al., 1985; 1990; Uliana y Biddle, 1987; 1988; Dalziel et al., 1987, Kay et al., 1989, Rapela y Pankhurst, 1993; de Barrio, 1993). Estos procesos extensionales pudieron, a su vez, estar acompañados desde el Jurásico por subducción en el borde Pacífico de Gondwana (Page y Page, 1990; Gordon y Ort, 1993; Busters et al., 1993).

Uno de los modelos empleados para explicar estos procesos de extensión generalizada es el propuesto por Anderson (1982), sustentado matemáticamente por Gurnis (1988), y del cual existen diferentes variantes (Chase y Sprowl, 1983; Le Pichon y Huchon, 1984). Estos modelos que vinculan al geode actual con la convección triásica-jurásica, se sustentan en que al reconstruir la Pangea a través de trazas de puntos calientes ("hotspots tracks"); el supercontinente se ubica encima del alto del geode africano-atlántico (Fig. 15.II).

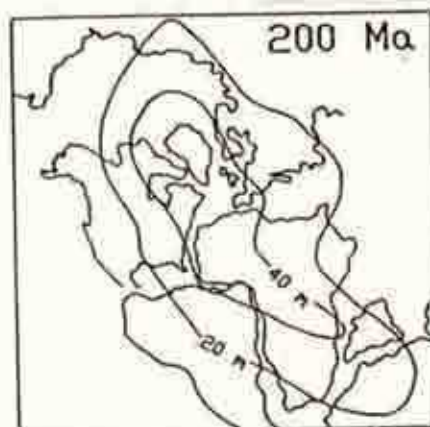


Fig. 15.II. Reconstrucción de la Pangea sobre la base de "hotspots tracks" (Morgan, 1983). Ubicación de la misma sobre el alto del geode africano-atlántico de acuerdo con Anderson (1982).

De acuerdo con estos modelos, el actual alto del geoide africano atlántico pudo ser la región a donde convergieron los continentes para agregarse, provocando un aislamiento del manto. Luego de un lapso con poco movimiento latitudinal (coherente con el período cuasi estático permo-jurásico de Gondwana definido por Valencio et al., 1983), se habría provocado un calentamiento del manto, mayor al normal. El manto sobrecalentado habría provocado, entonces, el magmatismo triásico-jurásico, la formación de "rifts" y la dispersión ulterior de los continentes. La memoria térmica del sobrecalentamiento del manto perduraría y se encontraría reflejada a través de los altos del geoide actuales. Estos tendrían un origen profundo, dado que los mismos se correlacionan con la ubicación geográfica de prácticamente todos los puntos calientes (Chase, 1979; Crough y Jurdy, 1980). Es posible que los puntos calientes se originen en la parte más inferior del manto o capa D" (Stacey y Loper, 1983; Hagger et al., 1985) situada a 2.900 km de profundidad.

En el Capítulo VI (ítem 7) se postula que la Pangea al desarrollar los altos y bajos del geoide modeló los caminos de transiciones de polaridad del CMT desde el Permo-Triásico al Cenozoico tardío.

Por otra parte, además del efecto provocado por el entrampamiento térmico generado por la Pangea, se deben considerar los movimientos de rotación de carácter global que experimentó este supercontinente (Hynnes, 1990). Es posible suponer entonces, movimientos transcurrentes en zonas de

debilidad cortical como sería el incipiente límite entre Norte América y Africa, tal como lo mencionara Swanson (1982) (vease Fig. 11.II).

En este amplio arco de transurrencias y dentro un contexto extensional generalizado se reconocen evidencias geológicas de cizallamiento sinistral entre el Triásico superior y el Jurásico medio (Manspeizer et al., 1978; Uchupi y Austin, 1979; Swanson, 1982). Precisamente, a través de un análisis de actividad tectónica y volcánica a lo largo del eje de los Apalaches, De Boer y Snider (1979) , al estudiar el "hotspot" de Carolinas, señalaron que en esta región, el patrón tectónico durante el Jurásico estuvo dominado por fracturas tensionales y transurrencias sinistralas a través de fallas pre-existentes. Análisis más sectoriales a lo largo de la costa oriental de Norte América coinciden con esta propuesta. Por ejemplo en el Golfo de Maine (Fig. 16.II) el patrón estructural dentro de este lapso estuvo gobernado por una cizalla sinistral (Ballard y Uchupi, 1975). Por otra parte, diferentes autores han señalado una componente de cizalla sinistral sobreimpuesta a los patrones de fracturamiento de las cuencas Newark durante el Jurásico medio (Fail, 1973; Houlick y Laird, 1977; Lomando y Engelder, 1980; Wise, 1980) (Fig. 15.II). La distribución en abanico de diques basálticos de 175 Ma a lo largo de los Apalaches fue interpretada por Swanson (1982) como producto de un cizallamiento sinistral.



Fig.16.II. Ubicación relativa de las cuencas Newark, el Golfo de Maine y el punto caliente ("hot spot") de Carolinas.

Un cizallamiento con esta polaridad también ha sido reconocido en el norte de Africa durante el Triásico superior-Jurásico medio. La falla de los montes Atlas Australes se habría reactivado con un desplazamiento sinistral durante ese lapso (Le Pichon et al., 1977). Por otra parte las cuencas transtensionales desarrolladas en el norte de Africa durante el Triásico superior-Lias, estarían gobernadas por desplazamientos sinestrales de fallas originalmente hercínicas reactivadas (Guiraud et al., 1987) (Fig. 17.II).



Fig. 17.II. Cuencas transtensionales desarrolladas durante el Triásico superior-Lias en el norte de Africa, como resultado de una cizalla sinistral (tomado de Guiraud et al., 1987).

Como se mencionara, contemporaneamente en Sud América se generaron cuencas sedimentarias y eventos volcánicos generalizados. La presencia abundante de rocas eruptivas y volcanoclásticas entre las sedimentitas que rellenaron las cuencas señala la contemporaneidad de estos fenómenos durante el Triásico (Uliana et al., 1990). Este volcanismo continuó durante el Jurásico y asociado con el desarrollo de cuencas migró de norte a sur (Nullo, 1989; 1991; Pankhurst et al., 1993). El climax del volcanismo se generó durante el Jurásico medio a superior, lapso en el que cubrió en Patagonia una extensión superior al millón de metros cuadrados (Uliana et al., 1985). De acuerdo con los últimos autores, este proceso sería precursor de la separación inicial entre Sud América y Africa que ocurrió según Rabinowitz y La Brecque (1979) en el entorno de los 130 Ma y habría provocado el desarrollo de las cuencas del borde oriental de Argentina (cuencas de Magallanes, San Jorge, Colorado y Salado; Urien et al., 1981).

Previamente, a partir del Triásico superior, en el borde occidental se generaron cuencas alineadas según una dirección dominante NO-SE (Riccardi, 1983; Uliana et al., 1985; 1990; Uliana y Biddle, 1987; 1988; Nullo, 1989; 1991). (Fig. 18.II y 19.II).

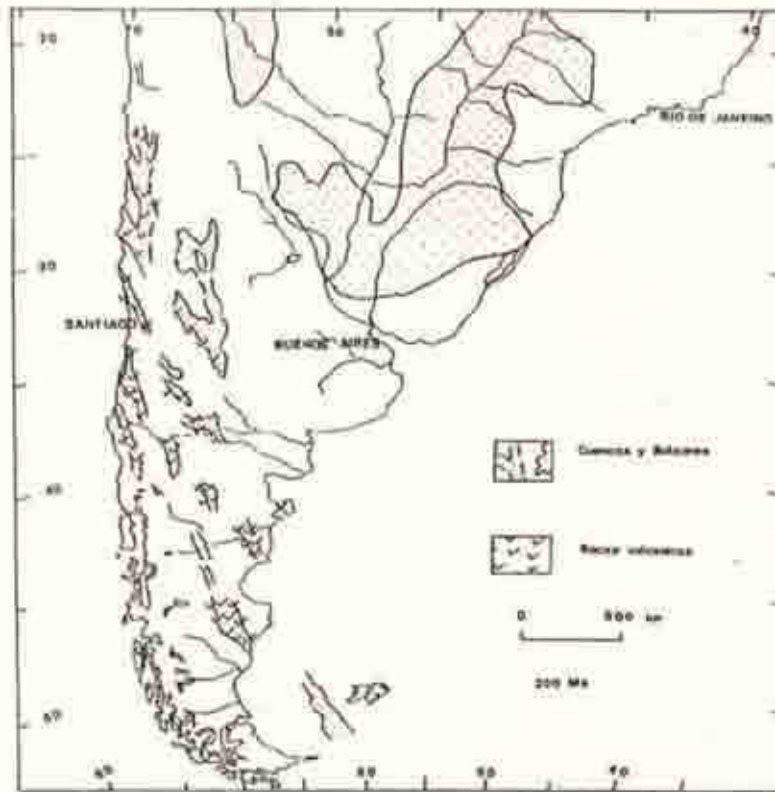


Fig. 18.II. Distribución de cuencas y bolsones desarrollados durante el Triásico en Sud América (tomado de Uliana y Biddle, 1988).



Fig.19.II. Cuenca Neuquina y Cuenca Liásica del Oeste de Chubut durante el Liás (tomado de Riccardi, 1983).



Fig.20.II. "Rifting" y cuencas desarrollados en Africa durante el Mesozoico temprano. En línea gruesa los margenes continentales que se desarrollaron durante este momento (tomado de Fairhead y Green, 1989).

En Sud Africa, cuencas del mismo tipo que las Newark (Dingle, 1973; Lock et al., 1975) se desarrollaron de acuerdo con una tectónica extensional regional de dirección ONO junto al "rifting" que separó Madagascar y Antártida del este y sudeste de Africa (Fairhead y Green, 1989) (Fig. 20.II).

Existen evidencias de que las cuencas desarrolladas en Sud América estuvieron confinadas a fracturas antiguas que se reactivaron. En efecto, durante el Triásico superior temprano el movimiento transcurrente de fallas de basamento preexistentes fue el origen de muchas cuencas tafrogenéticas como la de Cuyo y General Alvear y los depocentros de Las Peñas, Uspallata, Santa Clara y Pachaco (Criado Roque et al., 1981) (Fig. 21.II). El desarrollo de cuenca Neuquina estuvo determinado por fallamiento

normal al reactivarse antiguas fracturas del basamento (Gulisano y Pando, 1981). La cuenca liásica del Oeste del Chubut (véase Capítulo III) tuvo la misma distribución paleogeográfica que la cuenca de Tepuel-Genoa. De acuerdo con Nullo (1991) es probable que las últimas dos cuencas hayan estado condicionadas por el sistema de fracturación denominado Gastre de orientación NO (Coira et al., 1975).

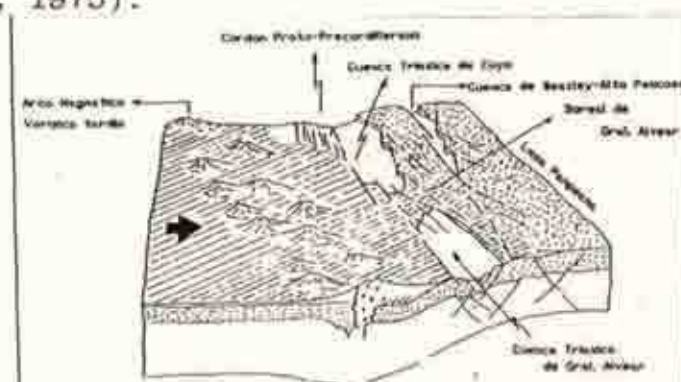


Fig.21.II. Desarrollo de cuencas tafrogenéticas durante el Triásico tardío temprano de acuerdo con Criado Roque et al. (1981).

No se ha precisado aún, hasta que momento la tectónica tuvo ingerencia en el desarrollo principal de estas cuencas. El relleno de la cuenca Neuquina continuó durante todo el Mesozoico (Marchese, 1971; Digregorio y Uliana, 1980; Legarreta y Gulisano, 1989; Riccardi y Gulisano, 1990) y sus secuencias depositacionales se desarrollaron de acuerdo con los cambios globales del nivel del mar (Legarreta y Gulisano, 1989). Sin embargo, análisis detallados de facies sugieren que la depositación sedimentaria también estuvo influenciada por eventos tectónicos regionales por lo menos hasta el Jurásico superior (Legarreta y Gulisano, 1989).

Respecto de la edad y polaridad de las transurrencias que pudieron ocurrir a través de las fracturas que limitaron estas cuencas, o que se vinculan con el volcanismo regional mesozoico de Patagonia, existen diferentes propuestas (Nullo, 1989; 1991; Rapela, 1990; Rapela et al., 1991). De acuerdo con Rapela (1990) y Rapela et al. (1991) a lo largo de la megafractura de Gastre (cuya traza fue originalmente observada por Windhausen, 1924) se reconocen evidencias de desplazamientos dextrales entre el Triásico superior y el Jurásico inferior. Por otra parte, Nullo (1989, 1991) ha señalado que a través de las líneas de fractura del Sistema Gastre, se generaron transurrencias sinestrales durante pulsos diastróficos posteriores al Paleozoico tardío y durante prácticamente todo el Mesozoico. En Sud Africa, posibles movimientos sinestrales durante el Triásico han sido sugeridos como generadores de cuencas transtensionales (Fairhead y Green, 1989; Daly et al., 1989).

Un análisis detallado de la polaridad y edad de los movimientos, a lo largo de todas las fallas principales que estuvieron activas durante los procesos extensionales mesozoicos, llevarían a la comprensión de la tectónica gondwánica previa a la apertura del océano Atlántico. Aún sin contar con este análisis y sobre la base de los movimientos continentales que involucrarían las configuraciones de Pangea paleomagnéticamente posibles, el tercer estadio del modelo de Vizán y Rapalini (1991) requeriría de transurrencias sinestrales a través de zonas relacionadas con los arcos donde previamente se produjeron los procesos tectónicos

del Pérmico tardío (Fig. 22.II).

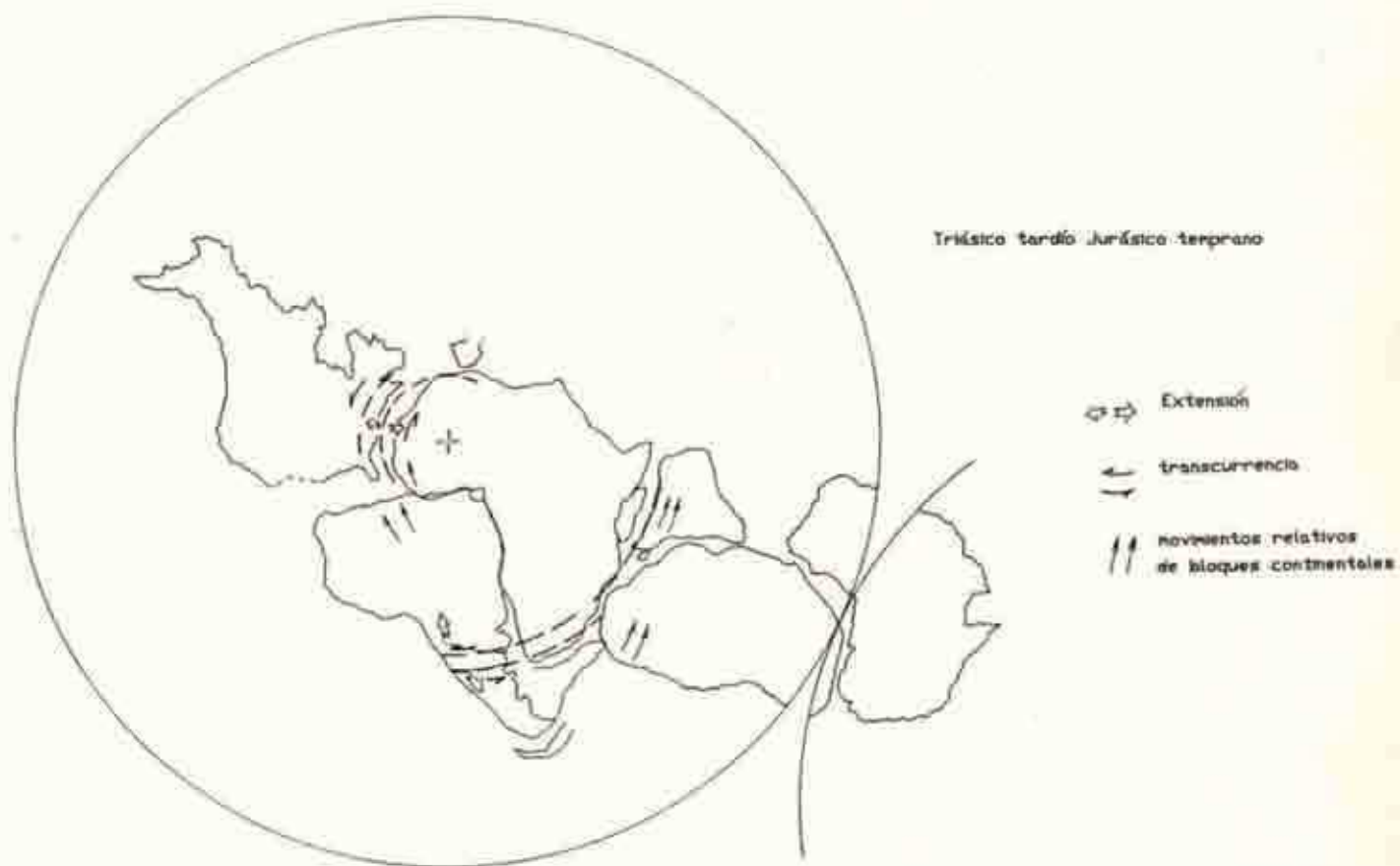


Fig. 22.II. Configuración de la Pangea durante el Triásico tardío-Jurásico temprano (de acuerdo con Vizán y Rapalini, 1991).

De acuerdo con los autores mencionados, la transformación de Gondwana sugerida a través de paleorreconstrucciones paleomagnéticamente posibles (Irving e Irving, 1982; Oviedo y Vilas, 1984) requiere de una rotación antihoraria del GE respecto del GO desde el Triásico medio al Triásico tardío (Comparar figuras 12.II y 21.II). Coherentemente con este movimiento se desarrollarían los movimientos sinestrales en el margen occidental de Sud América (Criado Roque et al., 1981; Nullo, 1989; 1991) según una dirección NO, aproximadamente paralela al cordón arqueado y plegado paleozoico. También coherente con este movimiento, en el sudeste de Africa, se desarrollarían las cuencas transtensionales por transcurrencias sinestrales señaladas por Fairhead y Green (1989). El movimiento requerido por las paleorreconstrucciones podría involucrar una rotación horaria del GO respecto de Laurasia, que determinaría los eventos transtensivos sinestrales que han sido señalados para el lapso triásico superior-jurásico en la costa este de Norte América y el Norte de Africa.

Aunque de acuerdo con los datos paleomagnéticos, los movimientos entre el GO y el GE se habrían desarrollado hasta el Triásico superior (Oviedo y Vilas, 1984), es factible que el fallamiento transcurrente activado por los movimientos entre estos continentes haya continuado durante el Jurásico en Patagonia.

Si bien existen propuestas como la de Rapela (1990) y Nullo (1991) aún no se puede avalar un patrón estructural de Patagonia

durante el Jurásico. De acuerdo con datos paleomagnéticos, Rapalini (1989) sugirió un cizallamiento dextral durante el Jurásico tardío-Cretácico medio a lo largo de una megafractura que se extendería desde el cerro Chachil hasta el actual margen atlántico, limitando a Patagonia del resto de Sudamérica. Recientemente, y también a través de datos paleomagnéticos, Geuna (1993) ha señalado transcurrencias sinestrales a través de fallas pertenecientes al Sistema Gastre en el Chubut extraandino posteriormente al Oxfordiano y previamente al Aptiano. Por otra parte, a través de un análisis de la distribución de PGV y de PP de Sud América y Africa de esta edad Vilas (1981), Valencio et al. (1983) y Oviedo et al. (1991) han sugerido movimientos de GO previos a la apertura del océano Atlántico, según la dirección en la que supuestamente derivó luego Sud América. Si se acepta esta posibilidad, podrían suponerse movimientos tectónicos de intraplaca a través de zonas de debilidad cortical previas. La otra posible interpretación para la distribución preferencial de los PGV jurásicos, estaría vinculada con el movimiento del dipolo magnético en un plano meridiano (Vilas, 1981).

2.Objetivos a desarrollar sobre la base del marco geológico y tectónico reseñado

Sobre la base del contexto geológico global descripto fundamentalmente a través de modelos, es evidente que el lapso que se extiende desde el Pérmico tardío al Jurásico tardío fue trascendental en la historia del planeta. Durante el mismo, la

evolución geodinámica y geológica de Patagonia debió cumplir un rol significativo. Por tal motivo los datos paleomagnéticos de esta región, que tengan una edad dentro del lapso mencionado, son de singular interés.

Por otra parte, mientras que la estratigrafía que cubriría el lapso Pérmico tardío-Triásico está aun poco investigada (véase por ejemplo Franchi et al., 1989), existe mayor cantidad y calidad de información respecto del Jurásico temprano.

Concretamente, la estratigrafía de la cuenca liásica del Oeste del Chubut ha sido analizada con bastante detalle por distintos autores (vease el capítulo III).

De acuerdo con lo hasta ahora mencionado se plantearon los siguientes objetivos a desarrollar:

- 1) Obtener datos paleomagnéticos confiables de unidades de la cuenca liásica del Oeste de Chubut. Para ello en el capítulo IV se valoran las condiciones geológicas y estructurales del área en la que se efectuaron dos de los tres perfiles de esta cuenca. Por otra parte, la decisión de efectuar un tercer perfil en un sector relativamente alejado del área descripta en dicho capítulo, surgió, precisamente, debido a la necesidad de valorar los otros dos, dadas las condiciones geológicas y estructurales del área mencionada.

Además de ello, y como se detalla en el Capítulo V, durante el estudio paleomagnético se efectuaron pruebas que permitieran valorar todos estos datos.

- 2) Una vez obtenidos los datos paleomagnéticos de unidades de la cuenca liásica del Oeste de Chubut, analizar los posibles fenómenos geodinámicos y tectónicos fundamentalmente de Sud América durante el Jurásico, sin dejar de considerar el contexto geotectónico previo de Gondwana.
- 3) Sobre la base de datos paleomagnéticos ya publicados, plantear una reconstrucción alternativa de Gondwana para el lapso Pérmico superior-Triásico inferior.
- 4) Analizar si los PGV que se obtuvieran de las unidades de la cuenca liásica del Oeste de Chubut presentan una distribución preferencial elongada y si esta responde a un proceso geodinámico o al comportamiento del CMT durante el Jurásico. Observar si esta peculiar distribución se extiende espacialmente (es decir en otros continentes que formaban la Pangea) y temporalmente. Dilucidar si esta peculiar distribución esta relacionada con la última Pangea.

CAPITULO III: CUENCAS PATAGONICAS DURANTE EL PALEOZOICO TARDIO- MESOZOICO TEMPRANO

En este capítulo se describen sobre la base de antecedentes previos, la cuenca de Tepuel Genoa y la cuenca liásica del Oeste del Chubut. Ambas cuencas se originaron durante el lapso en el que se habrían desarrollado los movimientos intrapangeanos mencionados en el capítulo anterior. A su vez, depósitos que corresponden a estas cuencas afloran en el área cuya geología se describe en el próximo capítulo. Por otra parte los estudios paleomagnéticos que se detallan en el Capítulo V se llevaron a cabo sobre unidades de la cuenca liásica del Oeste de Chubut.

1. Paleozoico tardio: cuenca de Tepuel Genoa (González, 1984; Andreis et al., 1987; Bellosi y Jalfin, 1989)

Los perfiles estudiados del Chubut Extraandino en donde afloran secuencias del Paleozoico tardio corresponden a las siguientes localidades: sierra de Tepuel (Suero, 1947; 1948; 1953; Amos, 1964; Amos y Sabattini, 1969; Freytes, 1970; 1971; Chebli et al., 1979; Page et al. 1984; López Gamundi y Limarino, 1984; González Bonorino et al., 1988), paraje El Molle (Perrot, 1961; Page et al. 1984), sierra de Llanguineo (Suero, 1947; 1948; 1953; González, 1972 a y b; Spikermann et al., 1993 b), Nueva Lubecka - Arroyo Genoa (Suero, 1958; Ugarte, 1966; Franchi y Page, 1980; Cortiñas y Arbe, 1982; Cúneo, 1983; Cúneo y Andreis, 1983; Cúneo y Sabattini, 1987), Pampa de Agnia (Robbiano, 1971;

Musacchio y Riccardi, 1971; Musacchio, 1981; Nullo, 1983), Esquel (López Gamundi, 1980; Cucchi, 1980; González Bonorino y González Bonorino, 1988).

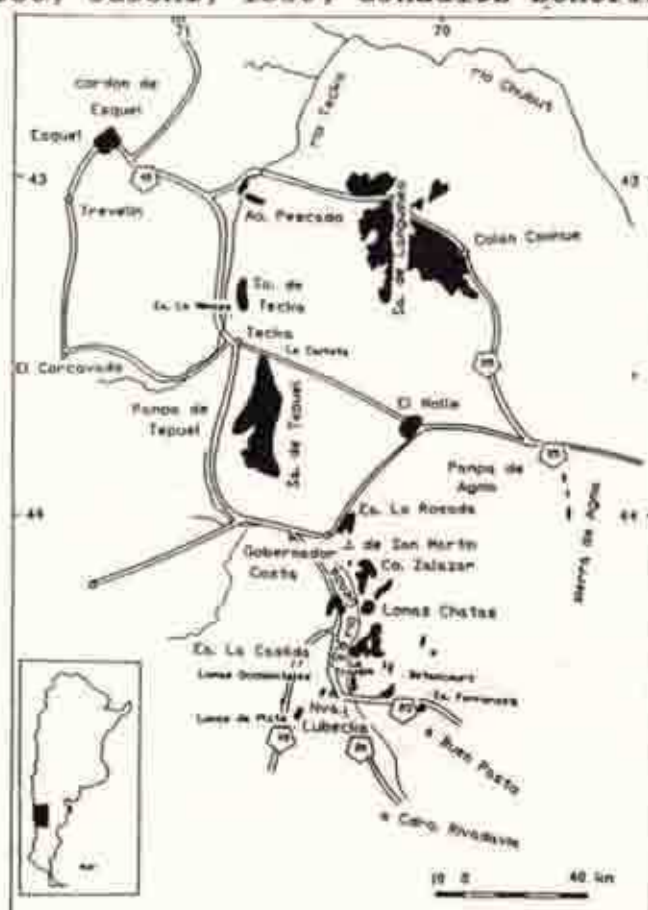
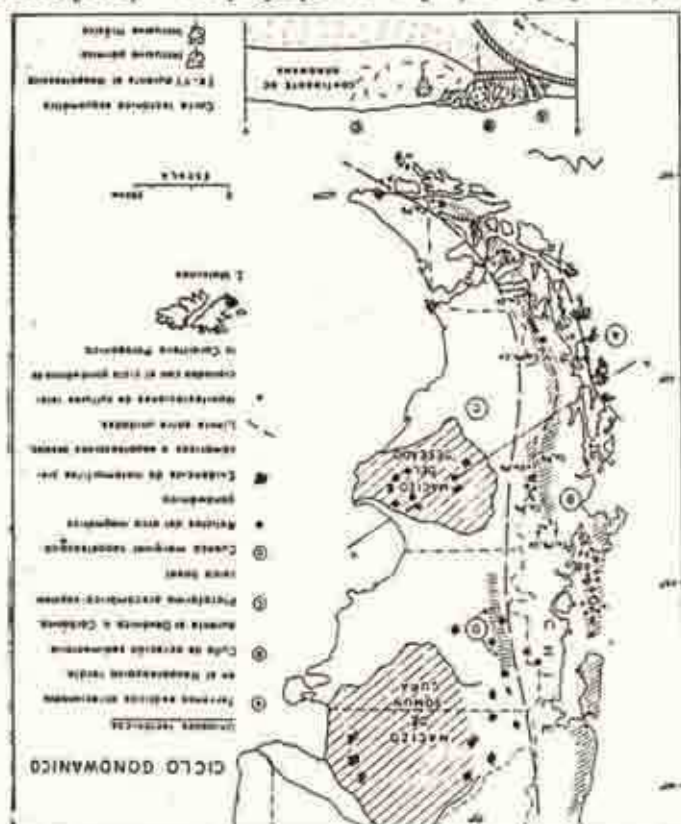


Fig.1.III. Distribución de afloramientos del Paleozoico superior del Chubut Extraandino (basado en Andreis et al., 1987)

La distribución geográfica (Fig.1.III) y la estratigrafía reconocida en dichas localidades delimitan a una cuenca estrecha y alargada delimitada al norte y noreste por el Macizo Norpatagónico, al sureste por el Macizo del Deseado y al oeste por el océano Pacífico (Suero, 1961; González, 1984; 1985; Cuerda y Azcuy, 1987; Bellosi y Jalfin, 1989). Sobre su límite oriental se han efectuado diferentes propuestas.

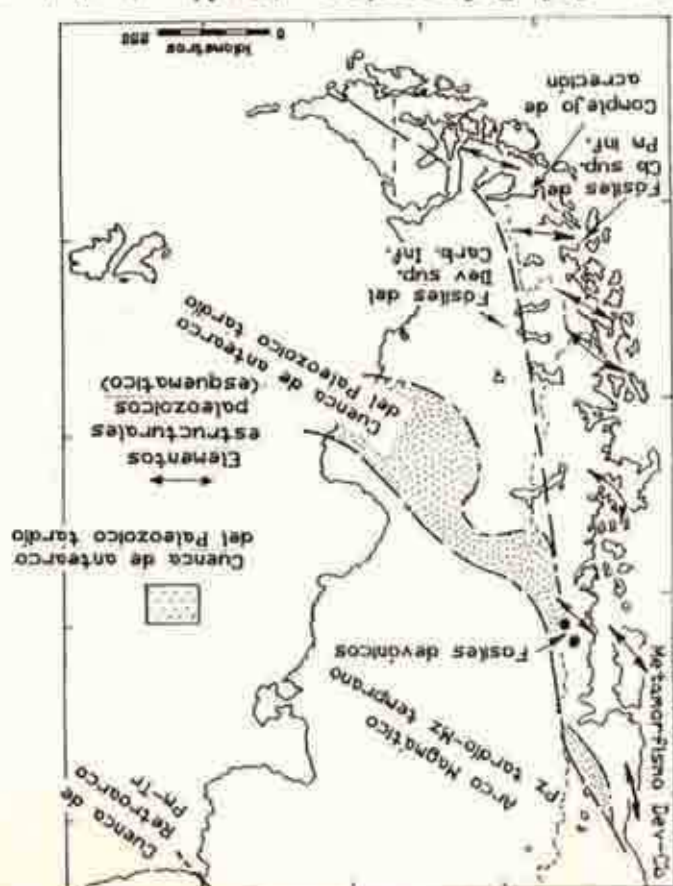
Fig. 3.III. Esquema tectónico del ciclo Gondánico (paleozoico a



Triásico inclusive) propuesto por Ramos (1983).

con Uliana et al, 1985.

Fig. 2.III. cuenca del Paleozoico tardío de Patagonia de acuerdo



A través de correlaciones sugeridas entre los depósitos del Paleozoico tardío del Chubut Extraandino y los aflorantes en la zona costera de Santa Cruz (La Juanita-La Golondrina) y en las Islas Malvinas, diferentes autores asumieron que la cuenca se extendía como una larga y estrecha faja de orientación noroeste hasta el actual océano Atlántico (Suero, 1961; Amos, 1964; Frakes y Crowell, 1969; Lesta y Ferello, 1972; Lesta et al., 1980; Uliana et al., 1985) (Fig.2.III). Otros investigadores reconocieron como propios de una cuenca independiente a los depósitos del Chubut (Rolleri, 1973; Gonzalez, 1984; Azcuy, 1985; Bellosi y Jalfin, 1989) (Fig.3.III).

En cuanto al marco tectónico también son diferentes las propuestas. Uliana et al. (1985) consideran que es una cuenca de antearco (Fig.2.III). Sin embargo, en este esquema, la cuenca mencionada está demasiado alejada del arco que se propone, y se ignora la posible existencia de un arco paleozoico superior en la cordillera Patagónica (Ramos, com. personal). Otra controversia que presenta este modelo, es que la cuenca que considera de retroarco se deformaría durante el lapso permo-triásico (Uliana et al. 1985) mientras que la que considera de antearco no se deformaría durante ese lapso ya que los depósitos triásicos yacen en paraconcordancia sobre los del neopaleozoico, lo cual es imposible (Rapalini y Vizán, 1993).

Una propuesta distinta sugiere que es una cuenca marginal, desarrollada sobre una corteza silílica atenuada ante un régimen tensional importante (Ramos, 1983) (Fig. 3.III). Para efectuar

esta propuesta Ramos (1983) consideró fundamentalmente dos argumentos: 1) que los depósitos neopaleozoicos del Grupo Tepuel correspondían a turbiditas, lo cual es discutible (véase González Bonorino et al., 1988); 2) que estos depósitos están intruidos por cuerpos gábricos a los que Franchi y Page (1980) consideraron pérmicos; sin embargo Page y Page (1990) consideran que estos gabros no poseen dataciones radimétricas confiables y ubican a los mismos dentro de un evento postliásico.

En cuanto a la estratigrafía del neopaleozoico del Chubut, el primero en estudiar la estratigrafía neopaleozoica fue Suero (1947; 1948; 1953; 1958). Este autor definió el Sistema de Tepuel al que dividió con fines meramente prácticos en dos partes. La división estuvo basada en la predominancia de niveles diamictíticos (a los que interpretó como de origen glacimarino) en la parte inferior.

En el perfil de la sierra epónima la secuencia posee el mayor espesor registrado; de acuerdo con Suero (1947, 1948) en esta localidad a la parte inferior (cuya base no está expuesta) le corresponden 3.200 m de espesor y a la parte superior poco más de 2.000 metros.

A los trabajos clásicos de Suero le sucedieron otros, que durante tres décadas le dieron singular importancia a los niveles diamictíticos de la sección inferior como elemento de diferenciación estratigráfica de una secuencia considerada bitemática (Parker, 1961; Freytes, 1970; 1971; González, 1972 a; Lesta y Ferello, 1972; Lesta et al. 1980). Este argumento es

válido en cuanto existe cierta coherencia con la bioestratigrafía conservada en sus depósitos (Lesta y Ferello, 1972). Sin embargo el hecho de que los niveles diamictíticos tengan formas lenticulares (González, 1972 a; Turner, 1982; Page et al., 1984) se constituye en un factor de controversias. Por esta razón se intentó otra propuesta basada en las asociaciones litofaciales (Page et al. 1984). En este esquema estratigráfico se consideran tres entidades formacionales que mencionadas en orden secuencial son: Formación Jaramillo, Formación Pampa de Tepuel y Formación Mojón de Hierro. La primera unidad con 1000 m de espesor es portadora de plantas que confirman una edad carbónica tardía al menos para las capas más bajas de la secuencia (Andreis et al. 1985). La Formación Pampa de Tepuel, con 2900 m de espesor, incluye a los niveles diamictíticos y es portadora de la mayoría de los niveles con invertebrados fósiles estudiados fundamentalmente por Amos y Sabbattini (1969) y González (1972b). Los fósiles corresponden a la Zona de Levipústula (Amos, 1964; Amos y Rolleri, 1965; Riccardi y Sabbattini, 1975; González, 1985) que determinan que la secuencia sea asignada al Carbónico medio-superior. La secuencia termina con la Formación Mojón de Hierro (con 500 m de espesor) portadora de vegetales e invertebrados de la Zona de Cancrinella (Amos, 1964; Amos y Rolleri, 1965; González, 1985; Andreis y Cúneo, 1985) que le confieren una edad carbónica superior a pérmica. Con esta distribución estratigráfica coinciden también Andreis et al. (1985) y Andreis et al. (1987). Por otra parte las entidades de este esquema

estratigráfico han sido consideradas como representativas de tres ciclos sedimentarios (Bellosi y Jalfin, 1989).

Respecto de la base de la secuencia, actualmente se considera que la misma aflora sin lugar a dudas en una única localidad. Esta se encuentra sobre el faldeo occidental de la sierra de Agnia, margen derecha de la quebrada El Córdoba, donde aflora una secuencia condensada del paleozoico superior de Patagonia extraandina (Robbiano, 1971; Nullo, 1983). Sobre un intrusivo de edad eopaleozoica (Lesta, 1969) denominado Granito Catreleo (Robbiano, 1971) se dispone en discordancia angular un depósito asignado al Pérmico inferior por el último autor; sin embargo sus estratos, sin dejar de pertenecer al Grupo Tepuel, podrían ser más antiguos. En efecto, los caracteres litológicos que presentan son similares a los de la Formación Pampa de Tepuel ya que están compuestos por un conglomerado polimíctico con clastos mal seleccionados y fangolitas conglomerádicas, entre otras entidades litológicas (Robbiano, 1971). El otro lugar donde se señala la existencia del contacto es controvertido. El mismo se encuentra en las inmediaciones del arroyo Pescado y se discute en el Capítulo IV (item 5).

Debido a las implicancias paleoclimáticas y paleogeográficas que poseen, los niveles diamictíticos que se encuentran en el ciclo sedimentario medio (Formación Pampa de Tepuel), constituyen uno de los rasgos más sobresalientes de la secuencia. Dos tendencias generales de interpretaciones fueron consideradas para explicar su origen. Una de las posibilidades asume que los

procesos glaciarios asociados con la acción marina generaron estos depósitos (Suero, 1947; 1948; González Bonorino et al., 1988). La otra posibilidad considera a las corrientes de turbidez como generador (Frakes y Crowell, 1969; Freytes, 1971; González, 1972 a; Page et al., 1984; López Gamundi y Limarino, 1984). En este último caso el sedimento podría haber sido redepositado a partir de un depósito glaciario previo. Dado que los fenómenos de corrientes de turbidez pueden estar vinculados con procesos glaciarios generalizados (Stow, 1982), ambas interpretaciones son posibles en distintos sectores de la cuenca. Es decir, los depósitos vinculados directamente con la acción glaciaria podrían haberse desarrollado en sectores cercanos a la costa; los redepositados por corrientes de turbidez en sectores más distales. Sin embargo, ambas interpretaciones han sido propuestas para el mismo perfil en la sierra de Tepuel-Tecka (López Gamundi y Limarino, 1984; González Bonorino et al., 1988). En los dos casos el proceso generador ha sido analizado de acuerdo a las asociaciones de facies que presenta la secuencia. De este modo no sólo se interpretó, por los autores mencionados, el origen de las diamictitas sino también el de los ortoconglomerados y el de cuerpos de arenisca con deformación prediagenética que se encuentran en dicha secuencia. López Gamundi y Limarino (1984) consideran que los depósitos corresponden a abanicos submarinos. En este modelo los ortoconglomerados son interpretados como rellenos de paleocanales y se asume que la asociación de diamictitas con cuerpos de areniscas deformadas es un argumento

que favorece la interpretación de estos depósitos como flujos de detritos (López Gamundi y Limarino, 1984). Si bien los autores citados señalan que la sedimentación se efectuó por encima de la línea de compensación de la calcita, es indudable que el modelo que consideran indicaría una depositación en sectores alejados de la costa. Opuestamente, González Bonorino et al. (1988) señalan que la sedimentación se efectuó en áreas costeras, ya que reconocen una ubicua acción del oleaje en los depósitos. En este modelo se asume que los glaciares avanzaron sobre la plataforma para luego retirarse y dejar diamictitas y conglomerados que representan el till basal y morenas marginales. Durante la etapa de ablación corrientes de fusión redistribuirían parte de este sedimento dando intervalos groseramente estratificados (González Bonorino et al. 1988). Estos últimos autores señalan que la deformación sedimentaria de arenisca y pelitas no es un argumento distintivo de los flujos de detritos, ya que en un ambiente glacial la deformación plástica de sedimentos es un fenómeno común.

2. Mesozoico Temprano: cuenca Liasica del Oeste de Chubut (Franchi et al., 1989).

Como se mencionara en el Capítulo II (ítem 1) a partir del Triásico medio o Triásico superior en Patagonia se desarrollaron procesos tectónicos extensionales que determinaron grábenes y hemigrábenes formados a través de fallas controladas por la estructura dominante del Paleozoico tardío o directamente del basamento (Uliana y Biddle, 1987; Dalziel et al., 1987; Uliana y

Biddle, 1988; Uliana et al., 1990). Es posible que la cuenca liásica de Pampa de Agnia (Ramos, 1983) o cuenca liásica del Oeste del Chubut (Franchi et al., 1989) se haya desarrollado bajo estas condiciones. Diferentes mecanismos hipotéticos pueden ser considerados para explicar esta cuenca. Por un lado se ha sugerido que la misma fue generada por fenómenos de extensión de intra o retroarco (Ramos, 1983; Page, 1984; Poma, 1986; Page y Page, 1990), sin embargo no se pueden descartar, como posibles orígenes, a los fenómenos extensionales relacionados con la anatexis cortical generalizada de la Pangea (Anderson, 1982; Gurnis, 1988; Kay et al., 1989) o bien a procesos transtensivos (Nullo, 1989; 1991; véase también Capítulo II).

Los perfiles donde afloran depósitos de la cuenca liásica del Oeste de Chubut se encuentran en las siguientes localidades: sierra de Piltriquitrón (González Bonorino, 1944; Lizuain, 1980; González Bonorino, 1981; Haller et al., 1981), cordón de Esquel (Cazubón, 1947), sierra de Tecka e inmediaciones (Roth, 1908; Suero, 1947; 1948; 1953; Feruglio, 1949; Parker, 1960; Volkheimer, 1965; Cazau, 1967-1968; Roller, 1970; Spikermann, 1975; 1977; Haller et al., 1981; Turner, 1982; Pezzuchi y Takigawa, 1983; Benito y Chernicoff, 1986; Vizán, 1988a; González Bonorino, 1990; González Bonorino y Cesaretti, 1990), sierra de Tepuel (Suero, 1947; 1953; Freytes, 1970; 1971; Haller et al., 1981) sierra de Llanguineo (Feruglio, 1949; Suero, 1953; Turner, 1982; Spikermann et al., 1993b), paraje El Molle (Perrot, 1961; Franchi y Page, 1980), Río Genoa, Nueva Lubecka y

Ferrarotti (Keidel, 1920; Wanish de Carral Tolosa, 1942; Piatnitzki, 1936; Suero, 1947; Feruglio, 1946; 1949; Groeber, 1953; Stipanovic, 1969; Stipanovic y Rodrigo, 1969; Fernandez Garrasino, 1976; Franchi y Page, 1980; Cortiñas, 1984), sierra de Pampa de Agnia, sierra de Lonco Trapial, sierra del Cerro Negro, curso medio del río Chubut (Piatnitzki, 1936; Suero, 1947; Feruglio, 1949; Herbst, 1964; 1966; Robbiano, 1971; Musacchio y Riccardi, 1971; Chebli, 1973; Nullo, 1974; Robbiano, 1975; Nullo y Proserpio, 1975; Blasco et al., 1978; Musacchio, 1975; 1981; Nullo, 1983), sierra de Quichaura (Franchi y Page, 1980), arroyo Apeleg (Malumián y Ploszkiewicz, 1976; Blasco, et al., 1980), sierra de Taquetrén (Nakayama, 1973). La mayoría de estas localidades (Fig.4.III) han sido reconocidas a su vez por Lesta et al. (1980), Gabaldón y Lizuain (1982), Riccardi (1983) y Franchi et al. (1989) con la finalidad de realizar estudios paleoambientales y paleogeográficos.

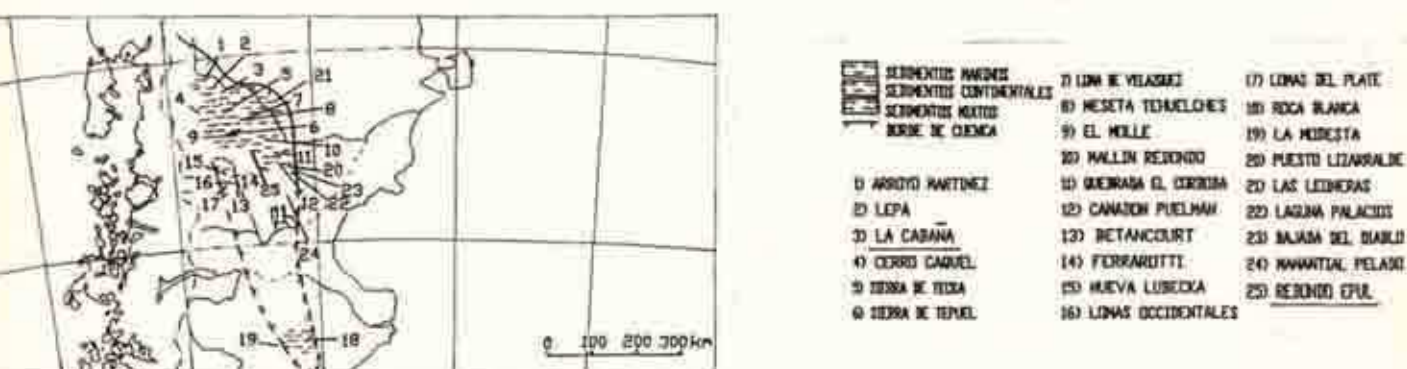


Fig.4.III. cuenca liásica del Chubut Extraandino y su posible extensión en Santa Cruz de acuerdo con Lesta et al. 1980. Las localidades subrayadas corresponden a perfiles donde se efectuaron estudios paleomagnéticos que se analizan en el Capítulo V.

De acuerdo con Lesta et al. (1980) la distribución paleogeográfica de esta cuenca liásica del Oeste del Chubut es análoga a la de la antecesora neopaleozoica. En prácticamente todos los afloramientos que se disponen en las sierras con orientación N-S del Chubut extraandino, a los depósitos del paleozoico superior los cubren los depósitos liásicos en relación de suave discordancia angular (Suero, 1947; 1948; Perrot, 1960; Freytes, 1971; Lesta et al., 1980; Spikermann et al., 1993b, esta tesis). Es decir que los viejos patrones de fracturamiento que delinearon la disposición de la cuenca paleozoica fueron reactivados durante el Jurásico inferior. Sin embargo no en todas las localidades patagónicas en donde afloran depósitos liásicos, a estos se los encuentra en contacto con los del paleozoico superior. En el Molle y en Nueva Lubecka, se reconocen niveles de coladas y brechas andesíticas permo-triásicas interpuestos entre los depósitos paleozoicos y mesozoicos (Lesta y Ferello, 1972; Fernández Garrasino, 1976; Franchi y Page, 1980; Franchi et al., 1989). Es decir que previamente a la ingesión marina se desarrolló un proceso volcánico mesosilíceo.

Respecto del mar liásico se admite que su línea de costa oriental corría de nornoroeste a sursureste sin trascender los 68° oeste (Lesta y Ferello, 1972; Lesta et al., 1980; Riccardi, 1983; González Bonorino, 1990). En la región de Pampa de Agnia se ha discutido si este margen cubría o se interdigitaba con depósitos continentales epiclásticos y piroclásticos (Herbst, 1964; 1966; Robbiano, 1971; Nullo, 1974; Mussacchio, 1975;

Robbiano, 1975; Mussachio y Riccardi, 1983; Nullo y Proserpio, 1975; Blasco et al., 1978; Nullo, 1983). Actualmente se considera válida la propuesta de Blasco et al. (1978), Nullo (1983), Franchi et al. (1989). Estos autores consideran que la secuencia marina liásica (Formación Osta Arena) cubre una secuencia volcanoclástica (Formación El Córdoba) que a su vez suprayace a depósitos epi-piroclásticos con flora liásica (Formación Puntudo Alto).

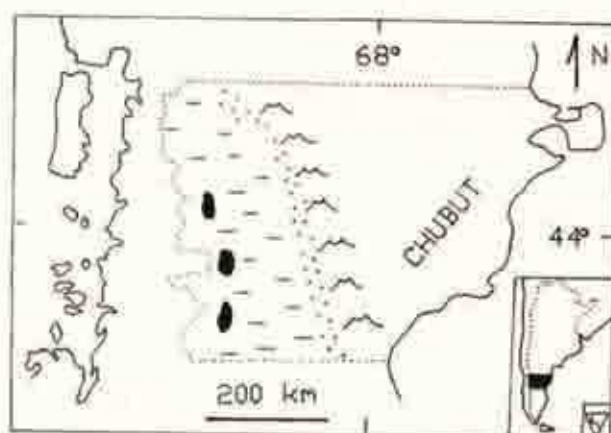


Fig.5.III. Paleogeografía durante el Lias de acuerdo con González Bonorino (1990). Depósitos marinos (rayas cortas) y continentales (puntos). Al E faja volcánica activa. En el O, arrecifes (áreas negras).

El límite occidental de la cuenca liásica del Oeste del Chubut se encontraría en la actual cordillera. En este borde si bien hay evidencias de cuerpos intrusivos que corresponderían a una faja magmática (Lesta et al., 1980), de acuerdo con González Bonorino (1990) no hay indicios de que esta faja haya estado emergida y el margen habría estado constituido por rocas metamórficas del orógeno del Paleozoico tardío. Por otra parte González Bonorino (op.cit.) considera que este contrafuerte

habría mantenido el sustrato elevado y la profundidad de agua somera (Fig.5.III). Señala como evidencias a los arrecifes observados al oeste de las facies clásticas (Malumian y Ploszkiewicz, 1976; Blasco et al., 1980; Pezzuchi y Takigawa, 1983).

La extensión hacia el norte de la cuenca no ha sido aún definida concretamente. Diferentes autores sugieren la posibilidad de conexión entre los depósitos de la cuenca del Chubut y los de cuenca Neuquina (González Bonorino, 1944; Feruglio, 1949; Gabaldón y Lizuáin, 1982). Los afloramientos liásicos, que en el cordón del Piltriquitrón (Lat. 42° S, Long. 71° 30' O) apoyan sobre basamento metamórfico (Petersen y González Bonorino, 1947; Lizuáin, 1980; Haller et al., 1981) han sido sugeridos como evidencia del nexo entre ambas depocentros (Lesta y Ferello, 1972; Lesta et al., 1980).

El límite sur de la cuenca del Chubut se sitúa en los 44° 30' S (Lesta et al., 1980). Sin embargo, y análogamente a los depósitos del paleozoico superior, luego de aproximadamente 400 Km en dirección sudeste sin afloramientos liásicos, se encuentran depósitos de tal edad en la provincia de Santa Cruz (Lesta y Ferello, 1972; Lesta et al., 1980). Estos últimos depósitos corresponden a un ambiente continental (Lesta et al. 1980).

Mientras tanto en el Chubut extraandino, los depósitos liásicos marinos (Formaciones Lepá y Osta Arena) presentan tres características comunes. 1) Practicamente en todos los perfiles aparecen rocas volcánicas fundamentalmente piroclásticas

(característica que también se observa en los depósitos liásicos de cuenca Neuquina, Groeber, 1953; Gulisano y Pando, 1981); 2) las facies superiores corresponden a un ambiente litoral nerítico; 3) la base de la secuencia está marcada generalmente por un conglomerado con clastos mal seleccionados.

Por otra parte, la fauna de los niveles superiores se restringe al Pliensbaquiano-Toarciano (Blasco et al., 1978; Levy y Blasco, 1981; Von Hillebrant, 1987).

El espesor mayor de la secuencia se registra en la sierra de Tepuel donde alcanza aproximadamente los 500 m (Lesta et al., 1980); en Nueva Lubecka, única localidad donde se reconoce la base y el techo, posee 200 metros (Cortifias, 1984). El mayor espesor marino de la secuencia liásica del Chubut se encuentra en el perfil La Cabaña (Lesta et al., 1980; González Bonorino, 1990), el cual fue muestreado para efectuar las tareas paleomagnéticas detalladas en el Capítulo V.

CAPITULO IV: GEOLOGIA DE LAS INMEDIACIONES DEL RIO GUALJAINA (EXTREMO SEPTENTRIONAL DE LA SIERRA DE TECKA).

1. Introducción

En este capítulo se analiza la geología de ambos márgenes del río Gualjaina en el extremo septentrional de la sierra de Tecka.

Los objetivos fundamentales que se trataron de satisfacer son:

1) Reconocer la estratigrafía del área.

2) Definir adecuadamente los tipos litológicos que constituyen la Formación Lepá (Lías) y acotar lo más ajustadamente posible la edad de esta unidad.

3) Reconocer el panorama estructural de la comarca.

De acuerdo con los datos geológicos que se refieren en este capítulo, se valoran en el próximo las posibilidades de obtener resultados paleomagnéticos confiables de las unidades liásicas aflorantes en el área.

La metodología empleada consistió en un levantamiento geológico clásico de las unidades estratigráficas, junto con la confección de mapas y perfiles y la recolección para posteriores estudios petrográficos.

Las descripciones de los cortes petrográficos analizados para caracterizar litológicamente a cada unidad se presentan en el Anexo I.

El perfil de mayor espesor observado de la Formación Lepá y que posteriormente se estudia paleomagnéticamente, fue analizado por Vizán (1988a). Por otra parte, una descripción muy detallada

de las facies de este perfil puede verse en González Bonorino y Cesaretti (1990).

2.Ubicación y marco geológico regional del área

El área levantada se sitúa principalmente en el extremo noroccidental de la Hoja 44 c Tecka (Turner, 1982), y parcialmente en la Hoja 43 c Gualjaina (Lage, 1982), de la Carta Geológica Económica de la República Argentina. Está comprendida en una faja de transición entre la Patagonia Central y la Cordillera Patagónica en la provincia del Chubut. Las secciones geológicas que afloran en la provincia mencionada, se encuentran en cordones montañosos meridianos (Lesta et al., 1980). Precisamente uno de estos cordones corresponde al alineamiento que constituyen las sierras de Tepuel y Tecka en cuyo extremo septentrional se efectuó el levantamiento geológico (Fig.1.IV). El estudio se efectuó de norte a sur desde el puente sobre el río Gualjaina (La Cabaña de Aurelio Criado) hasta el arroyo Pescado (estancia de Apiwan). El acceso a la zona es muy sencillo, ya que ésta se encuentra recorrida por la ruta nacional N° 40.

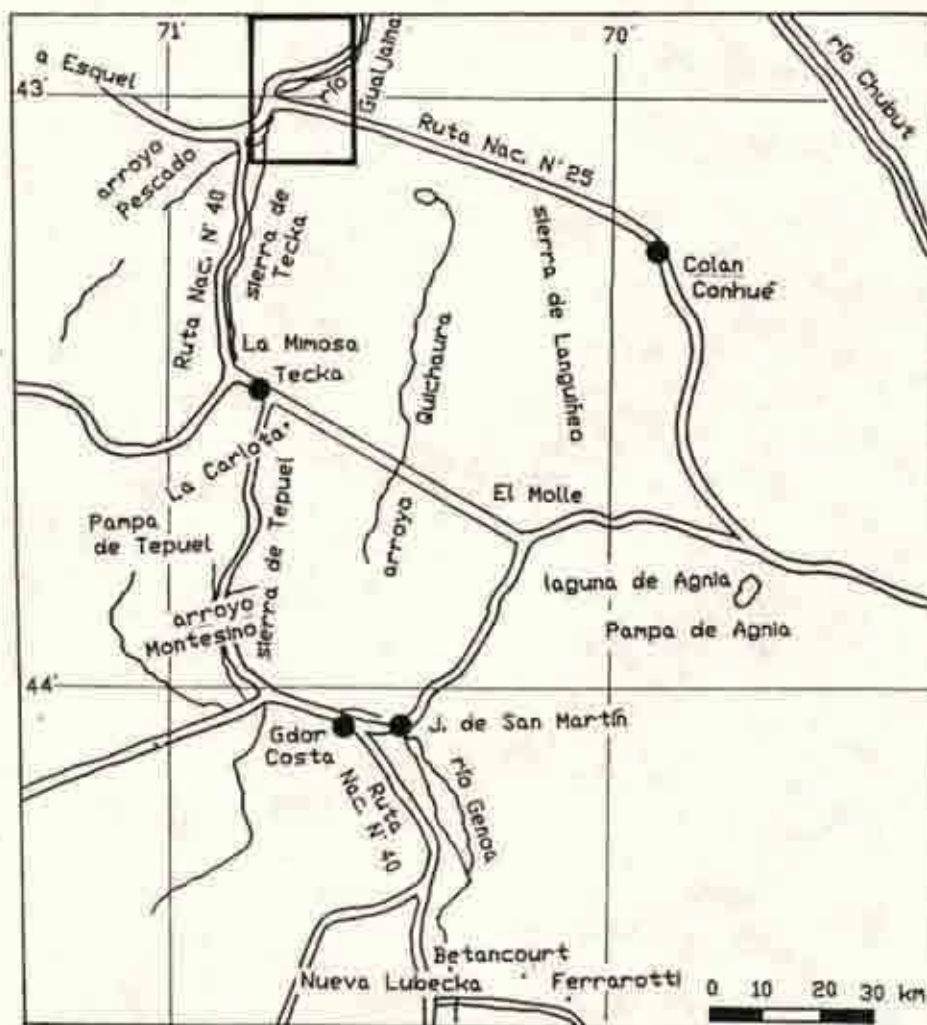


Fig.1.IV. Mapa de ubicación relativa del área levantada en la Fig. 2.IV.

3. Estratigrafía

La estratigrafía del área levantada se resume en el Cuadro I.IV. La misma difiere parcialmente de la considerada por Turner (1982).

Cenozoico	Cuaternario		aluvio - renocion en masa aglomerados
	Terciario	Neógeno	basaltos y tobas
		Paleógeno	diques andesíticos
Mesozoico	Cretácico	Inferior	plutonitas básicas (leucogabros y diabasas)
	Jurásico	Malm	
		Dogger	
		Lías	conglomerados, areniscas tobas y andesitas
Paleozoico	Carbonífero		areniscas y pelitas

Cuadro I.IV. Estratigrafía reconocida en el área analizada.

3.1. Sedimentitas suprapaleozoicas: Grupo Tepuel (Suero, 1948; nom. subs. Borello 1969).

La zona de estudio no escapa al problema observado a lo largo del alineamiento norte-sur constituido por las sierras de Tecka y Tepuel (Fig.1.IV), donde las fallas complican las interpretaciones estratigráficas del Paleozoico tardío (Parker, 1961; González en Andreis et al., 1985). Por otra parte, en este área, los afloramientos suprapaleozoicos son pobres, lo cual también ha sido señalado para la sierra de Tepuel (González Bonorino et al., 1988) donde se definió el perfil tipo (Suero, 1948; Page et al., 1984; López Gamundi y Limarino, 1984).

No obstante, en el sector sur del área levantada (Fig.2.IV) se reconoce un paquete de 200 m de espesor en el que predominan pelitas negras de fractura astillosa que pueden ser asignadas al Neopaleozoico. En estas litologías, como fuera señalado por Alberti (1988) se encuentran concreciones portadoras de fósiles que fueron clasificados por la Dra. Sabbatini y por la Lic. Blasco (com. personal) como: Beecheria patagonica, Paraconularia sp., Australosutura gardeneri, Glabrocingulum argentinus, Mourlonia (Pseudobaylea) poperimensis, y escamas de peces (Palaoneilo). Estos fósiles se pueden referir a la fauna de la Zona de Levipústula (Carbonífero medio) lo que indicaría que la secuencia sea correlativa de la Formación Pampa de Tepuel.



Fig.2.IV. Geología de las inmediaciones del río Gualjaina (extremo norte de la sierra de Tecka). Las letras A,B,C corresponden al perfil de la Fig.3.IV. Las flechas en negro señalan donde se encuentran los perfiles de donde se tomaron las muestras para estudios paleomagnéticos.

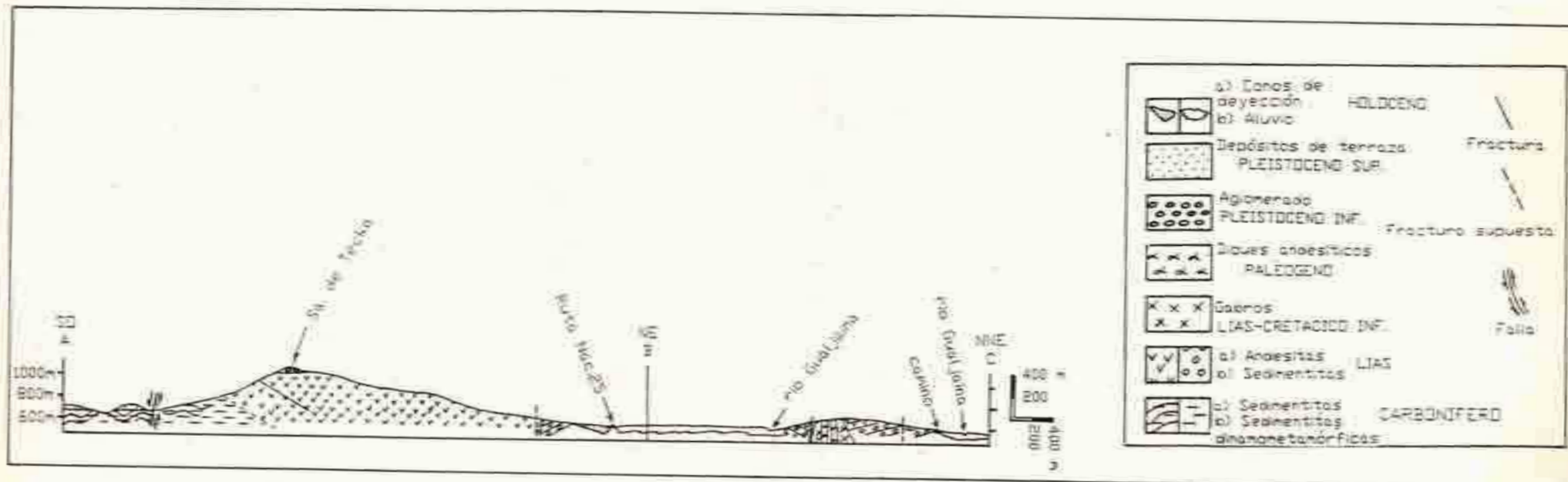


Fig.3.IV. Perfil geológico señalado en la Fig.2.IV con las letras A,B,C.

Unos 4 km al O de estos afloramientos, sobre la margen derecha del río Gualjaina, las mismas pelitas alternan con bancos de 30 a 70 cm de areniscas (cortes petrográficos N° 69,71,74) de color gris verdoso oscuro, masivas o con fina laminación plana, que ocasionalmente poseen ondulaciones simétricas en el techo. Las psamitas son Areniscas o Areniscas argiláceas Cuarzo-Feldespáticas (clasificación de Friedman y Sanders, 1978).

Estos afloramientos se encuentran 3 km al este de los que corresponderían a la Formación Río Pescado asignada al Precámbrico o al Paleozoico inferior (Suero, 1948; Rolleri, 1970; Spikermann, 1977; Turner, 1982) que está constituida también por pelitas y areniscas, pero en este caso las litologías se encuentran deformadas y leptometamorfizadas (Rolleri, 1970; Spikermann, 1975, 1977). Por otra parte, de acuerdo con las descripciones que efectúa Spikermann (1975) para las metaareniscas asignadas a la Formación Río Pescado no existirían diferencias marcadas entre éstas y las anteriormente descritas para el Grupo Tepuel. En ambos casos en la fracción clástica los granos son angulosos a subangulosos; la matriz es abundante y constituida fundamentalmente por sericita, clorita y cuarzo. Además, las metaareniscas de la Formación Río Pescado conservan su textura sedimentaria primitiva lo que revela que la acción metamórfica que las afectó no fue intensa (Spikermann, 1975).

Por otra parte, las metapelitas deformadas que afloran al norte del arroyo Pescado al costado de la ruta nacional N° 25 (Fig.2.IV y 3.IV) y consideradas por Suero (1953) como pre-

paleozoicas, también conservan sus caracteres epiclásticos y la esquistosidad que presentan está poco desarrollada y definida fundamentalmente por la orientación de las micas. En este caso son pelitas leptometamórficas gris verdosas (corte petrográfico N° 120) constituidas por clastos de cuarzo con extinción relámpago, sericita, biotita y clorita.

De modo que la diferencia entre las rocas aquí consideradas como del Grupo Tepuel y las consideradas como previas al Neopaleozoico es fundamentalmente estructural. En el próximo ítem, luego de describir a los niveles liásicos que suprayacen a los suprapaleozoicos, se discutirá la posición estratigráfica de las litologías asignadas a la Formación Río Pescado.

El ambiente sedimentario de las unidades del Neopaleozoico que afloran en el área levantada, las pelitas fosilíferas junto con las areniscas con laminación plana o con óndulas de oscilación indicarían un ambiente marino somero de baja energía. Estas características son coherentes con la propuesta de González Bonorino et al. (1988) en cuanto a que los depósitos de la Formación Pampa de Tepuel observados en el área corresponden a un ambiente de plataforma somera. La presencia de microclino entre los clastos señalaría la existencia de granitos en el área de aporte de los sedimentos de estas rocas.

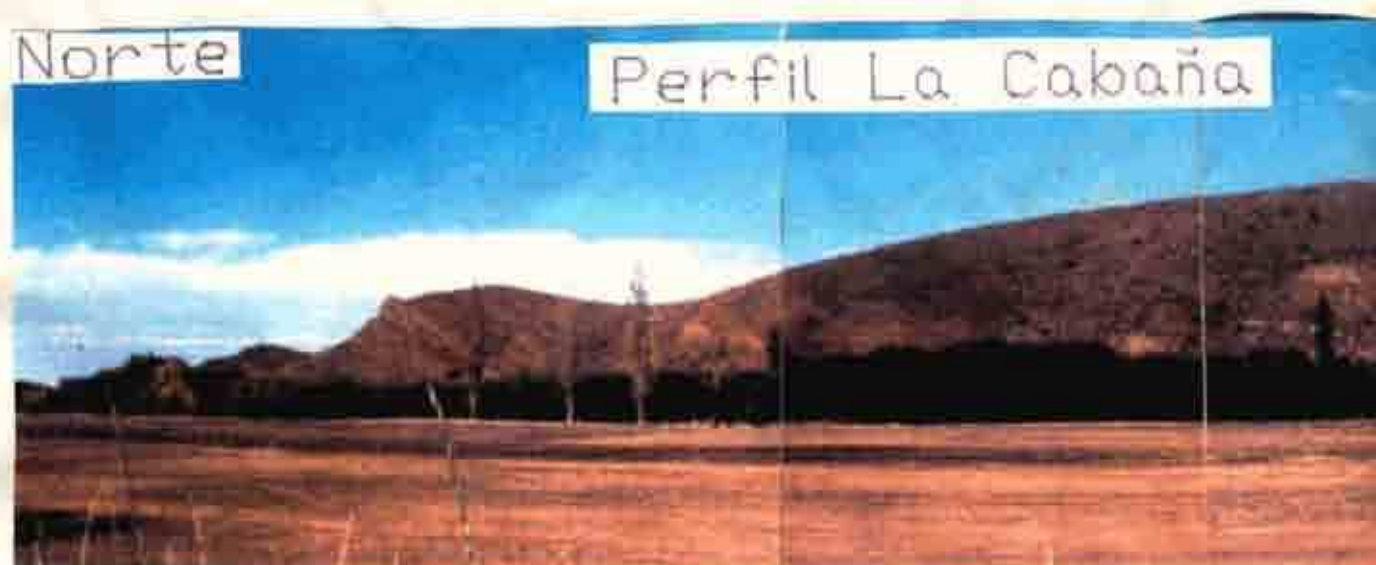
3.2. Sedimentitas liásicas: Formación Lepá (Rolleri, 1970)

En el área de estudio los depósitos de la Formación Lepá fueron estudiados especialmente por Suero (1947, 1948), Volkheimer (1965), Cazau (1967-1968), Rolleri (1970), Turner (1982), Spikermann (1977), Gabaldón y Lizuáin (1982), Vizán (1988a), Alberti (1988), González Bonorino (1990) y González Bonorino y Cesaretti (1990).

La base de la entidad se observa, sin lugar a dudas, en el extremo sureste del área levantada. En este sector sobre los depósitos neopaleozoicos descritos y en relación de paraconcordancia afloran depósitos liásicos que comienzan con bancos de areniscas gruesas con laminación entrecruzada que se asocian con lentes de conglomerados. Las pséfitas corresponden a ortoconglomerados polimícticos que poseen clastos de pelitas de hasta 70 centímetros (Revol, 1988). La secuencia continúa con areniscas y tobas claras y alcanza un espesor del orden de los 200 metros.

Sin embargo, la sección sedimentaria más completa de la Formación Lepá dentro del área de estudio, aflora en la margen derecha del río Gualjaina (Volkheimer, 1965; Cazau, 1967-1968; Vizán, 1988a; González Bonorino, 1990; González Bonorino y Cesaretti, 1990) donde sin base y techo visibles alcanza un espesor de aproximadamente 250 metros, (Fig.2.IV y 3.IV, fotografía A.IV). El mismo ha sido denominado perfil "La Cabaña" (Lesta et al., 1980) y registraría el mayor espesor marino del Lías que aflora en la provincia del Chubut (González Bonorino,

1990). En esta sección González Bonorino (1990) y González Bonorino y Cesaretti (1990) reconocen cuatro secuencias depositacionales granodecrecientes en los primeros 150 metros. El inicio de cada una de estas secuencias están señalados, de acuerdo con los autores mencionados, por niveles conglomerádicos. La ubicación de estos niveles en el esquema de González Bonorino (1990; figura 2) es coincidente con la señalada por Vizán (1988a; figura 2).



Fotografía A.IV. Perfil "La Cabaña" aflorante en las cercanías del puente, estancia de familia Criado.

En este perfil (Fig. 3.V. del Capítulo V), los bancos inclinan en general 20° al S, la secuencia comienza con 10 m de psefitas asociadas con psamitas. Los conglomerados, tal como lo señalan González Bonorino y Cesaretti (1990) poseen clastos imbricados moderadamente y no superan los 15 centímetros.

Petrograficamente estas litologías corresponden a

z Bonorino (1990) y González reconocen cuatro secuencias en los primeros 150 metros. El secuencias están señalados, de s, por niveles conglomerádicos. el esquema de González Bonorino n la señalada por Vizán (1988a;

Perfil La Cabaña



ña" aflorante en las cercanías
diado.

del Capítulo V), los bancos
secuencia comienza con 10 m de
Los conglomerados, tal como lo
saretti (1990) poseen clastos
ran los 15 centímetros.

litologías corresponden a



Sureste

ortoconglomerados polimicticos lito-cuarzo-feldespáticos (corte petrográfico N° 11) de color gris, muy compactos y de fractura irregular. Entre los clastos se encuentran fragmentos líticos de areniscas micáceas y cuarzo feldespáticas, pelitas y volcanitas ácidas.

Las psamitas asociadas a los conglomerados corresponden a areniscas feldespáticas (clasificación de Friedman y Sanders, 1978) (corte petrográfico N° 10). Sus clastos mayores están moderadamente a bien seleccionados.

Sobre las litologías descritas se repiten paquetes de areniscas, tufitas, piroclastitas, escasos niveles pelíticos y esporádicos bancos de sabulitas o conglomerados. Estos últimos a través de contactos erosivos se apoyan sobre distintos estratos. En ocasiones presentan clastos de tobas infrayacentes de la misma sección.

La participación piroclástica desde aproximadamente los 75 m iniciales del perfil es sumamente intensa (Vizán, 1988a; figura 2 y Fig.3.V del Capítulo V). Petrográficamente las tobas y tobas lapillíticas del perfil son vitrocrystalolíticas y de composición ácida (cortes petrográficos N° 12,15).

Los feldespatos ácidos y la clorita producidos por la desvitrificación de las trizas de estas tobas, indicarían que las mismas sufrieron una diagénesis con temperaturas superiores a los 120° C (Fisher y Schminke, 1984). González Bonorino y Cesaretti (1990) consideran que la recristalización de estas rocas no ha sido importante.

En la margen izquierda del río a la altura del perfil La Cabaña se encuentra una secuencia litológicamente correlativa a dicho perfil. Sin embargo, en esta margen afloran fundamentalmente andesitas y basandesitas (cortes petrográficos N° 88, 92) que con reservas se consideran también liásicas; estas últimas litologías, como se discute más adelante, podrían ser más jóvenes.

La edad de las secciones sedimentarias que afloran en la margen derecha se puede valorar en los perfiles sedimentarios ya que estos presentan niveles fosilíferos. En el perfil La Cabaña se reconocieron amonites de la familia Hildoceratidae (Pliensbaquiano superior-Toarciano) junto con bivalvos liásicos (Vizán, 1988a). En la sección aflorante en el sur del área levantada, Alberti (1988) reconoció invertebrados fósiles junto a flora fósil en la parte superior de la sección. Estos invertebrados fueron clasificados por la Dra. Sabattini y la Lic. Blasco y corresponden a: Fanninoceras sp., y Weyla (Weyla) sp. De acuerdo con Alberti (1988) los vegetales fósiles (clasificados por la Dra. Baldoni) corresponden a Equisetites sp., Gleichenites sp. y foliolos de Otozamites. La presencia del género Fanninoceras indica una edad pliensbaquiana alta para la sección superior de esta secuencia.

Un kilómetro al sur del perfil La Cabaña, sobre la misma margen del río, vuelven a aparecer tobas similares a las de aquel perfil (cortes petrográficos N° 1,2,3,4,30) en una sección en la que intercalan andesitas (corte petrográfico N° 29). Esta sección

posee 100 m de espesor y sus bancos inclinan en general 30° al oeste. Las volcanitas se encuentran en la parte inferior y presentan flexuras de movimiento (Fotografía B.IV), intercalaciones de vidrio volcánico (Fotografía C.IV) y parcialmente estructura brechosa. Las características observadas indicarian que estos niveles fueron coladas lávicas.



Fotografía B.IV. Flexuras de movimiento en niveles de andesitas.
Perfil 1 km al sur del perfil La Cabaña.



Fotografía C.IV. Intercalaciones de vidrio volcánico entre los niveles de andesitas en el perfil citado arriba.

Dado que no se contó con edades radiométricas, su edad fue supuesta por correlación litológica de las tobas con la de los perfiles sedimentarios fosilíferos. Por otra parte las características de la geología regional son coherentes con esta correlación. Para las sierras de Tecka y Tepuel y sus inmediaciones se ha señalado la presencia de volcanismo mesosilíceo liásico (Suero, 1947; Freytes, 1972; Franchi y Page, 1980; Haller et al., 1981). A su vez, en el sur del área levantada, afloran brechas andesíticas junto con sedimentitas marinas a las que Spikermann (1977) considera jurásicas, y es posible que el conjunto de estas rocas aflorantes en las inmediaciones del arroyo Pescado sean liásicas, ya que no se han reconocido en el sector occidental del Chubut extraandino litologías marinas jurásicas que no correspondan al Lias. En el Capítulo V (ítem 4) se comprueba que los niveles de andesitas y tobas del perfil que aflora a 1 km al sur del perfil La Cabaña constituyen un paquete estratigráfico, que posee direcciones de magnetización pretectónicas comunes con las registradas en los perfiles La Cabaña y Cañadón Redondo Epul (Formación Osta Arena), por lo cual sería coherente correlacionar a estas rocas.

Por otra parte en el extremo sureste del área levantada aflora un nivel de andesitas entre las secuencias neopaleozoica y liásica (Alberti, 1988). No se observaron argumentos que permitan discriminar si se trata de una colada o bien de un dique concordante postliásico como los que se han reconocido regionalmente (Freytes, 1971; 1972; Perrot, 1960; Page, 1984;

González Bonorino y González Bonorino, 1988), por lo cual su edad estratigráfica es incierta.

Respecto del ambiente que le correspondería a las sedimentitas del perfil La Cabaña existen diferentes propuestas. Gabaldón y Lizuain (1982) consideran que los 10 m de conglomerados asociados con psamitas que aparecen al iniciarse el perfil, corresponderían a canales de tipo anastomosado; al resto del perfil lo interpretan como marino. González Bonorino y Cesaretti (1990) consideran que todos los bancos de conglomerados de este perfil reflejan progradaciones de la costa sobre el mar liásico; a las areniscas las asocian con profundizaciones marinas. En la parte alta de esta sección Vizán (1988a) reconoció restos de trigoneáceos, lo cual señalaría la cercanía de la línea de costa durante la depositación de estos sedimentos. En efecto, regionalmente la línea de costa durante el Lías se disponía de NNO a SSE con una inflexión E-O a la latitud de este perfil (Lesta et al., 1980; González Bonorino y Cesaretti, 1990).

Respecto de las andesitas aquí asignadas al Lías no se cuenta con información geoquímica para dilucidar su ambiente geotectónico. Tampoco se han obtenido datos geoquímicos de la Formación El Córdoba (Nullo, 1983) que está compuesta por volcanitas que acompañan a los depósitos liásicos marinos de la Formación Osta Arena en Pampa de Agnia. Ramos (1983), Page (1984) y Page y Page (1990) consideran que la cuenca liásica del Oeste de Chubut es una cuenca de intraarco. Especialmente Page (1984) y Page y Page (1990) señalan que la misma se encuentra dentro de un

arco volcánico definido por dos fajas volcánicas: una occidental en la cordillera Patagónica y otra oriental distante 500 km en precordillera del Chubut. Sin embargo, el volcanismo de la faja occidental se iniciaría a partir del jurásico medio y no del Liás (Haller et al., 1981; Page, 1984; Page y Page, 1990). Existen, de todos modos plutonitas liásicas en cordillera Patagónica entre los 43° y 47° de latitud sur (véase reciente compilación de edades de Gordon y Ort, 1993).

Aún considerando la propuesta de cuenca de intraarco, no se pueden descartar procesos tanscurrentes importantes en la formación de la cuenca liásica del Oeste del Chubut (Nullo, 1991). Movimientos, que por otra parte, son considerados en el modelo de Vizán y Rapalini (1991) discutido en el Capítulo II.

3.3. Comentarios sobre la estratigrafía del Paleozoico superior-Mesozoico inferior aflorante en el área.

1) El contacto entre los depósitos neopaleozoicos y liásicos observados en el sector sureste del área analizada es paraconcordante, prácticamente sólo se observan diferencias en los rumbos de los niveles de una y otra secuencia. Los estratos del Paleozoico superior inclinan entre 15 y 20° al sudoeste con rumbos que oscilan entre los N 40° oeste y N 30° oeste. Los estratos liásicos inclinan 20° al sudoeste con rumbo N 7° oeste.

2) De acuerdo con los datos geológicos hasta aquí mencionados se puede abordar un análisis de la estratigrafía de las inmediaciones del arroyo Pescado. Dilucidar este problema ha

sido una circunstancia controvertida. Como lo mencionaran González Bonorino y González Bonorino (1988) la zona se halla muy cubierta por aluvio reciente y afectada por varios lineamientos que corresponden a fracturas. Efectivamente al menos tres direcciones de fracturas se observan en esta sección de la zona levantada (Fig. 2.IV y 8.IV) y los afloramientos son exigüos. Sin embargo el hecho de que en el lugar pudiera encontrarse la base del Grupo Tepuel ha despertado el interés de distintos autores (Suero, 1953; Rollerí, 1970; Spikermann, 1977; González, 1985; González Bonorino y González Bonorino, 1988). Históricamente al observar en el área afloramientos aislados de rocas esquistosas, Suero (1953) sospechó la existencia de rocas más antiguas que las del Neopaleozoico. Posteriormente, Rollerí (1970) y Spikermann (1977) señalaron que estas rocas esquistosas y en relación de discordancia angular eran cubiertas por conglomerados que pertenecerían a la base del Grupo Tepuel. Ambos autores consideraron una edad eo-mesopaleozoica para los esquistos. Rollerí (1970) sospechó que los conglomerados podrían asociarse con glaciares. Para Spikermann (1977) la estratificación ordenada del paquete que contiene a estos conglomerados implicaría que los mismos no fueron generados por glaciares. El mismo afloramiento fue observado por González (1985), quien señala que sus litologías corresponden a diamictitas bandeadas. Este autor consideró que estos depósitos pertenecerían a niveles más altos del Grupo Tepuel y no a su base, para los esquistos infrayacentes también consideró una edad eo-meso paleozoica. Sobre la base de

este esquema estratigráfico Azcuy y Caminos (1987) consideraron que la deformación de los esquistos fue fruto de la fase orogénica Chánica (Carbonífero basal). Sin embargo la estratigrafía propuesta por Suero (1953), Rolleri (1970), Spikermann (1977) y González (1985) es puesta en dudas por González Bonorino y González Bonorino (1988). Estos últimos autores consideran que por el estilo litológico, los esquistos deformados pertenecerían a la Formación Esquel correlativa de la Formación Jaramillo (carbonífera inferior). A su vez, en la propuesta de González Bonorino y González Bonorino (1988) existe una correlación implícita entre el paquete que contiene a los conglomerados (a los que consideran glaciogénicos) con la Formación Pampa de Tepuel.

Es importante destacar que de todos los autores mencionados el único que efectuó descripciones detalladas de estos afloramientos es Spikermann (1975; 1977). Por otra parte, antes de focalizar un análisis estratigráfico en esta zona controvertida, es necesario observar si existen regionalmente otros argumentos que permitan dilucidar el problema.

Como se mencionara a 8 km al este del arroyo Pescado (Fig.2.IV) se reconoce, por diferencias fundamentalmente bioestratigráficas, el contacto discordante entre la Formación Pampa de Tepuel y la Formación Lepá que comienza con un conglomerado de base. En otras localidades de la serranía Tepuel-Tecka es difícil distinguir litológicamente ambos sistemas entre sí (Suero, 1947; 1948) lo cual hace que afloramientos aislados

como los de arroyo Pescado tengan ese problema. Sin embargo cuando al paquete que contiene al conglomerado de base liásico le siguen estratigráficamente rocas volcánicas, la diferenciación es posible (Suero, 1947; 1948; 1953; Perrot, 1960; Freytes, 1971). Esas condiciones se reconocen en los afloramientos al este del arroyo (Fig.2.IV).

Se analizan ahora las características de las rocas del contacto discordante en distintos perfiles cuyas localidades se señalan en la Fig.1.IV. En localidades de la sierra de Tecka como La Carlota (Suero, 1947; 1948) y La Mimosa (Parker, 1961) los depósitos neopaleozoicos fundamentalmente pelíticos se hallan localmente deformados o alabeados. Respecto del conglomerado de base liásico tanto en estas localidades como en otras, la población de sus clastos está pobremente seleccionada y tiene individuos angulosos que en algunos casos son bloques (e.g. Llanguineo, Suero, 1953; Betancourt y Ferrarotti, Suero, 1958; El Molle, Perrot, 1960; La Mimosa, Parker, 1961; Nueva Lubecka, Cortiñas, 1984). En la sierra de Llanguineo este depósito presenta bloques angulosos de medio metro de diámetro de granito (Suero, 1953); en Betancourt y Ferrarotti se reconocen bloques de arenisca micácea y pegmatita (Suero, 1953). Por otra parte las areniscas que acompañan a estos conglomerados liásicos pueden presentar rodados de grava aislados (La Carlota, Suero, 1947; 1948; arroyo Quichaura, Suero, 1947; arroyo Montesino, Suero, 1947) que en algunos casos son fragmentos de litologías que pertenecen a los depósitos infrayacentes del Neopaleozoico (e.g.

arroyo Montesino).

Con estos antecedentes es interesante volver a considerar la estratigrafía aflorante en el arroyo Pescado. En esta localidad se observa como en el techo del Grupo Tepuel que aflora en La Carlota y en La Mimosa, rocas pelíticas dinamometamórficas que son cubiertas por un conglomerado bien estratificado junto con areniscas (Suero, 1947; 1948; Parker, 1961; Spikermann, 1975; 1977) (Fig. 4. IV). En el conglomerado se reconocen líticos que llegan hasta los 15 cm y corresponden a los esquistos infrayacentes más volcánicas ácidas y granitos biotíticos (Spikermann, 1975). Estos últimos muy ocasionalmente superan el medio metro. En las areniscas, bien seleccionadas, existen fragmentos líticos de 5 a 6 mm (Spikermann, 1975; 1977). Estos se presentan esporádicamente (Spikermann, 1975; 1977) a diferencia de los ubicuos cadilitos que se observan en los niveles diamictíticos de la Formación Pampa de Tepuel de acuerdo con González Bonorino et al. (1988). A su vez, existe una diferencia cualitativa entre las psamitas del conglomerado y las metaarenitas que acompañan a las pelíticas leptometamórficas deformadas. Mientras que las metaarenitas son de naturaleza váquica, muy propias de un ambiente inestable, las que suprayacen a los esquistos son de textura clástica normal (Spikermann, 1975; 1977). Los clastos de volcánicas ácidas presentes en el conglomerado serían, según el último autor, un argumento para diferenciar al mismo de los depósitos pelíticos infrayacentes. Por otra parte la presencia de clastos de volcánicas ácidas es la característica mencionada por Parker

(1961) y Turner (1982) para diferenciar al Lias del Neopaleozoico en el flanco occidental de la sierra de Tecka.

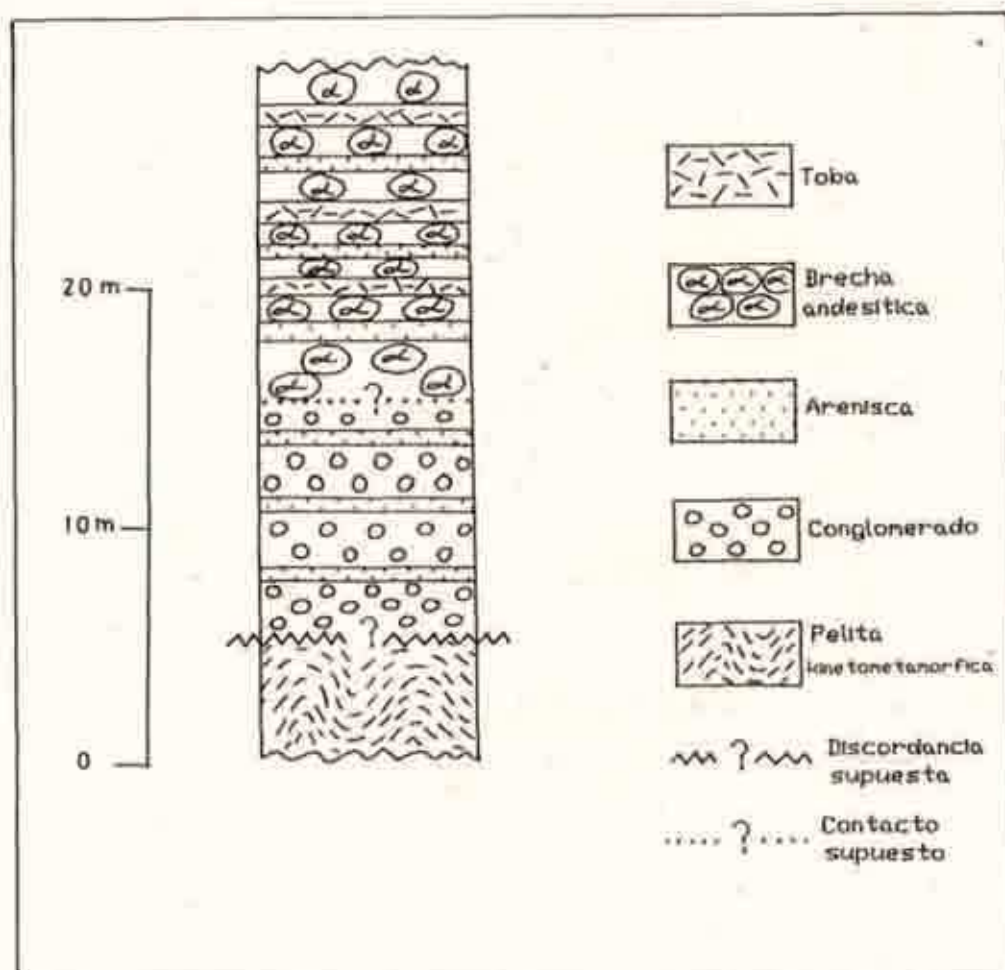


Fig.4.IV. Perfil estratigráfico que puede integrarse en las inmediaciones de la estancia de Apiwan (arroyo Pescado). Los espesores considerados no son reales. Es difícil valorar los mismos por la discontinuidad de los afloramientos y la cobertura actual.

Si se considera ahora la columna litológica que se puede integrar, aunque con dudas, en las inmediaciones del arroyo Pescado (Fig.4.IV), se observa que a las pelitas leptometamórficas les sigue un paquete de conglomerados y areniscas que a su vez infrayacen a una secuencia de tobas y andesitas que pueden atribuirse al Jurásico (Spikermann, 1977). Como se mencionara, al este del arroyo, a depósitos fosilíferos del Neopaleozoico fundamentalmente pelíticos los cubre en relación de suave discordancia un nivel conglomerádico con clastos del Neopaleozoico al que le siguen niveles volcanógenos, fundamentalmente de tobas. Vale decir que existen fuertes semejanzas entre ambas secciones, las que a su vez son análogas a aquellas en las que es posible diferenciar al Grupo Tepuel de las secciones liásicas ya mencionadas (e.g. La Carlota, La Mimosa, Betancourt, Ferrarotti, El Molle). Es decir que existiría una alternativa diferente a la propuesta por González Bonorino y González Bonorino (1988). En esta nueva alternativa, los conglomerados interestratificados con areniscas que afloran en el arroyo Pescado constituirían la base del Lias. Tal vez, si se obtuvieran dataciones radiométricas de los bloques que esporádicamente alberga este conglomerado, se podría evaluar indirectamente la edad de este depósito y descartar una de las dos alternativas. De todos modos, en ambas no se considera a la Formación Río Pescado (Rolleri, 1970) como entidad estratigráfica, lo cual implica que la fase Chánica que se suponía que deformó dicha entidad no estaría representada en esta zona.

3.4. Intrusivos básicos: (Formación Cresta de los Bosques, Freytes 1971; Complejo Cresta de los Bosques, Franchi y Page 1980; Formación Tecka Turner, 1982)

En la margen derecha y en el extremo septentrional del área levantada (Fig.2.IV y 3.IV) se reconocen intrusivos básicos que correponderían a la Formación Tecka (Turner, 1982). Esta entidad ha sido considerada por Turner (1982) como de edad cretácica inferior sobre la base de observaciones de campo y edades radiométricas, sin embargo en el Chubut extraandino también existirían afloramientos intrusivos básicos de edades más antiguas (Franchi y Page, 1980; Page, 1984; Poma, 1986) constituyendo el Complejo Cresta de Los Bosques.

En el área de estudio las rocas eruptivas básicas intruyen a la secuencia liásica en ambas márgenes del río Gualjaina (figuras 2.IV y 3.IV). Los intrusivos corresponden a diabasas grises (corte petrográfico N° 22) y fundamentalmente a leucogabros (corte petrográfico N° 24) que constituyen pequeños cuerpos con meteorización catafilar.

Las diabasas (corte petrográfico N° 22) presentan textura granosa hipidiomorfa inequigranular constituida por labradorita y clinopiroxeno augítico uralitizado a anfíbol y biotita.

Las relaciones estratigráficas entre los cuerpos básicos mencionados y las sedimentitas y volcanitas más antiguos, no son claras en el área de estudio, dado que en general los contactos están cubiertos. En la margen izquierda del río, sector noroeste del Área levantada (Fig.2.IV), se observa que las tobas asignadas

al Liás poseen textura moteada muy cerca de uno de estos cuerpos intrusivos, lo cual indicaría que las magmatitas básicas intruirían a las piroclastitas. Por ello cabría la posibilidad de considerar para estas rocas una edad cretácica inferior como la propuesta por Turner (1982) para la Formación Tecka, o bien jurásica inferior-jurásica superior como lo proponen Franchi y Page (1980), Page (1984) y Poma (1986) para los Gabros Cresta de los Bosques.

Por otra parte en las rocas liásicas de la margen derecha del río, donde también afloran intrusivos básicos (Fig.2.IV y 3.IV) no se observaron ni textura moteada ni otros indicios de metamorfismo de contacto por parte de estos intrusivos. De todos modos regionalmente se ha observado que las intrusiones de cuerpos postliásicos como éstos, son anhidras y que su acción metamórfica se encuentra restringida a efectos térmicos en fajas delgadas de la roca de caja (Freytes, 1971, 1972; Page, 1984; Poma, 1986).

Regionalmente, las intrusiones de estas litologías coinciden con los sectores de mayor espesor de rocas liásicas (Lesta y Ferello, 1972) y son interpretadas como expresiones de tectónica tensional (Page, 1984; Poma, 1986; Uliana y Biddle, 1987). De acuerdo con Page (1984) estos gabros serían rocas del substrato de la cuenca liásica del Oeste del Chubut que es interpretada en su esquema como de intraarco. Es importante señalar que los bajos contenidos de K de estas rocas las hacen muy poco adecuadas para obtener dataciones por el método Ar-K confiables (Page, 1984) y

por relaciones de campo estas muestras son posteriores a los depósitos de la cuenca liásica del oeste del Chubut a los que sólo intruyen al oeste de la laguna de Agnia (Page, 1984). Por lo cual, no se puede descartar la propuesta de Uliana y Biddle (1987) que consideran a estas litologías como remanentes locales del fenómeno que originó la cuenca oceánica Rocas Verdes durante el Jurásico superior-Cretácico inferior (Dalziel, 1981; Alabaster y Storey, 1990).

3.5. Rocas eruptivas posteriores al Jurásico

El área de estudio se encuentra dentro de una región con ciclos volcánicos recurrentes desde por lo menos el Pérmico hasta el Holoceno (Suero, 1947; Volkheimer, 1965; Spikermann, 1978; Franchi y Page, 1980; Turner, 1982; Lage, 1982; Spikermann et al., 1993 a). Dilucidar a cual de los ciclos magmáticos corresponde un afloramiento aislado de volcanitas sin contar con relaciones estratigráficas claras, edades radiométricas o fósiles diagnósticos entre los niveles sedimentarios que pueden estar interestratificados con las volcanitas, es extremadamente complejo dada la similitud litológica. De hecho ha sido señalado el parecido petrográfico entre volcanitas liásicas y terciarias (Freytes, 1972, Franchi y Page; 1980). Más aun, regionalmente terrenos asignados erróneamente a la Serie Andesítica incluirían rocas del Paleozoico tardío al Cretácico inferior (Franchi y Page, 1980). Dadas estas características, en la zona de estudio es difícil determinar la posición estratigráfica de las volcanitas que aparecen en ambos márgenes. En el ítem anterior se

asignaron al Lías los niveles de lavas andesíticas y tobas ácidas de la margen derecha y es posible que existan en la zona otros niveles volcanógenos referibles a tal edad. De acuerdo con esto, y en forma tentativa, se consideran también liásicas a las andesitas aflorantes en la margen izquierda del río.

El resto de las rocas volcánicas aflorantes corresponde a diques andesíticos y a una secuencia de basaltos y tobas. Estas litologías se consideran a continuación.

Diques andesíticos

En el área de estudio se observaron diques andesíticos que discordantemente intruyen afloramientos de las sedimentitas neopaleozoicas y liásicas y a los gabros mesozoicos antes mencionados. Estos diques son agrupados dentro de un mismo ítem, sin embargo sus edades pueden ser distintas. Estratigráficamente algunos de ellos pueden ser posteriores al Jurásico, ya que como se mencionó intruyen a los cuerpos básicos (Fotografía D.IV). Es posible que éstos pertenezcan al evento magmático que dió origen a la Formación La Cautiva de edad eocena de acuerdo con Turner (1982) (aunque existen afloramientos de tal entidad estratigráfica que podrían ser asignados al Cretácico inferior, de acuerdo con Franchi y Page, 1980). Tanto en las inmediaciones de la sierra de Languineo como en La zona del Moile, diques de análogas características han sido asignados a esta entidad (Perrot, 1960; Turner, 1982; Spikermann, et al., 1993 b).



Fotografía D.IV. Diques andésiticos intruyendo a intrusivos básicos. Margen derecha del río Gualjaina.

Basaltos y tobas cenozoicas asociadas

En el extremo noroeste del área (Fig.2.IV) se observa una secuencia volcánogena ya reconocida por Lage (1982), constiuida por piroclastitas y basaltos. Las piroclastitas son tobas vitrocrystalinas y lapillitas bien estratificadas subhorizontales que forman un paquete con un espesor del orden de los 200 metros. Este espesor es difícil de señalarlo con precisión debido a la intensa remoción en masa que afecta a sus litologías. Son rocas claras porosas, livianas y deleznable que en los niveles

inferiores albergan fragmentos de basalto de hasta 1 centímetro. En los niveles superiores se reconocieron restos de vegetales mal conservados.

Las piroclastitas están cubiertas por basaltos de colores castaño rojizo a negro con estructuras escoriácea y vesicular, en algunos de sus afloramientos poseen disyunciones columnares. Presentan textura porfirica en la que en una pasta afanítica se disponen los fenocristales de plagioclasa.

Por fotografía aérea, e imagen satelitaria y observación de campo se reconoce que estas litologías constituyen un centro de emisión volcánica. De hecho se observa un diseño radial de los cauces que lo bisectan.

Para estas rocas es también difícil determinar su edad. No se pudo observar el contacto entre estas entidades y las anteriores debido a la cobertura detrítica. Tampoco se han señalado mayores diferencias petrográficas, que permitan efectuar una distinción entre los basaltos que se intercalan en la Formación La Cautiva que, como se mencionó, aflora regionalmente, y basaltos más jóvenes (Turner, 1982; Lage, 1982). Sin embargo, la muy pobre compactación de las piroclastitas indicaría que estas rocas volcanógenas podrían ser más jóvenes que las de la Formación La Cautiva. Esta característica, más la asociación de piroclastitas y basaltos, se ha reconocido en la Formación Epulef que Turner (1982) asigna al Plioceno. De acuerdo con ello estas rocas volcanógenas podrían ser más jóvenes que las de la Formación La Cautiva. Este mismo criterio fue empleado por

Spikermann et al. (1993 b) en las inmediaciones del área de Llanguineo.

En el sector del área de estudio donde afloran estas litologías se reconoce una geoforma lobulada a la que Vizán (1988b) consideró erronemente como flujo lahárico. Volkheimer (1965) y Lage (1982) señalan que esta forma corresponde a un torrente de barro. Es difícil discernir en el campo las características de este depósito dado que se encuentra en general cubierto por suelo actual o vegetación. Sin embargo, se encontraron bloques de basalto que resaltan por sobre el depósito como lo observara Volkheimer (1965). El Dr González Díaz (com. personal) considera que esta forma se originó como un deslizamiento y que sus materiales se movilizaron posteriormente como un flujo de detritos. De hecho se observa la marca dejada por el desprendimiento del material.

3.6. Aglomerados Cuaternarios

Los depósitos del Cenozoico tardío de la provincia del Chubut han sido estudiados con bastante detalle fundamentalmente al norte del área de estudio: zona Cushamen (Volkheimer, 1964; 1966; Volkheimer y Laje, 1981; González Díaz, 1993a,b y c), zona Gastre-Gualjaina (Volkheimer, 1965).

En el área levantada la cumbre de la serranía del sector sudoeste que alcanza una altura de 1.200 m, está coronada por un agregado suelto que cubre discordantemente volcanitas andesíticas (Fig.2.IV y 3.IV). Aunque el depósito apoya sobre una superficie

subhorizontal, el reptaje de sus clastos forma una carpeta que impide observar el contacto con la unidad infrayacente, por lo cual es prácticamente imposible calcular correctamente su espesor.

El aglomerado presenta una fracción mayor compuesta por rodados redondeados a subredondeados cuyo tamaño medio es de 30 cm, aunque posee algunos individuos de hasta aproximadamente 70 cm de diámetro. La fracción menor está compuesta por arena fina, de modo que la selección de la población es mala. Entre los individuos mayores no se observaron clastos estriados y la composición petrográfica de los mismos corresponde a granitos (sensu lato), andesitas, tobas y areniscas, en orden de mayor a menor abundancia. Junto con los clastos aparecen fragmentos angulosos de troncos petrificados, algunos de estos muy bien conservados.

Se considera que este depósito es correlativo de la Formación Huaiquí (Turner, 1982) ya que presenta características litológicas análogas a las de esta entidad. Sus rodados coronan la sierra de Tecka y se encuentran entre los 1.000 y los 1.500 m de altura (Turner, 1982). El depósito reconocido en la serranía que se encuentra al sudoeste del área levantada indicaría una prolongación septentrional de la sierra de Tecka luego de la afluencia del arroyo Pescado en el río Tecka-Gualjaina (figuras 2.IV y 3.IV). Es factible que este depósito sea la cobertura detrítica de un pedimento plioceno, tal como es interpretado por González Díaz (1993b y c) al norte del área aquí estudiada.

Por otra parte, en el cordón del Caquel entre los 1.300 y los 1.600 m se encuentran depósitos de till que han sido interpretados como una morena de fondo depositada por un manto de hielo que se extendió desde la cordillera (Lapido et al. 1988).

Es incorrecta la correlación efectuada por Vizán (1988b) entre este till y los depósitos que cubren la cima de la sierra en el sector sudoeste del área aquí estudiada. Existen diferencias entre las características de ambos depósitos. El till presenta matriz limo-arcillosa y bloques que pueden superar los 2 m con caras pulidas y que a veces poseen estriás (Lapido et al., 1988). Estos caracteres no se reconocieron en el depósito del área de estudio.

Es decir que en el área existirían depósitos aglomerádicos en alturas superiores a los 1.000 m que posiblemente, corresponderían a eventos distintos (Fig.5.IV).

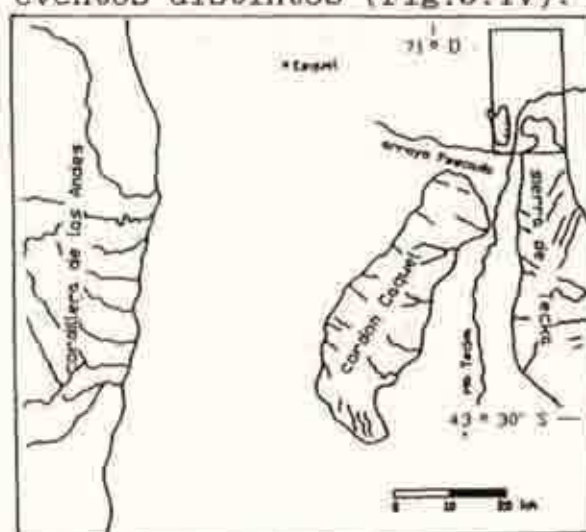


Fig.5.IV. Mapa esquemático de la sierra de Tecka, el cordón de Caquel y la Cordillera de los Andes. En recuadro el área levantada representada en la Fig.2.IV.

Es posible que los aglomerados mencionados hayan ganado su altura actual a través de movimientos prácticamente verticales previos a los pulsos de la Última Glaciación Pleistocena, como lo señala Turner (1982) para la sierra de Tecka.

Además de los depósitos aglomerádicos antes considerados, en el NE del Área levantada se han observado bloques que forman parte de un agregado suelto de granulometría muy variada que constituye niveles aterrazados.

Los bloques pueden tener un diámetro del orden del metro y composicionalmente corresponden en general a volcanitas mesosilíceas, como las que integran los afloramientos de sucesiones más viejas.

Por otra parte entre los depósitos aterrazados que se observan en las inmediaciones de la estancia La Anita se reconocen bloques del orden de los 50 cm de rocas graníticas que no se han observado en afloramientos del Área levantada. Es posible que estos bloques tengan un origen relacionado directa o indirectamente con la última glaciación, cuyos pulsos han sido reconocidos con mayor detalle en las inmediaciones del arroyo Pescado (Caldenius, 1932; Flint y Fidalgo, 1968). Los depósitos reconocidos en el Área de estudio podrían corresponder a planicies glacifluviales.

4. Estructura

A través de un análisis tectónico regional de Patagonia que comprende a las provincias de Neuquén, Río Negro y Chubut;

Sarguis y Tabbia (1984) definieron dominios de mayor frecuencia de lineamientos. Para el dominio que incluye al área de estudio señalan rumbos preponderantes N 35° O y N 75° este. Para el ámbito del Chubut extraandino, en un área comprendida entre los paralelos 40° 30' y 43° S y los meridianos 71° y 69° O, Coira et al. (1975) observaron dos sistemas principales de fracturas regmáticas conjugadas. Uno de ellos, el Sistema Comallo, presenta fracturas con rumbos N 15° O y N 35° este. El otro sistema denominado Gastre, a su vez, posee fracturas con rumbos N 55° O y N 55° este. Para las fracturas con rumbos noroeste, Coira et al. (1975) señalan movimientos transcurrentes: levogiros para el sistema Gastre y dextrógiros para el sistema Comallo. Estos autores consideran que los movimientos desarrollados en las fracturas principales fueron activos desde el Paleozoico tardío hasta el Mesozoico, mientras que durante el Terciario y Cuaternario sólo existirían movimientos en las fracturas secundarios asociados a estos sistemas.

Sobre la base de la observación de la imagen satelitaria se reconocieron lineamientos en el sentido de O'Learly et al. (1976) para el área comprendida entre los paralelos 42° 45' y 43° 30' S y los meridianos 71° y 70° O (Fig.6.IV). Esta zona involucraría completamente a la Hoja 44 C y al N se solaparía latitudinalmente 15' con el área estudiada por Coira et al. (1975).

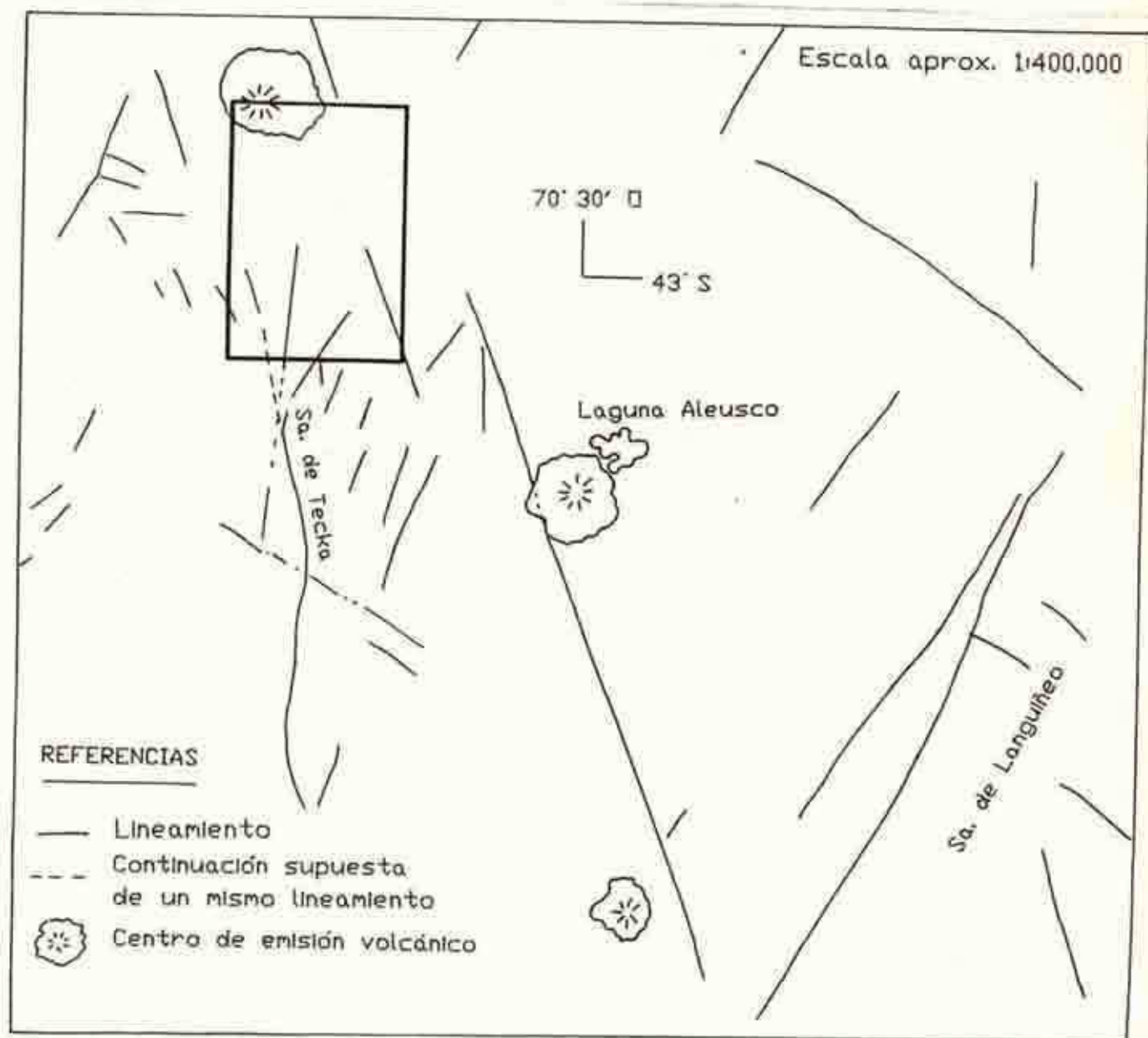


Fig.6.IV. Mapa de lineamientos efectuado sobre la base de imagen satelitaria. El recuadro señala el área levantada representada en la Fig.2.IV.

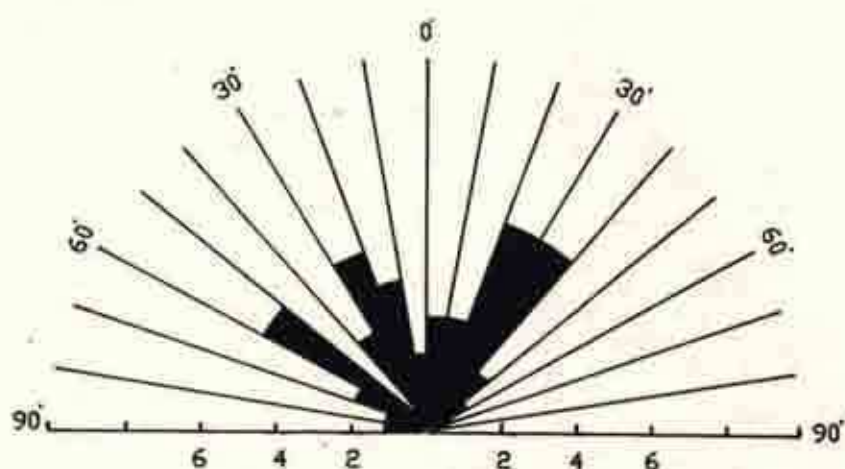


Fig7.IV. Diagrama de frecuencias obtenido sobre la base de los lineamientos reconocidos a través de imagen satelitaria y representados en la figura anterior.

De toda el área analizada por imagen satelitaria sólo se efectuaron reconocimientos de campo en el área recuadrada que corresponde a la ubicación de la región levantada en la Fig. 2.IV. Es decir no se verificaron si todos los lineamientos correspondían a fracturas, si existían relaciones temporales entre los mismos o si existía una vinculación entre la trama estructural y el magmatismo que afectó el área. Sin embargo, existe coherencia entre los lineamientos señalados a través de la imagen satelitaria y la geología regional observada por Turner (1982).

Con los lineamientos reconocidos se efectuó el diagrama de frecuencias de la Fig.6.IV. En ésta se observan tres entornos de direcciones más frecuentes: i) N 20° E - N 40° E; ii) N 10° O - N 30° O; iii) N 50° O - N 60° oeste. Los dos primeros presentan direcciones comunes con el sistema Comallo. El tercero incluiría

a una de las direcciones del sistema Gastre. Por otra parte los tres centros de emisión reconocidos en la imagen satelitaria se alinean aproximadamente con la dirección N 20° W que está contenida por uno de los entornos principales. Las fallas que habrían levantado la sierra de Tecka también se encontrarían dentro del entorno N 10° O - N 30° O, mientras las que habrían levantado a las sierras de Llanguineo estarían dentro del entorno N 20° E - N 40° este.

La trama que definen estos lineamientos es consistente con la estructura de bloques señalada regionalmente (Groeber, 1942; Coira et al., 1975; Spikermann, 1977; Turner, 1982). De acuerdo con Turner (1982) los bloques y pilares de la Hoja 44 C están limitados por fallas de alto ángulo y el plegamiento no es una estructura característica. Precisamente, esta estructura está restringida a las inmediaciones de las fallas, como respuesta plástica de los niveles pelíticos de distintas unidades estratigráficas al arrastre provocado por el movimiento de los bloques. En efecto, esta característica es la que presentan dichas litologías en las inmediaciones del arroyo Pescado y la estancia Apiwan (Fig. 3.IV y Fig.8.IV).

El fallamiento prácticamente vertical ha actuado en diferentes momentos de la historia geológica. La paraconcordancia que existe entre las unidades del Grupo Tepuel y la Formación Lepá indicaría un movimiento de estas características; éste habría desarrollado un pronunciado relieve ya que los primeros depósitos mesozoicos presentan, como se mencionara, conglomerados

con clastos de hasta 70 centímetros. Regionalmente, el movimiento tectónico previo al magmatismo extensional mesozoico ha sido señalado como epirogénico (Dalziel et al., 1987).

Por otra parte, durante el Cenozoico es posible que también hayan existido movimientos fundamentalmente verticales. El aglomerado de la Formación Huaiqui, prácticamente no deformado que cubre la cima de la sierra de Tecka y las fallas paralelas a la sierra que posiblemente desencadenaron los procesos de remoción en masa en el sudoeste del área levantada (Fig.2.IV) sugerirían este tipo de movimientos. En distintos lugares del Chubut Extraandino se han observado movimientos verticales durante el Cenozoico tardío (Lesta et al., 1980; Volkheimer, 1965).

Este comportamiento estructural concuerda con la idea de que la tectónica de la zona se encuentre fuertemente influenciada por la respuesta a los esfuerzos por parte de un basamento rígido. Este comportamiento también es considerado por Spikerman et al. (1993) en las inmediaciones de la sierra de Llanguineo.

De todas maneras, en la sierra de Tecka debió existir un proceso tectónico que determinó el basculamiento de los niveles del Paleozoico tardío y el Lías previamente a la Formación La Cautiva, eocena de acuerdo con Turner (1982).

Es interesante, por otra parte, señalar la influencia que tuvo el fracturamiento en el desarrollo de la geomorfología del área. En las inmediaciones de la afluencia del arroyo Pescado en el río Gualjaina, la sierra de Tecka es atravesada por fracturas

con direcciones N-S y E-O (Fig. 8.IV). Ambas fracturas fueron aprovechadas para la evacuación de las importantes masas de agua que corrieron como resultado de los descongelamientos de los sucesivos pulsos de la glaciación de valle del Pleistoceno superior reconocida por Caldenius (1932).

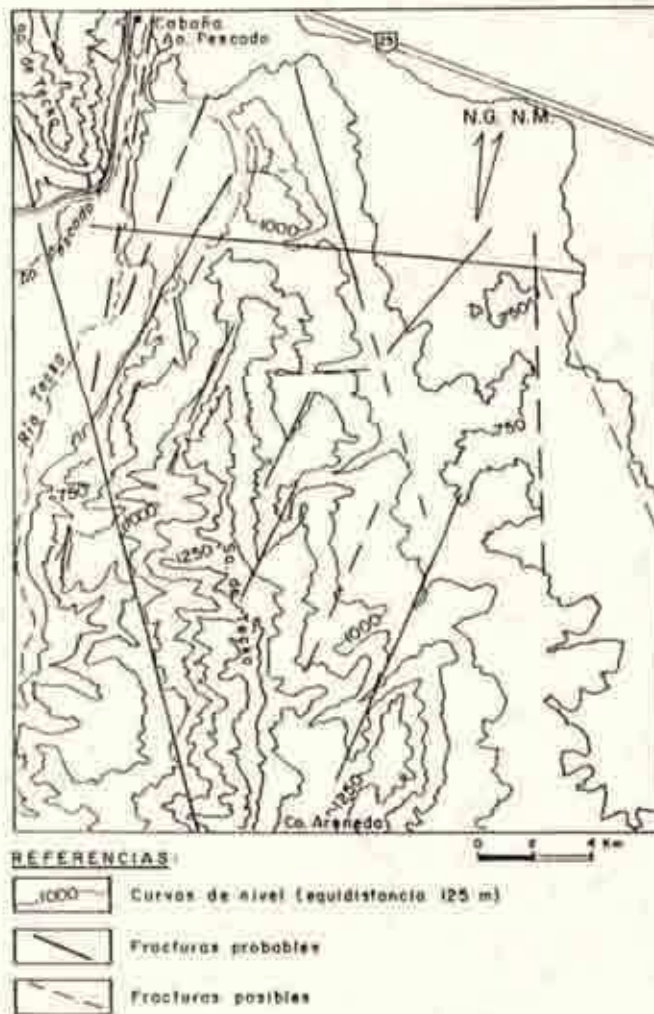


Fig.8.IV. Mapa estructural del extremo septentrional de la sierra de Tecka en las inmediaciones de la estancia de Apiwan.

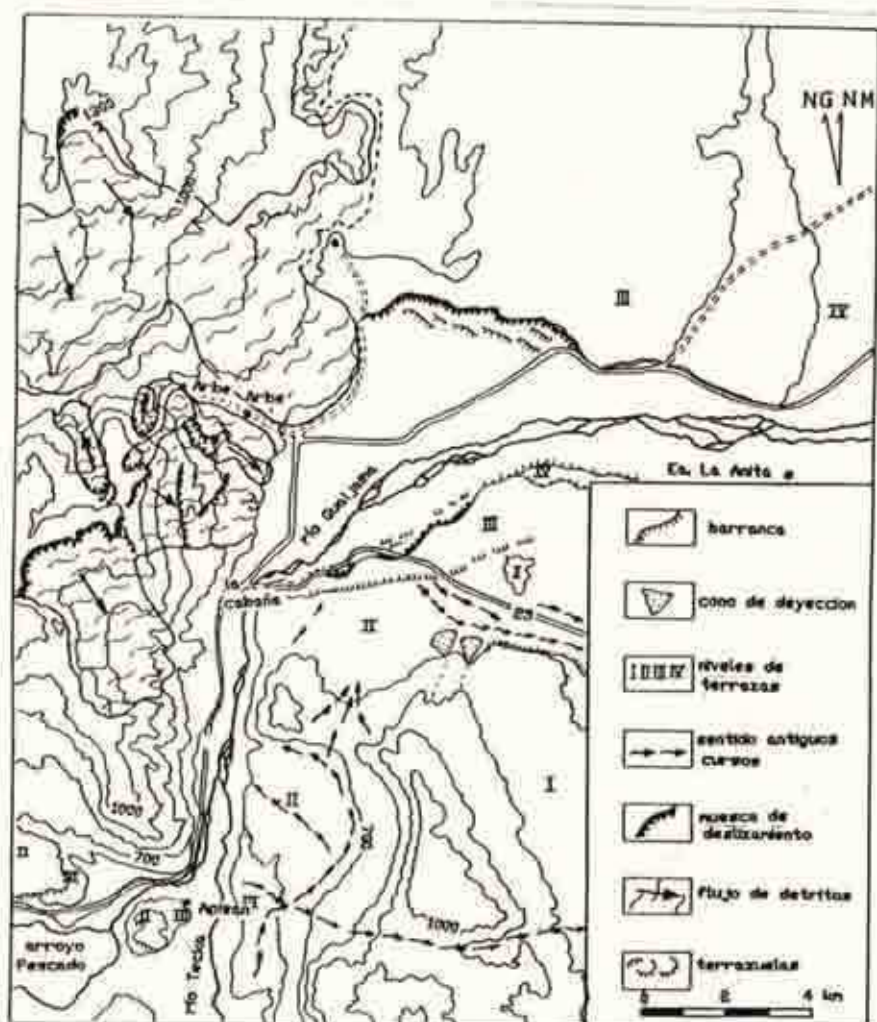


Fig.9.IV. Mapa geomorfológico de las inmediaciones del río Gualjaina.

Es posible que las terrazas fundamentalmente labradas en la margen izquierda del río Gualjaina (Fig. 9.IV), se hayan originado como resultado del agua de deshielo que se habría encauzado subsecuentemente a través de distintas fracturas.

CAPITULO V: PALEOMAGNETISMO DE LITOLOGIAS PERTENECIENTES A LAS FORMACIONES LEPA Y OSTA ARENA.

1. Introducción

Sobre la base de las características generales de la cuenca liásica del Oeste del Chubut (Capítulo III, ítem 2) y de la geología del extremo septentrional de la sierra de Tecka (Capítulo IV), se definieron las pautas que debían seguirse durante el estudio paleomagnético que se desarrolla en este capítulo.

El perfil geológico La Cabaña reunía condiciones apropiadas y atractivas para ser analizado y estudiado paleomagnéticamente como centro principal de este estudio. Como se mencionara, el mismo presenta la mayor sección expuesta de la cuenca y cuenta con datos paleontológicos para determinar su edad. Sus litologías no muestran evidencias de haber sufrido metamorfismo térmico. No obstante, y de acuerdo con los argumentos geológicos considerados en el capítulo anterior, no se puede descartar que hayan existido procesos que hubieran afectado la memoria magnética original de estas rocas. Como se mencionara, en el área afloran gabros que al norte del perfil La Cabaña intruyen a sedimentitas liásicas y regionalmente, la edad de los mismos ha sido considerada desde liásica hasta cretácica (Turner, 1982; Page, 1984). También en el capítulo anterior (ítem 3.5) se ha mencionado la presencia de diques andesíticos posiblemente terciarios, que también podrían haber afectado la magnetización primaria de las litologías del perfil en estudio. Por otra parte, regionalmente, a lo largo de

las sierras de Tepuel y Tecka afloran cuerpos de rocas graníticas que intruyen al Grupo Tepuel y a entidades de la cuenca liásica (Spikermann, 1978; Turner, 1982; Spikermann et al., 1990).

Desde el punto de vista estructural, también existían incertidumbres. Como se señalara en el capítulo anterior, los lineamientos que afectan al área, poseen predominantemente direcciones análogas a las de las fracturas de los Sistemas Gastre y Comallo (Coira et al., 1975). Dado que en estos sistemas se han registrado movimientos transcurrentes, no podían tampoco, descartarse rotaciones según ejes verticales que afectarían el área donde afloran las litologías a analizar paleomagnéticamente.

A estas posibles complicaciones magmáticas y tectónicas, se le sumaba el hecho de que las direcciones de magnetización de entidades jurásicas de Sudamérica, se encuentran muy próximas a la dirección del campo dipolar actual y constituyen poblaciones no circulares o fisherianas (cf. Vilas 1974, figura 2).

Por todo lo expuesto, era imprescindible muestrear perfiles con distinta estructura, con al menos uno de ellos distante de la zona descrita en el capítulo IV y valorar las magnetizaciones que se aislaran con la prueba de estructura descrita en el capítulo I, ítem 6.

De modo que además del perfil La Cabaña (LC) se muestrearon dos perfiles complementarios. Uno de ellos correspondiente a la Formación Lepá: perfil Río Gualjaina (RG) y el otro correspondiente a la Formación Osta Arena ubicado aproximadamente a 150 km en dirección SE de los otros dos: perfil Cañadón

Redondo Epul (CRE) (Fig. 1.V).

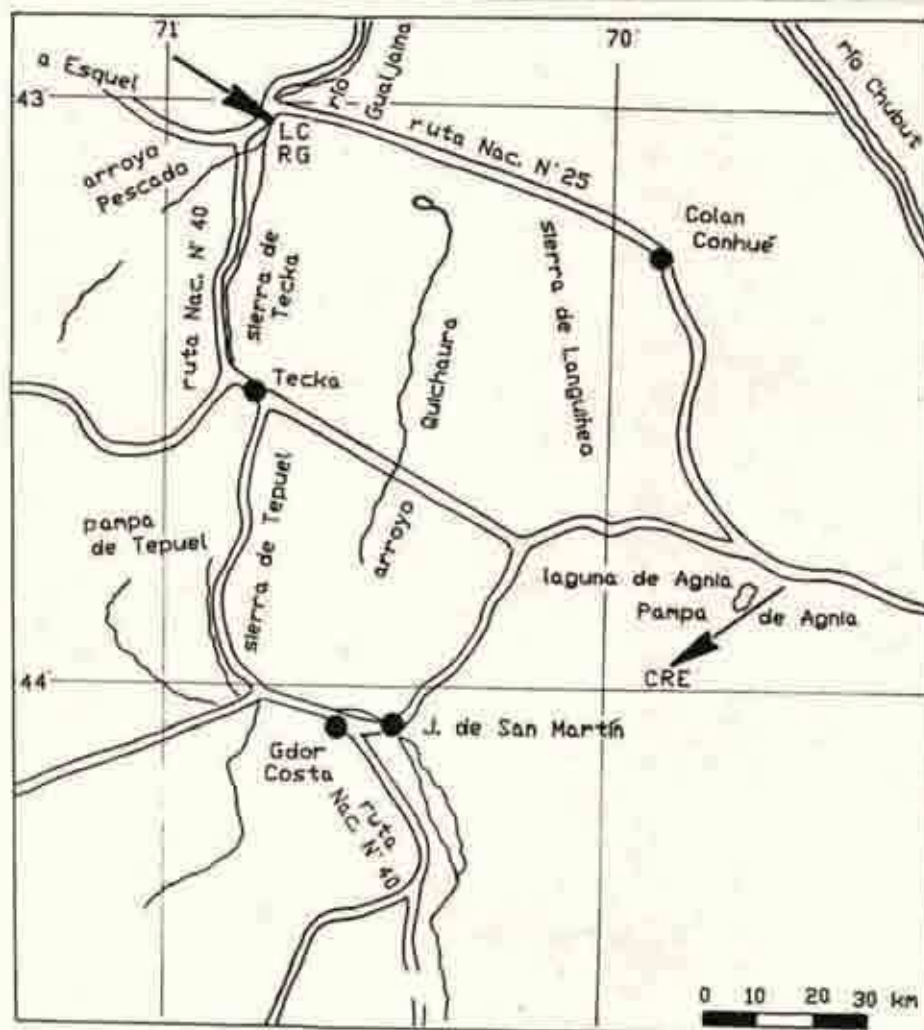


Fig.1.V. Mapa de Ubicación relativa de los perfiles de la Cuenca Liásica del Oeste del Chubut analizados paleomagnéticamente. En las cercanías del puente sobre el río Gualajaina se encuentran los perfiles LC y RG correspondientes a la Formación Lepá. El perfil CRE pertenece a la Formación Osta Arena.

2. Paleomagnetismo de secciones de la Formación Lepá aflorantes en las inmediaciones del río Gualajaina.

La Fig. 2.V es una versión extractada y simplificada de la Fig.2 IV. En ella se señalan los dos perfiles analizados paleomagnéticamente en la margen derecha del río Gualjaina.

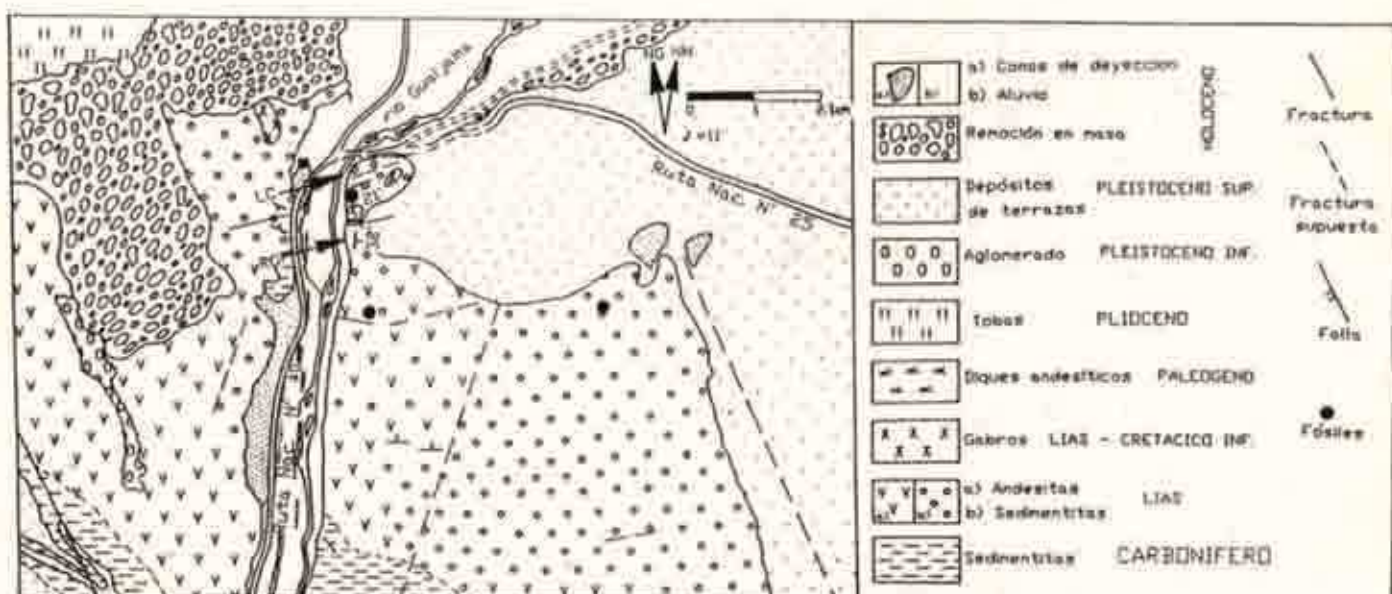


Fig.2.V. Mapa geológico simplificado del representado en la Fig. 2.IV. Geología reconocida entre el arroyo Pescado y el puente sobre el río Gualjaina. Las flechas señalan los dos perfiles analizados paleomagnéticamente. Perfil La Cabaña (LC) y Perfil Río Gualjaina (RG).



Fotografía A.V. Panorama general del perfil LC (azimut= 81° , inclinación= 21° sur).

La sección analizada del perfil La Cabaña (Lat.= $43^{\circ} 1' S$, Long.= $70^{\circ} 44' O$), (Fotografía A.V) tiene un espesor del orden de los 250 m (Fig. 3.V) y su actitud estructural media es azimut 81° e inclinación 21° al sur ($N=25$, $K=235.504$, $A_{es}=1.9$). Como se señalara, esta secuencia está constituida por entidades piroclásticas y epiclásticas. En la Fig. 3.V se señala la ubicación de las muestras obtenidas de este perfil. Tanto las muestras de éste como las de los perfiles complementarios fueron orientadas al norte geográfico y al plano horizontal.

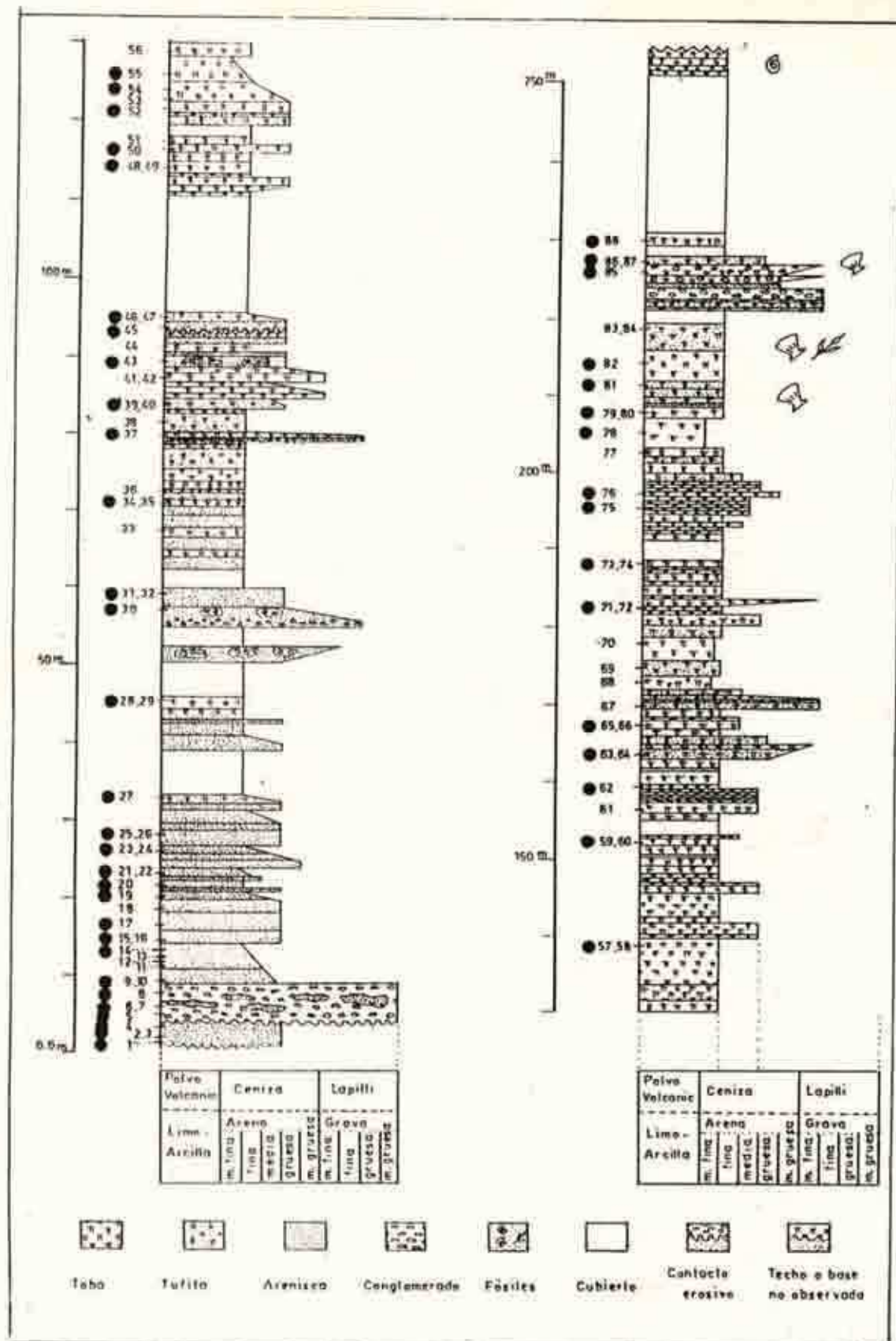


Fig. 3.V. Ubicación relativa de las muestras para estudios paleomagnéticos en el perfil LC. Con círculos negros se señalan los niveles muestreados de los que se pudieron obtener MRE.



Fotografía B.V. Panorama general del Perfil RG (azimut= 1° , inclinación= 32° este).

Como se mencionara en el capítulo IV (ítem 3.2) un km al sur del perfil LC aflora una sección litológicamente correlativa con un espesor del orden de los 100 m (Fotografía B.V), a la que denominamos perfil Río Gualjaina (RG), (Lat.= $43^{\circ} 1' 35''$ S, Long.= $70^{\circ} 44' W$). La actitud estructural media de este perfil es azimut 1° , inclinación 32° al este ($N=3$, $K=1952.34$, $A_{95}= 2.8$). De acuerdo con lo mencionado en el capítulo IV, además de contar con rocas piroclásticas esta sección está constiuida por bancos de andesita. En la Fig. 4.V se encuentran ubicadas las muestras recolectadas en este perfil.

este



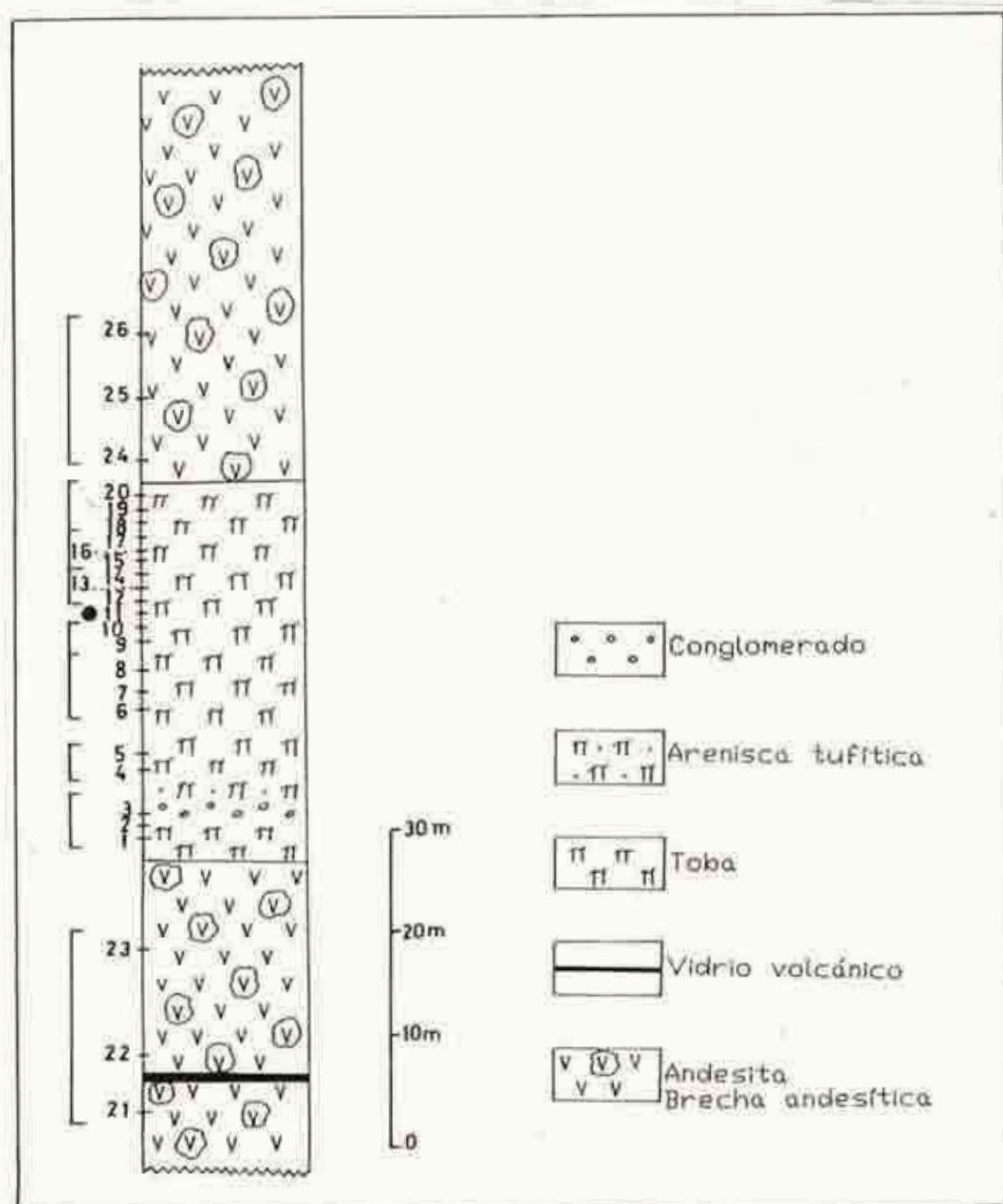


Fig. 4.V. Ubicación relativa de las muestras para estudios paleomagnéticos en el perfil RG. Con un círculo negro se señala el nivel muestreado del que no se pudo obtener una MRE. Entre corchetes niveles cuyas MRE fueron promediadas.

2.1. Tareas de laboratorio y gabinete de muestras recolectadas de los perfiles La Cabaña y Río Gualjaina

Del perfil LC se obtuvieron una o dos muestras por nivel a analizar con una frecuencia media de 3.5 metros. De cada muestra se obtuvieron 1 ó 2 especímenes, de modo que 10 niveles contaron, lamentablemente, con un sólo espécimen. En los niveles con más de uno, se pudo corroborar la consistencia interna del nivel; por lo cual posteriormente, solamente ellos fueron utilizados en la obtención del PP de las unidades liásicas analizadas. El perfil complementario fue muestreado con una frecuencia media de 1.7 m en la sección de niveles clásticos y de 5 m en las secciones de niveles lávicos. En general sólo se analizó una muestra por nivel. Excepto de los muestras 10-14-16-18-21, de los que se obtuvieron dos especímenes, del resto sólo se obtuvo uno. Como se verá posteriormente, para la obtención del PP, en este perfil se definieron de acuerdo con sus características petrográficas cuatro estaciones paleomagnéticas.

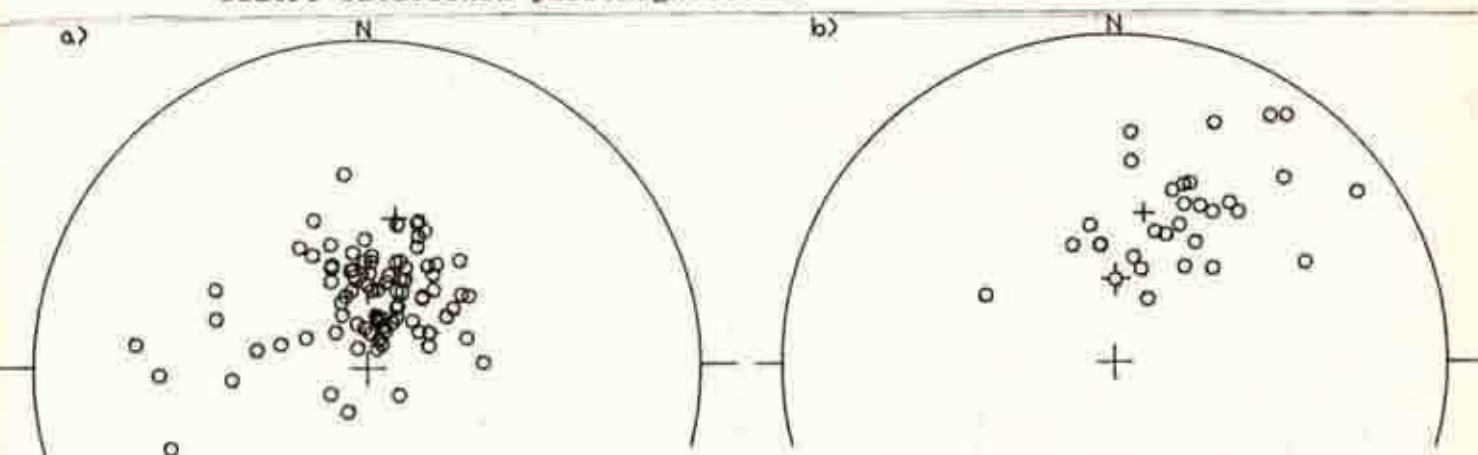


Fig.5.V. MRN de especímenes correspondientes a los perfiles aflorantes en la margen derecha del río Gualjaina. a) MRN del perfil LC. b) MRN del perfil RG. ◊ Campo dipolar. + Campo magnético terrestre total.

De las muestras recolectadas en ambos perfiles se obtuvo un total de 142 especímenes. En la Fig. 5.V a y b se observan las MRN de aquellos en los que se logró posteriormente un magnetización estable. La medición de estas direcciones como las obtenidas luego de los procesos de desmagnetización se efectuaron en un magnetómetro rotativo de lectura analógica (Vilas, 1979) y otro marca DIGICO. Las intensidades de las MRN fueron muy bajas (el valor medio de las mismas es $1.45 \times 10^{-3} \text{ Am}^{-1}$), por lo cual varios especímenes con etapas de desmagnetización avanzadas fueron medidos más de una vez, con el fin de corroborar la dirección que se obtuvo. No se consideraron mediciones con intensidades menores a los 10^{-4} A.m^{-1} , límite de confiabilidad de medición de los magnetómetros empleados (cf. Rapalini y Vilas, 1991).

Ochenta y seis especímenes, denominados pilotos (el 60 % respecto del total), fueron destinados a procesos de desmagnetización paulatinos. El 23 % del total de los especímenes fueron pilotos sometidos a desmagnetización por campos alternos; un porcentaje igual fue desmagnetizado termicamente. El 14 % de los especímenes respecto del total fueron pilotos lixiviados químicamente; posteriormente estos especímenes fueron desmagnetizados empleando las técnicas anteriores. Estas técnicas fueron detalladamente descriptas en el primer capítulo (item 3).

La desmagnetización por campos alternos se llevó a cabo con un equipo construido en la Universidad de Buenos Aires (Vilas, 1966). El procedimiento se inició con una etapa de 7 mt en el 80

% de los especímenes pilotos sometidos a esta desmagnetización. En el restante 20 %, la etapa inicial fue de 10 militeslas. Luego de esta etapa, y de acuerdo con la evolución particular de cada espécimen y el comportamiento general que se observaba, en cada una de las sucesivas se efectuaron incrementos de 5 ó 10 mt hasta el valor pico de 30 militeslas. Posteriormente, en las etapas restantes se efectuaron incrementos de 5 mt, hasta alcanzar los 40, 45, 50 ó 55 mt de acuerdo con la intensidad residual del espécimen analizado. Las MRE aisladas a través de este tratamiento se encontraron predominantemente dentro de un rango de 30-40 militeslas.

La desmagnetización térmica se efectuó con un horno marca Schonstedt. Posteriormente a cada etapa, se midió la susceptibilidad de los especímenes con la finalidad de observar si se habían producido cambios mineralógicos debidos a la acción térmica. La etapa inicial del 54 % de las muestras sometidas a este tratamiento fue de 70 ° C; en estos casos la segunda etapa fue de 100 ° C. En las restantes etapas se aplicaron incrementos de 50 ó 100 ° C, hasta los 450 ° C ó 500 ° C. A partir de cualquiera de estas etapas, y de acuerdo con el comportamiento que se observaba en los especímenes y si aun perduraba intensidad residual posible de medir, se efectuaron etapas de desmagnetización con incrementos de 30, 20 ó 10 ° centígrados. La etapa inicial del 16 % y el 30 % de los especímenes pilotos sometidos a este tratamiento fue de 100 ° C y 200 ° C respectivamente. Se efectuaron luego de estos lavados, etapas con

incrementos analógicos a los anteriormente mencionados. Las direcciones estables obtenidas luego de este tratamiento se aislaron predominantemente entre los 300 y 400° centígrados. Las temperaturas de bloqueo observadas más comunmente estuvieron entre los 450 y 500 ° C; las temperaturas de Curie más comunes que sugirieron los comportamientos magnéticos (entre los 500 y 580 ° C) señalaron como portadores de la remanencia aislada a minerales de la serie de las titanomagnetitas.

Del total de los especímenes analizados por campos alternos o por altas temperaturas, el 40 % presentó, independientemente de las litologías analizadas, un comportamiento al que se categorizó como muy confiable. Los especímenes con este comportamiento se caracterizaron por presentar una dirección magnética bien definida. En la Fig.6.V.a,b y c se observa el comportamiento de tres especímenes con estas características. Dos de ellos pertenecen a un mismo nivel de andesitas, el restante a un nivel estratigráfico clástico. En la Fig.6.V a se observa que el espécimen de andesita desmagnetizado termicamente, posee una componente viscosa, que es del orden del 10 % de la MRN, que es eliminada a los 100 ° centígrados. En este espécimen la temperatura de bloqueo es del orden de los 500 ° C; finalmente el espécimen pierde prácticamente su memoria magnética a los 580 ° C, lo cual sugiere que el mineral portador de la remanencia es magnetita (temperatura de Curie 578 ° C, ver Capítulo I, ítem 1). Precisamente, un análisis de minerales opacos reveló que estas muestras presentaban cristales de magnetita (Fotografía C.V).

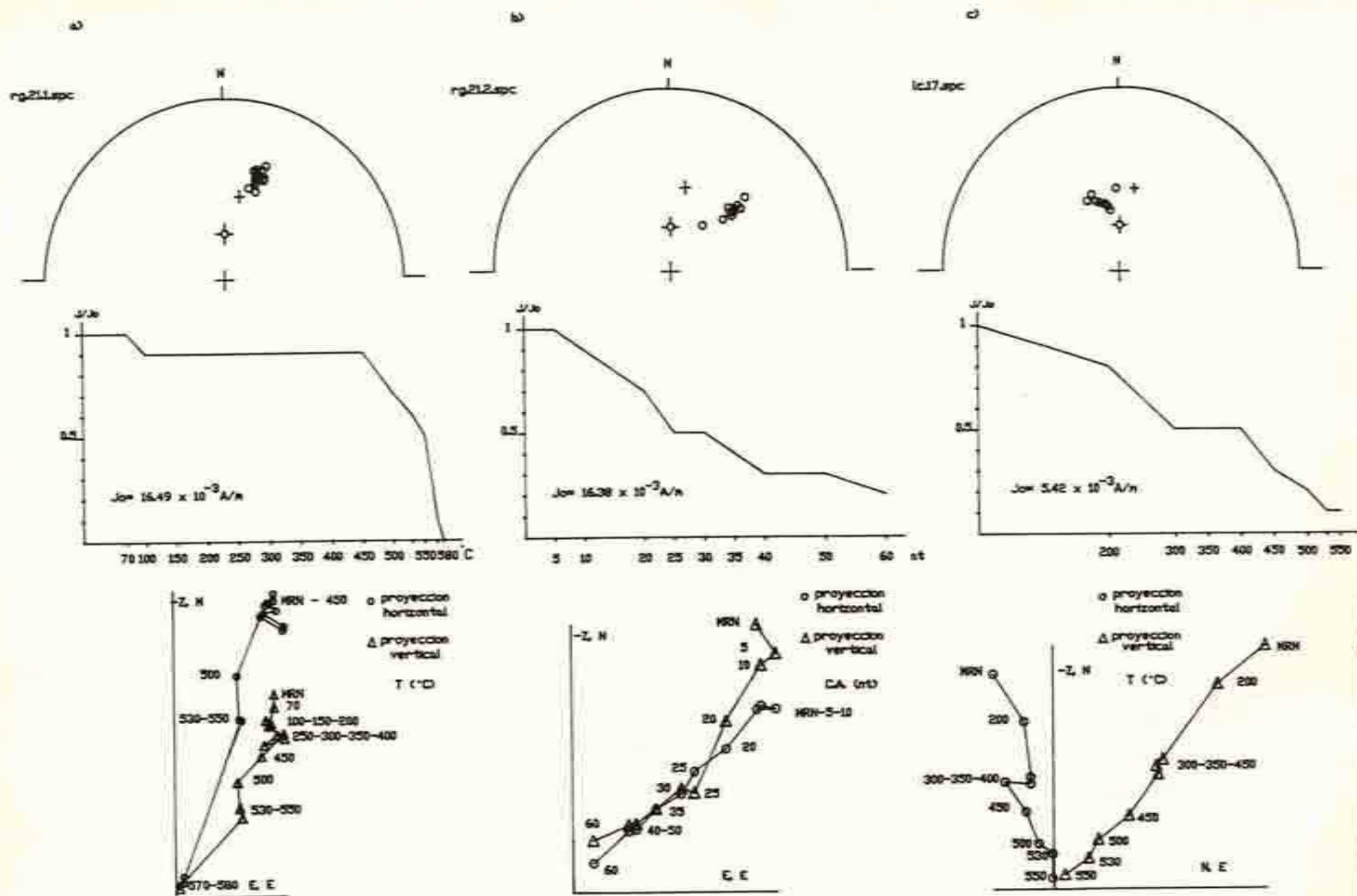
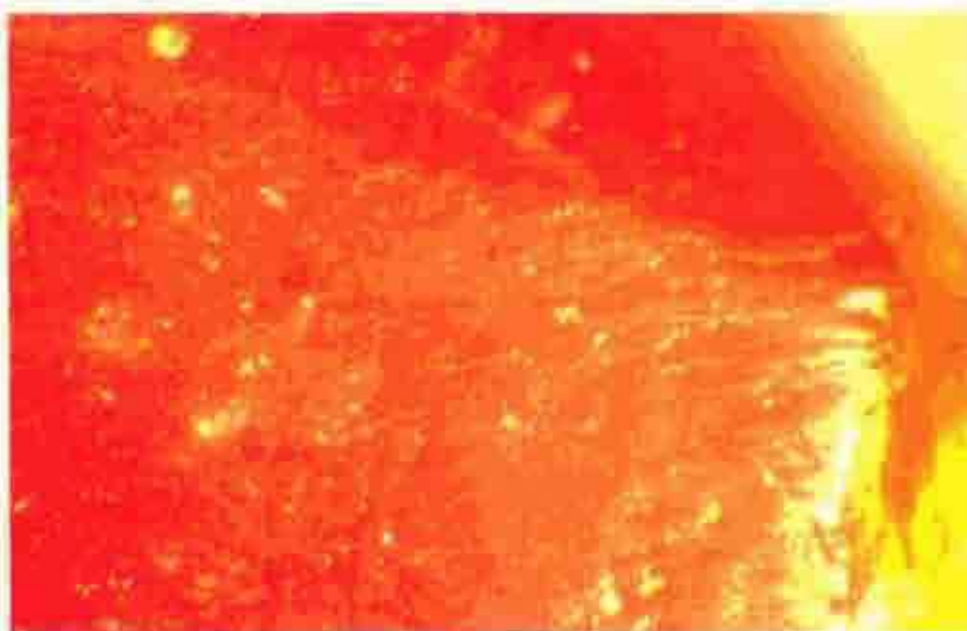


Fig.6.V. Comportamiento magnético de especímenes que presentaron una dirección predominante. a) y b) Especímenes de un mismo nivel estratigráfico de andesitas. a) Desmagnetización térmica. b) Desmagnetización por campos alternos. c) Especimen de un nivel estratigráfico sedimentario sometido a desmagnetización térmica.



Fotografía C.V. Mineral de magnetita observado en un corte pulido del espécimen RG 21. (aumento x 35).

El 33 % de los especímenes pilotos desmagnetizados por las técnicas clásicas de campos alternos o altas temperaturas, presentaron un comportamiento de confiabilidad moderada (Fig. 7.V. a y b). En estos casos las direcciones obtenidas luego de cada etapa, si bien se concentraron en un área, presentaron mayor dispersión y sus comportamientos magnéticos se definieron pobremente. Este tipo de comportamiento fue observado independientemente del tipo de lavado. Por ejemplo, el espécimen LC 29 b (Fig.7.V.a) fue sometido a desmagnetización térmica y el espécimen LC 19 a (Fig. 7.V.b) fue procesado por campos magnéticos alternos. De todas maneras, las direcciones aisladas en los tres especímenes compañeros de LC 29 b fueron coherentes con las aisladas en éste. El espécimen compañero de LC 19 a, sometido a desmagnetización térmica (Fig. 7.V.c) presentó un

comportamiento magnético mejor definido y sus direcciones de MRR fueron coherentes con las de aquél.

Finalmente, el 27 % de los especímenes sometidos a las dos técnicas de desmagnetización mencionadas presentaron comportamientos inestables. En la Fig. 3.V y 4.V se encuentran señalados con círculos negros los niveles en los cuales no pudo aislarse una dirección de magnetización debido al comportamiento mencionado.

Es importante señalar que en el perfil LC algunos estratos se encuentran teñidos parcialmente por óxidos de hierro recientes. Dado de que estos son factibles de ser lixiviados con ácido clorhídrico, mientras que los minerales de la serie de las titanomagnetitas (que como se mencionara, presentan la remanencia a aislar) no son prácticamente atacables por este ácido (Dr. H. Llambías, com. personal), el 23 % de los especímenes pilotos fue sometido a lavados químicos.

Para efectivizar estos lavados se efectuaron cortes transversales a los especímenes y se reabrieron las pequeñas fracturas rellenas por óxidos meteóricos que presentaban algunos de ellos. El tratamiento se llevó a cabo utilizando ácido clorhídrico 7 normal calentado a 70 ° C para activar su acción.

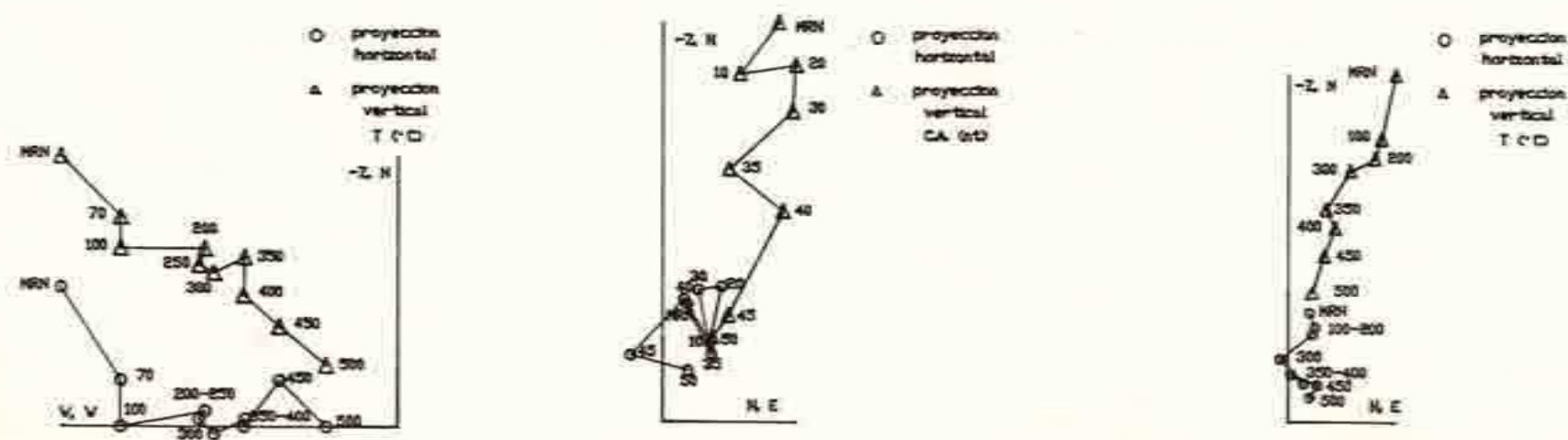
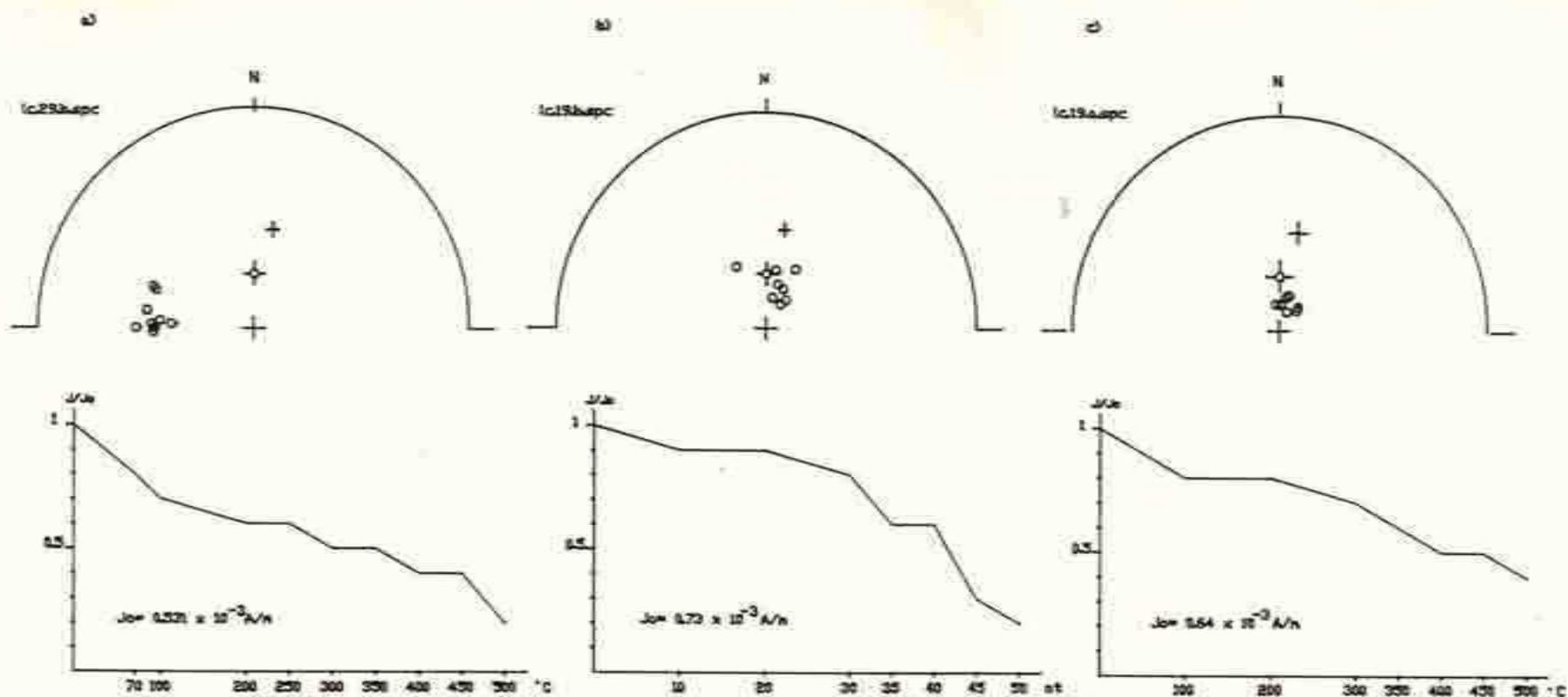
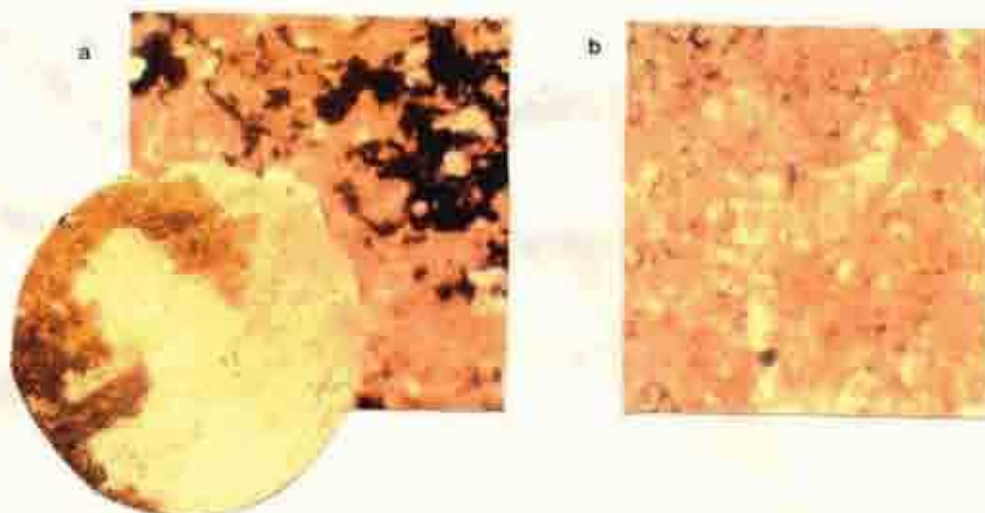


Fig.7.V. a y b. Comportamientos magnéticos de confiabilidad moderada o pobremente definidos. a) Especimen sometido a desmagnetización térmica. b) Especimen procesado por campos alternos. c) Especimen compañero del anterior desmagnetizado térmicamente. Ver texto por mayor información.

Las fotografías D.V. a y b corresponden a dos cortes petrográficos de una misma muestra antes y después de haber sido tratados químicamente a 70° C durante 170 horas.



Fotografía D.V. Cortes petrográficos de una misma muestra del perfil LC. a) Sin tratamiento químico. b) Luego de tratar la muestra con HCl 7 normal a 70° C, durante 170 horas, (aumento x 35).

El tratamiento se desarrolló en etapas, luego de cada una de las cuales se efectuó una desmagnetización por campos alternos de 3 mt, como medida precautoria, a fin de borrar cualquier MRV que pudiera haberse generado durante la lixiviación química. Las etapas de lixiviación fueron: 2 horas y 30 minutos, 8 hs. y 40 min., 24 hs., 48 hs., 72 hs., 120 hs. y 170 hs. En dos especímenes (LC 51 y LC 56) luego del primer y segundo "lavado" químico la intensidad disminuyó a menos del 90 %, las direcciones medidas en las etapas siguientes fueron aleatorias, por lo cual estos especímenes se descartaron. En el resto, luego de la etapa de 170 hs. se aplicaron las clásicas técnicas de desmagnetización empleadas en los pilotos anteriores.

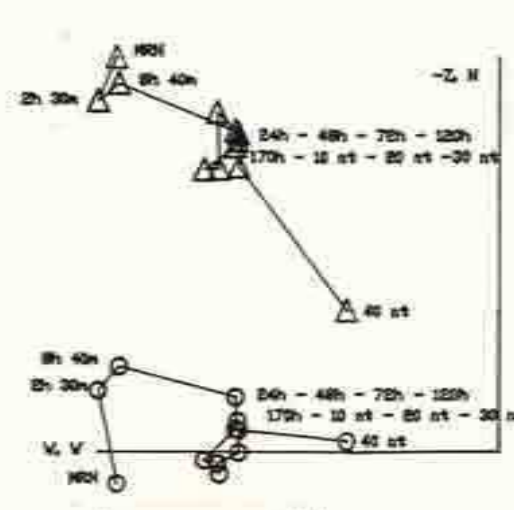
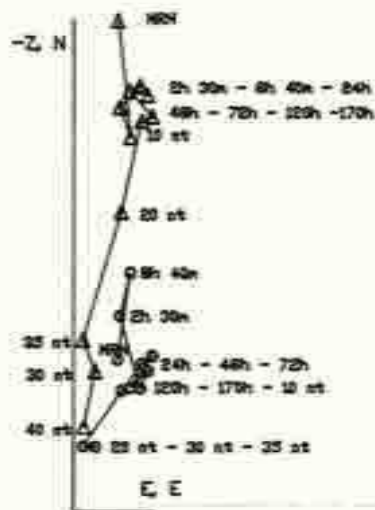
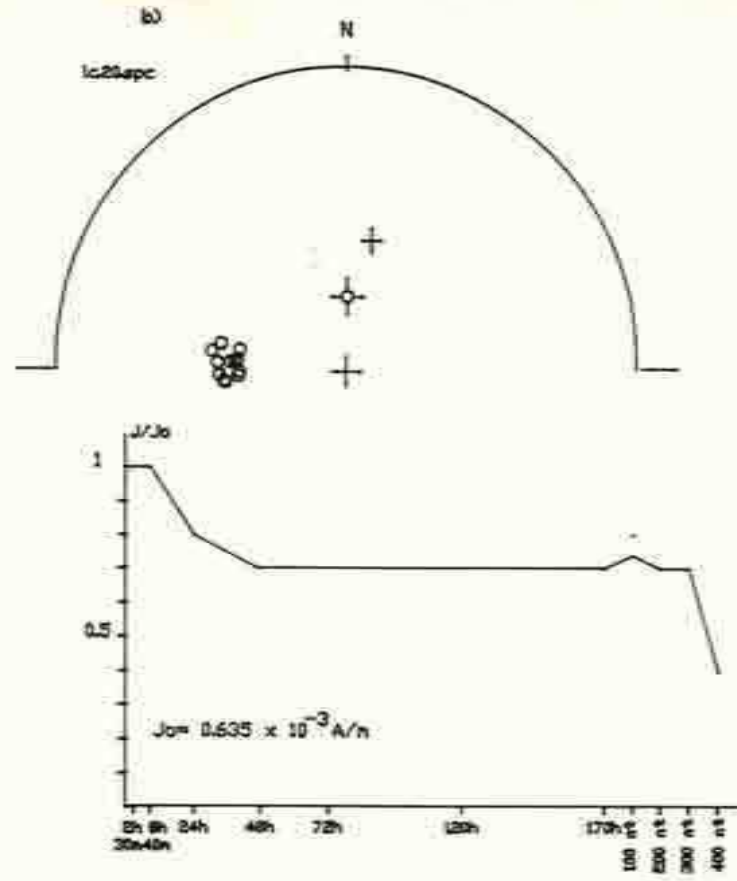
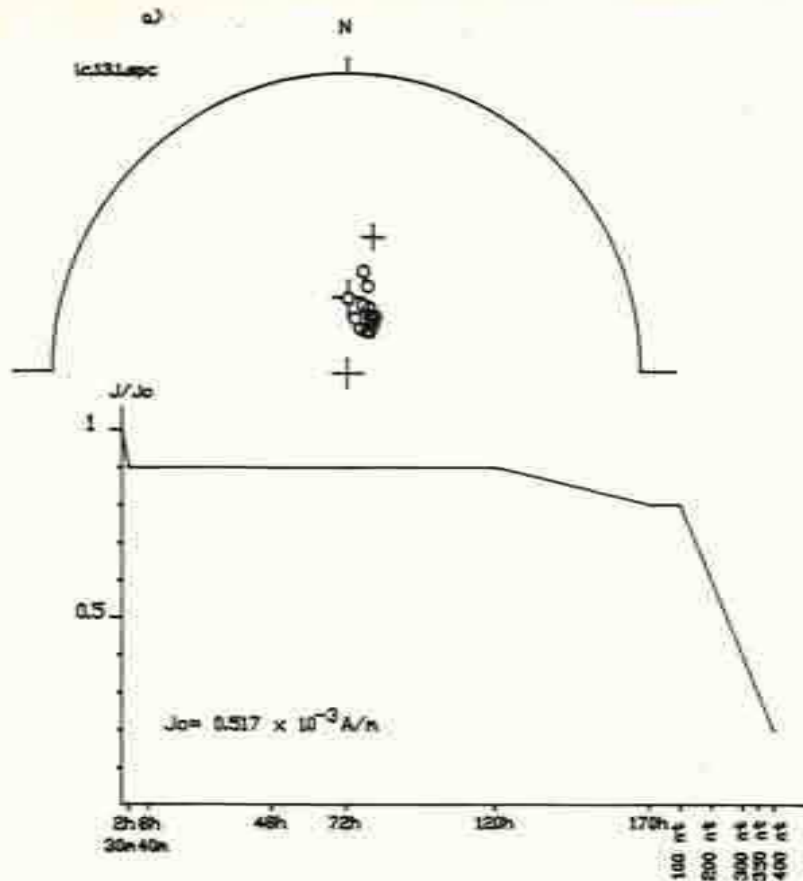


Fig. 8.V.a y b. Comportamiento de dos especímenes sometidos a lavados químicos, luego de la etapa de 170 hs. se les efectuó a los mismos desmagnetizaciones por campos alternos en etapas de 100, 200, 300, (350) y 400 militeslas. Ver texto por mayor información.

En la Fig. 8.V a y b se observa el comportamiento de dos especímenes sometidos a lavados químicos y posteriormente tratados por campos alternos (en etapas progresivas hasta 400 militeslas). En los mismos, entre el 20 y 30 % de la MRN era aportado por óxidos de hierro modernos. El espécimen LC 20 luego de las etapas de lavado químico, al ser sometido a 10 mt experimenta un pequeño aumento en la intensidad. Ello puede deberse, tal vez, a la destrucción de una componente de bajas fuerzas coercitivas de prácticamente sentido opuesto a la dirección que prevalece posteriormente. Sin embargo, no se descarta que este comportamiento haya sido fruto de un proceso de laboratorio. De todas maneras, en ambos casos se observa que la desmagnetización por campos alternos afecta prácticamente a una única componente.

Sobre la base del comportamiento de los especímenes pilotos a los tratamientos impuestos, en el resto de los especímenes se aplicaron desmagnetizaciones apropiadas para aislar la MRE de los mismos. En los especímenes que presentaban evidencias de óxidos de hierro modernos se efectuó, previamente, un lavado químico de 150 horas.

Las MRE en los perfiles LC y RG se obtuvieron finalmente de la siguiente manera: en los especímenes pilotos se promediaron las direcciones en las que se aislaba dicha magnetización, tomando como umbral de confiabilidad un valor del parámetro estadístico K mayor o igual a 10 (definido en el Capítulo I, ítem 5). Es decir valores menores de dicho parámetro indicarían una

dispersión muy alta de las direcciones aisladas y el comportamiento del espécimen no sería confiable. En los especímenes que no eran pilotos el criterio debió modificarse en ciertas ocasiones. En algunos especímenes si bien las direcciones aisladas se encontraban agrupadas en un área, ed menor número de ellas (dado que se efectuaron menos etapas de desmagnetización) implicaba valores promedio con círculos de confianza mucho mayores que los de las direcciones individuales. En estos casos se tomó una de las direcciones aisladas, con un intervalo de confianza (A_{95}) menor a 15. En la Tabla I.V se encuentran los valores de MRE obtenidos para los niveles del perfil LC y el perfil RG. En esta tabla también se indican los valores de los PGV de todos los niveles estratigráficos analizados; es decir se incluyen incluso datos que no fueron empleados en la obtención del PP de las unidades analizadas, pero que se consideran posteriormente en un análisis del comportamiento del CMT. Más información sobre los especímenes analizados se encuentra en el Anexo II.

Las direcciones obtenidas de las unidades de los perfiles LC y RG se encuentran representadas en la Fig.9.V a y b.

Tal como se desprende de la comparación entre las Fig. 5.V y 8.V, en los especímenes en los que se aisló una dirección estable no se produjeron cambios sustanciales en las direcciones luego de los tratamientos desmagnetizantes.

TABLA I.V FORMACION LEPA

Perfil La Cabaña (LC)

Muestra(s)	MRE in situ		K/Ans	Corr. Est.		MRE correg.		Sitio	PGV	
	Dec.	Inc.		Az.	Bus.	Dec.	Inc.		Lat.S	Lon.E
	(o)	(o)		(o)	(o)	(o)	(o)		(o)	(o)
LC1(2)	33.7	-75.8	1608	81*	21*	36.3	-59.9	1	77.4	194.2
LC2-3(2)	80.5	-84.7	96			3.4	-68.3	2	80.8	267.5
LC4(2)	13.3	-68.1	40			3.2	-47.9	3	75.7	120.7
LC5(3)	77.6	-58.1	116			48.7	-51.4	4	50.5	199.8
LC6-7(2)	328.5	-56.8	33			335.8	-36.9	5	59.8	59.7
LC8(2)	42.3	-36.5	71			33.6	-22.0	6	47.0	161.9
LC9-10(2)	12.6	-62.6	33			4.3	-42.5	7	71.2	121.5
LC11(2)	357.9	-56.9	27			355.6	-36.0	8	66.6	98.9
LC13(2)	16.2	-68.9	519			4.5	-49.0	9	76.3	125.9
LC14(1)	180.3	-63.9	5*			211.9	-83.7	10	32.3	296.9 *
LC15-16(3)	317.4	-58.0	194			328.7	-39.3	11	56.8	48.0 *
LC17(1)	346.9	-48.8	4*			348.0	-27.8	12	59.9	85.6
LC19(2)	12.6	-69.9	59			2.3	-49.6	13	76.4	118.5
LC20(1)	274.4	-44.9	9*			291.6	-36.9	14	29.4	17.8 *
LC21-22(2)	353.3	-55.2	46			352.6	-34.2	15	64.8	92.6
LC23-24(2)	266.4	-35.6	260			280.0	-31.1	16	18.6	13.4
LC25-26(2)	70.1	-64.1	325			38.0	-34.1	17	59.3	196.2
LC27(1)	129.8	-56.9	13*			93.9	-68.4	18	30.3	243.4 *
LC28-29(4)	269.1	-33.6	37			281.5	-28.3	19	18.5	15.7
LC30(2)	335.2	-59.4	24			340.7	-38.9	20	63.5	65.9
LC31-32(2)	12.4	-57.8	55			5.2	-37.8	21	67.7	122.2
LC34-35(2)	326.7	-84.2	11			345.6	-63.6	22	79.3	2.4
LC37(2)	12.3	-64.3	15			3.7	-44.1	23	72.5	120.4
LC39-40(2)	25.5	-34.1	88			20.2	-16.3	24	50.9	142.2
LC43(1)	289.1	-53.9	13*			307.6	-40.9	25	42.9	26.5 *
LC45(1)	38.7	-80.0	6*			6.5	-61.4	26	85.2	194.6 *
LC46-47(2)	49.8	-51.6	358			33.4	-38.0	27	54.7	171.9
LC48-49(2)	3.7	-66.6	87			358.2	-45.9	28	74.1	103.4
LC50(1)	42.4	-63.2	11*			22.2	-47.1	29	66.8	166.8 *
LC52(2)	304.5	-63.2	20			322.8	-46.3	30	56.3	34.3
LC54-55(2)	29.7	-50.1	62			19.4	-32.5	31	39.7	148.1
LC57-58(2)	46.2	-68.0	77			21.0	-52.1	32	70.5	174.1
LC59-60(2)	38.0	-67.7	67			16.8	-50.4	33	72.1	163.0
LC62(1)	25.9	-71.1	15*			8.5	-53.0	34	77.6	144.6 *
LC63-64(2)	43.6	-63.3	42			22.9	-47.4	35	66.5	168.4
LC65-66(2)	51.9	-53.7	61			33.9	-40.5	36	35.7	174.7
LC71-72(3)	11.9	-55.5	47			5.3	-35.4	37	66.0	121.7
LC73-74(2)	17.7	-69.9	17			4.9	-50.0	38	77.1	128.6
LC75-76(2)	47.2	-73.7	54			16.4	-57.2	39	76.4	181.7
LC78(1)	3.0	-67.5	7*			357.7	-46.8	40	74.8	101.4 *
LC79-80(2)	53.7	-38.8	385			32.0	-45.5	41	59.5	177.9
LC81(2)	35.6	-63.4	448			16.9	-47.9	42	70.4	158.7
LC82(2)	28.8	-38.8	337			21.7	-21.4	43	52.8	146.2
LC85(1)	44.6	-73.1	15*			15.9	-56.2	44	76.3	177.2 *
LC86-87(3)	196.9	-87.3	34			347.8	-71.0	45	75.3	317.2
LC88(2)	86.7	-46.4	122			65.0	-44.5	46	35.3	203.7

* No se emplearon en el cálculo del PP-SATS, por contar con un solo espécimen.

FORMACION ERPA: Perfil Rio Guallajana (RG)

Muestra(s)	NRE in situ		K/Asc	Corr. Est.		NRE correg.	Sitio	E Prom.dir.	FGV			
	Dec.	Inc.		At.	Bas.				Dec.	Inc.	Lat.S	Lon.E
	(o)	(o)		(o)	(o)				(o)	(o)	(o)	(o)
RG1(1)	311.5	-42.1	9*	1*	32*	298.6	-21.4					
RG2(1)	29.2	-8.1	8*			25.3	-14.0					
RG3(1)	25.5	-24.3	8*			15.7	-40.3	RG3-3	2.4			
RG4(1)	25.8	-24.9	8*			7.8	-33.8					
RG5(1)	351.2	-48.9	5*			303.9	-49.4	RG4-5	<<5			
RG6(1)	18.1	-43.4	8*			346.0	-44.1					
RG7(1)	17.6	-5.2	8*			12.4	-13.1					
RG8(1)	358.2	-37.5	5*			326.8	-20.7	RG6-8	12.8	61.5 95.2		
RG9(1)	41.0	-28.3	5*			19.6	-44.8					
RG10(2)	24.7	-24.9	2578			355.2	-41.3	RG9-10	56.7	70.0 134.9		
RG12(1)	31.3	-26.2	15*			7.8	-45.8					
RG13(1)	36.5	-13.4	6*			25.3	-24.2					
RG14(2)	29.2	-30.5	1052			6.7	-40.3	RG12-14	43.2	85.7 139.8		
RG15(1)	58.1	-36.9	5*			28.4	-58.8					
RG16(2)	22.7	-41.8	14			1.1	-51.9					
RG17(1)	42.8	-9.8	11*			32.6	-29.2	RG15-17	17.7	68.7 146.3		
RG18(2)	21.2	-56.3	268			332.9	-53.7					
RG19(1)	26.4	-40.6	4*			355.2	-46.5					
RG20(1)	22.8	-69.8	8*			310.3	-60.1	RG18-20	30.3	69.2 34.2		
RG21(2)	31.5	-37.5	20			7.9	-42.2					
RG22(1)	58.0	-22.1	3*			43.2	-46.8					
RG23(1)	5.0	-25.5	6*			348.4	-21.4	RG21-23	48.1			
RG24(1)	38.4	-49.9	6*			352.8	-58.8					
RG25(1)	332.4	-47.2	9*			312.6	-27.2					
RG26(1)	54.5	-41.2	10*			20.9	-61.6	RG24-26	7.8			

FORMACION OSTA ARENA: Perfil Cañadón Redondo Epul (CRE)

Muestra(s)	NRE in situ		K/Asc	Corr. Est.		NRE correg.	Sitio	E prom.dir.	FGV			
	Dec.	Inc.		At.	Bas.				Dec.	Inc.	Lat.S	Lon.E
	(o)	(o)		(o)	(o)				(o)	(o)	(o)	(o)
CRE1(2)	33.7	-36.8	858	11*	14*	22.8	-41.0					
CRE2-3(2)	36.8	-61.0	16			352.1	-59.4					
CRE4(1)	312.2	-55.3	7*			304.7	-42.9	CRE1-4	8.3			
CRE5(1)	24.3	-59.7	8*			359.8	-60.0					
CRE6(1)	47.8	-22.0	3*			41.3	-39.7	CRE5-6	7.8			
CRE7(2)	36.8	-44.4	126			1.1	-44.1					
CRE8(1)	45.1	-3.49	15*			43.5	-31.7					
CRE9(1)	27.8	-52.8	4*			7.9	-58.4					
CRE10(1)	10.2	-51.9	12*			353.3	-49.6					
CRE11(1)	24.1	-54.8	6*			3.8	-55.5	CRE7-11	11.9	69.5 146.0		
CRE12(1)	25.2	-20.2	9*			19.7	-22.9					
CRE13(1)	356.7	-48.5	7*			343.1	-41.4					
CRE14(2)	32.8	-46.1	8*			358.5	-45.0	CRE12-14	17.8	67.4 133.8		
CRE15(1)	22.5	-40.6	11*			10.1	-41.8					
CRE16(1)	324.6	-39.4	13*			318.4	-28.7					
CRE17(1)	20.1	-51.7	0.7*			2.2	-51.7	CRE15-17	11.0	68.8 78.7		
CRE18(1)	119.2	-80.6	4*			250.7	-84.2					
CRE19(1)	3.4	-60.0	8*			342.0	-53.5					
CRE20(1)	23.8	-49.8	5*			346.8	-48.1					
CRE21(1)	10.2	-51.2	5*			353.5	-48.9					
CRE22(1)	8.8	-44.4	8*			355.7	-42.2	CRE18-22	17.4	80.9 32.8		
CRE23(1)	51.4	-42.4	12*			39.2	-30.4					
CRE24(1)	23.8	-51.8	8*			8.1	-52.5					
CRE25-26(1)	11.2	-52.6	36			353.4	-50.8	CRE23-26	30.9	35.0 159.6		
CRE27(1)	1.7	-48.9	12*			347.2	-44.9					
CRE28(1)	1.7	-46.3	1*			348.3	-42.5	CRE27-28	1899.7	69.7 74.0		
CRE29(1)	5.7	-45.6	8*			352.3	-42.6					
CRE30(1)	22.2	-50.7	8*			6.8	-53.4	CRE29-30	89	74.3 182.8		

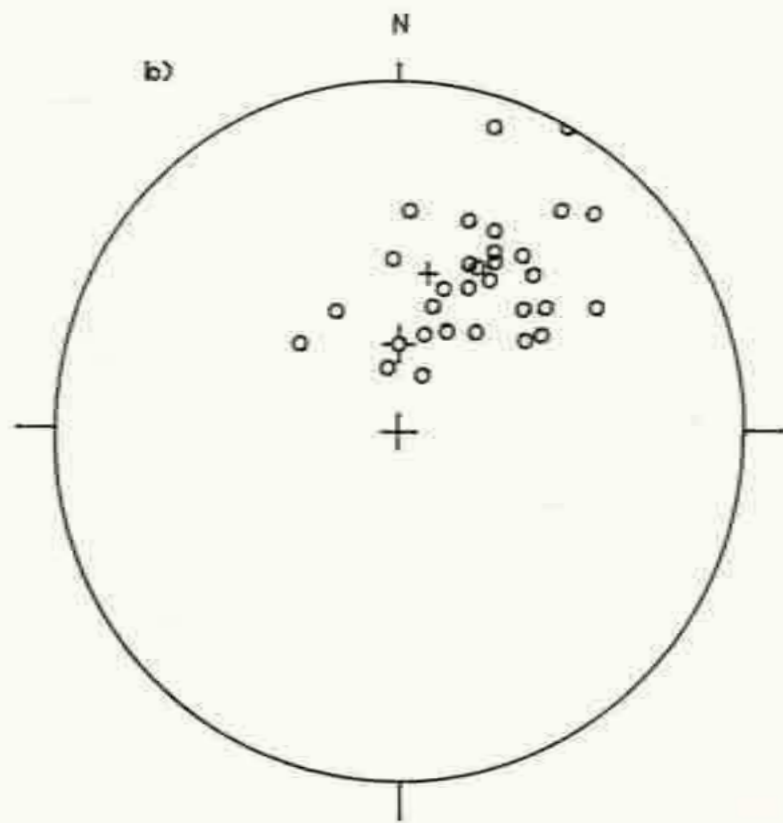
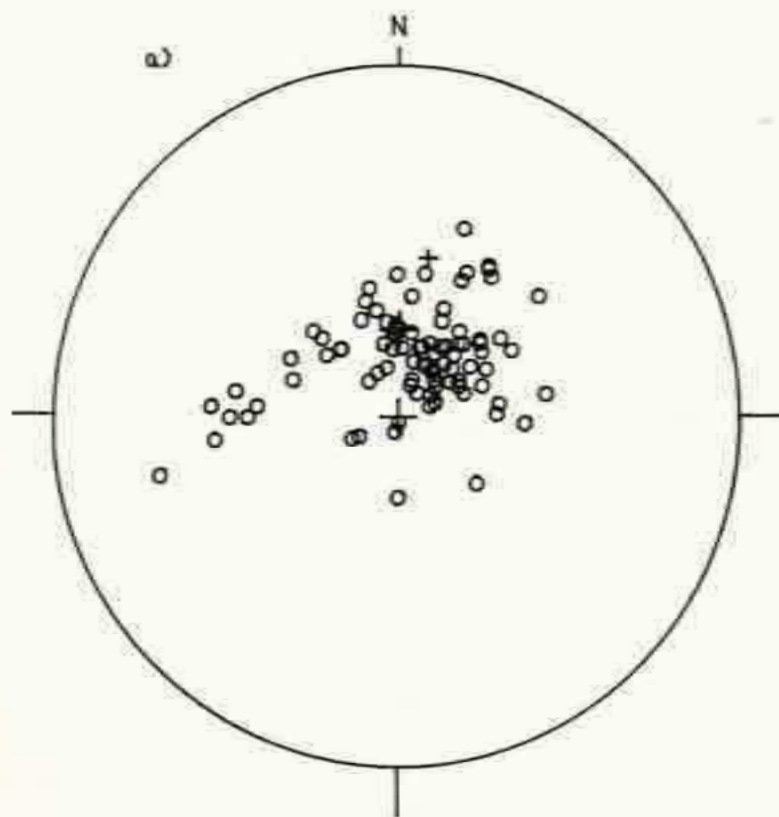


Fig. 9.V. Direcciones de MRE de las secciones aflorantes en la margen derecha del río Gualjaina. a) Perfil LC. b) Perfil RG

3. Paleomagnetismo de la sección de la Formación Osta Arena aflorante al sur del cerro Redondo Epul.

La Fig. 10.V ha sido extractada y simplificada del mapa regional realizado por Nullo (1983). En ella se señala la geología de las inmediaciones del cerro Redondo Epul en donde se ubica el perfil CRE al que se le efectuaron estudios paleomagnéticos.

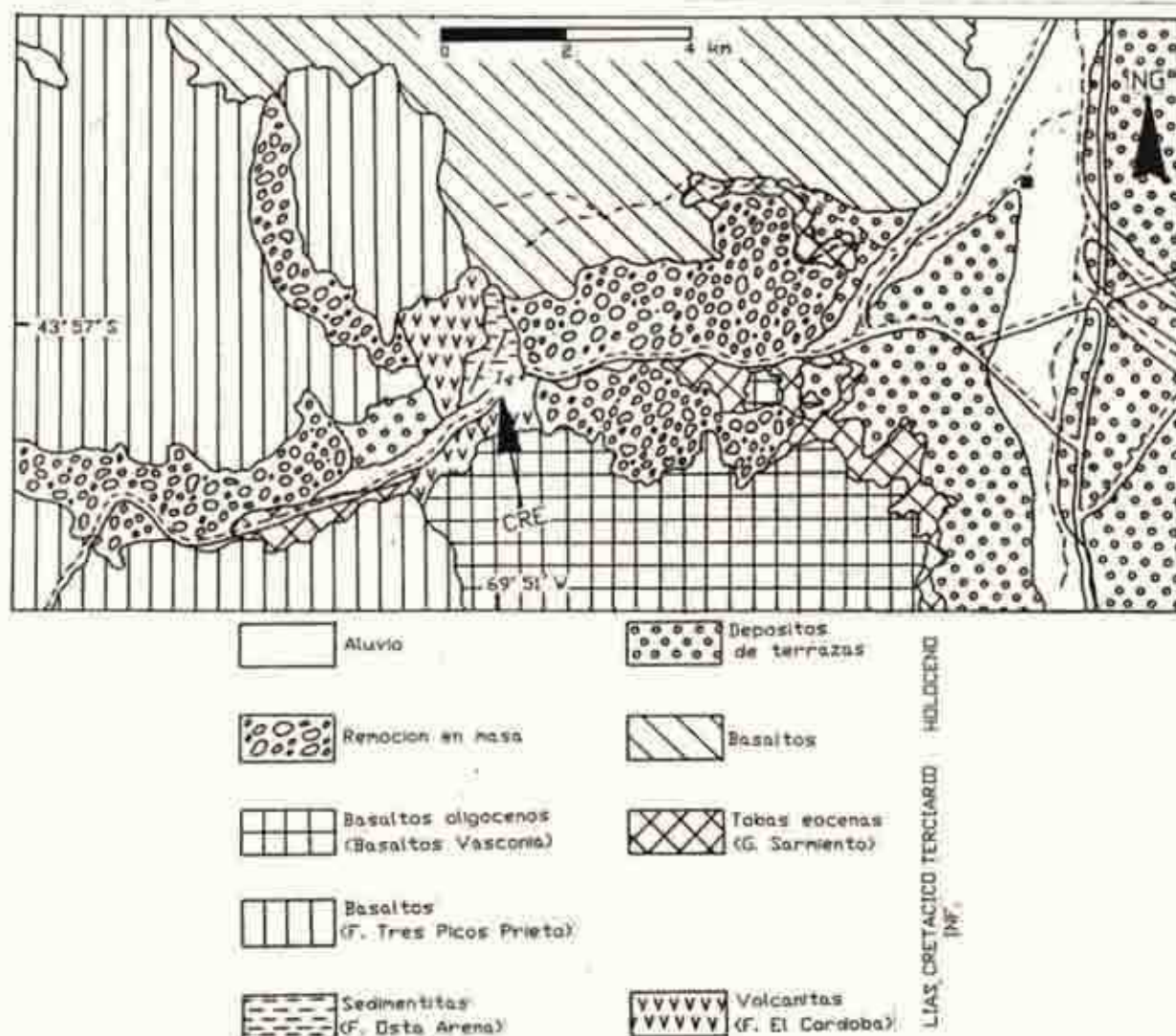


Fig. 10.V. Mapa geológico de las inmediaciones del cerro Redondo Epul. Basado en Nullo (1983).

Como se mencionara en el Capítulo III, ítem 2, la nomenclatura estratigráfica de las entidades liásicas que afloran en la Hoja 45 C: Pampa de Agnia, ha sido muy discutida. Actualmente se ha aceptado con modificaciones menores la propuesta de Blasco et al. (1978). De acuerdo con esta nomenclatura las entidades liásicas que afloran en el área donde se recolectaron las muestras paleomagnéticas, corresponden a la Formación El Córdoba y a la Formación Osta Arena. En esta zona los basaltos que constituyen la Formación El Córdoba se encuentran extremadamente alterados y dislocados, por lo cual no se obtuvieron muestras para los estudios mencionados. En cambio las litologías de la Formación Osta Arena no muestran señales importantes de alteración y la estructura que presentan es fácilmente reconocible.

Las rocas que constituyen la secuencia analizada corresponden a tufitas de grano fino ocres claras, limolitas pardo verdosas y areniscas de grano fino verde oscuras. Nullo (1983) efectuó descripciones detalladas de estas litologías. De acuerdo con el autor mencionado y como se comprobó en el campo, los términos más altos presentan granulometría más gruesa, incluso existen bancos netamente conglomerádicos con clastos de cuarzo.

De acuerdo con el estudio paleontológico realizado por Blasco et al. (1978), a los afloramientos de la Formación Osta Arena del sur del cerro Redondo Epul les correspondería una edad toarciana inferior. Como se mencionara anteriormente a las

sedimentitas analizadas del río Gualjaina les correspondería una edad paleontológica pliensbaquiana superior. Es decir, que existe una pequeña diferencia entre las edades paleontológicas de los términos de los perfiles muestreados. Sin embargo, el lapso que pudo haber mediado entre la depositación de las entidades de estos perfiles no debió haber sido importante. A escala global se ha definido, precisamente, una transgresión marina entre el Pliensbaquiano y el Toarciano inferior (Hallam, 1982).

En la Fig. 11.V se señala la ubicación de las muestras paleomagnéticas recolectadas del perfil de la Formación Osta Arena aflorante en las inmediaciones del cerro Redondo Epul, (Lat.=43° 58'S, Long.= 69° 51'W). La recolección de estas muestras cubrió un espesor de 42 metros. La actitud estructural media del perfil es azimut 11° inclinación 14° este (N=9, K=114.26, A_{es}= 4.8). Varios niveles estratigráficos no fueron muestreados dado el carácter fisil de los mismos.

Durante el muestreo no pudieron ser reconocidos los niveles fosilíferos observados por Blasco et al. (1978). Un análisis microscópico expeditivo de estas litologías, reveló la presencia de glauconita y microfósiles propios del ambiente marino donde se generaron estas rocas (Dr. R. Andreis, com. personal). La presencia de trizas vitreas, por otra parte, es coherente con los procesos volcánicos que acompañaron la sedimentación marina liásica (Capítulo III, ítem 2).

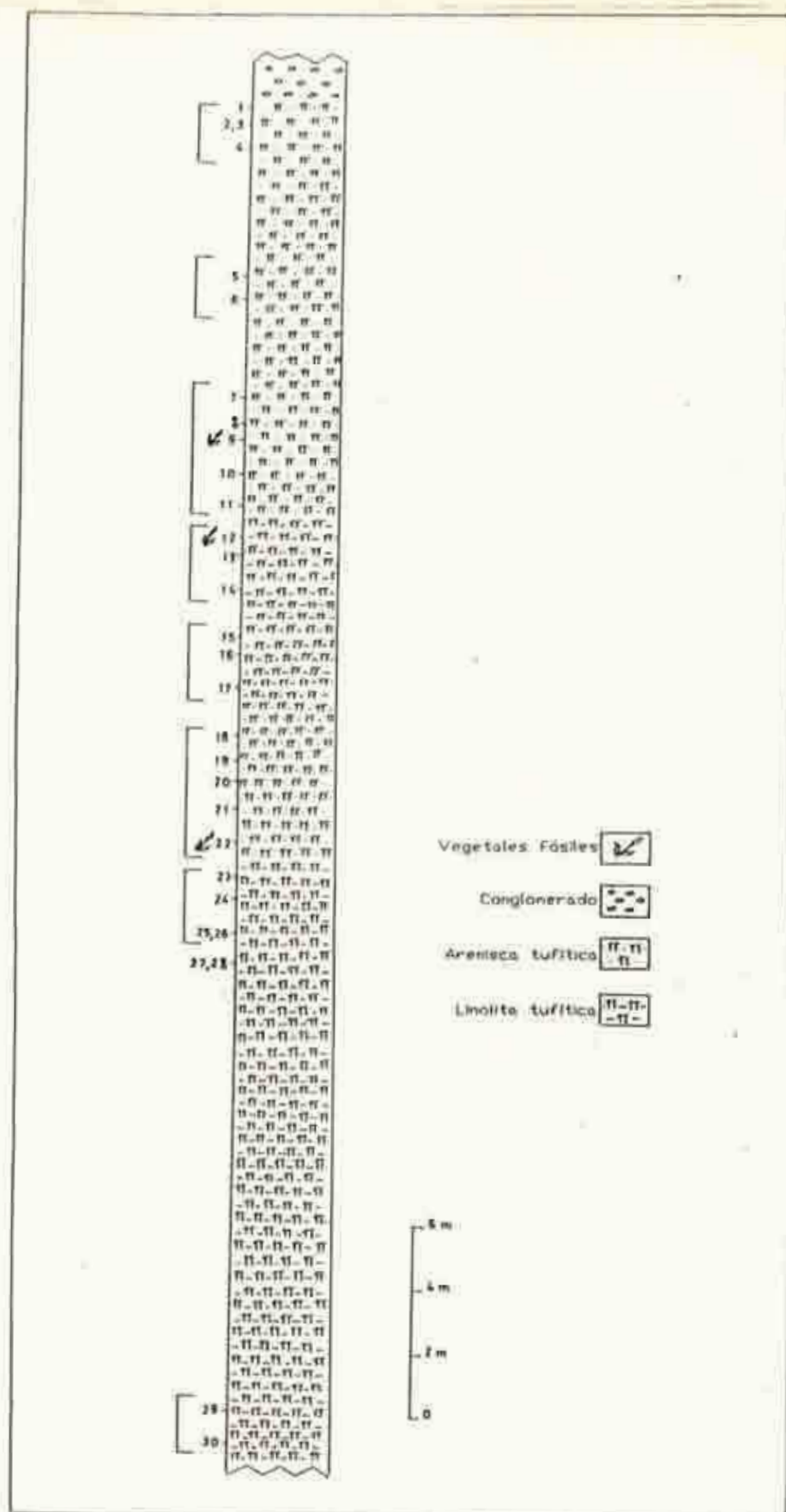
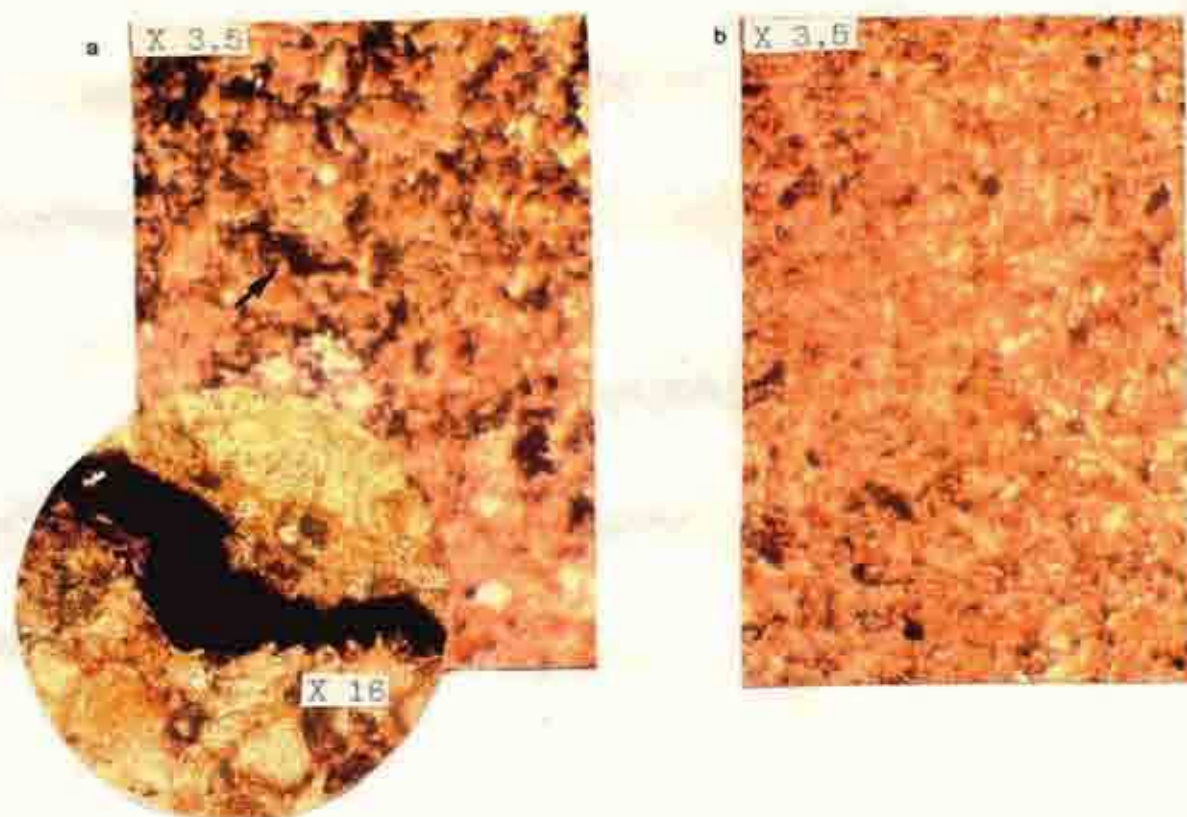


Fig.11.V. Ubicación relativa de las muestras para estudios paleomagnéticos en el perfil CRE. Entre corchetes se señalan los niveles cuyas MRE fueron promediadas.

A su vez, se observaron restos de materia orgánica. Ello sugiere que estas litologías no sufrieron fenómenos oxidantes de importancia. Es decir que la mineralogía portadora de la remanencia magnética no debió sufrir cambios químicos como los que arealmente se observan en los basaltos de la Formación El Córdoba. Las fotografías E.V.a y b corresponden a dos cortes petrográficos obtenidos consecutivamente del cilindro de la muestra CRE 9. El corte petrográfico de la fotografía E.V.b fue tratado con agua oxigenada de 200 volúmenes, lo cual disolvió la materia orgánica que se reconoce en la fotografía E.V.a.



Fotografía E.V.a. Corte delgado obtenido del espécimen CRE 9. La flecha indica la presencia de materia orgánica. b. Corte delgado del mismo espécimen tratado con agua oxigenada de 200 volúmenes. En este caso la materia orgánica ha sido disuelta.

3.1. Tareas de laboratorio y gabinete de muestras recolectadas en el perfil Cañadón Redondo Epul.

El estudio paleomagnético de esta secuencia se desarrolló, en general, en un espécimen por nivel muestreado. Sólo de las muestras CR1 y CR2 se analizaron dos especímenes. En total se analizaron 32 especímenes. Para lograr mayor peso estadístico en cada PGV obtenido en esta secuencia, se definieron, como se detalla posteriormente, ocho estaciones de muestreo de acuerdo con la ubicación de los especímenes analizados. En la Fig. 12.V están representadas las direcciones de las MRN de estos especímenes.

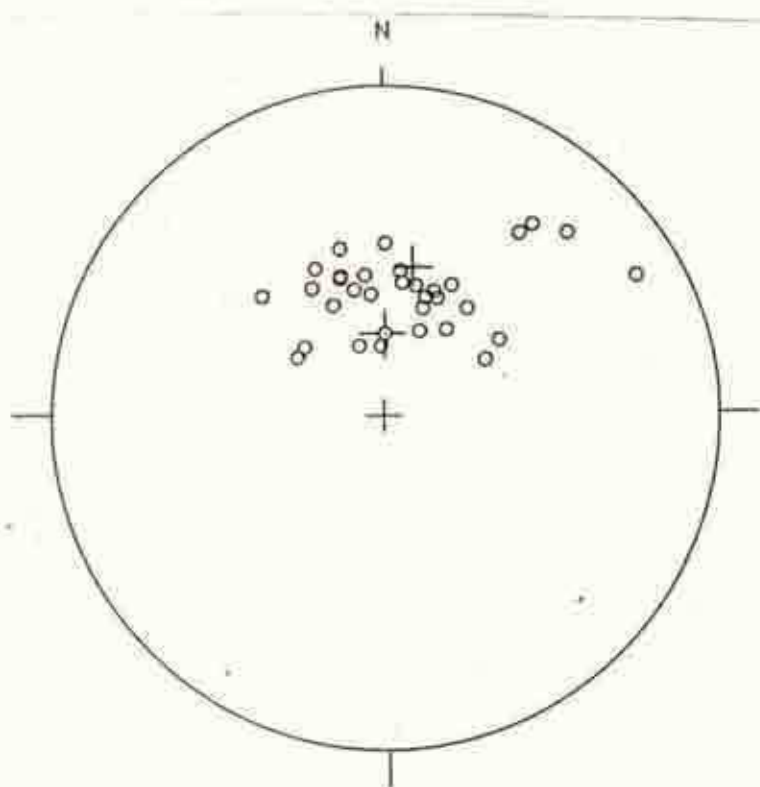


Fig. 12.V. MRN de especímenes correspondientes a la Formación Osta Arena en el perfil CRE.

Dado que el cemento de estas litologías está constituido por óxidos de hierro y algunos niveles de la Formación Osta Arena corresponden a areniscas calcáreas (Nullo, 1983), la estabilidad magnética de las muestras se analizó utilizando solamente el tratamiento por altas temperaturas.

La etapa inicial de desmagnetización fue de 100 ° C ó 200 ° centígrados. De acuerdo a como evolucionó la intensidad y la dirección de cada espécimen, en las etapas posteriores se efectuaron incrementos de 100 ° ó 150° C hasta la etapa de 400 ° ó 450 ° centígrados. A partir de esta etapa en las siguientes se efectuaron incrementos de 50 ° C, 30 ° C, 20 ° C ó 10 ° centígrados.

De acuerdo con el comportamiento magnético de los especímenes analizados en el 10 % de ellos, los minerales portadores de la remanencia magnética corresponden a la serie hematita-ilmenita (Fig. 13.V.c y 14.V.b).

En el resto de los especímenes las direcciones de MRE se registraron en minerales de la serie de las titanomagnetitas (Fig. 13.V.a, 13.V.b y 14.V.a). Las temperaturas a las que se aislaron las direcciones de MRE correspondieron, generalmente, a un rango entre los 400 ° C y 500 ° centígrados.

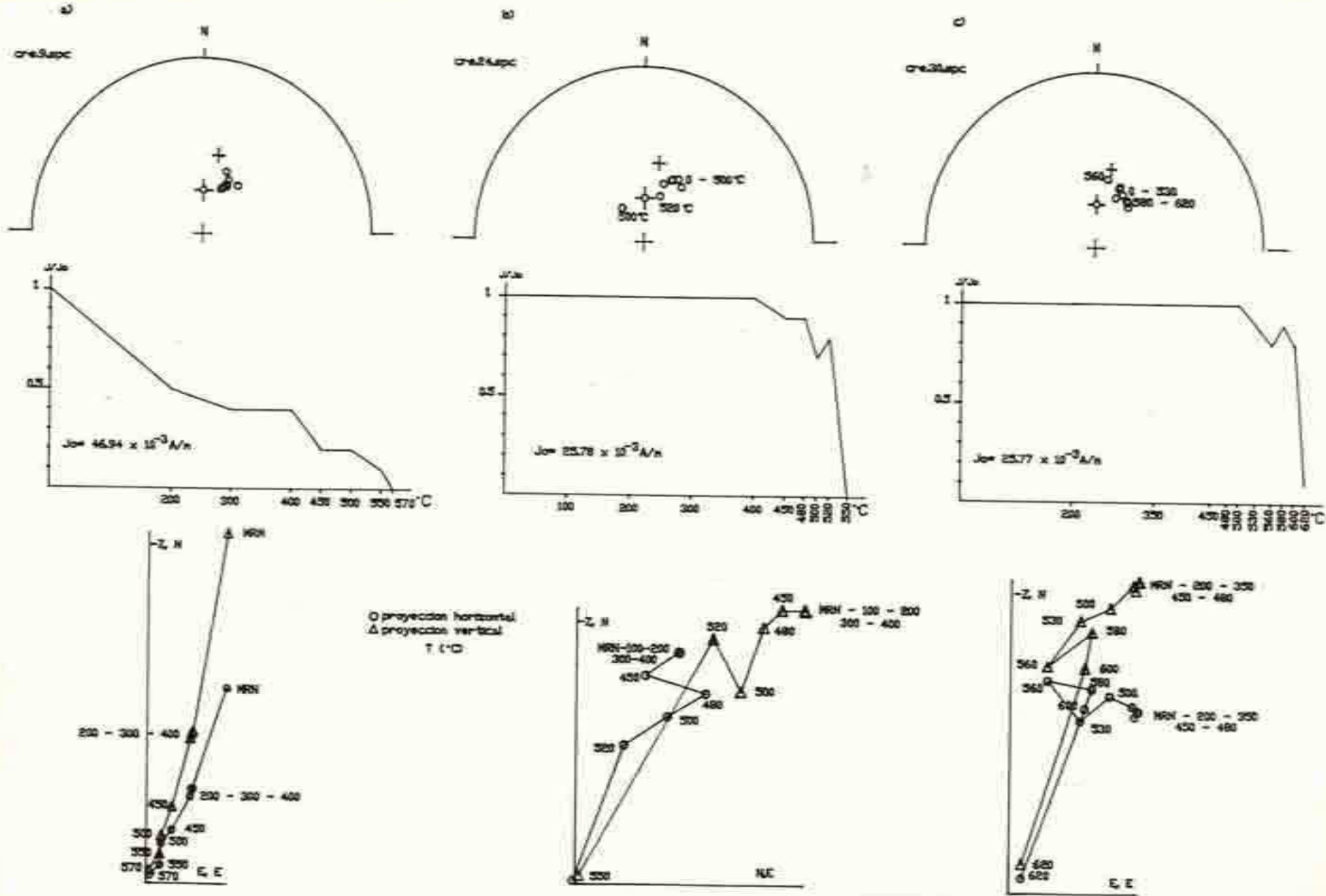


Fig. 13.V. Comportamiento magnético de especímenes del perfil CRE en los que las MRR no presentaron cambios importantes a las etapas de desmagnetización térmica. a y b. Especímenes en los que la característica del comportamiento magnético sugiere que la remanencia se encontraría en minerales de la serie de las titanomagnetitas. c. Especimen en el que el comportamiento magnético sugiere que la remanencia correspondería a uno de los términos de la serie de la hematita-ilmenita.

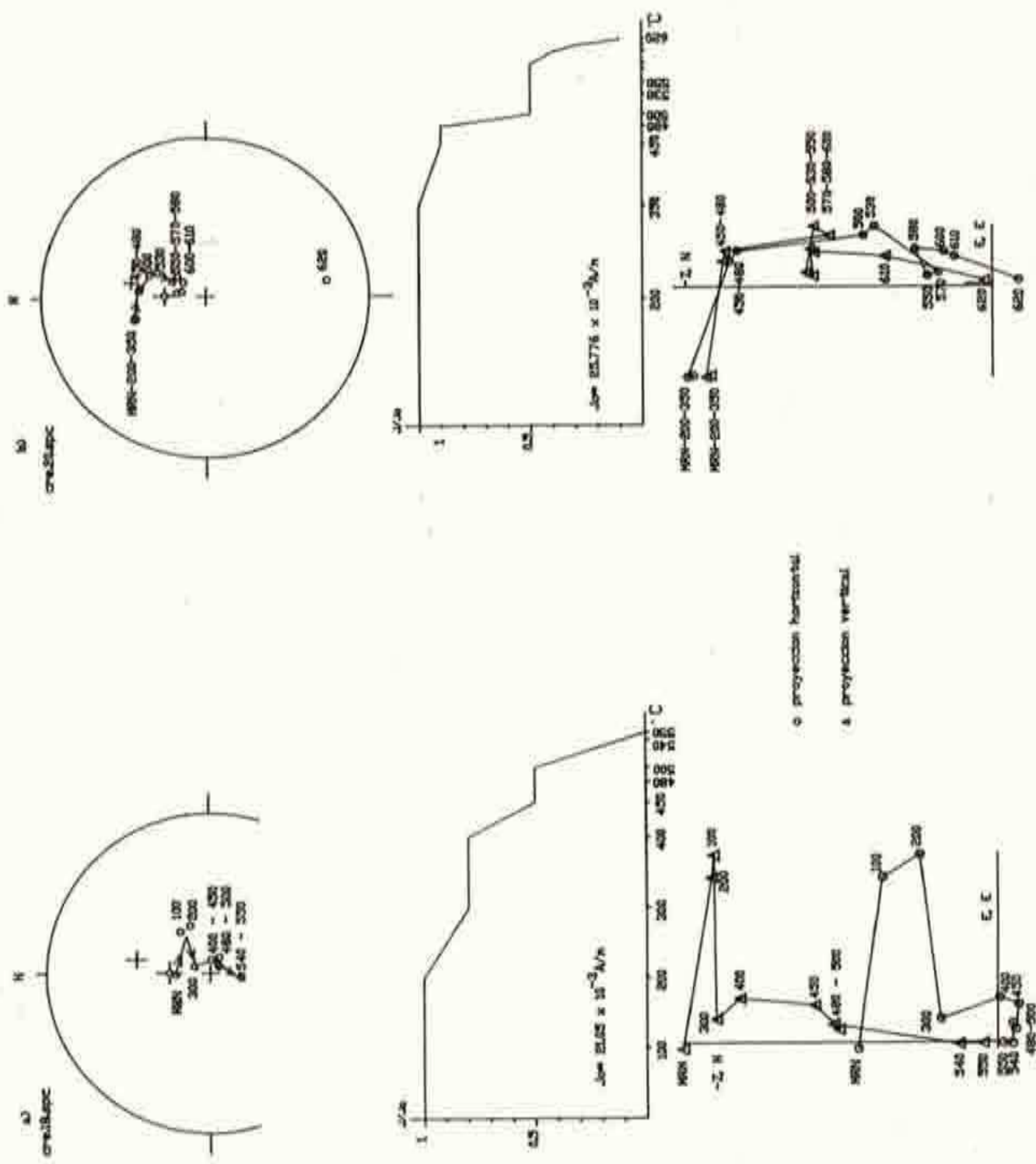


Fig. 14.V. Comportamiento magnético de especímenes con "camino de lavado" del perfil CRE al ser sometidos a desmagnetización térmica. a. Especimen en el que su comportamiento magnético indica que la remanencia se encontraría en minerales de la serie de las titanomagnetitas. b. Especimen en el que la remanencia estable se encontraría en minerales de la serie de la hematita.

En más de la mitad de los especímenes las MRR no presentaron cambios importantes en la dirección después de las etapas de desmagnetización (Fig. 13.V.a.b y c). La Fig. 13.V.a corresponde a un espécimen en el que a 200 ° C se destruye una componente de bajas temperaturas de bloqueo, que posiblemente corresponde a una **MRV**. En las etapas siguientes de 300 ° y 400 ° C, la intensidad se mantiene. La caída de la intensidad a 450 ° C indicaría una temperatura de bloqueo propia de un componente de la serie de las titanomagnetitas con menos del 30 % de titanio. La caída posterior de la intensidad a los 550 ° C coincidiría con la temperatura de bloqueo de un mineral de dicha serie con menos del 10 % de titanio. En el espécimen de la Fig.13.V.b la caída de la intensidad a los 550 ° C indica también que la magnetización de este espécimen se encontraba en un mineral de dicha serie. En el espécimen de la Fig.13.V.c el hecho de que en la etapa de 600 ° C la intensidad se mantenga por encima del 85% respecto de la **MRN** y la caída abrupta luego de la etapa de 610° C indica que fundamentalmente la remanencia magnética se encontraba, en algún componente de la serie de la hematita-ilmenita.

En otros especímenes se observaron "caminos de lavado" (Fig. 14.V a y b). La Fig. 14.V.a, corresponde a un espécimen en el que recién a partir de los 400 ° C se aísla una componente estable. El comportamiento magnético presentado por este espécimen indica que la remanencia se encontraba en componentes de la serie de las titanomagnetitas. En la Fig. 14.V.b se observa, también, un camino de lavado durante las primeras etapas. Luego de destruir

una componente con temperatura de bloqueo del orden de los 500 ° C, se aísla una dirección estable en las etapas siguientes. A los 610 ° C se alcanza la temperatura de bloqueo de la componente que memorizaba dicha magnetización. En este caso, parte si no toda la MRE, se encontraba en un mineral de la serie de la hematita-ilmenita.

De este perfil, solamente dos muestras (CRE 26 y CRE 28) no fueron pilotos. En estas se efectuaron desmagnetizaciones de 400° y 500° centígrados.

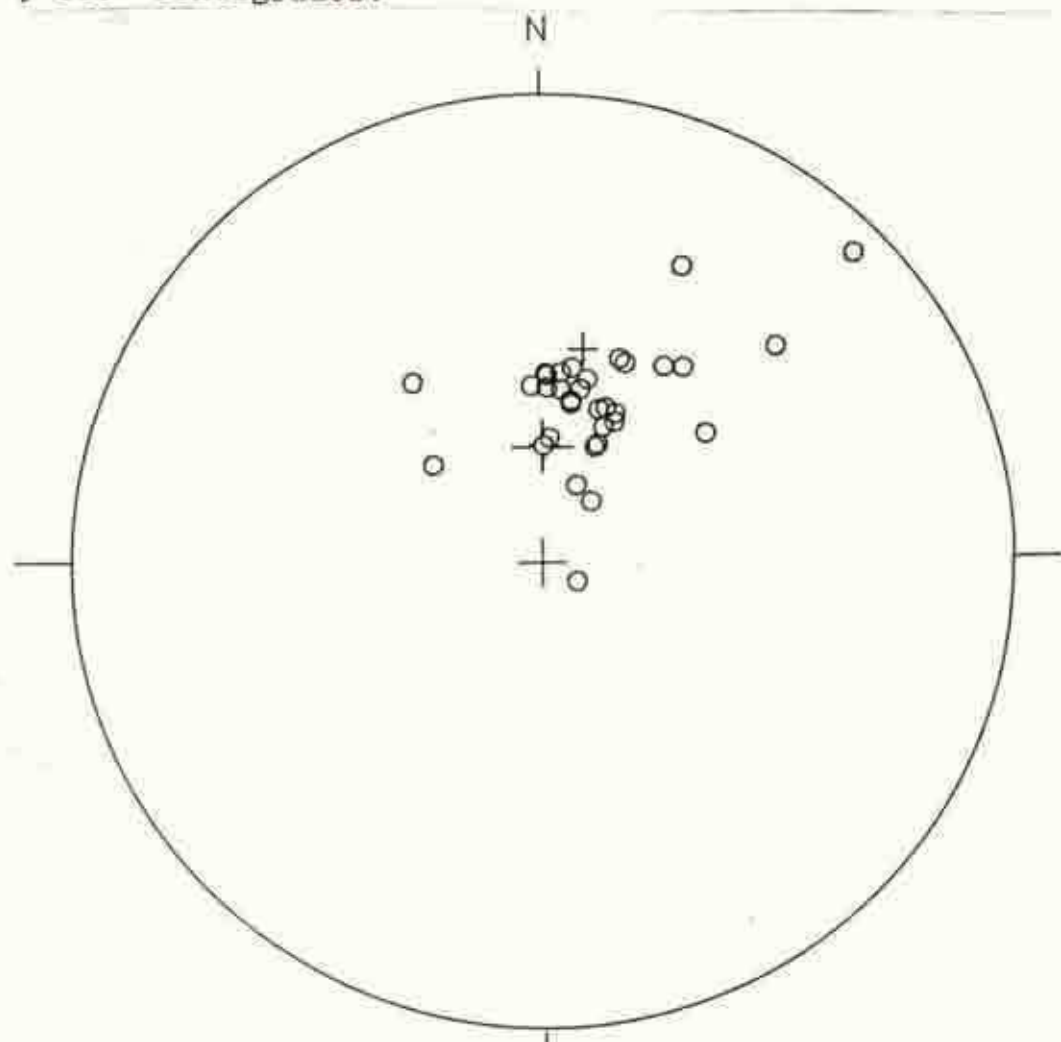


Fig. 15.V. MRE de los especímenes del perfil CRE.

La selección de las MRE de esta sección se efectuó según los mismos criterios considerados en los perfiles anteriores. En la Tabla II.V se encuentran los valores de las direcciones obtenidas. Más información sobre los especímenes analizados se encuentran en el Anexo II. La Fig. 15.V es una representación estereográfica de las magnetizaciones aisladas. No se registraron cambios radicales en las direcciones de las MRN y las de las MRE (Fig. 12.V y 15.V). Sin embargo, estas últimas direcciones se encuentran mucho más agrupadas.

4. Valoración de las MRE aisladas en los tres perfiles estudiados.

Una vez aisladas las MRE, se promediaron las direcciones de las mismas en los niveles estratigráficos representados por más de un espécimen. Nuevamente, se consideró como umbral de confiabilidad un valor del parámetro estadístico K mayor o igual a diez.

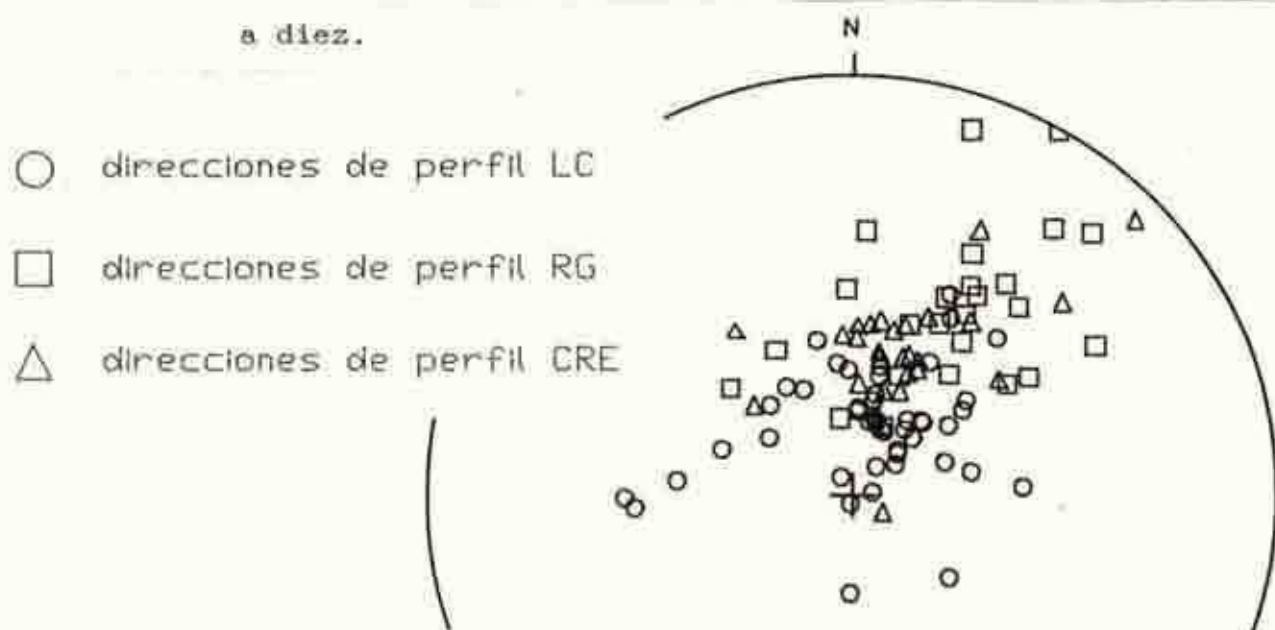


Fig.16.V. Direcciones aisladas de los niveles estratigráficos analizados de los tres perfiles de la Cuenca Liásica del Oeste del Chubut con su actitud estructural (in situ).

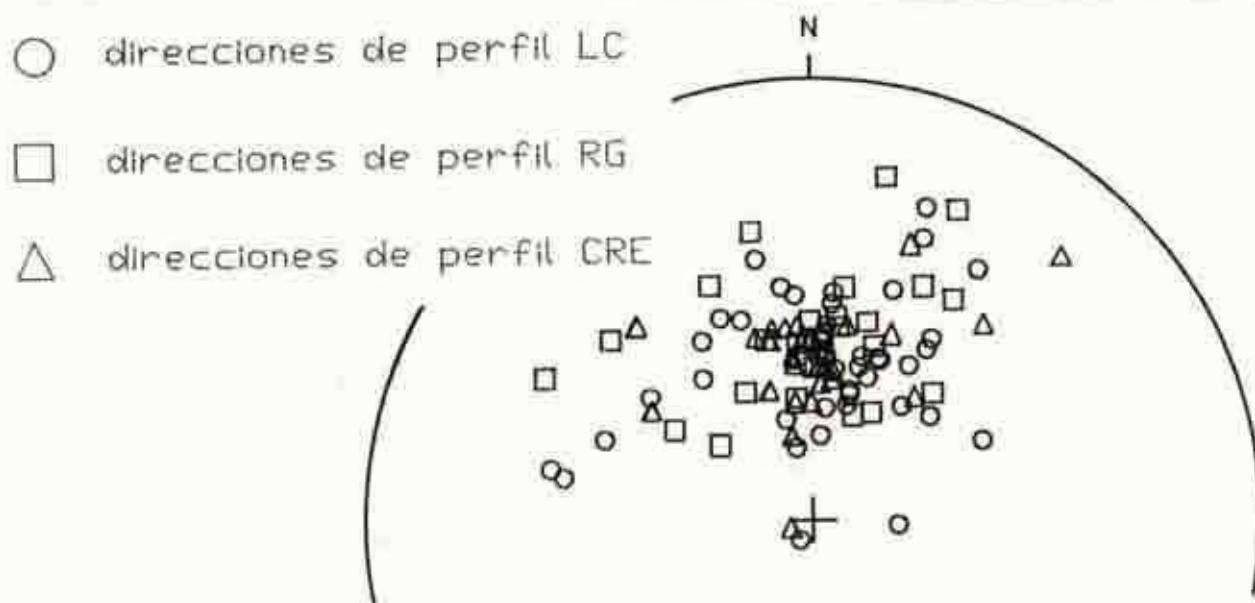


Fig. 17.V. Las mismas direcciones de la Fig. 16.V luego de ser corregidas de acuerdo con la estructura de cada perfil.

En la Fig. 16.V se encuentran representadas las direcciones aisladas para los distintos niveles estratigráficos de los tres perfiles con su actitud estructural. En la Fig. 17.V las mismas direcciones están representadas, luego de haberse aplicado las correspondientes correcciones por estructura. Existe un mejor agrupamiento de las direcciones en esta última representación. Precisamente, el valor del parámetro de precisión K es menor antes (8.60) que después de haberse aplicado las correcciones (11.23). El mejor agrupamiento de las direcciones luego de abatir los perfiles a sus paleohorizontales, sugiere que las magnetizaciones aisladas son pretectónicas. Es decir adquiradas

por las rocas previamente a los movimientos tectónicos que determinaron el buzamiento de las secciones. La valoración del origen de las MRE aisladas se llevó a cabo, de acuerdo con la propuesta estadística denominada prueba de estructura (McFadden y Jones, 1981; ver Capítulo I, ítem 6). Es decir se determinó si las direcciones presentaban una dirección media común verdadera antes o después de realizarse las pruebas de estructura. Para el caso de la población compuesta por las tres secciones analizadas, el valor crítico de la distribución F para un 95 % de confianza es 2.37. Los valores obtenidos al aplicarse la prueba son:

T_1 (sin corrección por estructura) = 15.37

T_2 (con corrección) = 0.703

Dado que el valor obtenido luego de la segunda prueba es menor que el valor crítico, existe dirección media común cuando los estratos son vueltos a su paleohorizontal de acuerdo con sus buzamientos.

En la Fig. 18.V.a.b.c se compara a la dirección media del perfil La Cabaña con las de los perfiles complementarios y a las direcciones medias de éstos entre sí. Sólo existe solapamiento de los círculos de confianza de las direcciones cuando se efectúan las correspondientes correcciones por estructura. Es decir, que estadísticamente es confiable la hipótesis de que la magnetización aislada es pretectónica.

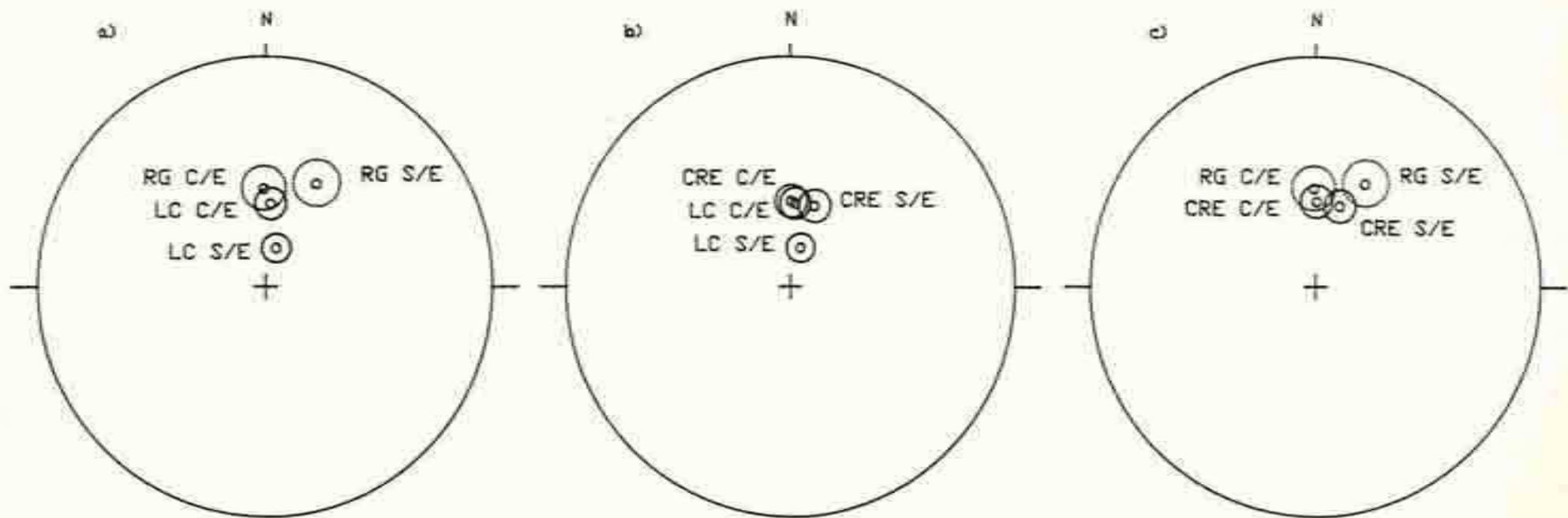


Fig.18.V. Comparación de las direcciones medias de los perfiles analizados, antes (S/E) y después de corregir por estructura (C/E). a. Perfil LC versus perfil RG. b. Perfil LC versus perfil CRE. c. Perfil RG versus perfil CRE.

5. Cálculo del PP de las unidades analizadas de la cuenca liásica del Oeste del Chubut

De acuerdo con lo expuesto, se calculó, entonces, un PP para las entidades analizadas. Con la finalidad de darle al mismo un mayor peso estadístico se siguieron estos criterios. Del perfil LC sólo se consideraron aquellos niveles representados por más de un espécimen. Para el perfil complementario RG se consideraron nueve estaciones de muestreo, dos de ellas corresponden a los niveles lávicos infra y suprayacente, las otras dos se definieron de acuerdo con la ubicación de las muestras en los niveles clásticos (ver Fig.4.V). Las estaciones del perfil de las cercanías del cañadón Redondo Epul se definieron de acuerdo con la ubicación de las muestras recolectadas (Fig.11.V). Los límites de estas estaciones prácticamente corresponden a zonas donde no se tomaron muestras debido a la intensa fisilidad de las rocas. Antes de calcular los PGV de las estaciones así definidas se promediaron las MRE de los niveles que las constituían. Nuevamente sólo se consideraron las direcciones de aquellas estaciones a las que les correspondió un valor de K mayor o igual a 10. Por tal motivo del perfil complementario aflorante en la margen derecha del río Gualjaina se descartaron dos estaciones, la que le corresponde a los niveles RG 1, RG 2 y RG 3, y la que le corresponde a los niveles RG 24, RG 25 y RG 26. Del perfil de las cercanías del cañadón Redondo Epul se descartaron también, por iguales razones, dos estaciones; la que reúne a los niveles CRE 1, CRE 2, CRE 3 y CRE 4, y la que reúne a los niveles CRE 5 y

CRE 6. Para las estaciones que superaron el valor crítico se les calculó su correspondiente PGV. Con los PGV del perfil La Cabaña de los niveles con más de un espécimen y los de las estaciones seleccionadas de los complementarios, se obtuvo el **PP** de las entidades analizadas. Para el cálculo del mismo se consideró una ventana de 40° , es decir se efectuó un promedio iterativo de aquellos PGV que se estaban dentro de esta ventana. Los PGV que se encontraban fuera de ella, corresponderían a direcciones oblicuas o posiciones transicionales del CMT que no intervendrían en dicho cálculo (Valencio et al., 1977). Las coordenadas del **PP** y los parámetros estadísticos obtenidos son: Long.= 131.6° E, Lat.= 74.3° S, $A_{95}= 5$, $K= 18.4$, $R= 43.5$, $N= 46$. Dado que este **PP** corresponde a unidades de las Formaciones Lepá y Osta Arena (en las inmediaciones del cerro Redondo Epul), la edad geológica del mismo sería pliensbaquina superior-toarciana inferior. De acuerdo con Harland et al. (1990) el límite cronológico de las edades geológicas mencionadas es 187 Ma.

La paleolatitud liásica media que le correspondería a la región del Chubut extraandino donde se encuentran los perfiles analizados es 28° sur 5° . Este valor no es incoherente con el clima templado y húmedo sugerido para el Lías de Argentina (Volkheimer, 1967: 1970; Riccardi, 1983). Por otra parte, un estudio de isótopos estables de belemnites de depósitos liásicos de la provincia de Neuquén (Bowen, 1963), indica paleotemperaturas entre los 16.6°C y los 29.6° centígrados. Estos valores tampoco son incoherentes con la paleolatitud liásica obtenida para la región del Chubut extraandino muestreada.

CAPITULO VI: EL PALEOMAGNETISMO DE UNIDADES DE LA CUENCA LIASICA DEL OESTE DEL CHUBUT Y LOS PROCESOS GEODINAMICOS Y GEOMAGNETICOS PREVIOS A LA GENERACION DEL OCEANO ATLANTICO.

Se miente más de la cuenta
por falta de fantasía:
también la verdad se inventa.

(Proverbios y Cantares, Antonio Machado)

1. Introducción

En la Fig. 1.VI está representada la CDPA de Sud América (Tabla I.VI), con este continente en sus coordenadas actuales, para el intervalo Carbonífero tardío - Cretácico temprano temprano de acuerdo con Oviedo y Vilas (1984). Para el lapso Paleozoico - Mesozoico, la CDPA está definida por SAC₂, Moscoviano, al que le siguen SAC₁, SAC₃, SAC₄, SAC₅, SAPC₁, SAPC₁, SAP₄ y SAP₃, que definen un grupo cuasi estático para el Carbónico tardío - Pérmico temprano temprano (Oviedo y Vilas, 1984). Luego del camino polar pérmico definido por SAP₂ en esta propuesta, se alcanzan latitudes próximas a la actual y se define un periodo casi estático. Es decir, de acuerdo con ello el continente pasa por un periodo de muy poco o ningún movimiento latitudinal (Valencio, 1980; Valencio et al., 1983; Oviedo y Vilas, 1984). El mismo cubriría un lapso que se extiende desde el Pérmico inferior tardío al Jurásico medio, si se define de acuerdo con Oviedo y Vilas (1984) por el promedio de SAP₆, SAP₆,

SAP₇, SAPTr₂, SATre, SAPTr₁, SATre, SATr₇, SAJ₁ y SAJ₂. Según esta propuesta, luego de este periodo casi estático se produciría un rápido desplazamiento polar hasta el promedio formado por SAJ₃, SAK₂, SAK₃ y SAK₅ con edades comprendidas entre el Jurásico superior y el Cretácico temprano.

En la CDPA propuesta por Oviedo y Vilas (1984) se considera al igual que en la propuesta por Valencio et al. (1983) que la posición de SAJ₃ (Formación Camaraca) es debida a una rápida deriva polar de Sud América en el Jurásico medio a superior. Originalmente, la posición de este PP fue interpretada como debida a una rotación antihoraria local (Palmer et al., 1980). Valencio et al. (1983), se basaron en que la distribución elongada de los PGV de SAJ₃ se alineaba con la distribución de los PGV de SAJ₁ (Formación Chon-Aike) y SAJ₂ (Maranhao), para interpretar que la posición de SAJ₃ era debida a un movimiento continental. Estos autores efectuaron su análisis con los PGV de ambas polaridades volcados en el hemisferio sur. En un próximo ítem se observará que si se analizan los mismos considerando las polaridades normal y reversa en los hemisferios norte y sur (es decir de acuerdo con la posición sur magnética del CMT), la distribución elongada de los PGV de SAJ₃ se asemeja también a la de los PGV de SAJ₁, SAJ₂ si se asume la rotación local considerada por Palmer et al. (1983).

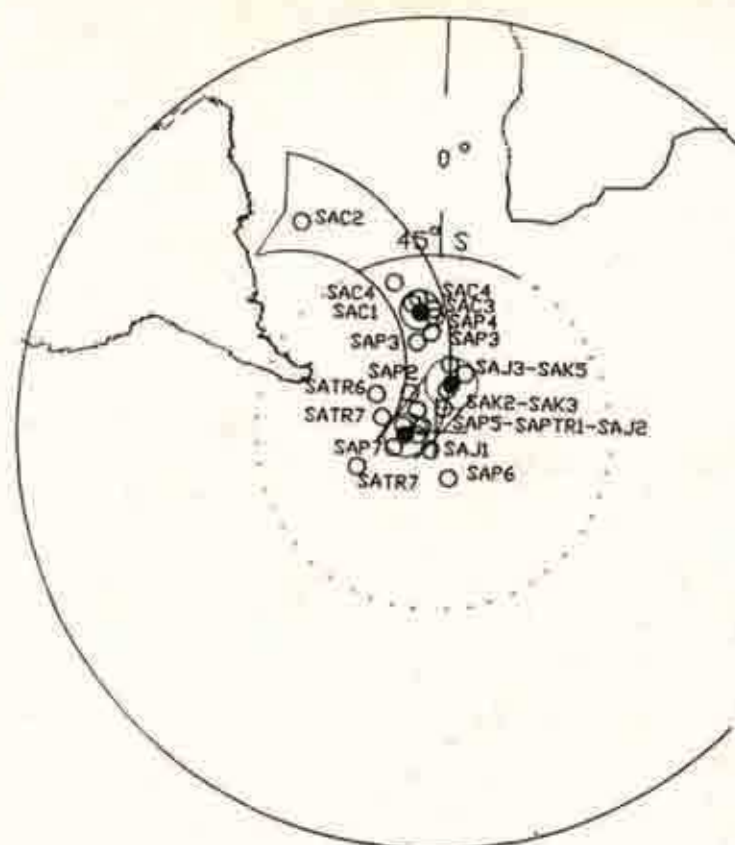


TABLA I.VI: Mayor información sobre los PP de esta tabla en Oviedo y Vilas (1984) o en Anexo III

NOMBRE	UNIDAD GEOLOGICA	EDAD GEOLOGICA	PP		Año
			Latitud	Longitud	
SAC1	PIAUI	C	55	248	13
SAC2	TACHATI	Cx	58	228	9
SAC3	TURABO (MOCOLE)	Cx	57	251	15
SAC4	F. LA COLINA (LAS WILLIZAS)	C	49	242	5
SAC5	TURABO (SUCICANA)	Cx	54	251	6
SAP1	F. LA COLINA	Cx	55	247	6
SAP4	F. LA COLINA (inferior)	CxPi	59	258	6
SAP3	F. LA COLINA (MIGUÍ)	CxPi	45	256	6
SAP6	INCISCO	PI	77	242	5
SAP5	QDA. DEL PINIERTO	PI	81	282	5
SAP7	LA COLINA (VAGARZO)	PI	79	249	5
SATR2	ARARA-TALANPASA	PeTri	75	285	17
SATR8	DIQUE SUBINAN	Tri	82	226	18
SATR5	CUMBRATA	PeTri	86	204	14
SATR6	GUACARAYO	TriPi	71	282	12
SATR7	DIQUE DE BOLIVAR	TriPi	87	245	6
SAJ1	CHON AIKE	Ja	85	197	6
SAJ2	WARANBARI	Ja	81	247	5
SAJ3	CANARACA	Ja	71	18	9
SAJ7	DIQUE RIO LOS MILINDO	Li	78	15	8
SAJ5	CERRO COLORADO	Li	83	16	10
SAJ4	ALTA PUENTE	Li	72	25	8

Fig. 1.VI. CDPA para Sudamérica de acuerdo con la selección de PP de Oviedo y Vilas (1984).

TABLA II.VI

Sitio o Unidad zoológica	Nombre	Edad (Ma)		Long. (°E)	Lat. (°S)	Año	Autor
		⁴⁰ K/ ⁴⁰ Ar	⁸⁷ Rb/ ⁸⁷ Sr				
Diques de Bolívar	TBT	203		245	87	4	McDonald y Opdyke (1974)
Grupo Guacamayan	TRO	198		702	71	12	McDonald y Opdyke (1974)
Ferms. Lepá-Osta Arena	J5	*		132	74	5	Esta Tesis
Complejo Marifil	J4	176±10/164±10	178±1/181±2	127	81	15	Menz (1990) **
Formación Chon-Aike	J1	168±5	168±2/170±4	197	85	6	Vilas (1974)
Volcanitas Maranhao	J2	158±12		262	85	7	Schult y Guerreiro (1979)

Las edades ⁴⁰K/⁴⁰Ar consideradas para Diques Bolívar, Grupo Guacamayan, Formación Chon Aike y Volcanitas Maranhao son las que figuran en Smith y Livermore (1991) y Van der Voo (1992).

Las edades ⁴⁰K/⁴⁰Ar para el Complejo Marifil pertenecen a Cortés (1981) y son las consideradas por Menz (1990). Las edades ⁸⁷Rb/⁸⁷Sr para el Complejo Marifil y la Formación Chon Aike pertenecen a Rapela y Pankhurst (1993) y Pankhurst et al. (1993) respectivamente.

* Para el polo paleomagnético de las F. Lepá-Osta Arena se considera la edad del límite entre el Plioceno y el Terciario (187 Ma, de acuerdo con la escala de tiempo de Harland et al., 1990).

** El PP del Complejo Marifil presente en esta tabla fue recalculado sobre la base de los datos originales de Menz (1990); ver texto para mayor información.

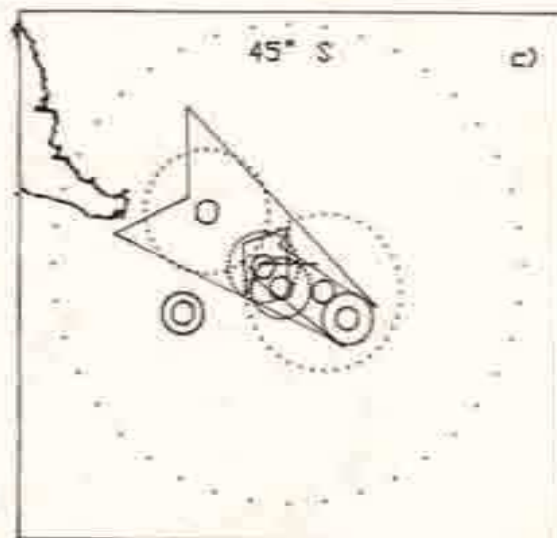
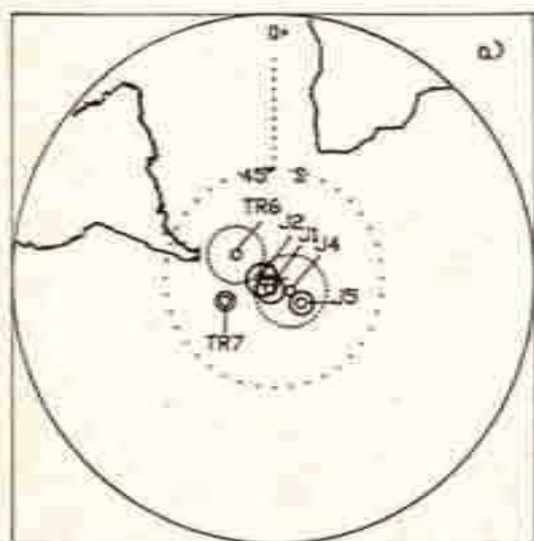


Fig.2.VI.a. Representación de PP jurásicos de América del Sur (Tabla II.VI), en el sistema de coordenadas de este continente. b. Los mismos PP con sus correspondientes edades $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, excepto SAJ_e cuya edad cronológica es la propuesta por Hardland et al.(1990) para el límite Pliensbaquiano-Toarciano. Si se consideran las edades $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Tabla II.VII) para el Complejo Marifil y el Complejo Chon-Aike (Rapela y Pankhurst, 1993 y Pankhurst et al., 1993) no se modifica la secuencia temporal de estos PP jurásicos. c. Posible tramo de CDPA durante el lapso comprendido por las edades de los PP aquí considerados.

2. Posibles movimientos latitudinales de Sudamérica durante el Jurásico

En la Fig.2.VI.a. se encuentran representados los PP jurásicos considerados por Oviedo y Vilas (1984) (excepción hecha de SAJs) más SAJs y una versión del PP del Complejo Marifil, con Sud América en sus coordenadas actuales. Las posiciones geográficas y los intervalos de confianza de los mismos se encuentran en la Tabla II.VI. El PP considerado para el Complejo Marifil es diferente del original presentado por Mena (1990). Esta versión, se obtuvo a través de los PGV recalculados por la Lic. Mena y el autor de esta tesis. En este caso se correlacionaron, de acuerdo con sus posiciones estratigráficas y sus direcciones magnéticas, a los distintos niveles de los tres perfiles del Complejo Marifil previamente analizados por Mena (1990). Se obtuvieron, entonces, direcciones medias que involucraran a los niveles correlacionados. Luego, se constató que los promedios de las polaridades opuestas así obtenidas eran antipodas (dirección media normal: Declinación= 344,08; Inclinación= -61,32; N= 6; K= 11,06; R= 5,55; A₉₅= 21,06; dirección media reversa: Dec.= 3,41; Inc.= -59,64; N= 5; K= 10,61; R= 4,62; A₉₅= 24,62). Posteriormente, se obtuvieron 15 PGV para toda la entidad geológica. Con estos PGV se obtuvo el PP que figura en la Tabla II.VI. Todos los polos paleomagnéticos de esta tabla poseen valores de A₉₅ menores a los 15 grados.

En la Fig.2.VI.b. se puede observar que excepto el PP de los Diques Bolívar (el de mayor edad geológica entre los

considerados) todos los demás se alinean según una dirección prácticamente coincidente con los meridianos 125° - 305° E. Esto se puede expresar más adecuadamente definiendo el polo del círculo máximo que mejor contiene a dichos PP y su correspondiente lambda (L) que indica cuanto se ajustan direcciones representadas en una esfera a dicho círculo (L=0 cuando el ajuste es óptimo). Estos valores son: polo del círculo máximo Lat.= 2.34 S, Long.= 35.05 , L=0.0037.

Es interesante señalar que si bien es necesario obtener nuevos datos paleomagnéticos y radimétricos que avalen o descarten esta peculiar distribución, existe un orden secuencial coherente de estos PP (Fig.2.VI.b.). Es decir, estos PP sugerirían un pequeño tramo de CDPA de Sudamérica durante el Jurásico (Fig. 2.VI.c). Esto indicaría que si bien el bloque continental de Sud América, no se desplazó respecto del polo geográfico con la velocidad que lo hizo durante el Paleozoico tardío, pudo haber experimentado movimientos latitudinales recurrentes importantes durante parte del período definido como casi estático por diferentes autores. Sin embargo, como fuera señalado, con los datos presentes es difícil avalar estos movimientos y más aún, sería muy aventurado estimar la velocidad de los mismos. De todas maneras, es muy sugestivo que para un lapso análogo datos paleomagnéticos y sedimentológicos señalarían un movimiento similar del GE (Sarti, et al., 1992).

3.El Polo Paleomagnético de Unidades de la Cuenca Liasica del Oeste de Chubut y el Gondwana Occidental durante el Jurásico

Con la finalidad de valorar el PP obtenido para las Formaciones Lepá-Osta Arena, se comparó a su vez, a este con otros PP jurásicos del GO. Los PP jurásicos del Africa considerados en esta instancia, corresponden a los seleccionados por Besse y Courtillot (1988). Los criterios de confiabilidad requeridos por estos autores en su selección son los siguientes: 1) Un mínimo de 6 sitios de muestreo y 36 muestras. 2) Un intervalo del 95 % de confianza menor a 15°. 3) Evidencias de desmagnetización magnética o térmica exitosa.

De todos modos, y con la finalidad de tener una idea más cercana de estos datos, se recurrió a los trabajos originales donde se presentaban los mismos. También se analizaron bases de datos o selecciones posteriores a los trabajos originales, ya que las edades e incluso las coordenadas y parámetros estadísticos de un PP están sujetos a modificaciones a medida que se obtienen mejores dataciones radimétricas, o se incorporan más estaciones de muestreo en una unidad ya analizada paleomagnéticamente. Por ejemplo, los Complejos Marangudzi y Mateke Hills originalmente se consideraron correlativos y se propuso un único PP para ambos (Gough et al., 1964). Posteriormente, se tomaron como entidades independientes y a cada unidad se le asignó un PP. Cada uno de ellos fue obtenido sólo considerando las direcciones de polaridad reversa (McElhinny, 1968). Esta última propuesta fue aceptada por ejemplo por Oviedo y Vilas (1984). Irving e Irving (1982), por

otra parte, consideraron para Mateke Hills una versión diferente de las anteriores. Actualmente, la edad de ambos complejos ha sido determinada más adecuadamente y nuevamente se consideran entidades correlativas (Cox, 1988). Por tal motivo, Besse y Courtillot (1988) utilizan la versión original de este PP, en la que se incluyen además los sitios de polaridad normal.

A los PP de Africa (Tabla III.VI) se los comparó con los jurásicos de América del Sur antes analizados (Tabla II.VI). Obsérvese que tanto los PP de Sudamérica como los de Africa considerados en esta instancia poseen A_{e} menores o iguales a 15 grados.

Para comparar los PP de ambos continentes, los de Sud América fueron transferidos a coordenadas africanas empleando tres reconstrucciones distintas del GO. Se denominarán: posibilidad 1, posibilidad 2 y posibilidad 3 a cada una de las comparaciones.

La posibilidad 1 se llevó a cabo utilizando la reconstrucción del GO propuesta por Vilas (1976), Fig.3.VI.a. Esta reconstrucción se fundamenta en el mejor agrupamiento de PP coetáneos de América del Sur y de Africa dentro de un lapso de aproximadamente 250 Ma desde el Paleozoico tardío al Mesozoico temprano (Vilas, 1976; Valencio et al., 1983). En la Tabla IV.VI figura el pivote que define el movimiento de rotación de América del Sur respecto del Africa de esta reconstrucción.

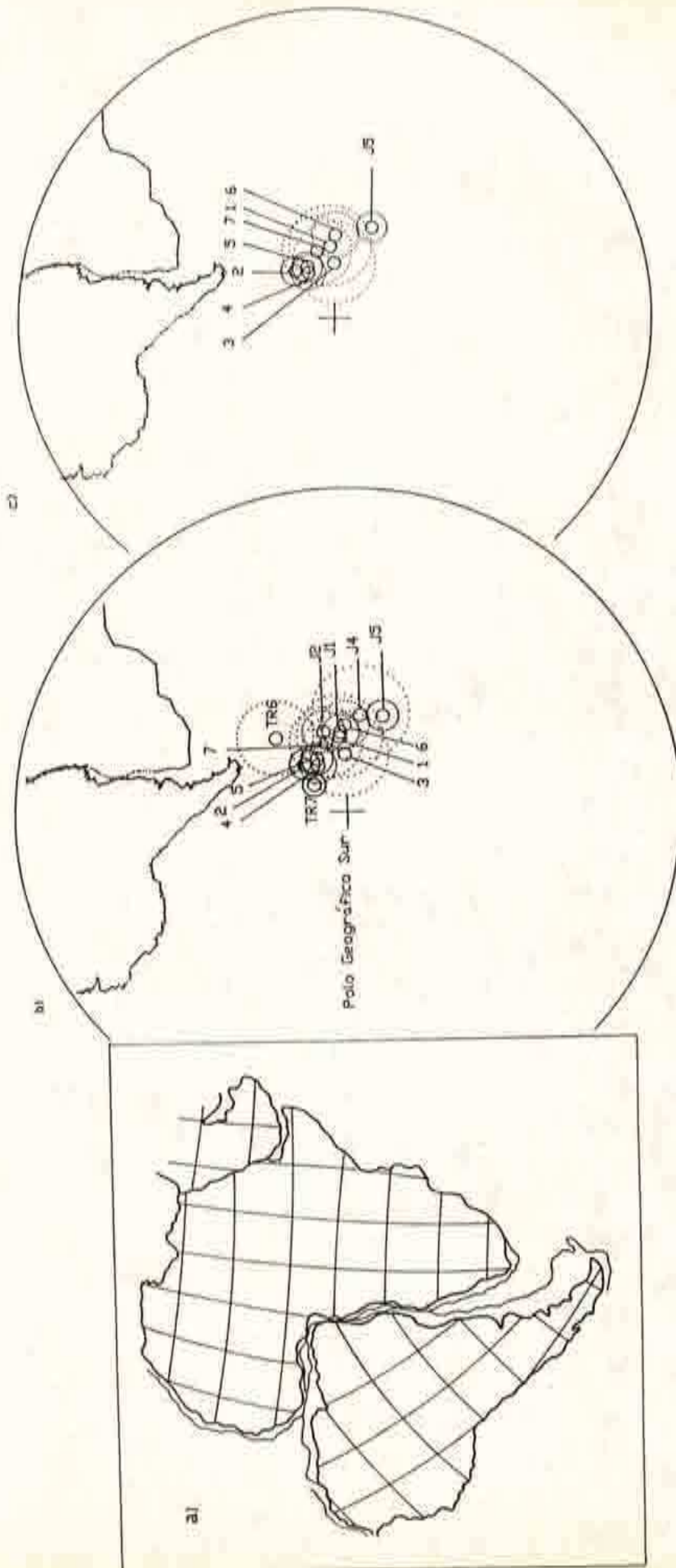


Fig.3.VI.a. Paleoreconstrucción paleomagnética del GO propuesta por Vilas (1976) para el lapso Paleozoico tardío-Jurásico superior. b. Población de PP Jurásicos del GO en el sistema de coordenadas de África según esta reconstrucción. c. PP SAJs en coordenadas de África según la misma reconstrucción.

En la Fig.3.VI.b están representados los PP Jurásicos de América del Sur después de ser rotados a coordenadas de África, más los considerados para ese continente. El valor del parámetro estadístico K para esta población de PP del GO es 52.755. En la Fig.3.VI.c sólo se representó al PP SAJs. Obsérvese que sólo el círculo de confianza del PP de Shaw Ijolite solapa parcialmente al que le corresponde a SAJs; los círculos de confianza de los PP de Lesoto y Zimbabwe se encuentran prácticamente en contacto con el mismo (Fig. 3.VI.c).

En la posibilidad 2 se consideró el polo de rotación propuesto por Lawver y Scotese (1987). La propuesta del GO de estos autores (Fig.4.VI.a) esta basada en reconstrucciones previas geológicamente posibles (por ejemplo: Du Toit, 1937; Martin et al., 1982) y utiliza como restricciones adicionales anomalías magnéticas marinas y resultados paleomagnéticos. Las coordenadas del pivote propuesto por Lawver y Scotese (1987) para ensamblar el GO, son las mismas que las de la propuesta de Rabinowitz y La Brecque (1979), cuya reconstrucción se basa en el mejor ajuste entre las anomalías magnéticas y gravimétricas de las plataformas submarinas fundamentalmente del Atlántico Sur de Sudamérica y África (anomalía G). El valor del ángulo de rotación difiere muy poco entre ambas propuestas (ver Tabla IV.VI).

TABLA III.VI

Sitio o Unidad geológica	Número	Edad (Ma)	Long. (°E)	Lat. (°S)	Age	Autor
Shawa ijulite	1	K/Ar 209.16	86	64	14.1	Gough y Brock (1964)
Areniscas Rojas Zambia	2	J	50	68	5	Opdyke (1964)
Lavaa Stormberg	3	K/Ar 195.5	89	70	14.5	Van Zijl et al. (1962)
Mauritania Hodh	4	K/Ar 187	60	71	6.1	Siebler et al. (1980)
Liberia	5	K/Ar 192-173	62	69	5.3	Dalrymple et al. (1975)
Warengodzi/Matcke	6	K/Ar 186.3	90	60	7.9	Gough et al. (1964)
Doleritas Karoo	7	150-165	75	65	12	McElhin y Jones (1965)

Las edades radiométricas consideradas son las que figuran en Bense y Courtillot (1988).

TABLA IV.VI

BLOQUES	POLO DE ROTACION		ANGULO DE ROTACION	REFERENCIAS
	Lat. (°)	Long. (°E)		
1) Sudamérica/Africa	52	331	53.5	Vilka (1976)
2) Sudamérica/Africa	45.5	-32.2	58.2	Lawver y Scotese (1987)
3) Sudamérica/Africa (131.5Ma)	50	-32.5	55.08	Hornberg y Müller (1991)
4) Paraná/Sudamérica (131.5Ma)	-15.2	-73.2	1.48	Hornberg y Müller (1991)
5) Salado/Paraná (150Ma)	-32.3	-64.5	1.18	Hornberg y Müller (1991)
6) Colorado/Paraná (150Ma)	-18	-73.2	1.05	Hornberg y Müller (1991)
7) India/Africa	-27.8	223.55	66.08	Lawver y Scotese (1987)
8) Australia/Africa	-22.67	-62.34	55.24	Lawver y Scotese (1987)
9) Madagascar/Africa	-3.41	-81.7	19.73	Lawver y Scotese (1987)
10) India/Africa	19.65	31.77	-74.05	Esta Tesis
11) Australia/Africa	24.33	89.46	-45.03	Esta Tesis
12) Antártida E /Africa	16.55	148.05	-41.36	Esta Tesis

Latitud N (S) es positiva (negativa), Longitud E (O) es positiva (negativa), rotación horaria (antihoraria) es negativa (positiva).

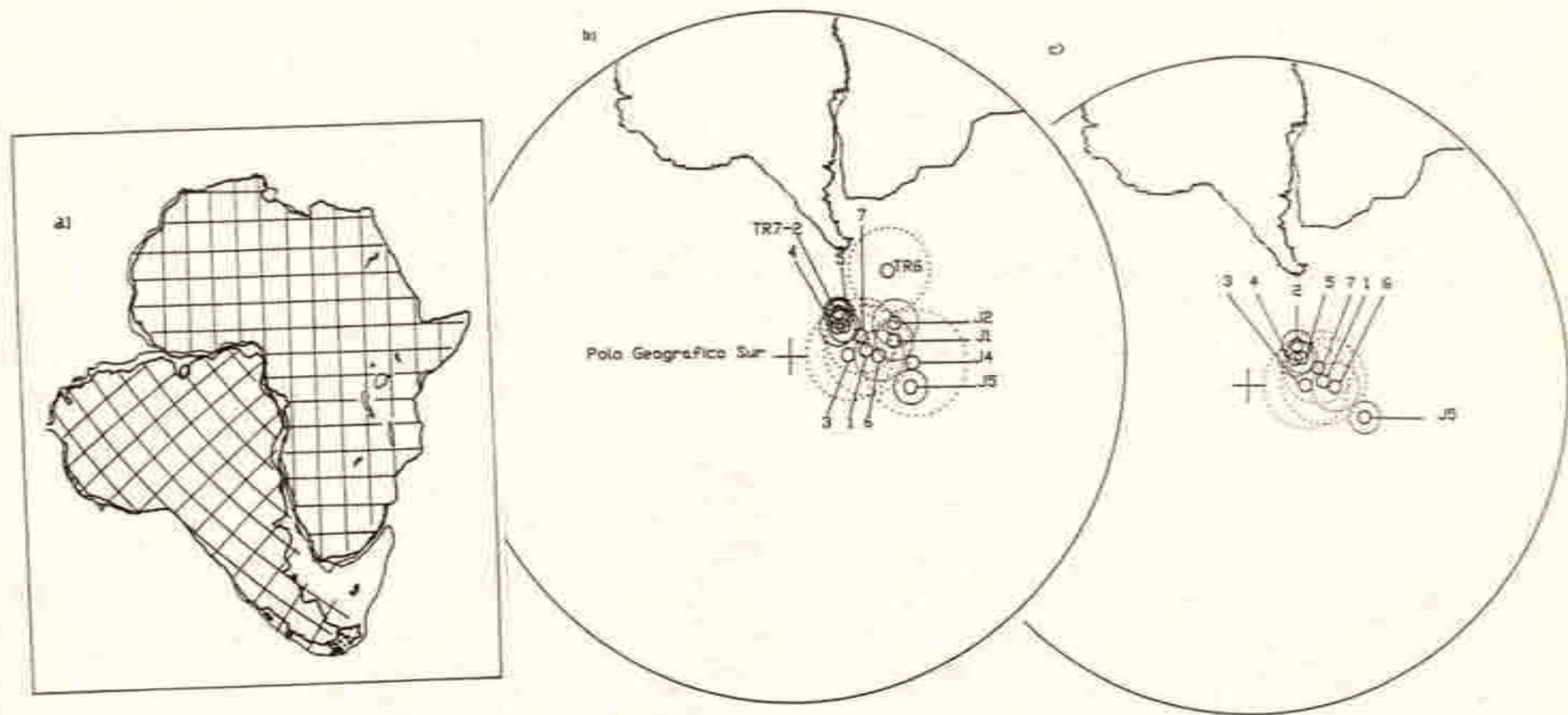


Fig.4.VI.a. Paleoreconstrucción de Gondwana propuesta por Lawver y Scotese (1987) sobre la base de datos geológicos, con restricciones impuestas por anomalías de fondo oceánico y datos paleomagnéticos. b. Población de PP de GO en el sistema de coordenadas de África según esta reconstrucción. c. PP SAJs en el sistema de coordenadas de África según la misma reconstrucción.

A la población de PP jurásicos considerada le corresponde un valor de K igual a 42.013 (Fig.4.VI.b). Si bien ninguno de los círculos de confianza de los PP de Africa solapa a SAJ₂; el que le corresponde a Shawa Ijolite se encuentra practicamente en contacto con el de SAJ₂ (Fig.4.VI.c).

De las dos posibilidades hasta aquí consideradas la que presenta un mejor agrupamiento de PP del GO es la posibilidad 1 (compárense los valor del parámetro K). Sin embargo, esta reconstrucción es la que menos ajusta las costas de Sud América y Africa. En la Fig.3.VI.a se puede observar que no existe un buen ajuste entre las plataformas submarinas de ambos continentes y un rasgo geológico moderno como el delta del río Niger (Africa) no se encuentra solapado por el cabo de San Roque (Brasil). Las reconstrucciones de Bullard et al. (1965), Rabinowitz y La Brecque (1979) o Lawver y Scotese (1987) poseen un mucho mejor ajuste de costas. Sin embargo, con este tipo de modelos de placas rígidas, tampoco se logra un buen ajuste entre los contornos de las plataformas de Sud América y Africa. Como fuera mencionado por diferentes autores (e.g. Unterneher et al., 1988) si se obtiene un buen ajuste entre las plataformas del Atlántico Sur, permanece un hueco ("gap") entre los plateau Demarara y Guinea (Fig.5.VI). El patrón de la zona de fracturación y la interpretación estratigráfica a partir de perfiles sísmicos en Atlántico ecuatorial, no permiten un hueco entre los márgenes africano y brasileño (Nurnberg y Muller, 1991). El proceso compresivo (del orden de 200 km), previo al Albiano y sincrónico

con la apertura del Atlántico Sur, propuesto por Rabinowitz y La Brecque (1979), para explicar la actual geometría de los contornos actuales y justificar de ese modo el desajuste entre los mencionados plateaus, tampoco puede ser justificado por evidencias geológicas (Unterneher et al., 1988).

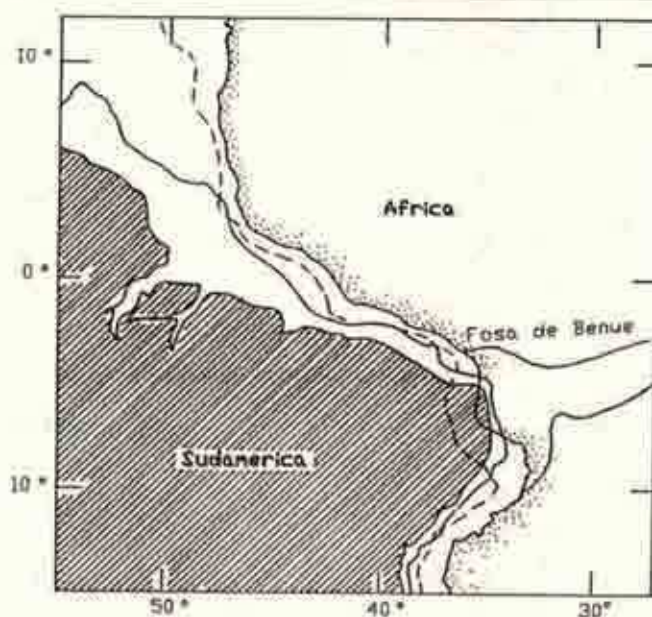


Fig.5.VI. Ampliación de la reconstrucción de GO de acuerdo con Bullard et al. (1965) en el sector de ensamble entre las plataformas Demarara y Guinea. Obsérvese que en este sector de esta reconstrucción permanece un hueco, al ajustarse los bloques continentales de Sudamérica y Africa.

Con el objetivo de solucionar este desajuste se han propuesto diferentes paleoreconstrucciones que involucran deformaciones desarrolladas a lo largo de cordones que separan a los cratones de las placas continentales (Pindell y Dewey, 1982; Unterneher, et al., 1988; Nurnberg y Muller, 1991). En estas reconstrucciones se logra primero un buen ajuste entre los plateau Demarara y Guinea, lo cual determina un hueco entre las costas del Atlántico sur, que es cerrado a través de transcurrencias y rifting desarrollados dentro de las placas continentales (Fig.6.VI.a). Recientemente Rapalini et al. (1993) a través de un análisis de datos paleomagnéticos de Sudamérica y Africa que corresponden al lapso Pérmico superior-Jurásico, privilegian paleomagnéticamente reconstrucciones como la de Pindell y Dewey (1982) que sólo considera movimientos dentro de la placa africana, frente a otra que considera también procesos tectónicos en Sud América, para poder lograr reconstrucciones ajustadas (Unterneher et al., 1988). Los movimientos intraafricanos señalados por reconstrucciones como la de Pindell y Dewey (1982) se desarrollarían a través de la depresión de Benue (Benue trough) que separa al Africa en dos dominios. El movimiento del dominio sur, previo a la apertura del Atlántico ecuatorial requerido por esta reconstrucción es del orden de los 8 grados y requiere movimientos compresivos en el límite oriental de los rifts del Africa central. Este movimiento no es avalado por evidencias geológicas y geodinámicas. Fairhead y Okereke (1987, 1990) sobre la base de estudios gravimétricos, calcularon

un valor máximo de extensión cortical perpendicular a la depresión de Benue de 95 kilómetros. Por otra parte si se relaciona a esta depresión con el rift oriental del Niger, el movimiento de cizalla sinistral a lo largo de ambos rasgos geológicos es del orden de los 60 kilómetros (Fairhead y Okereke, 1990). Estos procesos involucrarían movimientos dentro de la placa africana mucho menores que los requeridos por la reconstrucción privilegiada por Rapalini et al. (1983). Por otra parte los polos de rotación de la apertura temprana del Atlántico Sur que necesita esta reconstrucción no describen correctamente la apertura de los rifts del Africa occidental y central mencionados (Fairhead y Binks, 1991). A escala global, la magnitud y sentido del movimiento del dominio austral de Africa previo al Aptiano, requerido por Pindell y Dewey (1982) se contraponen al movimiento general sudoeste del GE durante el disgregamiento gondwánico (Unternehhr et al., 1988).

Por otra parte de acuerdo con Unternehhr et al. (1988) la rotación propuesta por Pindell y Dewey (1982) falla en lograr un ajuste completo entre las costas de Africa y Sudamérica, de modo que en esta reconstrucción persiste un amplio hueco. Tampoco se han reconocido las evidencias de movimientos compresivos en el límite oriental de los rifts del Africa central que requiere la reconstrucción de Pindell y Dewey (Unternehhr et al., 1988; Eyles y Eyles, 1993).

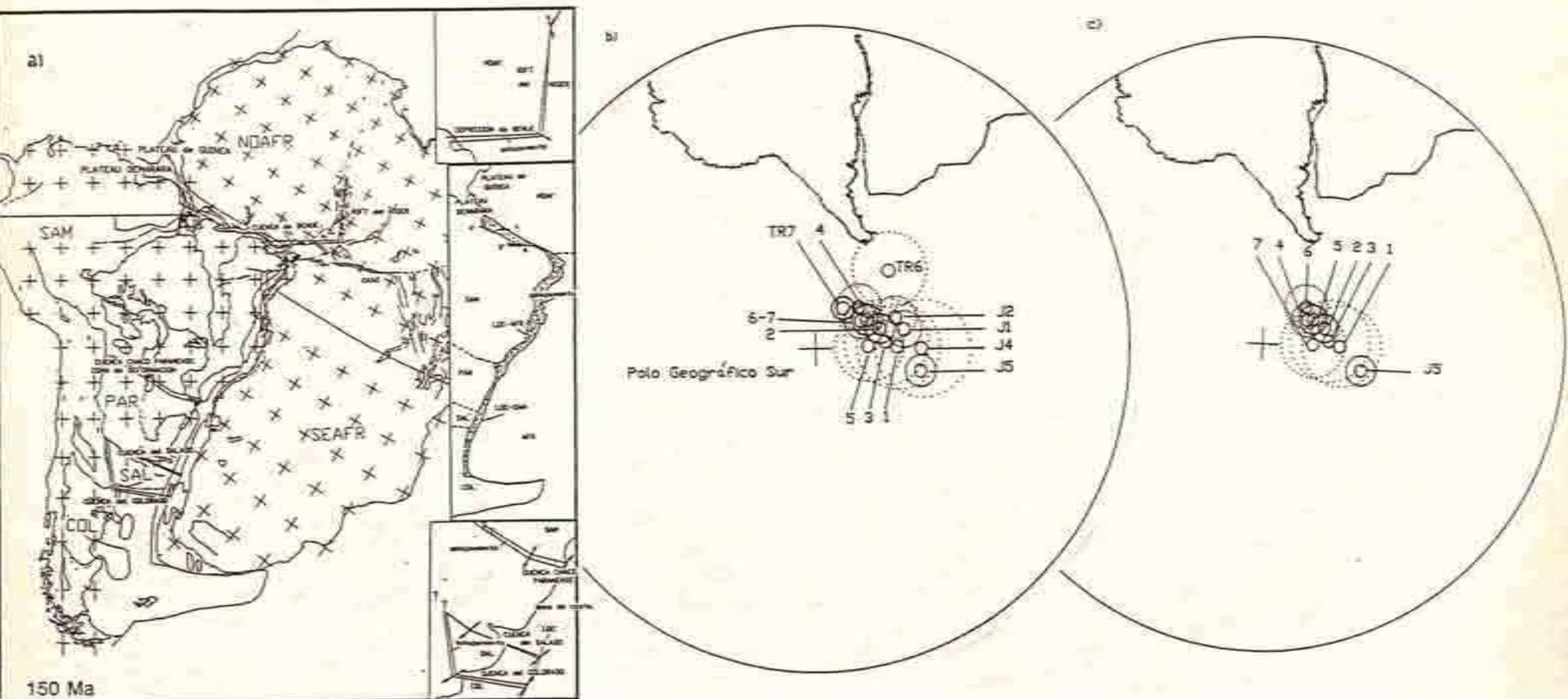


Fig.6.VI.a. Reconstrucción del GO sobre la base de anomalías de fondo oceánico, datos batimétricos y de altimetría de satélite y argumentos geológicos que apoyan movimientos intraplacas durante las primeras fases de la apertura del Atlántico Sur (Nürnberg y Müller, 1991). b. Población de PP de GO en el sistema de coordenadas de Africa según esta reconstrucción. c. PP SAJ_s en el sistemas de coordenadas de Africa según la misma reconstrucción.

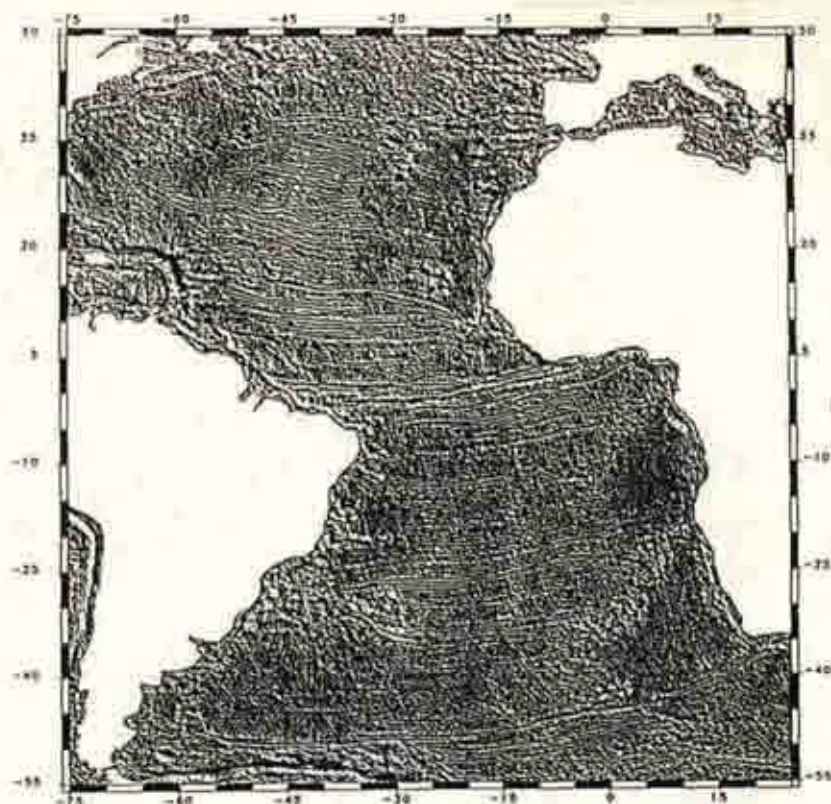


Fig.7.VI. Fábrica tectónica del océano Atlántico Sur, sobre la base de datos de altimetría de satélite. (Tomada de Fairhead y Binks, 1991).

Una reconstrucción alternativa que contempla movimientos de intraplaca en Sudamérica y África durante las primeras fases de apertura del Atlántico Sur, y que no presenta huecos o solapamientos considerables entre los márgenes continentales es la propuesta por Nurnberg y Muller, (1991). En esta reconstrucción (Fig.6.VI.a), se combinan anomalías de fondo oceánico con datos batimétricos y de altimetría de satélite (Geosat-Seasat). Estos últimos datos permiten una definición extraordinaria de la fábrica tectónica de los océanos (Fig.7.VI) y determinar, entonces, más adecuadamente las trazas de las zonas de fracturas oceánicas. Para lograr un ajuste adecuado entre los márgenes continentales de Sudamérica y África, además de considerarse movimientos en la depresión de Benue y el rift del

Niger coherentes con datos geológicos y geofísicos, la reconstrucción requiere de movimientos en la placa Sudamericana durante la generación del Atlántico Sur. Esta placa es subdividida en tres dominios separados por límites de placa de segundo orden que se vincularían con cuencas de rift que se desarrollaron durante la apertura del Atlántico Sur. Los mismos corresponden a la cuenca Chaco-Paranense, la cuenca del Colorado y la cuenca del Salado. Sobre la base de sensores remotos, Unterneher et al. (1988) ya habían definido un límite de placa de segundo orden extendido desde la cuenca Chaco-Paranense hasta el codo de Cochabamba-Santa Cruz, al que consideraron parcialmente especulativo, por no contar con argumentos geológicos de campo. Existen evidencias que son en parte, consistentes con esta propuesta. Eyles y Eyles (1993) identificaron repetidos episodios de rifting cruzando la cuenca Chaco-Paranense a lo largo de la dirección inferida del límite de placa de segundo orden. En esta cuenca se generó uno de los campos volcánicos más grandes del mundo entre los 160 y 100 Ma (Melfi et al., 1988; Rocha Campos et al., 1988; Piccirillo et al., 1988). Precisamente la Formación Serra Geral está compuesta fundamentalmente por basaltos tholeíticos y cubre aproximadamente un área de 1.200.000 km²; el volumen total de la misma es de 790.000 km³ (Melfi et al., 1988). Datos paleomagnéticos y geoquímicos sugieren que estos basaltos fueron productos de erupciones que ocurrieron en el sector de Sudamérica donde se encuentra esta cuenca y su contraparte en el África (Piccirillo et al., 1988); de todos modos la principal

fase eruptiva se produjo alrededor de los 130-135 Ma (Rocha Campos et al., 1988); coetaneamente con las fases de apertura temprana del Atlántico Sur que ocurrió aproximadamente a los 130 Ma (Rabinowitz y La Brecque, 1979). Es decir que durante esa época esta región de Sudamérica habría experimentado un climax de tectónica extensional. Por otra parte, las efusiones basálticas jurásicas y cretácicas de la cuenca Chaco-Paranense se relacionan con grandes fallas transcurrentes regionales (Zalan et al., 1991). Sus lineamientos tectónicos se continuarían en las zonas de fracturas oceánicas del Atlántico (Melfi et al., 1988) y se continuarían en el continente hasta prácticamente la altura del meridiano de 65° oeste (Melfi et al., 1988). La migración hacia el norte que presenta este volcanismo ha sido interpretado por Eyles y Eyles (1993) como resultado de la reactivación y extensión del límite de palca de segundo orden a lo largo de la cuenca Chaco Paranense.

Coherentemente, en la reconstrucción propuesta por Nurnberg y Muller (1991) se consideran para la cuenca Chaco-Paranense un rifting de 60-70 km y una transcurrencia dextral de 20-30 km, desarrollados durante las primeras etapas de la apertura del océano Atlántico.

Aun considerando estos movimientos tectónicos, para alcanzar un buen ajuste entre los márgenes de Sudamérica y Africa es necesario rotar el extremo austral de Sudamérica. Para ello Nurnberg y Muller (1991) tienen en cuenta los procesos tectónicos que durante el desmembramiento del GO ocurrieron en la cuenca del

Salado y en la cuenca del Colorado. Consideran una extensión cortical de 20-25 km para la cuenca del Salado y de 40-45 km para la cuenca del Colorado. En ambos casos asumen transcurrencias de 20-30 kilómetros. Si bien no existen datos concretos que avalen la magnitud de estos movimientos, existen argumentos geológicos coherentes con los procesos mencionados (Urien et al., 1981). La geometría de la cuenca del Salado estuvo gobernada por cizallamiento y en su estratigrafía se reconocen basaltos del Jurásico tardío, cuyas extrusiones estuvieron controladas por megafracturas de basamento (Urien et al., 1981). La cuenca del Colorado es un graben inciso en el basamento Precámbrico-Paleozoico en cuyas fallas se infieren movimientos transcurrentes durante el Jurásico superior-Cretácico inferior (Urien et al., 1981); precisamente Rapalini (1989) considera que a lo largo de la megafractura Chiloé-Colorado se produjeron considerables movimientos transcurrentes dextrales presumiblemente desarrollados en su mayor intensidad durante el Jurásico y/o Cretácico.

Es importante señalar que esta reconstrucción no tiene en cuenta otros eventos geológicos de la porción austral de Sudamérica ampliamente extendidos. Por ejemplo no se consideran los procesos que dieron lugar a la cuenca del Golfo San Jorge. Tampoco contempla posibles movimientos a lo largo de megafracturas que pudieron estar activas durante el Jurásico al sur del río Colorado (Rapela et al., 1991; Nullo, 1991).

En la posibilidad 3 se consideraron las rotaciones

requeridas por el modelo de Nurnberg y Muller (1991). Los polos de Euler de esta reconstrucción se encuentran en la Tabla IV.VI. Primeramente, se rotaron los PP de América del Sur de acuerdo con el pivote que logra el mejor ajuste entre los plateau Demarara y Guinea. Luego se cerró la depresión de Benue y el rift del Niger, por lo cual se rotaron los PP africanos cuyas localidades de muestreo se encuentran en el dominio austral de este continente (PP números 1,2,3,6 y 7 de la Tabla III.VI). Posteriormente, se cerraron la cuenca Chaco-Paranense, la cuenca del Salado y la cuenca del Colorado. Sólo los PP jurásicos de Patagonia (SAJ₁, SAJ₄ y SAJ₅) se rotaron de acuerdo con ello. A la población de PP del GO así reconstruidos (Fig. 6.V.b) les corresponde un valor de K igual a 48.82. Es decir que la población presenta, en este caso, una mayor dispersión que la posibilidad 1 (a la que le corresponde una reconstrucción que de las tres posibilidades posee ajuste entre costas más pobre); y un mejor agrupamiento que la posibilidad 2 a la que además aventaja por los criterios geológicos que contempla. Es interesante señalar que las rotaciones que demandan los movimientos intra-sudamericanos prácticamente no varían la distribución elongada de los PP jurásicos de este bloque observada anteriormente. Por otra parte, la posibilidad 3 es la que sorprendentemente logra el mejor ajuste del PP SAJ₅ (Formaciones Lepá-Osta Arena) con los PP de Africa seleccionados (Fig. 6.V.c). El círculo de confianza de Shawa Ijolite contiene completamente a SAJ₅ y la mitad del círculo de confianza de este último se solapa con el de Lesoto

(Lavas Stormberg, Van Zijl et al. 1962a).

Como se mencionara los procesos tectónicos considerados por el último modelo ocurrieron durante la apertura del Atlántico Sur, es decir que si bien pudieron haber comenzado durante el Jurásico, el momento clave en la historia de estos eventos se encontraría aproximadamente a los 130 Ma. Es decir que no puede descartarse que anteriormente a esa fecha pudieran ocurrir otros movimientos transcurrentes a través de los cordones que separan a los cratones de las placas continentales. Es decir este modelo no se contrapone al que vincula procesos tectónicos con cambios en la configuración de la Pangea desde el Paleozoico tardío al Mesozoico temprano referido en el Capítulo II. Como se recordará, diferentes autores observaron que al considerar una reconstrucción clásica de Gondwana se producía un desfase entre los PP medios del GO y el GE durante el Pérmico superior-Triásico temprano. A su vez, este hecho podía ser interpretado como un proceso geodinámico que vinculara diferentes procesos tectónicos de carácter global. Sin embargo, las reconstrucciones propuestas para lograr un buen ajuste de datos paleomagnéticos gondwánicos durante el lapso mencionado, eran incongruentes con los datos geológicos conocidos. Es decir modelos paleomagnéticamente posibles dejaban un hueco entre la costa de Africa oriental y la costa occidental de la India, que se justificaba con la propuesta de un océano hipotético, pero no existían suficientes datos geológicos que avalaran dicha propuesta. En la sección siguiente se presenta una reconstrucción alternativa mejor restringida por

argumentos geológicos.

4. Modelo Paleomagnético alternativo de Gondwana para el lapso Pérmico tardío-Triásico temprano.

Antes de analizar la reconstrucción alternativa de Gondwana mencionada, se compararán promedios de PP del GO y del GE que corresponden a los lapsos Carbonífero superior-Pérmico inferior, Pérmico superior-Triásico inferior, Triásico superior-Jurásico medio de acuerdo con una reconstrucción clásica. Estos intervalos son los mismos que empleara Klootwijk (1979) para observar la discrepancia mencionada. El análisis se efectuó sobre la base de los PP que figuran en el Anexo III. Para el lapso Triásico superior-Jurásico medio los PP del GO empleados son los mismos que anteriormente. El resto fue seleccionado sobre la base de los siguientes criterios: 1) $A_{95} \text{ ó } \frac{dI + dJ}{2}$ menor o igual a 16° . 2) Prueba de la estabilidad de la remanencia por lavados magnéticos o térmicos. 3) Edades estratigráficas referidas a la escala de tiempo de Harland et al. (1990), definidas con un error menor a un periodo geológico. No fueron considerados PP de India para el lapso Carbonífero superior-Pérmico inferior, debido a que diferentes autores consideran que no son confiables (Pullaiah et al., 1975; Klootwijk, 1979).

El análisis se efectuó rotando a coordenadas africanas los datos paleomagnéticos de los continentes gondwánicos para los distintos intervalos. Para ello se utilizó la reconstrucción propuesta por Lawver y Scotese (1987). Una de las críticas que se

le puede hacer a este análisis es que no se consideraron, en esta ocasión, reconstrucciones modificadas por los procesos geológicos internos de cada placa (Lottes y Rowley, 1990). Como se observó anteriormente estos inciden sustancialmente en las poblaciones de PP que se analizan. De haberse empleado reconstrucciones de este tipo, las mismas no sólo deberían tener en cuenta los procesos extensionales desarrollados durante la apertura del Atlántico Sur, sino también (y con aceptable cuantificación) los eventos compresionales y extensionales generados anteriormente, en todos los continentes gondwánicos. De todas maneras, los promedios del GO y del GE para el lapso Triásico tardío-Jurásico temprano se presentan agrupados tanto si se considera la reconstrucción de Lawver y Scotese (1987) o la propuesta por Nürnberg y Müller (1991) para el GO (Fig.8.VI. c y d).

Si se emplea la reconstrucción de Lawver y Scotese (1987) y se observa la distribución de los promedios de PP del GE y el GO para los tres lapsos mencionados (Fig.8.VI.a, b, c), la situación es muy similar a la reconocida utilizando anteriores reconstrucciones de Gondwana (Smith y Hallam, 1970; Norton y Sclater, 1979). Para los lapsos Carbonífero tardío-Pérmico temprano y Triásico tardío-Jurásico medio (Fig. 8.VI.a y c) la concordancia entre el promedio de PP del GO y el GE es muy buena, y no existe concordancia para el Pérmico tardío-Triásico temprano (Fig.8.VI.b). Esta falta de concordancia entre los promedios de PP del GO y el GE sugiere, entonces, una configuración diferente de los continentes de Gondwana para el lapso Pérmico tardío-

Triásico temprano. Para obtener una reconstrucción hipotética, paleomagnéticamente plausible y más acorde con los datos geológicos existentes que la referida en el Capítulo II, se calcularon nuevos polos de rotación para llevar a los continentes del GE a coordenadas de Africa. Estos polos de Euler están listados en la Tabla IV.VI. Los PP de India y Australia y sus correspondientes promedios junto con los del GO están representados en la Fig.9.VI.a.

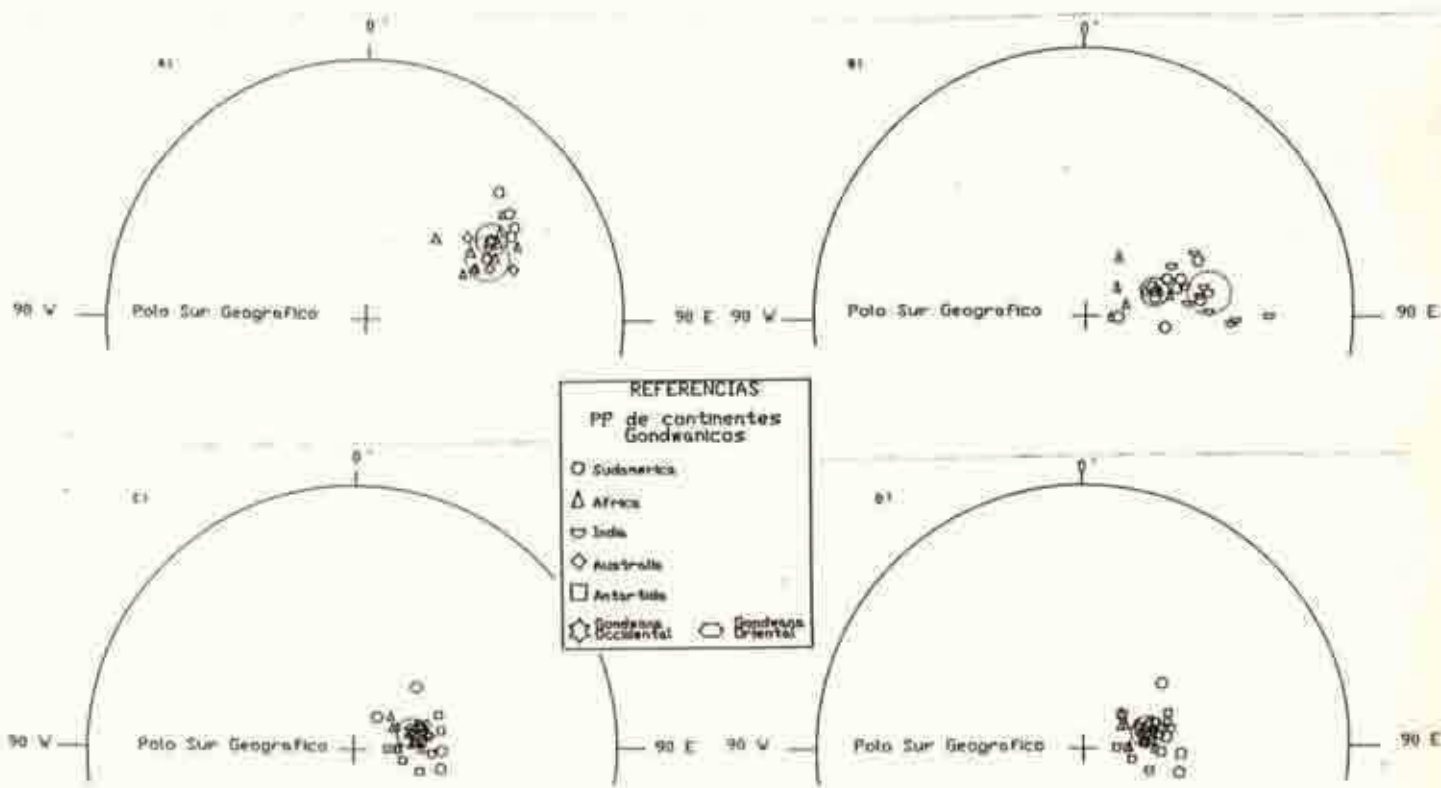


Fig. 8.VI. PP de los distintos continentes gondwánicos y PP medios del GO y el GE correspondientes a distintos lapsos en el sistema de coordenadas de Africa de acuerdo con Lawver y Scotese (1987). a. lapso Carbonífero tardío-Pérmico temprano. b. Pérmico tardío-Triásico temprano. c. Triásico tardío-Jurásico temprano. d. PP de los distintos continentes gondwánicos y PP medios del GO y del GE para el Triásico tardío-Jurásico temprano considerando la reconstrucción de GO de Nürnberg y Muller (1991).

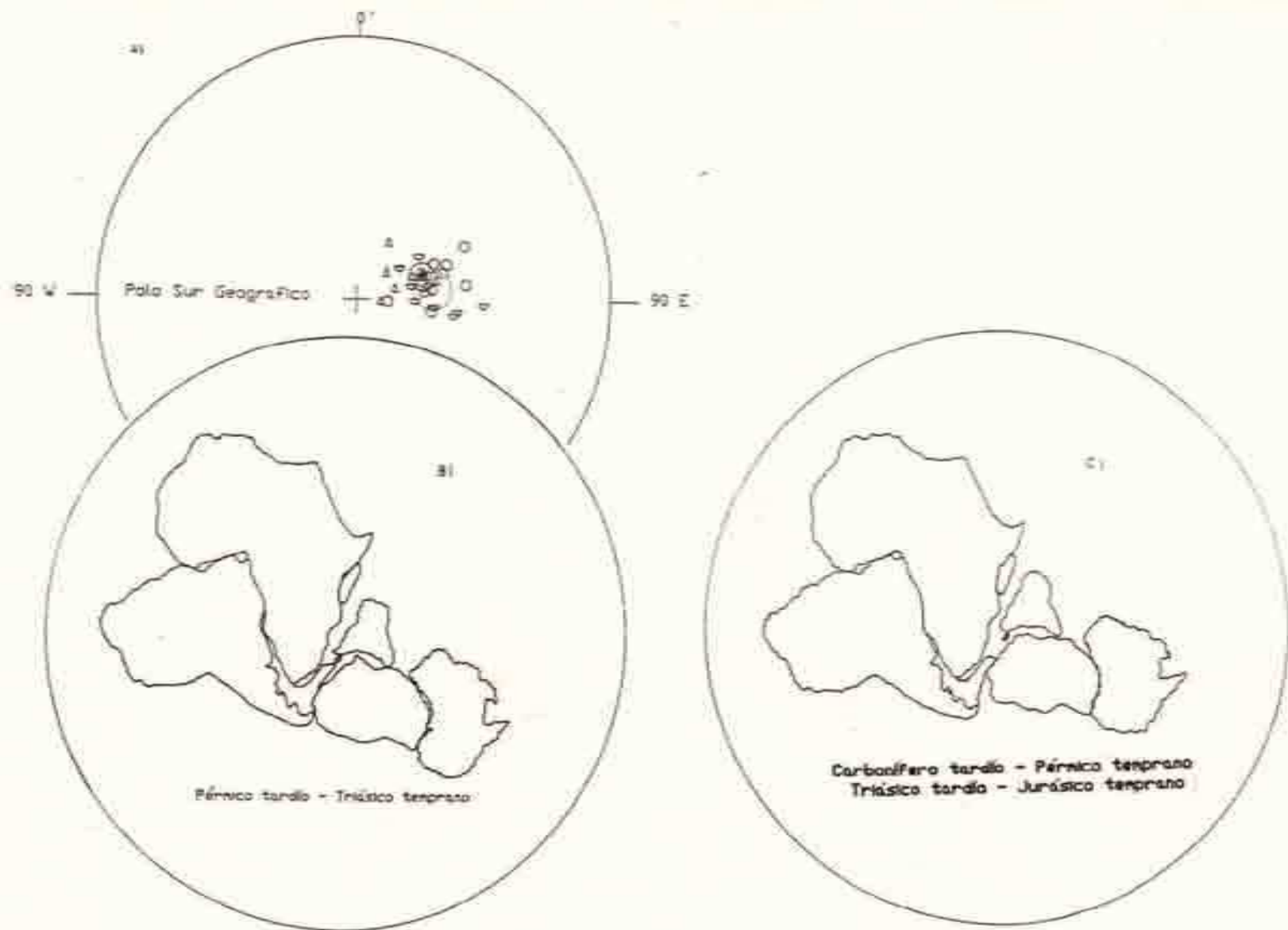


Fig.9.a. PP de continentes gondwánicos para el lapso Pérmico superior-Triásico inferior y PP medios del GO y el GE en el sistema de coordenadas de Africa. Los PP de los continentes del GE fueron rotados de acuerdo con los pivotes de la Tabla V propuestos en esta Tesis. b. Reconstrucción de Gondwana para el mismo lapso que resulta de rotar los continentes según los pivotes mencionados. c. Reconstrucción de Gondwana propuesta por Lawver y Scotese (1987).

Las rotaciones propuestas determinan un buen agrupamiento entre los promedios de **PP** de ambos Gondwanas para el lapso Pérmico tardío-Triásico temprano. La reconstrucción de Gondwana obtenida sobre la base de estos pivotes se encuentra representada en la Fig.9.VI.a. La ventaja de esta reconstrucción respecto de las anteriores para el lapso Pérmico superior-Triásico inferior es que no se requiere de un hueco considerable entre la costa oriental de Africa y la costa occidental de la India para obtener una buena concordancia entre los promedios de **PP** de los continentes de Gondwana. La fase tectónica extensional entre las costas de Africa e India que involucra esta reconstrucción está bien apoyada por datos geológicos. Como se mencionara en el Capítulo II (item 1) Cox (1978) sugirió una tectónica extensional para explicar el volcanismo regionalmente extendido desde el Paleozoico tardío-Mesozoico temprano en la cordillera Pir Panjal (NO de India); regionalmente se desarrollaron cuencas extensionales en el oriente de Africa para el Pérmico tardío; la sedimentación de estas cuencas estuvo gobernada por fallamiento activo durante ese período (Kent, 1974; Wopfner, 1991); aunque las sucesiones permo-triásicas del oriente de Africa son fundamentalmente de origen terrestre, en Madagascar se encuentran niveles estratigráficos del Pérmico tardío que contienen fauna proveniente del mar de Tethys que cubren depósitos continentales del Sistema Karroo (Wopfner, 1991); en rigor, todo el margen de Gondwana que enfrentaba al Tethys estuvo sometido a una tectónica extensional para el Pérmico tardío; de este margen se

desmembraron fragmentos marginales que migraron a Eurasia (Sengor, 1985; entre otros).

Por otra parte, el hecho de que los promedios de PP del GO y el GE de los lapsos Carbonífero superior-Pérmico inferior y Triásico superior-Jurásico medio concuerden utilizándose una misma reconstrucción, sugeriría que ambos bloques tuvieron posiciones relativas similares en ambos lapsos. De modo que si se compara la reconstrucción de Gondwana aquí propuesta para el lapso Pérmico superior-Triásico temprano, con la paleomagnéticamente válida para los lapsos anterior y posterior (Fig.9.VI.c) se puede sugerir un movimiento recurrente como el mencionado por Oviedo y Vilas (1984). Es decir la deformación del geosinclinal del Samfrau pudo haber resultado de un movimiento intragondwánico. Sin embargo, es importante señalar que la diferencia que existe entre los promedios de PP del GO y el GE durante el Pérmico tardío-Triásico temprano ha sido explicada por Briden et al. (1970) invocando componentes no dipolares del CMT y no a través de un proceso tectónico. Trabajos preliminares sugieren que es improbable de que en ese lapso hayan existido importantes componentes no dipolares (Livermore 1985, en Smith y Livermore, 1991). Más adelante se analiza el comportamiento del CMT durante transiciones de polaridad desde el límite Paleozoico Mesozoico, e indirectamente se infiere la importancia de su componente dipolar durante las mismas.

5. Distribuciones preferenciales de PGV de unidades jurásicas de América del Sur

Como se mencionara en el Capítulo II, los PGV de unidades Jurásicas de Sudamérica representados en red de Schmidt, constituyen poblaciones elongadas que se encuentran preferencialmente distribuidas en círculos máximos aproximadamente paralelos a los meridianos 20°-200° E.

Originalmente y a partir de tres estudios efectuados en diferentes localidades de muestreo, se interpreto esta particular distribución como un efecto de dos posibles causas de alcance global. 1) Deriva polar aparente del GO previo a la apertura del océano Atlántico; lo cual, como se mencionara en el Capítulo II (item 2), se fundamentaba en el hecho de que la CDPA propuesta para Sudamérica desde el Jurásico al Cretácico inferior presentaba la misma tendencia (Vilas, 1981; Valencio et al., 1983; Oviedo et al., 1991). 2) Movimientos del Dipolo Geomagnético (GD) en un plano meridiano (Vilas, 1981).

Para analizar, poblaciones de PGV con estas características, Engebretson y Beck (1978) y Oviedo y Vilas (1986) propusieron calcular la elipse dentro de la cual se encuentra la dirección verdadera con una probabilidad del 95%. De acuerdo con Engebretson y Beck (1978) una población de datos elípticos se puede describir en el plano X-Y según el parámetro excentricidad (e). Para calcular la excentricidad de una población de datos, asumida unimodal, se centra la misma, y en una esfera unitaria se encuentra el vector promedio de todas las direcciones. Se rota,

entonces, toda la población hasta hacer coincidir el vector promedio con el eje Z. Se proyecta, luego, a toda la población en el plano X-Y, en forma perpendicular a la dirección promedio. Entonces, la población se describe en el plano X-Y según su excentricidad. Dada una elipse centrada en el origen con el foco en $x = c$ y $x = -c$ y cuyos semiejes son respectivamente a y b , la excentricidad se define como $e = c/a$. Se puede demostrar de acuerdo con Engebretson y Beck (1978) que $c = (a^2 - b^2)^{1/2}$ y por lo tanto $e = [1 - (b^2/a^2)]^{1/2}$; $e = 0$ implica que la distribución es circular y $e = 1$ implica que los datos caen en una línea (Engebretson y Beck, 1978).

En la Fig. 10.VI. a, b y c, se representaron poblaciones de PGV las formaciones Chon Aike (Vilas, 1974), Maranhao (Schult y Guerreiro, 1979) y Camaraca (Palmer et al., 1983). En esta Fig. el hemisferio superior de la red de Schmidt corresponde al hemisferio sur geográfico y los extremos de los PGV representados corresponden, en cada caso, al sur magnético. Para el análisis se calcularon las elipses y las e de las poblaciones de PGV de polaridades normales y reversas independientemente, ya que podrían haberse registrado comportamientos diferentes, en las poblaciones de una y otra polaridad. En estos cálculos solamente se consideraron las poblaciones con un número de PGV (N) mayor a cinco (Tabla V.VI).

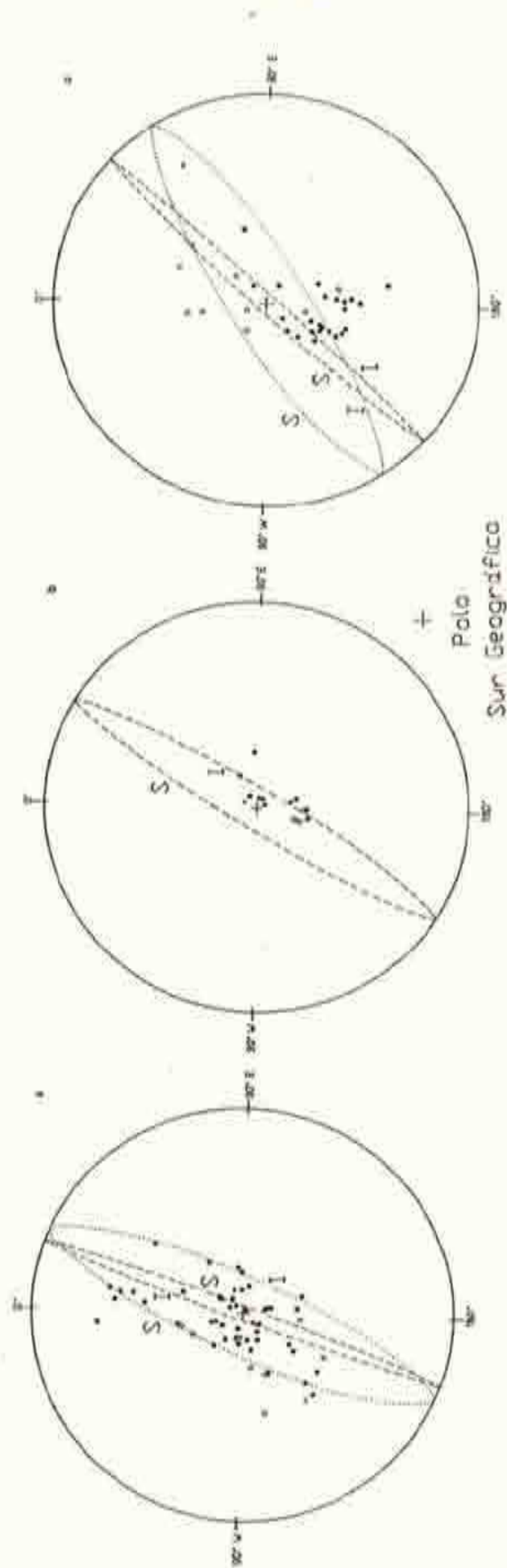


Fig. 10.VI. PGV jurásicos de Sudamérica, con sus localidades de muestreo en sus coordenadas geográficas actuales representados en red de Schmidt. La proyección corresponde al Hemisferio Sur. Los PGV representados con círculos abiertos poseen latitudes australes. Los círculos máximos contienen los radios mayores de los elipses dentro de las cuales se encuentra la dirección verdadera de la población con una probabilidad del 95 por ciento. Los círculos máximos de las polaridades normales y oblicuas normales (reversas y oblicuas reversas) se representan con líneas entrecortadas (puntos). S: sección superior del círculo máximo, I: sección inferior del círculo máximo. a) PGV de la Formación Chon Aike. b) PGV de la Formación Maranhao. c) PGV de la Formación Camaraca con rotación horaria de 44° según un eje vertical en la localidad de muestreo, de acuerdo con Palmer et al. (1983).

TABLA V. VI

UNIDAD GEOLOGICA	POLO DEL CIRCULO MAXIMO (1)		n (2)	e (3)	ed (4)	p (5)	AUTOR
	Long. (°)	Lat. (°)					
Chon Aike	287.65	-3.42	45	0.88	0.86	N	Vilas, 1974
	292.36	15.24	9	0.84	0.80	R	
Maranhao	300.84	7.03	11	0.87	0.7	N	Schult Guerr., 1979
Camaraca	311.05	-3.09	24	0.71	0.84	N	Palmer et al., 1980 [rotados 44 °]
	145.22	-15.25	10	0.88	0.68	R	
Marfil	282.91	-2.61	9	0.85	0.66	N	Mena, 1990
	132.53	5.78	6	0.68	0.68	R	
Lonco Trapial	315.96	-15.25	10	0.94	0.88	N	Somoza et al., 1991
La Cabaña (Lepá)	287.75	-10.02	46	0.80	0.74	N	Esta Tesis
Río Gualjainn (Lepá)	283.86	-14.63	7	0.72	0.6	N	Esta Tesis
C.R. Epul (O. Arenas)	278.93	-17.12	6	0.88	0.74	N	Esta Tesis

(1) Polo del círculo máximo que contiene al radio mayor de la elipse del 95% alrededor del promedio de PGV.

(2) Número de PGV considerados para calcular cada elipse.

(3) Excentricidad de las poblaciones de PGV.

(4) Excentricidad de las direcciones magnéticas.

(5) Polaridad: N, normales y oblicuas normales; R, reversas y oblicuas reversas.

Las e de estas poblaciones como las que les correspondieron a las poblaciones estudiadas en esta tesis, son mayores a 0,6. Para cada unidad analizada se representó en su correspondiente figura al círculo máximo que contiene al eje mayor de su elipse. Los PGV de la Formación Camaraca, se analizaron considerando una rotación tectónica según un eje vertical en la localidad de muestreo, de acuerdo con la propuesta original (Palmer et al., 1983). En otras palabras para analizar la población de PGV de la Formación Camaraca, se rotaron los mismos 44° en sentido horario según un eje vertical en la localidad de muestreo. En la Fig.10.VI.c se puede observar que así rotados, los PGV de polaridades normal y reversa de esta entidad presentan distribuciones muy parecidas a las de las formaciones Chon-Aike y Maranhao. Los radios máximos de las elipses de los PGV de las formaciones Chon-Aike y Maranhao están contenidos en círculos máximos, aproximadamente paralelos a los meridianos geográficos 20° - 200° E, tal como fue señalado por Valencio et al. (1983). El radio máximo que le corresponde a la elipse de los PGV de la Formación Camaraca es paralelo a los meridianos geográficos 40° - 220° este. Estudios paleomagnéticos jurásicos recientes de Patagonia presentan distribuciones elongadas análogas a esta distribución preferencial. La población de PGV del Complejo Marifil (Mena, 1990) que surge del reanálisis de los datos mencionados anteriormente, presenta esta distribución (Fig. 11.VI.a). De acuerdo con Somoza et al. (1991) el PP obtenido para la Formación Lonco Trapial (167 Ma, Lesta et al., 1980) es de

carácter preliminar, sin embargo sus 12 PGV también constituyen una población elongada (Fig.11.VI.b) como las anteriores. Es decir con una orientación preferencial, que como se mencionara es practicamente paralela al círculo máximo definido por los meridianos 20° - 200° este.

Teniendo en cuenta estos antecedentes era posible que las poblaciones de PGV de las tres secciones analizadas de la Cuenca Liásica del Oeste del Chubut presentaran una distribución análoga. Efectivamente, los PGV de los tres perfiles (LC, RG, CRE) estudiados presentan poblaciones de distribuciones elongadas (Fig.11.VI.c,d y e; Tabla V.VI).

El hecho de que seis entidades geológicas jurásicas de Sudamérica situadas en diferentes localidades presentaran distribuciones de PGV análogas, indica, evidentemente, que un evento de carácter global debió haberlas condicionado. Sin embargo, si se considera la interpretación geodinámica de Valencio et al. (1983) entre otros, existen controversias. El tramo de CDPA jurásica de Sudamérica, practicamente coincidente con los meridianos 125° - 305° E, analizado anteriormente (Fig.20.V.c) no respeta la tendencia que tienen las distribuciones de PGV analizadas.

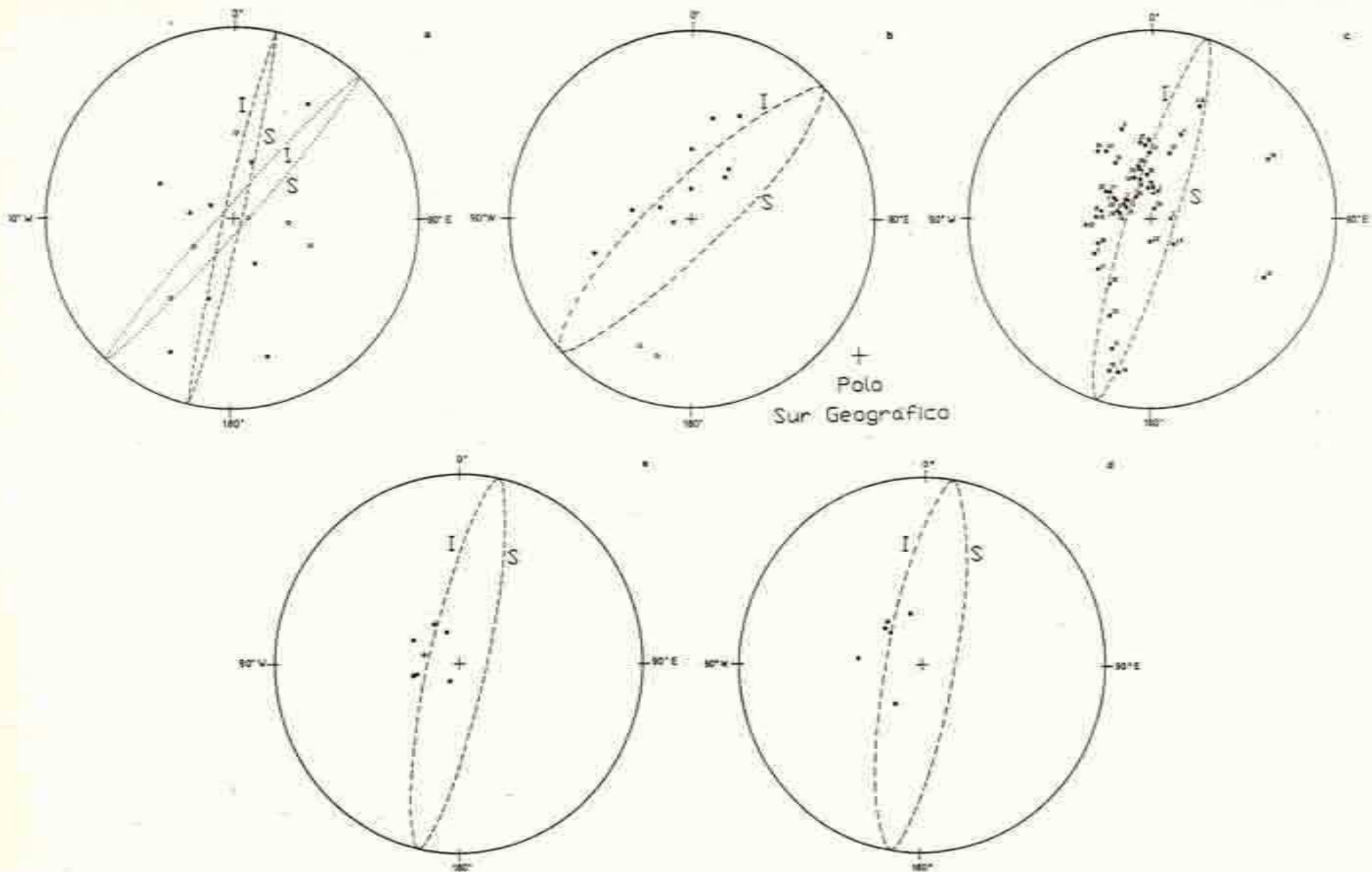


Fig.11.VI. PGV de Patagonia con las localidades de muestreo en sus coordenadas actuales. Ver Fig. 10.VI para más explicaciones. a) PGV del Complejo Marifil. b) PGV de la Formación Lonco Trapial. c) PGV del Perfil LC. d) PGV del Perfil RG. e) PGV del Perfil CRE.

Por otra parte, el perfil LC se muestreó siguiendo su orden estratigráfico. Si se incorporan también aquellos niveles estratigráficos en los cuales se contaba con un sólo espécimen, se obtiene un total de 46 niveles (Fig.11.VI.c). Los sedimentos de los primeros 150 m (nivel 1 a nivel 24) se depositaron en un lapso de 4 Ma (González Bonorino, 1990). Entonces, si se considera a la deriva continental como único factor que determinó esta distribución elongada, las posiciones geográficas de los PGV desde el nivel 1 al 24 indicarían una velocidad de movimiento de la placa sudamericana anormalmente alta (mayor a los 200 cm.año⁻¹). A un razonamiento análogo se arriba si se consideran sólo aquellos niveles con más de un espécimen.

De modo que las distribuciones de PGV del Jurásico de Sudamérica podrían ser debidas al comportamiento del CMT. Entonces otras unidades geológicas jurásicas de otros continentes que formaron la Pangea podrían haber registrado comportamientos similares.

6. Análisis de PGV de otros continentes que constituían la Pangea

De acuerdo con lo mencionado, entonces, poblaciones de PGV correspondientes a otras secciones jurásicas de la Pangea podían tener una distribución elongada. Para probar ello, se analizaron las poblaciones de cuatro unidades geológicas que corresponden a Norte América y África de manera análoga a las de Sudamérica.

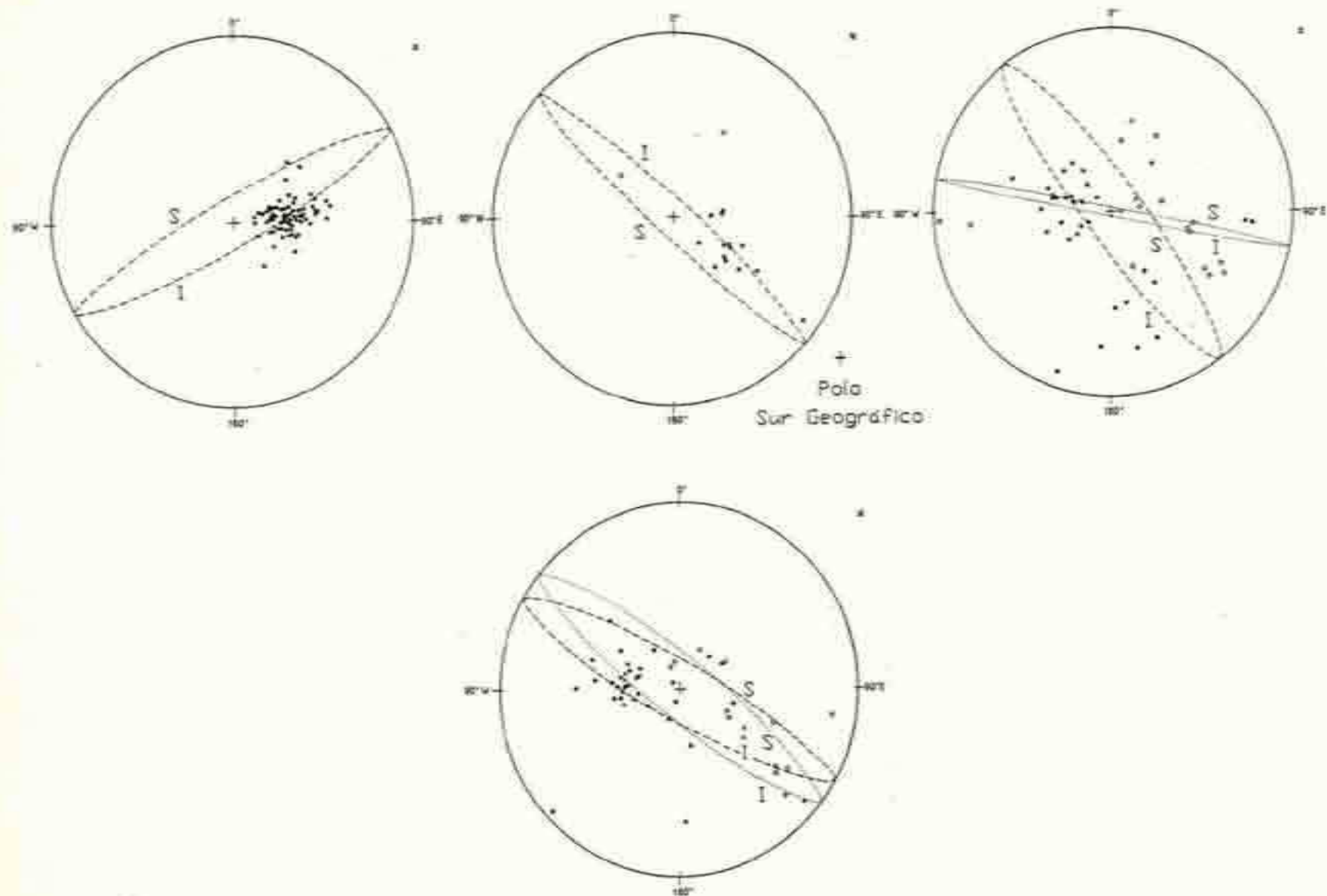


Fig.12.VI. Poblaciones de PGV de distintas secciones jurásicas de la Pangea. a. Grupo I de Cuencas Newark (Norte América). b. Formación Corral Canyon (Norte América). c. Lavas Stormberg en el perfil Maseru (Sud Africa). d. Lavas Stormberg en el perfil Sani Pass (Sud Africa).

TABLA VI.V)

UNIDAD GEOLOGICA	POLO DEL CIRCULO MAXIMO (1)		n (2)	e (3)	ed (4)	p (5)	AUTOR
	Long. (°)	Lat. (°)					
Cuencas New Ark. (G1)	331	10.58	72	0.7	*	N	Smith y Hollimier, 1979
F. Corral Canyon	59	-15.8	14	0.88	0.93	N	May et al., 1986
Manera (Lavas Stormb.)	54.3	13.4	32	0.66	0.68	N	Van Zijl et al., 1962
	12.1	0.87	17	0.82	0.77	R	
Sani Pass	30.19	11.25	36	0.64	0.75	N	
	37.9	10.86	14	0.94	0.92	R	

(1) Polo del círculo máximo que contiene al radio mayor de la elipse del 95% alrededor del promedio de PGV.

(2) Número de PGV considerados para calcular cada elipse.

(3) Excentricidad de las poblaciones de PGV

(4) Excentricidad de las direcciones magnéticas

(5) Polaridad: N, normales y oblicuas normales; R, reversas y oblicuas reversas.

En la Fig.12.VI están representadas las distribuciones y círculos máximos que contienen a los radios mayores de las elipses de poblaciones de PGV de secciones de Norte América y Sud Africa. Las representaciones se efectuaron de acuerdo con sus localidades de muestreo en coordenadas actuales (Tabla VI.VI).

Del continente norteamericano se analizaron dos poblaciones. La población de PGV que pertenece al grupo I de las cuencas Newark (Smith y Noltimier, 1979) y la población de PGV de la Formación Corral Canyon (May et al., 1986). De Africa se analizó el ejemplo clásico de transición de polaridad registrado durante el Jurásico inferior en las Lavas Stormberg (Van Zijl et al., 1962 a y b). El PP que resulta de las dos poblaciones de esta entidad se consideró, por otra parte, en el análisis de las tres posibles reconstrucciones del GO.

Aunque Witte y Kent (1989, 1990) y Van Fossen y Kent (1990) han señalado que los PP del grupo I de las cuencas Newark y la Formación Corral Canyon no serían confiables, ambos han sido empleados en una CDPA de Norte América (Besse y Courtillot, 1991) y el PP de la Formación Corral Canyon ha sido reivindicado por Bazaed y Butler (1992). El grupo I de las cuencas Newark tiene una edad radimétrica de 195 ± 4 Ma (Sutter y Smith, 1979) y sus 72 PGV constituyen una población elongada (Fig.12.VI.a). A la secuencia volcanoclástica de la Formación Corral Canyon le correspondería una edad radimétrica de $172 \pm 5,8$ Ma (May et al., 1986). Para analizar su población de PGV dos sitios de esta unidad se corrigieron previamente. Estos dos sitios se rotaron

35° en sentido antihorario a través de ejes verticales en las localidades de muestreo (May et al., 1986). Los PGV de polaridad normal de esta unidad geológica constituyen una población elongada (Fig.12.VI.b).

La transición de polaridad analizada en Lavas Stormberg se registró muy detalladamente en dos secciones denominadas Maseru y Sani Pass (Van Zijl et al., 1962 a y b). Los PGV de estas secciones se calcularon sobre la base de las direcciones magnéticas representadas en la figura 2 de Van Zijl et al. (1962 a). Los círculos máximos de las poblaciones elongadas de PGV que registraron la transición en ambas secciones son muy similares (Fig.12.VI.c y d).

Las poblaciones de PGV de todas las unidades aquí analizadas son elongadas. En las tablas V.VI y VI.VI, es posible observar los valores de los parámetros de excentricidad para todas las poblaciones. Todos ellos son mayores a 0,6 ($e=0$ indica distribución circular, $e=1$ distribución lineal). Por otra parte, las distribuciones de las MRE de los PGV de las secuencias de Sud América, de la Formación Corral Canyon, y de las secciones de Lavas Stormberg, son también elongados (ver valores de e en Tablas V.VI y VI.VI). Es decir no tienen simetría esférica fisheriana. Ello indicaría que las poblaciones de PGV elongadas no se deberían a la conversión de direcciones en distribuciones polares.

7. La Pangea, el Geoide y los caminos de Transiciones de Polaridad desde el Pérmico tardío-Triásico temprano hasta el Reciente

Las elongaciones de las poblaciones de PGM podían responder, entonces, a un patrón similar y deberse, tal vez, a un origen común. De modo que se analizaron estas peculiares posiciones de PGM jurásicos considerando modelos de convección y geoide durante el Mesozoico. Estos modelos han sugerido que el alto africano-atlántico del geoide actual se originó debido al entrampamiento térmico determinado por el aislamiento del manto por los continentes que se ensamblaron para formar la Pangea (Capítulo II, ítem 1). Por otra parte, los bajos del geoide se relacionarían con las zonas de subducción de la Pangea. Es decir, de acuerdo con esta propuesta la configuración del geoide actual ha permanecido sin cambios sustanciales por lo menos desde hace 200 millones de años (Anderson, 1982; Chase y Sprowl, 1983; Gurnis, 1988). Los altos del geoide se corresponderían con zonas del interior de la Tierra donde se generan puntos calientes (Chase, 1979; Crough y Jurdy, 1980). Se considera que la región que constituye el límite manto-núcleo (LMN), (en particular la capa D" en la base del manto), es probablemente el lugar donde se originan puntos calientes (Stacey y Loper, 1983). De modo que la configuración del geoide se correlaciona estrechamente con la del LMN (Hager et al., 1985).

Varios autores han sugerido que el LMN influye fuertemente sobre el comportamiento del CMT (Courtillet y Besse, 1987; Gubbins, 1988; Larson y Olson, 1991). Más aún, como se mencionara

en el último item del capítulo I, Laj et al. (1991, 1993) hipotetizaron que la geometría de las transiciones de polaridad de los últimos 10 Ma está regida por la configuración del LMN actual. Más precisamente los PGV transicionales se ubicarían en las zonas de mayor velocidad de onda sísmica P dando lugar al "Camino de las Américas y al Camino de Australia y el este de Asia". Esta idea ha sido fuertemente discutida durante 1992. Valet et al. (1992) señalaron que estadísticamente los datos que existen de transiciones de polaridad de los últimos 10 Ma no son suficientes como para justificar esta hipótesis. Langerais et al. (1992) consideraron que dado que los registros de transiciones de polaridad considerados por Laj et al. (1991) correspondían a depósitos sedimentarios, la particular distribución de los PGV transicionales puede deberse a un efecto del registro magnético por parte de los sedimentos. Sin embargo, la particular distribución que presentan los caminos no puede ser refutada estadísticamente (Laj et al., 1992; McFadden et al., 1993) y actualmente existen estudios paleomagnéticos en volcanitas cenozoicas que también han registrado PGV transicionales en las zonas análogas a las mencionadas (Orgeira et al., 1992; Somoza y Vilas, 1992; Constable, 1992; Hoffman, 1992). Por otra, y como se observará posteriormente, Vizán et al. (1992) señalaron que las Lavas Stormberg también registraban su camino de transiciones de polaridad en una de las zonas de los caminos cenozoicos.

Es importante destacar que los caminos preferenciales de cambios de polaridad cenozoicos, fueron reconocidos por

investigadores de las ciencias de la tierra de la Academia de Ciencias de Rusia, a mediados de la década del 70. (Burakov et al., 1976). Mas aun, existe un libro escrito por G.Z. Gurary y editado en 1988, (lamentablemente para el autor de esta tesis está escrito en ruso) cuyo título en inglés es "Geomagnetic Field during Reversals in the Late Cenozoic"; sus dibujos sugestivamente indican los caminos mencionados.

Entonces, sobre la base de las siguientes hipótesis se analizaron los PGV jurásicos antes observados en redes de Schmidt: 1) Las transiciones de polaridad y movimientos del CMT se desarrollan a través de zonas preferenciales del LMN (Laj et al., 1991; 1993; Constable, 1992; Hoffman, 1992). 2) La configuración del geóide ha permanecido prácticamente sin cambios desde el Jurásico inferior (Anderson, 1982; Chase y Sprawl, 1983; Gurnis, 1988). 3) La configuración del geóide se correlaciona con la del LMN (Hager et al., 1985).

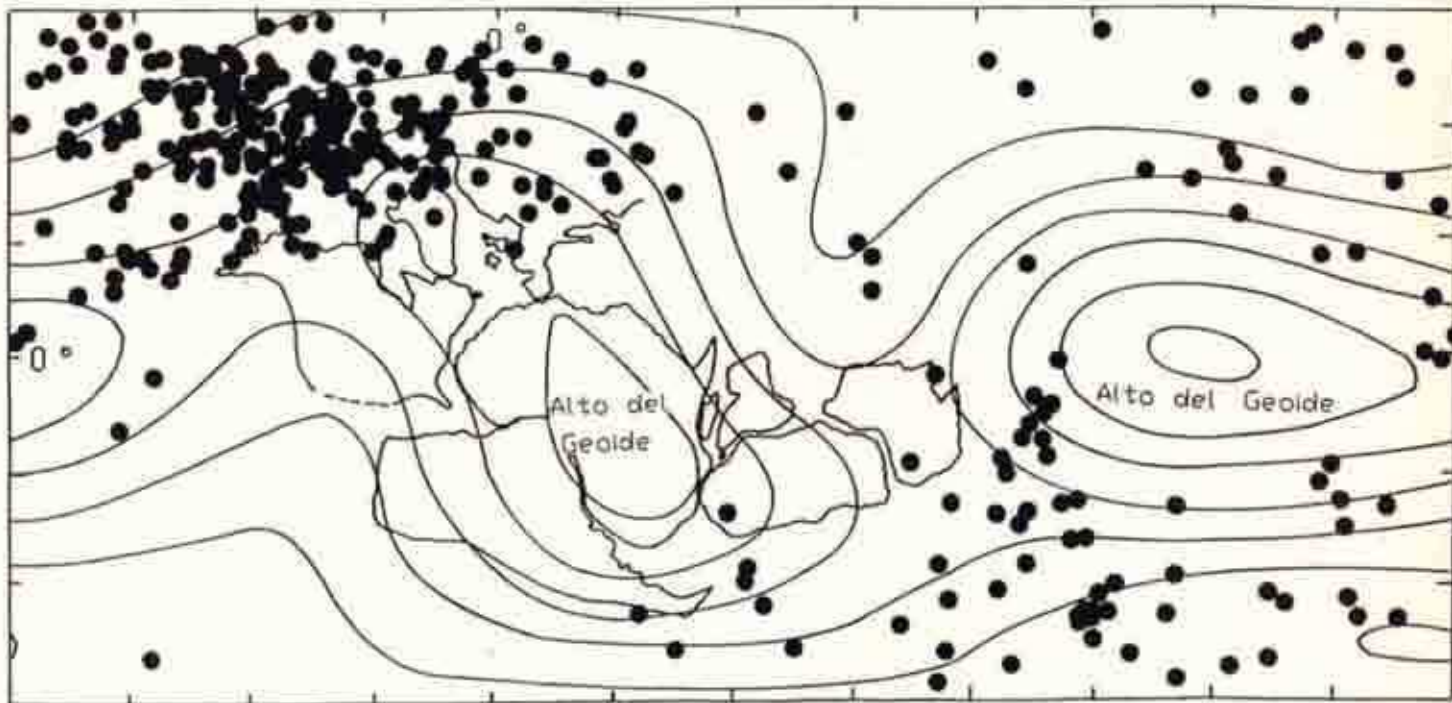
La metodología consistió en rotar las poblaciones de PGV previamente estudiados según el marco de referencia de puntos calientes propuesto por Morgan (1983), de acuerdo con sus correspondientes edades magnéticas. La edad paleontológica del perfil LC fue referida a la escala de tiempo propuesta por Hardland et al., (1990). Luego, todos los PGV se plotearon en un modelo de la topografía del LMN actual (Hager et al., 1985) cuya configuración se ajusta estrechamente a la del geóide (Fig.13.VI). En esta figura también se ubicó a la Pangea tipo A (ver Capítulo II) de acuerdo con el marco de referencia de puntos

calientes para los 200 Ma. La grilla de puntos calientes permite ubicar en el globo tanto a continentes como a datos geológicos o geomagnéticos en sus coordenadas paleogeográficas (paleolatitud y paleolongitud). Para ello se supone que existen puntos calientes que han permanecido razonablemente fijos en la Tierra y sus trazas en la corteza constituyen un marco de referencia para analizar movimientos de continentes (Morgan, 1983). Entonces se ensamblan los continentes según reconstrucciones clásicas (por ejemplo la propuesta por Bullard et al., 1965) y luego se determina el movimiento de uno de estos continentes elegido ad hoc, de modo lograr el más apropiado movimiento de todas las placas analizadas sobre una grilla formada por las trazas de puntos calientes.

La reconstrucción de la Pangea de la Fig.13.VI tiene una geometría muy similar a la región de más baja velocidad de onda sísmica P del LMN o del alto del geoide africano-atlántico, como fuera señalado entre otros por Chase y Sprowl (1983). Esto es coherente con la hipótesis de Anderson (1982) que señala que el efecto térmico determinado por el aislamiento del manto debido a la Pangea, se mantiene en la configuración del geoide actual.

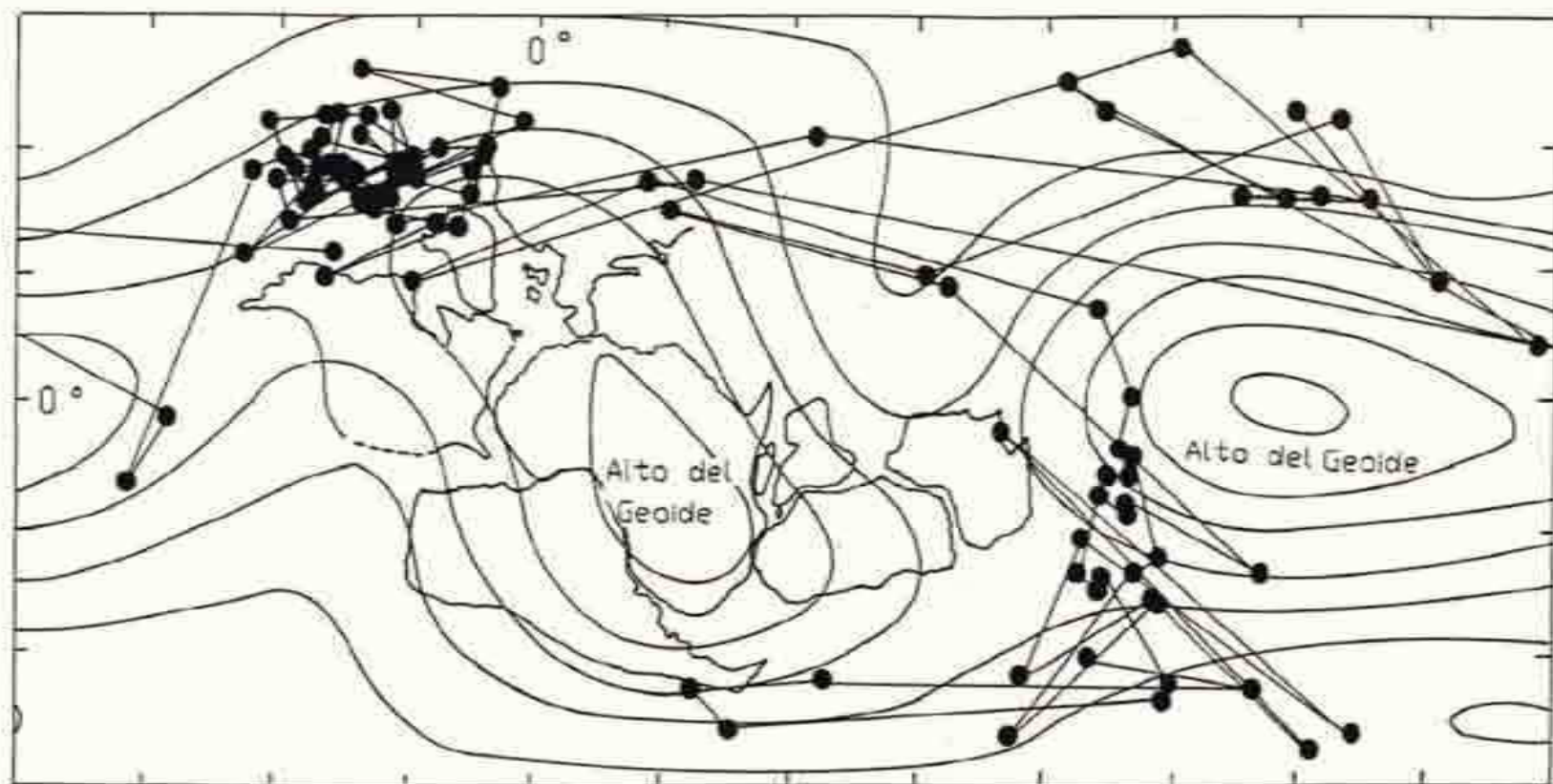
Evidentemente, la distribución de los PGV jurásicos estaría condicionada por la topografía del LMN (Fig.13.VI). Estos se disponen a lo largo de las regiones de mayor velocidad de onda sísmica de dicha zona (áreas de menor temperatura) o bien en los bajos del geoide. Más aún la transición registrada en ambas secciones de Stormberg Lavas señala un camino a través de una de

estas regiones (Fig.14.VI). Actualmente, en trabajos efectuados por el autor junto con otros colegas (e.g. Mena et al., 1993; Orgeira et al., 1993; Vizán et al., 1993), empleando la metodología de trabajo aquí propuesta y con mayor cantidad de PGM transicionales confiables recopilados, se está sustentando esta observación (Fig. 15.VI).



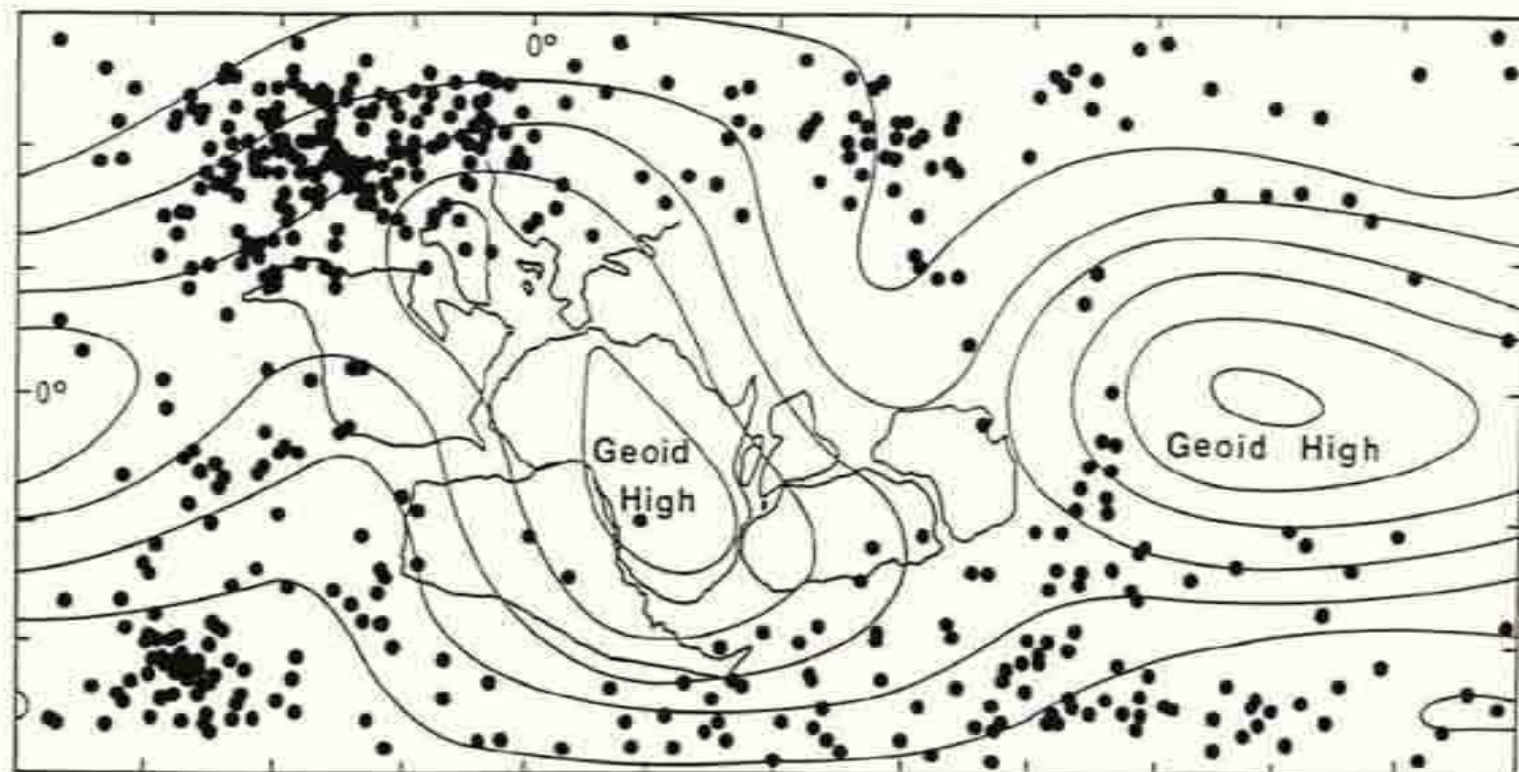
Mapa del Límite Manto Núcleo Actual - equidistancia 500 m

Fig.13.VI. "Pangea A" o Tipo Wegener reconstruida de acuerdo con el marco de referencia de puntos calientes del modelo propuesto por Morgan (1983) para los 200 Ma. PGM jurásicos rotados de acuerdo con sus edades magnéticas según el mismo modelo. Modelo de la Topografía del LMN actual de acuerdo con Hager et al.(1985).



Mapa del Límite Manto Núcleo Actual - equidistancia 500 m

Fig.14.VI. Camino de PGV durante la transición registrada en Lavas Stormberg (secciones de Maeru y Sani Pass).



CMB map: contour intervals 500 m

Fig.15.VI. PGV que corresponden a un lapso comprendido entre el Jurásico inferior y el Cretácico inferior. Involucra datos obtenidos de Sud Africa (Lavas Stormberg), Africa boreal (Tunisia) y Europa (Ticino). Para mayor información ver Mena et al. (1993); Orgeira et al.(1993) o Vizán et al. (1993)

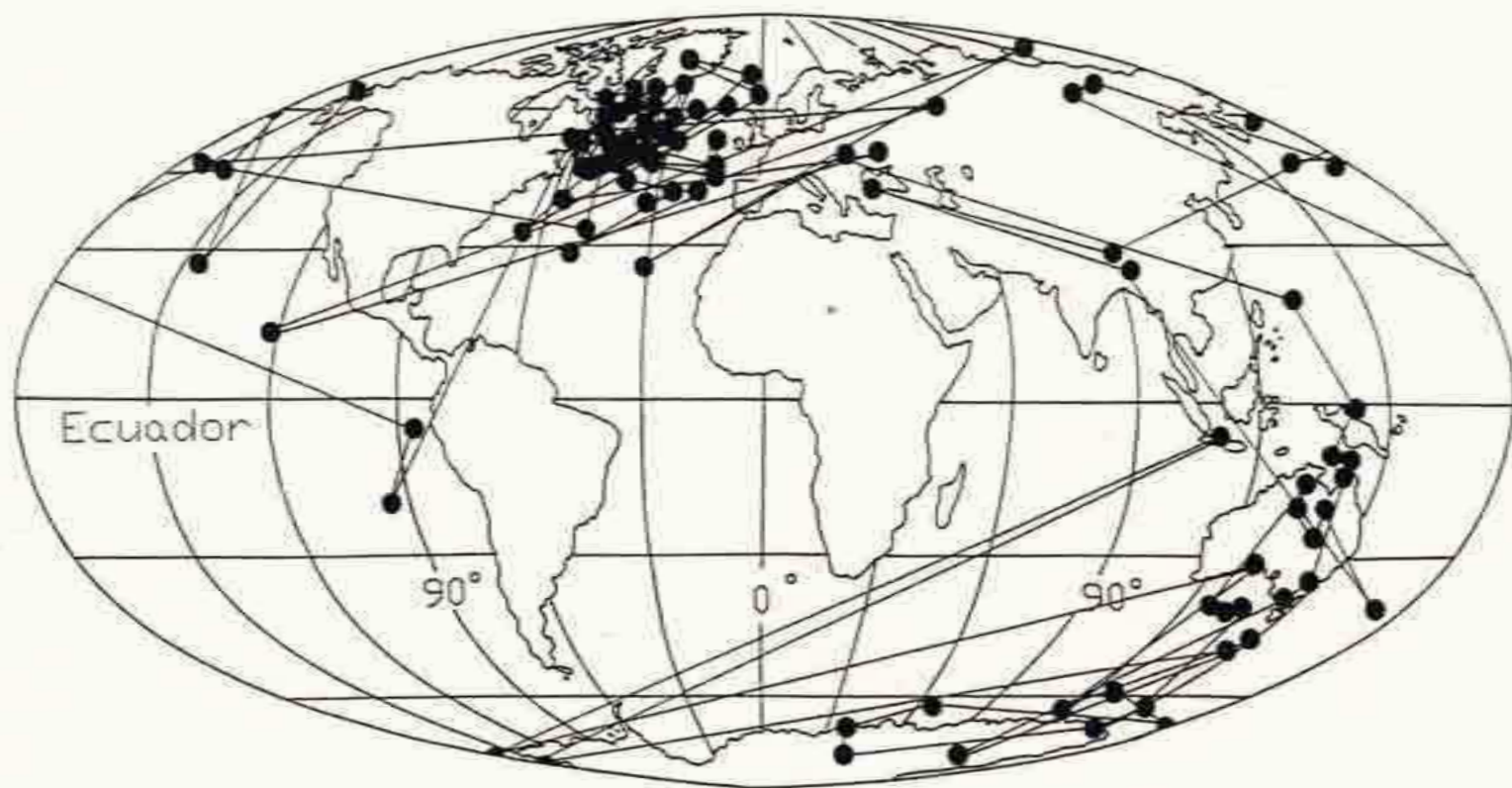
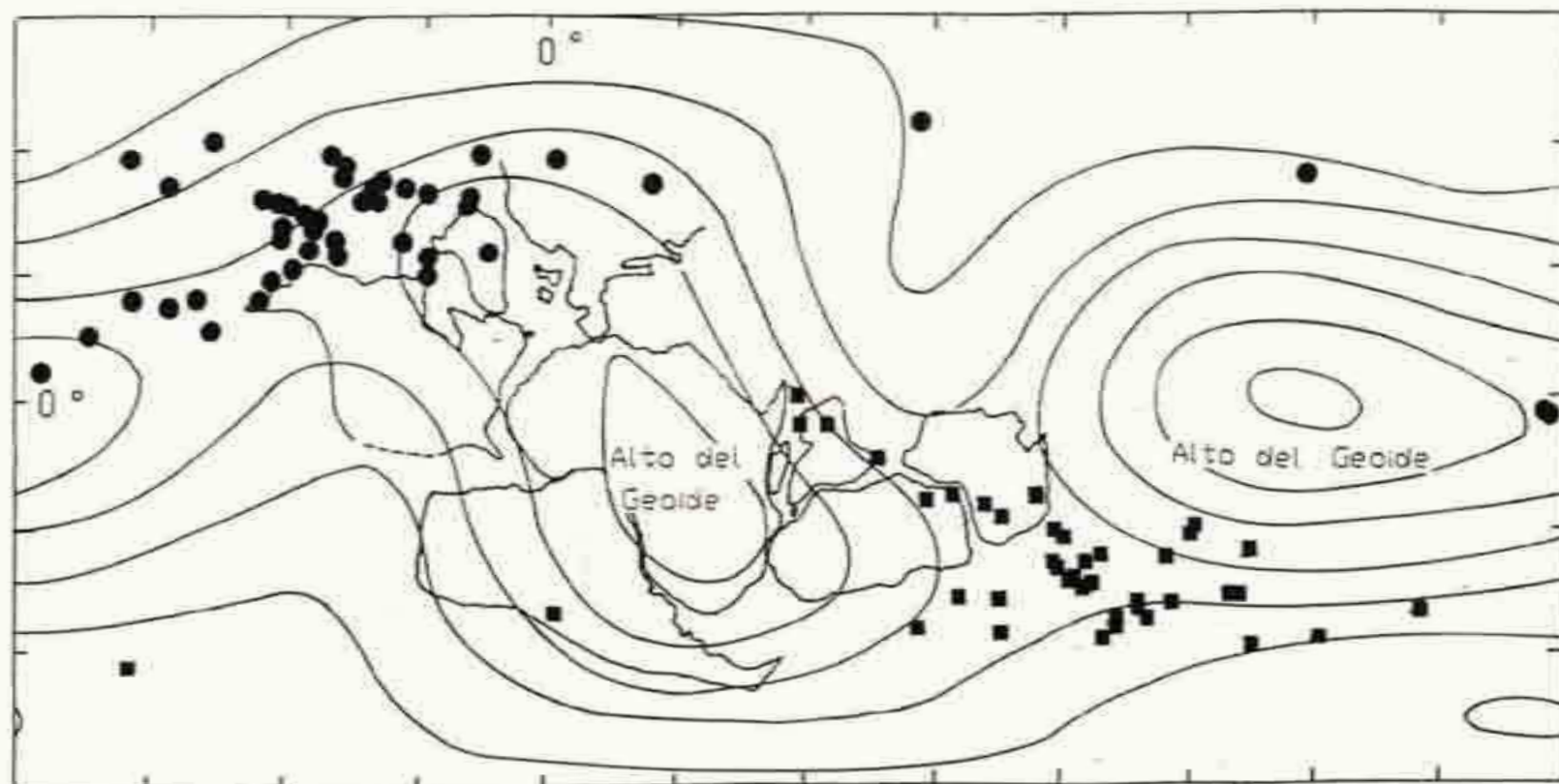


Fig.16.VI. PGV correspondientes a ambos perfiles de las Lavas Stormberg previamente repositionados en el sistema de "hotspots" y luego representados en un mapa geográfico actual. Comparese esta Fig. con la Fig. 20.I del Capítulo I.

Sobre la base de que la topografía del LMN pudo haber vivido desde los 200 Ma hasta el presente, es posible sugerir que caminos preferenciales de transiciones de polaridad han existido durante este prolongado intervalo. Precisamente, los PGV del camino registrado en las Lavas Stormberg, previamente restituído de acuerdo con el marco de referencia de puntos calientes, y luego representados en un mapa geográfico actual (Fig.16.VI) se canaliza a través del Camino de Australia y el este de Asia, lo cual se ha observado en transiciones de los últimos 10 millones de años (comparar Fig.16.VI con Fig.20.I del Capítulo I).

Como señaláramos, el camino del Jurásico inferior registrado por las Lavas Stormberg descarta la posibilidad de que el mismo sea un artefacto de la adquisición del magnetismo remanente, como lo plantea Langerais et al. (1992) para los caminos de los últimos 10 Ma registrados en sedimentitas o sedimentos.

Es posible que la configuración del LMN no sólo ha regulado la geometría de las reversiones, sino también comportamientos del CMT durante una polaridad determinada. En la Fig. 16.VI se representaron los PGV obtenidos en el perfil LC de acuerdo con la metodología que se empleo en las Fig. 13.VI y 14.VI.



Mapa del Limite Manto Núcleo Actual - equidistancia 500 m

Fig. 17.VI. PGV correspondientes al perfil LC rotados de acuerdo con la edad estratigráfica de la secuencia, según la grilla de "hotspots" del modelo de Morgan (1983), y luego representados en el modelo del LMN propuesto por Hager et al. (1985). Círculos (cuadrados) corresponden al extremo sur (norte) magnético.

A diferencia de anteriormente, en la Fig. 17.VI se graficaron los PGV que corresponden a ambos extremos (norte y sur) del CMT. Vale efectuar, entonces, una aclaración. En estudios paleomagnéticos clásicos, para determinar movimientos tectónicos, es esencial conocer si las rocas han registrado componentes normales o reversas del CMT; por otra parte en estudios de transiciones de polaridad se representa el extremo sur magnético de los PGV. Sin embargo, en el interior de la Tierra, donde no existe una magnetización permanente, esta convención es inapropiada (Gubbins y Coe 1993). Las ecuaciones de la dinamo y las que describen al CMT en la parte más profunda del manto, son las mismas ante un signo u otro del campo magnético (Gubbins y Coe, 1993). En otras palabras si el comportamiento geomagnético involucra a todo el campo, su sentido es irrelevante. Se puede observar que la geometría del posible comportamiento registrado en el perfil LC, también se encontraría regida por las zonas de alta velocidad de onda sísmica P en LMN, se analice el extremo sur (círculos en Fig. 17.VI) o el extremo norte de los PGV (cuadrados en dicha Fig.).

El hecho de que la gran parte de la Pangea ya estaba ensamblada en el Carbonífero tardío (Capítulo I), incita a pensar hasta que momento se puede extender en el tiempo la configuración de la capa D' actual que regularía el comportamiento del CMT. Obviamente, rastrear estos fenómenos en tiempos más antiguos que el Jurásico inferior es una tarea donde las incertidumbres son grandes. Si bien existen modelos que permitan efectuar

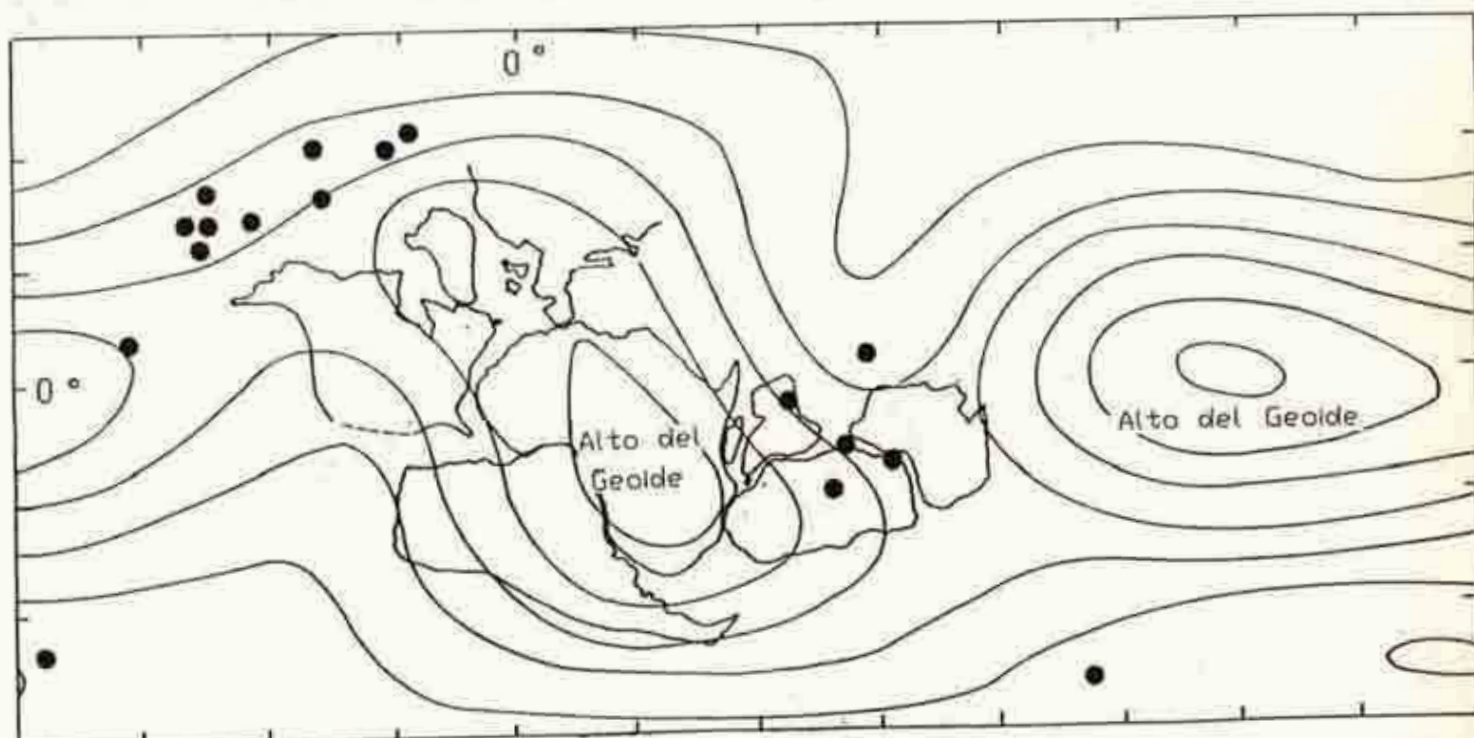
reconstrucciones por trazas de puntos calientes más allá de los 200 millones de años (Zonenshain et al., 1985), éstos son de mucho menor confiabilidad que los basados en grillas de puntos calientes (Morgan, 1983).

Por otra parte, existen secuencias como la de la Formación Corumbataí, asignada al Pérmico superior - Triásico inferior, que presentarían caminos de PGV semejantes a los registrados en secuencias jurásicas.

En la Fig. 18.VI se representaron los PGV registrados por la Formación Corumbataí (Pérmico superior - Triásico inferior) luego de ser reconstruidos según por el modelo de Morgan (1983) para los 200 Ma. Es decir suponiendo que la posición latitudinal y longitudinal de Gondwana no debe de haber sido muy diferente entre el Pérmico tardío y el Jurásico temprano. Esta suposición puede ser cierta, de acuerdo con Gurnis (1993) la velocidad de la subducción en los márgenes de la Pangea y la velocidad de propagación oceánica, mermaron durante el Pérmico tardío-Triásico. Como puede observarse, la distribución de los PGV de esta secuencia también señalaría un camino análogo a los observados para el Jurásico.

Es decir que posiblemente desde el Paleozoico superior existiría una vinculación estrecha entre la Pangea, la topografía del LMN y el comportamiento del CMT. Al igual que la tectónica extensional mesozoica (Capítulo II), las zonas de los caminos de transiciones de polaridad que se registran aún actualmete, habrían sido determinados por el entrampamiento

calórico que produjo la Pangea. El hecho de que diferentes localidades del globo hayan registrado estos caminos, es coherente con la hipótesis de que el CMT tenga un comportamiento fuertemente influenciado por su componente dipolar durante las transiciones de polaridad que se produjeron durante un lapso mayor a los 200 millones de años. La Pangea fue un hito cuyas consecuencias aún perduran.



Mapa del Límite Manto Núcleo Actual - equidistancia 500 m

Fig.18.VI. PGV registrados por la Formación Corumbataí (Pérmico superior-Triásico inferior) luego de ser reconstruidos de acuerdo con Morgan (1983) para los 200 Ma; ver texto para mayor información.

CONCLUSIONES

1) Se analizó la geología de ambos márgenes del río Gualjaina en el extremo septentrional de la sierra de Tecka (Chubut Extraandino). Este análisis permitió reconocer la estratigrafía y la estructura del área mencionada.

Las entidades estratigráficas observadas presentan los siguientes tipos litológicos principales y edades geológicas:

- a) Areniscas y pelitas carboníferas.
- b) Conglomerados, areniscas, tobas y andesitas liásicas.
- c) Plutonitas básicas jurásicas a cretácicas inferiores.
- d) Diques andesíticos, basaltos y tobas terciarias.
- e) Aglomerados cuaternarios.

En el esquema estratigráfico considerado no se toma en cuenta a la Formación Río Pescado (asignada por distintos autores al lapso eo-mesopaleozoico). Se considera que las pelitas dinamometamórficas que constituían esta formación, pertenecen en realidad a la Formación Pampa de Tepuel (carbonífera media). Los conglomerados interestratificados con areniscas que afloran en las inmediaciones del arroyo Pescado, que serían estratigráficamente más jóvenes que las pelitas dinamometamórficas, constituirían la base de la Formación Lepá (liásica).

Se postula una edad pliensbaquiana alta para los niveles estratigráficos que constituyen la Formación Lepá en el área estudiada y que posteriormente son analizados paleomagnéticamente.

Se reconoce que la estructura del región estudiada es fundamentalmente de bloques y que los pliegues que se observan están marginados a las inmediaciones de las fallas como respuesta al arrastre provocado por el movimiento de los bloques (v.g. pelitas dinamometamórficas aflorantes en el arroyo Pescado).

2) De acuerdo con los antecedentes geológicos del área analizada, se efectuó un estudio paleomagnético que incluyó a dos perfiles de la Formación Lepá (Lat.=43° 1' S, Long.= 70° 44' 0) y a un perfil de la Formación Osta Arena (Lat.=43° 58' S, Long.=69° 51' 0) de edad toarciana inferior. Las direcciones de las MRE de los tres perfiles son pretectónicas. El PP obtenido para ambas formaciones (SAJ5) posee las siguientes coordenadas y parámetros estadísticos: Long.= 131.6° E, Lat.= 74.3° S, A_{95} = 5°, N=46, k=18.4, R=43.5. La edad geológica asignada a este PP es plienebaquiana alta - toarciana inferior.

3) Se sugiere que SAJ5 junto con otros PP jurásicos de áreas cratónicas de Sudamérica definen un pequeño tramo de la CDPA de dicho continente durante el Fanerozoico. De acuerdo con ello, Sudamérica experimentaría un movimiento latitudinal recurrente en el Jurásico (primero hacia el ecuador y posteriormente hacia el polo geográfico sur).

4) Al comparar estos PP de Sudamérica con otros PP jurásicos de Africa empleando tres reconstrucciones diferentes de GO, se

observa que el mejor ajuste de SAJ5 con PP africanos se logra al emplear una reconstrucción que considera movimientos tectónicos internos en ambas placas, como preámbulo a la formación del océano Atlántico (modelo propuesto por Nurnberg y Muller, 1991). Esta reconstrucción presenta más argumentos geológicos a favor que otras paleomagnéticamente posibles.

5) Se presenta una reconstrucción alternativa, paleomagnéticamente posible para el continente de Gondwana durante el lapso pérmico tardío-triásico temprano. Los polos de rotación requeridos por este modelo para reconstruir a los continentes del GE (India, Australia, Antártida Oriental) a las coordenadas actuales de África se indican a continuación:

POLO DE ROTACION

	LAT.	LONG.	ANG.
India al Africa:	19.65	31.77	-74.05
Australia al Africa:	24.53	99.46	-45.03
Antártida Oriental al Africa:	16.55	148.05	-41.36

Latitud norte (sur) positiva (negativa). Longitud este (oeste) positiva. Rotación antihoraria (horaria) positiva (negativa).

Esta reconstrucción posee más argumentos geológicos a favor que otras consideradas anteriormente para el mismo lapso. La posición de los continentes del GE respecto de los del GO que presenta esta reconstrucción, concuerda con la propuesta de un movimiento intragondwánico previo a la ruptura definitiva de la Pangea.

6) Los PGV de los perfiles de la cuenca liásica del Oeste del Chubut poseen una distribución preferencial en el globo según los meridianos geográficos 20°-200° E (con Sudamérica en sus coordenadas actuales). Esta distribución de PGV fue observada en otras secuencias jurásicas de Sudamérica. La distribución espacial de los PGV del perfil La Cabaña, que fue muestreado sistemáticamente siguiendo su orden estratigráfico, favorece la interpretación de que ello es debido a un proceso geomagnético.

Un análisis de estos PGV junto con otros de diferentes localidades del planeta para un lapso que se extiende desde el Pérmico superior al Jurásico, indicaría que la peculiar distribución de los mismos está condicionada por la configuración del límite manto-núcleo actual, tal como ha sido sugerido para PGV transicionales de los últimos 10 Ma.

Se sugiere que la disposición de la última Pangea, determinó indirectamente la geometría de los cambios de polaridad y el comportamiento del CMT desde el Paleozoico tardío hasta el reciente.

ADDENDA

En estos últimos días salieron publicados varios trabajos relacionados con transiciones de polaridad y comportamientos del CMT. De todos ellos, vale la pena mencionar dos.

En uno de los trabajos se analizan datos paleomagnéticos jurásicos de Antártida Oriental. Lanza y Zanella (1993) analizan 3 poblaciones de PGV de Doleritas Ferrar; una de estas poblaciones pertenece a un filón capa en el que debido al enfriamiento paulatino del mismo, se registró detalladamente una excursión del CMT en un plano meridiano. Las otras dos poblaciones pertenecen a diques; la diferencia latitudinal entre estas dos poblaciones es interpretada como debida a un fenómeno geomagnético ya que sus PGV se alinean en el plano que contiene a la excursión registrada en el filón capa. De este trabajo es importante destacar dos aspectos; primero: el hecho de que el registro haya sido observado en volcanitas que presentan comportamientos magnéticos prácticamente univectoriales, le confiere a los datos un valor singular, ya que en este caso es indiscutible que no existen distorsiones o suavizados de la remanencia. El otro aspecto importante es que los PGV se encuentren alineados en un círculo máximo que curiosamente contiene a los meridianos 40° - 220° E, al que los autores lo interpretan como un paleomeridiano magnético.

Este aspecto contrasta fuertemente con las observaciones efectuadas en el otro trabajo que se mencionará. En este último Prévot y Camps (1993), descartan la existencia de "sectores

longitudinales para polos (sic) de registros volcánicos de reversiones geomagnéticas". Estos autores reúnen 401 PGV transicionales para un lapso que cubre los últimos 16 Ma.

Es interesante observar los criterios empleados por estos autores para confeccionar su base de datos. En estudios de reversiones de polaridad del Cenozoico tardío, con la finalidad de otorgar peso estadístico al análisis de cada transición se exige un número de PGV transicionales igual o mayor a 5 por registro. Más aun Vizán et al. (1993), en un estudio de PGV transicionales jurásicos (es decir datos más antiguos en uno y dos ordenes de magnitud) también respetaron esta norma. Prévot y Camps (1993) analizan PGV intermedios sin especificar si cumplieron con esta regla. Por otra parte, aproximadamente el 50% de sus datos pertenecen a Islandia y prácticamente el 50% restante a otras dos localidades no mencionadas. Es decir esta base de datos está muy condicionada por los muy pocos sitios de muestreo y por lo tanto las conclusiones de estos autores no tienen carácter global. Por otra parte, con el argumento válido de que en pocas semanas o meses pueden ocurrir varias erupciones, los autores consideran que "flujos consecutivos de lava cuyos ángulos de confianza A_{95} (sic) se solapan representan una sola lectura del campo", sin embargo no mencionan el valor del círculo de confianza que correspondería, supuestamente, a los PGV transicionales que analizan.

Por otra parte, en una primera selección Prévot y Camps (1993) reunieron 631 PGV intermedios, de los cuales las dos

terceras partes correspondían a sitios de Islandia. Llama poderosamente la atención que en una sola región del Globo se haya registrado tal cantidad de datos paleomagnéticos transicionales, sabiendo que un cambio de polaridad ocurre en un lapso del orden de los 1000 años (cf. Valencio, 1980). Mas que solicitar la base de datos que Prévot y Camps ofrecen a través de la revista *Nature* sería interesante analizar los trabajos originales de donde estos autores los recopilaron.

No existe en absoluto un consenso general en cuanto a la geometría de las reversiones del CMT del Cenozoico tardío. Posiblemente se desencadenaran mayores discusiones respecto de los caminos de cambios de polaridad durante el Paleozoico tardío-Mesozoico. Mucho habrá que trabajar y analizar para sostener o descartar ideas.

De todas maneras, algo que subyuga al autor de esta tesis y lo ayuda a superar su nihilismo cotidiano para seguir investigando, es que tanto los movimientos entre los continentes como el comportamiento del campo magnético terrestre, quede registrado en pequeños "observatorios geomagnéticos": minerales que poseen algunos electrones que se mueven desapareadamente desde hace cientos de millones de años.

Late Corazón... No todo
se lo ha tragado la Tierra.
(Antonio Machado).

AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a las siguientes instituciones y personas:

Al CONICET y a la Universidad de Buenos Aires por su apoyo económico.

A los directores de esta tesis, es decir a mi Padrino, Dr. Carlos Alberto Rinaldi, y a la Dra. Ana María Sinito.

Al Ing. Daniel A. Valencio y al Dr. Juan Spikermann, porque desde distintos enfoques se esmeraron en agudizar mi espíritu crítico.

A mis inteligentes, extraordinarios y astutos compañeros de trabajo del Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel A. Valencio".

Al grupo de investigadores que dirige el Dr. Otto Schneider y al personal del CIRGEO.

A un corrector de esta tesis, que se tomó el tedioso trabajo de leerla con un detalle minucioso y me señaló vicios de escritura que debo corregir.

A la Sra. Helena de hemeroteca y al personal de seguridad y control de los fines de semana de la facultad.

A la gente del Departamento de Ciencias Geológicas que me escucha, me alienta o me convida con matecitos.

A la familia Criado, dueños de La Cabaña donde se encuentra el perfil homónimo, por todo su apoyo.

A mis amigos y conocidos del barrio de San Cristobal. Ninguno tiene estudios terciarios, la mayoría tiene un corazón grande como una casa, y algunos merecerían ser toreros, porque son como el legendario piloto de turismo de carretera de Carlos Casares.

Hablando de mis pagos, no puedo dejar de recordar en estos momentos a mi profesora de historia del Colegio Nacional, Susana Sigwald de Carioli, por todas sus enseñanzas. Tampoco me olvido de mis hermanos y de Aurelia, por el amor que constantemente me brindan.

Finalmente, quiero expresar que esta tesis es el resultado de años de aprendizaje recorriendo varios "caminos", entre otros el viejo método del ensayo, el error y el acierto. De todos modos, nunca dejé de trabajar como mis padres, Haroldo Emilio y Lidia, me enseñaron que debía encarar cualquier actividad humana. Es decir, poniendo el Corazón.

MUCHAS GRACIAS !!!!

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alabaaster, T. y B.C. Storey, 1990. Modified gulf of California model for South Georgia, north Scotia Ridge, and implications for the Rocas Verdes back-arc basin, southern Andes. Geology, 18, 497-500.
- Alberti, R., 1988. Geología de la quebrada Guera-Peña, zona norte del borde oriental de la sierra de Tecka, Departamento de Languineo, Provincia del Chubut. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, Inédito.
- Amos, A., 1964. A review of the marine Carboniferous stratigraphy of Argentina. XXII^o International Geological Congress, Proceedings, 9, 53-72, Nueva Delhi.
- Amos, A. y E.O., Rolleri, 1965. El Carbónico marino en el Valle de Calingasta, Uspallata (San Juan-Mendoza). Boletín de Informaciones Petroleras, 368, 1-23.
- Amos, A. y N., Sabattini, 1969. Upper Paleozoic similitud between Argentina and Australia. IUGS Symposium Gondwana Stratigraphy, Actas II, 235-248, Buenos Aires.
- Anderson, D. L., 1982. Hotspots, polar wander, Mesozoic convection and the geoid. Nature, 297, 391-393.
- Andreis, R.R. y R. Cúneo, 1985. Estratigrafía de la Formación Mojón de Hierro en puesto Garrido, extremo sudoriental de la sierra de Tepuel, Chubut, Argentina. Proyecto 211 IGCP, Comunicación, 22-24, Buenos Aires.
- Andreis, R.; C.R. González y J. Cortiñas, 1985. Estratigrafía de los Grupos Tepuel Y Río Genoa (Neopaleozoico de Chubut). Asociación Geológica Argentina Revista, XL (3-4), 284-289.
- Andreis, R., S. Archangelsky, C. R. González, O. López Gamundi, N. Sabattini (y la cooperación de G. Aceñolaza, C.L. Azcuy, J. Cortiñas, A. Cuerda y R. Cúneo), 1987. Cuenca Tepuel-Genoa. En: El Sistema Carbonífero en la República Argentina, editado por S. Archangelsky, 169-195. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- Arthaud F. y P. Matte, 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geological Society of America Bulletin, 88 (9), 1305-1320.

- Azcuy, C. 1985. Late Carboniferous Paleogeography and Stratigraphy of Argentina. C.R.X. International Congress of Stratigraphy and Geology of Carboniferous, 1983, Actas 4, 281-293. Madrid.
- Azcuy, C. L. y R. Caminos, 1987. Diastrofismo. En: El Sistema Carbonifero en la Republica Argentina, editado por S. Archangelsky, 225-237. Academia Nacional de Ciencias de Cordoba.
- Ballard, R.D., y E. Uchupi, 1975. Triassic rift structure in the Gulf of Maine. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 59, 1041-1072.
- Bally, W. A., 1987. Phanerozoic Basin Evolution in North America. Episodes, 10 (4), 248-253.
- Barron, E.J., G.G.A., Harrison y W.W., Hay, 1978. A revised reconstruction of the Southern Continents. EOS. Transactions of the American Geophysical Union, 59, 436-450.
- Basolo, F. y R., Johnson, 1978. Química de los compuestos de coordinación: La química de los complejos metálicos. Editorial Reverté. pp. 174. Barcelona.
- Bazaed, D. y R. Butler, 1992. Paleomagnetism of the Middle Jurassic Summerville Formation, East Central Utah. Journal of Geophysical Research, 97, 4377-4385.
- Beck, M., E. Jr., R. F. Burmester y S.D. Sheriff, 1979. Field reversal and paleomagnetic pole for Jurassic Antarctica (abstract). EOS Transactions of American Geophysical Union, 60, 818.
- Belloso, E.S. y G.A. Jalfin, 1989. Cuencas Neopaleozoicas de la Patagonia extraandina e islas Malvinas. En: Cuencas Sedimentarias Argentinas. Simposio sobre Cuencas Sedimentarias del Xº Congreso Geológico Argentino San Miguel de Tucumán, 379-393. San Miguel de Tucumán.
- Benito, J.I y C. J. Chernicoff, 1986. Geología del cerro Caquel y alrededores, departamento Futaleufú, provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XLI (1-2), 70-80.
- Besse, J. y V., Courtillot, 1988. Paleogeographic maps of the Continents bordering the Indian Ocean since the Early Jurassic. Journal of Geophysical Research, 93, 11.791-11.808.

- Besse, J. y V. Courtillot, 1991. Revised and Synthetic apparent polar wander path of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and true polar wander since 200 Ma. Journal of Geophysical Research, 96, 4029-4050.
- Bhalla, M.S. y R.K. Verma, 1969. Palaeomagnetism of Triassic Parsora Sandstones from India. Physical of the Earth and Planetary Interiors, 2, 138-146.
- Blasco, G., R. Levy y F. Nullo, 1978. Los amonites de la Formación Osta Arena (Liásico) y su posición estratigráfica-Pampa de Agnia-(Provincia del Chubut). VIIº Congreso Geológico Argentino, Actas II, 407-429, Neuquén.
- Blasco, G., R. Levy y J.V. Ploszkiewicz, 1980. Las calizas toarcianas de Loncopán, Departamento Tehuelches, provincia del Chubut, República Argentina. IIº Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y Iº Congreso Latinoamericano de Paleontología, Tomo I, 191-200.
- Borrello, A.V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales XIV, 1-181.
- Bowen, R., 1963. O₁^S O₁^S paleotemperature measurements on Mesozoic Belemnoidea from Neuquen and Santa Cruz provinces. Arg. J. Paleont., XXXVII (3), 714-718.
- Brun, R. L., C.R. Stern y M.J. de Wit, 1978. Field and Geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. Earth and Planetary Science Letters, 41 (1), 32-46.
- Briden, J.C., y R.L. Oliver, 1963. Paleomagnetic results from the Beardmore Glacier region, Antarctica. N.Z.J. Geol. Geophys., 6, 388-394.
- Briden, J.C.; A.G. Smith y J.T. Sallomy, 1970. The geomagnetic field in Permo-Triassic time. Geophysical Journal of the Royal astronomical Society, 23, 101-117.
- Bull, C., E. Irving, e I. Willis, 1962. Further paleomagnetic results from south Victoria Land, Antarctica. Geophysical Journal of the Royal astronomical Society, 6, 320-336.
- Bullard, E.C., J.E. Everett, y A.G. Smith, 1965. The Fit of Continents around the Atlantic. Philosophical Transactions of the Royal Society, 258, 41-51.

- Burakov, K.S., Gurary, G.Z., Khramov, A.N., Petrova, G.N., Rasanova, G.V. y Rodinov, V.P. 1976. Some peculiarities of the virtual pole positions during reversals. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 28, 295-307.
- Busteros, A.; M. Franchi y H.A. Lema, 1993. El magmatismo calcoalcalino del área de José de San Martín, Provincia del Chubut. XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV, 128-133.
- Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en la Patagonia y Tierra del Fuego. Dirección General de Minas y Geología, Ministerio de Agricultura de la Nación. Publicación Nº 95, 1-152.
- Cazau, L.B., 1967-1968. Relevamiento geológico de la porción sur de la cuenca de Nirihuau-Norquinco-Cushamen (entre Norquinco-río Tecka-Esquel y Cholila). Prov. de Río Negro y Chubut. Y.P.F., Buenos Aires, Informe Inédito.
- Cazaubón, A.J., 1947. Una nueva flórmula jurásica en el cordón de Esquel en el Chubut meridional. Asociación Geológica Argentina Revista, II (1), 41-58.
- Clement, B.M. y Kent, D.V. 1986. Geomagnetic polarity transition records from five hydraulic piston cores sites in the North Atlantic. En: Init. Rep. DSDP, U.S. Gov. Print. Off., Editado por: W. F. Ruddiman, R. Kidd and E. Thomas, 831-852, Washington D.C.
- Cobbold P.R., A.C. Massabie y E.A. Rossello, 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt. Argentina. Hercynica, 11 (2), 135-148.
- Cobbold P.R., D. Gapais y E.A. Rossello, 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. Journal of Structural Geology, 13 (7), 743-758.
- Coira, B.L., F. Nullo, C. Proserpio y V. Ramos, 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (Provincia de Río Negro y Chubut). República Argentina. Asociación Geológica Argentina Revista, XXX (4), 361-383.
- Collinson, D.W., 1965. Origin of remanent magnetization and initial susceptibility of certain red sandstones. Geophysical Journal, 9, 203-217.
- Constable, C. 1992. Link between geomagnetic reversal paths and secular variation of the field over the past 5 Myr. Nature, 258, 230-233.

- Conti, C. y A.E. Rapalini, 1990. Paleomagnetismo de la Formación Choique Mahuida, aflorante en la sierra homónima, provincia de La Pampa, República Argentina. XIº Congreso Geológico Argentino, Actas II, 235-238, San Juan.
- Cortés, J.M., 1981. El substrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XXXVI, 217-235.
- Cortiñas, J.S., 1984. Estratigrafía y facies del Jurásico entre Nueva Lubecka, Ferrarotti y cerro Colorado. Su relación con depósitos coetáneos del Chubut central. IXº Congreso Geológico Argentino, Actas II, 283-299, S.C. de Bariloche.
- Cortiñas, J.S. y H.A., Arbe, 1982. Facies y paleoambientes sedimentarios del Grupo Río Genoa, Pérmico inferior de la región de Nueva Lubecka, provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XXXVII (3), 300-312.
- Courtillot, V. J. Besse, 1987. Magnetic Field Reversals, Polar Wander, and Core-Mantle Coupling. Science, 237, 1140-1147.
- Courtillot, V., J. Besse, D. Vandamme, R. Montigny, J.J. Jaeger y H. Cappetta, 1986. Deccan flood basalts at the Cretaceous Tertiary boundary?. Earth and Planetary Science Letters, 80, 361-374.
- Cox, A.V. y B.R., Hart, 1986. Plate tectonics: How it Works. Editorial Blackwell, p. 389, California.
- Cox, K. G., 1978. Flood basalts, subduction and the break-up of Gondwanaland. Nature, 274, 47-49.
- Cox, K.G., 1988. The Karroo Province, En: Continental Flood Basalts, editado por J.D. McDougall, 239-271, Boston.
- Creer, K.M., 1965. Palaeomagnetic data from Gondwanic Continents. Royal Society Philosophical Transactions, A 258, 27-40.
- Creer, K.M., B.J.J. Embleton and D.A. Valencio; 1970. Triassic and Permo-Triassic data for South America. Earth Planetary Science Letters, 8, 173-178.
- Criado Roque, P., C. Mombrú, y V.A. Ramos, 1981. Estructura e interpretación tectónica. VIIIº Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 155-192, Buenos Aires.

- Crough, S.T. and Jurdy, D.M. 1980. Subducted lithosphere, hotspots and the geoid. Earth and Planetary Science Letters, 48, 15-22.
- Cocchi, R., 1980. La Formación EsquelN nueva interpretación estratigráfica. Asociación Geológica Argentina Revista, XXXV (2), 167-173.
- Cuerda, A. y C. Azcuy, 1987. Introducción. En: El Sistema Carbonifero en la Republica Argentina, edited por S. Archangelsky, 253-271. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- Cuerda, A., C.L. Azcuy, D.A. Valencio y J.F. Vilas, 1987. Introducción. En: El Sistema Carbonifero en la Republica Argentina, editado por Archangelsky, 4-13. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- Cúneo, R., 1983. Paleoecología de microsecuencias plantíferas del Grupo Río Genoa, Pérmico de Chubut. Argentina. Ameghiniana, 20 (1-2), 111-131.
- Cúneo, R. y R.R., Andreis, 1983. Estudio de un bosque de licofitas en la Formación Nueva Lubecka, Pérmico de Chubut, Argentina. Implicancias paleoclimáticas y paleogeográficas. Ameghiniana, 20 (1-2), 132-140.
- Cúneo, R. y N., Sabattini, 1987. Flora y Fauna de la base de la Formación Río Genoa en la localidad Ferraroti, Pérmico inferior de Chubut, Argentina. IVº Congreso Latinoamericano de Paleontología, I, 283-298. Bolivia.
- Curie, D., 1983. Ouverture de l'Atlantique sud et discontinuités intra-plaque: une nouvelle analyse. Thèse 3ème Cycle. Univ. Brest, Brest.
- Chamalaun, F.H.; 1977. Paleomagnetic evidence for the relative positions of Timor and Australia in the Permian. Earth and Planetary Science Letters, 34, 107-112.
- Chase, C.G. 1979. Subduction, the geoid, and lower mantle convection. Nature, 282, 464-468.
- Chase, C.G. y Sprowl, D.R. 1983. The modern geoid and ancient plate boundaries. Earth and Planetary Science Letters, 62, 314-320.

- Chebli, G.A., 1973. Geología y estratigrafía de la región central del Chubut, al sur del río homónimo, entre sierra del Cañadón Grande, sierra Cuadrada, sierra del Guanaco e inmediaciones de la sierra Negra (Dpto. Paso de Indios, Prov. del Chubut). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, inédito.
- Chebli, G.A., C. Nakayama y J.C. Sciuto. 1979. Mapa geológico de la provincia del Chubut. VIIº Congreso Geológico Argentino, Actas I. 639-655.
- Cherry, E. and H.C. Noltimier. 1982. Paleomagnetic results: Kirkpatrick Basalts at Brimstone Peak and Gordon Peak, Antarctica (abstract). EOS Transactions of the American Geophysical Union, 63. 616.
- Dalrymple, G.B.; C.S. Grommé y R.W. White. 1975. Potassium-Argón age and paleomagnetism of diabase dikes in Liberia: initiation of central Atlantic rifting. Geological Society of America Bulletin, 86. 399-411.
- Daly, L. y J.P. Pozzi. 1976. Résultats paléomagnétiques du Permian inférieur et du Trias moracain: comparaison avec les données Africaines et sud Américaines. Earth and Planetary Science Letters, 29. 71-80.
- Daly, L. y E. Irving; 1983. Paleomagnetisme de roches Carboníferes du Sahara Central; analyse des aimantations juxtaposées: configuration de la Pangee. Annales Geophysicae, 1, 207-216.
- Daly, M.C., J. Chorowicz y J.D. Fairhead, 1989. Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated steep basement shear zones. En: Inversion Tectonics, editado por Cooper, M.A. and Williams, G.D., Geological Society Special Publication, 44. 309-334.
- Daly, M.C., S.R. Lawrence, D. Kimun'a y M. Binga. 1991. Late Paeozóic deformation in central Africa: a result of distant collision ?. Nature, 350, 605-607.
- Dalziel, I.W., 1981. Back-arc extension in the southern Andes, a review and critical reappraisal, Royal Society of London Philosophical Transactions, 300. 319-335.
- Dalziel, I.W.D.; E.C. Storey; S.W. Garret; A.M. Grunow; L.D.B. Herrod y R.J. Pankhurst. 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwana. En: Coward, M.P. Dewey y F. Hancock, eds. Continental extensional tectonics. Geol. Soc. of London Special Publication 28. 433-441.

- De Barrio, R.E., 1993. El volcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV, 189-198.
- De Boer, J., y F.G. Snider, 1979. Magnetic and chemical variations of Mesozoic diabase dikes from eastern North America: Evidence for a hot spot in the Carolinas. Geological Society of America Bulletin, 90, 185-195.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. y Zussman, J., 1967. Rock-forming minerals. Editorial Longman Group Limited, pp. 528, Londres.

Digre

- Digregorio, J.H. y M. A., Uliana. 1980. Cuenca Neuquina. En: Segundo Simposio de Geología Regional, editado por J.M. Turner, 985-1032, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- Dingle, R.V., 1973. Mesozoic paleogeography of the southern Cape, South Africa. Palaogeography, Paleoclimatology and Paleoecology, 13, 203-213.
- Du Toit, A.L., 1937. Our wandering continents, an hypothesis of continental drifting. Editado por Oliver and Boyd, pp. 366, Edinburgh.
- Embleton, B.J., 1970. Nuevos estudios paleomagnéticos del Neopaleozoico (Paganzo II) de la República Argentina. Asociación Geológica Argentina Revista, XXV, 101-110.
- Embleton, B.J. y M.W. McElhinny, 1975. The paleoposition of Madagascar: paleomagnetic evidence from the Isalo Group. Earth and Planetary Science Letters, 27, 329-341.
- Embleton, B.J. y K.L. McDonnell, 1980. Magnetostratigraphy in the Sydney basin, southeastern Australia. Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, 32, Suppl. III, SIII 1-SIII 10.
- Engelbreton, D.C. y Beck, J.E. 1978. On the Shape of directional data sets. Journal of Geophysical Research, 83 (12), 5979-5982.
- Eyles, N. y C.H. Eyles, 1993. Glacial geologic confirmation of an intraplate boundary in the Parana basin of Brazil. Geology, 21, 459-462.
- Faill, R. T. 1973. Triassic development of the Triassic-Newark-Gettysburg basin in Pennsylvania. Geological Society of America Bulletin, 84, 725-740.

- Fairhead, J.D. y C.S., Okereke. 1987. A regional gravity study of the West and Central African Rift System. Tectonophysics, 143, 141-159.
- Fairhead, J.D. y C.M. Green, 1989. Controls on rifting in Africa and the regional tectonic model for the Nigeria and East Niger rift basins. Journal of African Earth Sciences, 8 (2-4), 231-249.
- Fairhead, J.D. y C.S., Okereke. 1990 (1991). Crustal thinning and extension beneath the Benue Trough based on gravity studies. Journal of African Earth Sciences, 11, 329-335.
- Fairhead, J. D. y R. M., Binks. 1991. Differential opening of the Central and South Atlantic Oceans and the opening of the West African rift system. Tectonophysics, 187, 191-203.
- Fernández Garrasino, C.A. 1976. Estudio geológico de la zona comprendida entre estancia Ferrarotti, cerro Colorado y cerrito Negro. Departamento Tehuelches, provincia del Chubut. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Inédito.
- Feruglio, E., 1946. La flora liásica del valle del río Genoa (Patagonia) Semina Incertae Sedis. Asociación Geológica Argentina Revista, I (3), 209-218.
- Feruglio, E., 1949,1950. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, T.I,II,III.
- Fisher, R. A. 1953. Dispersion on a sphere. Proc. Roy. Soc. London A., 217, 295-306.
- Fisher, R.V. y H.U. Schminke, 1984. Piroclastic rocks. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg.
- Flint, R.F. y F. Fidalgo, 1968. Drift glacial al este de los Andes entre Bariloche y Esquel. Instituto Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, Boletín N° 119. .
- Frakes, L.A. y J.C., Crowell, 1969. Late Paleozoic glaciation: I. South America. Geological Society of America Bulletin, 78, 37-58.
- Franchi, M.R. y R. Page, 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. Asociación Geológica Argentina Revista, XXXV (2), 208-229.
- Franchi, M.R.: J. L. Panza y R. E. de Barrio, 1989. Depósitos Triásicos y Jurásico de la Patagonia Extraandina. En:

Cuencas Sedimentarias Argentinas. Simposio sobre Cuencas Sedimentarias del Xº Congreso Geológico Argentino San Miguel de Tucumán. 347-378, San Miguel de Tucumán.

- Freytes, E.A., 1970. Informe parcial sobre los trabajos realizados en la zona Ch.PRG-7 (Sierra de Tepuel, Chubut). Y.P.F., Buenos Aires. Informe inédito.
- Freytes, E.A., 1971. Informe geológico preliminar sobre la Sierra de Tepuel (Dtos. Languiñeo y Tehuelchea, Prov. del Chubut). Y.P.F., Buenos Aires. Informe inédito.
- Freytes, E.A., 1973. Relaciones de contacto y edad del granito de la sierra de Tepuel (Chubut, Argentina). Vº Congreso Geológico Argentino. Buenos Aires, 3, 407-412, Buenos Aires.
- Friedman, G. y J. Sanders, 1978. Principles of Sedimentology. Editorial J.Wiley y Sons. pp.792, Nueva York.
- Funaki, M., 1982. Paleomagnetic investigation of Ferrar dolerite in McMurdo Sound, Antarctica. Antarctic Record. 77, 20-32.
- Gabaldón, V. y A. Lizuain, 1982. Estratigrafía y sedimentología del Liásico del noroeste del Chubut, Argentina. Vº Cong. Latinoamericano de Geología, Argentina., Actas II, 509-526, Buenos Aires.
- Gates, A.L., C. Simpson and L. Glover. 1986. Appalachian Carboniferous dextral strike-slip faults: an example from Brookneal, Virginia. Tectonics. 5 (1), 119-133.
- Geuna, S.E., 1993. Geología y Paleomagnetismo de la Formación Cañadón Asfalto, en el curso medio del río Chubut: Implicancias Tectónicas. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Inédito.
- Goldstein, A.G. 1989. Tectonic significance of multiple motions on terrane-bounding faults in northern Appalachians. Geological Society of America Bulletin. 101, 927-938.
- González Bonorino, F., 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja 41 b-Río Foyel (Territorio de Río Negro). Dirección de Minería, Geología y Hidrología, Bol. 56.
- González, C.R., 1972 a. La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut (Rep. Argentina). Parte I: estratigrafía, facies y ambientes de sedimentación. Asociación Geológica Argentina Revista. XXVII (1), 95-115.

- González, C.R., 1972 b. La Formación Las Salinas, Paleozoico superior de Chubut (República Argentina). Parte II: Bivalvia: taxinomia y paleoecología. Asociación Geológica Argentina Revista, XXVII (2), 188-213.
- González, C.R., 1984. Rasgos paleogeográficos del Paleozoico superior de Patagonia. IXº Congreso Geológico Argentino. Actas I, 191-205. S.C. de Bariloche.
- González, C. R., 1985. El Paleozoico superior marino de la Patagonia Extraandina. Ameghiniana, XXI (2-4), 125-142.
- González Bonorino, F., 1981. Nota sobre la Formación Piltriquitrón y otras formaciones más antiguas y más modernas en la región del Bolsón, en Río Negro y Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XXXVI (3), 319-321.
- González Bonorino, G., 1990. Cambios relativos en el nivel del mar y su posible relación con magmatismo en el Jurásico temprano. Formación Lepá, Chubut noroccidental, Argentina. Asociación Geológica Argentina Revista, XLV (1-2), 129-135.
- González Bonorino, F. y G. González Bonorino, 1988. La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XLIII (4), 518-528.
- González Bonorino G., G. Rafine, V. Vega y D. Guerin, 1988. Ambientes de plataforma nerítica dominada por tormentas en la sección glaciogénica del Grupo Tepuel, Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XLIII (2), 239-252.
- González Bonorino, G. y N.N. Cesaretti, 1990. Transición playa de grava a plataforma dominada por oleaje en una costa de alta energía del Jurásico inferior, Chubut noroccidental. Asociación Geológica Argentina Revista, XLV (3-4), 246-259.
- González Díaz, E., 1993a. Nuevas determinaciones y mayores precisiones en las localizaciones de los términos glaciarios del "Inicio" y "Daniglacial" en el sector del Cushamen, Noroeste del Chubut. XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas VI, 48-55.
- González Díaz, E., 1993b. Mapa geomorfológico del sector de Cushamen (NO del Chubut): Interpretación genética y secuencial de sus principales geformas. XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas VI, 56-65.

- González Díaz, E., 1993c. Propuesta evolutiva geomórfica para el sector de Cushamen (NO de Chubut) durante el lapso terciario superior-cuaternario. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas VI, 66-72.
- Gough, D.I. and A.Brock, 1964. The paleomagnetism of the Shawa Ijolite. Journal Geophysical Research, 69, 2489-2493.
- Gough, D.I.; A.Brock; D.L. Jones; N.D. Opdyke, 1964. The paleomagnetism of the ring complexes at Marangudzi and the Mateke Hills. Journal Geophysical Research, 69, 2499-507.
- Gordon, A. y M.H.Ort, 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las Provincias de Río Negro y Chubut (41°-42° 30' L.S.). XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas IV, 120-127.
- Gordon, R.G., A. Cox y S. O'Hare, 1984. Paleomagnetic Euler poles and the Apparent polar wander and absolute motion of North America since the Carboniferous. Tectonics, 3, 499-537.
- Graham, J.W. 1949. The stability and significance of the fold test in paleomagnetism. Journal Geophysical Research, 54, 131-167.
- Groeber, P., 1942. Rasgos geológicos generales de la región ubicada entre los paralelos 41° a 44° y entre los meridianos 69° y 71°. I° Congreso Panamericano de Ingeniería en Minas y Geología, 1ª parte, Geología, 2, 368-379.
- Groeber, P., 1953. Jurásico. En: Apartado de Geografía de la República Argentina. Tomo II (primera parte): Mesozoico, 142-347.
- Grunow A. M., D.V. Kent and I.W. D. Dalziel, 1987. Mesozoic evolution of West Antarctica and the Weddell Sea Basin: New paleomagnetic constraints. Earth and Planetary Science Letters, 86, 16-26.
- Grunow, A. M., 1993. New paleomagnetic data from the Antarctic Peninsula and their tectonic implications. Journal of Geophysical Research, 98, 13.815-13.833.
- Gubbins, D. 1988. Thermal core-mantle interactions and time-averaged paleomagnetic field. Journal of Geophysical Research, 93, 3413-3420.
- Gubbins, D. y R.S. Coe, 1993. Longitudinally confined geomagnetic reversal paths from non-dipolar transitions field. Nature, 362, 51-53.

- Guiraud R., J. Bellion, J. Benkhellil y C. Moreau. 1987. Post-Hercynian tectonics in Northern and Western Africa. En: Geological Journal. Thematic issue. African Geology Reviews, editado por: J. Brenchley, 22, 433-466, Liverpool.
- Gulisano C., y G.A. Pando, 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Aguila y Sañicó, Departamento de Collón Cura, Provincia del Neuquen. VIII Congreso Geológico Argentino, Actas III, 553-577.
- Gurary, G.Z., 1988. Geomagnetic field during reversals in the Late Cenozoic. pp. 207. Academy of Sciences of the USSR, Moscow.
- Gurnis, M. 1988. Large Scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. Nature, 332, 695-699.
- Gurnis, M., 1993. Phanerozoic marine inundation of continents driven by dynamic topography above subducting slabs. Nature, 364, 589-593.
- Hager, B.H., Clayton, R.W., Richards, M., Comer, R. and Dziewonski, A. 1985. Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid. Nature, 313, 541-545.
- Halbich, I.W. 1983a. A Geodynamic model for the Cape Fold Belt. Special Publication Geological Society S. Africa, 12, 177-184.
- Halbich, I.W. 1983b. A Tectogenesis of the Cape Fold Belt (CFB). Part III-A synthesis. Special Publication Geol. Society S. Africa, 12, 165-175.
- Hallam, A., 1982. A revised sea-level curve for the Early Jurassic. Journal of the Geological Society of London, 735-743.
- Hallam, A., 1983. Supposed Permo-Triassic megashear between Laurasia and Gondwana. Nature, 301, 499-502.
- Haller, M.J., O.R. Lapido, A. Lizuain y R. Page, 1981. El mar tito-neocomiano en la evolución de la cordillera Nordpatagónica. En: Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Comité Sudamericano Jurásico y Cretácico, 1, 221-237.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith A.G. y Smith, D.G. 1990. A geologic time scale 1989. Editorial Cambridge Univ. Press, pp. 263.
- Harrington, H.J., 1980. Sierras Australes de la Provincia de

- Buenos Aires. En: Segundo Simposio de Geología Regional, editado por J.M. Turner, 967-984, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- Herbst, R., 1964. La flora liásica de cerro Meschio, provincia de Chubut, Patagonia. Ameghiniana, III (8), 227-255.
- Herbst, R., 1966. La flora liásica del Grupo Pampa de Agnia, Chubut, Patagonia. Ameghiniana, IV (9), 337-347.
- Hoffman, K.A. 1992. Dipolar reversal states of the geomagnetic field and core-mantle dynamics. Nature, 359, 789-794.
- Houlik, C. W., Jr., y H.S., Laird, 1977. Mesozoic wrench tectonics and the development of the northern Newark basin. Geological Society of America Abstracts with Programs, 9, 275.
- Hynes, A., 1990. Two-stage rifting of Pangea by two different mechanisms. Geology, 18, 323-326.
- Irving, E.: 1963. Paleomagnetism of the Narrabeen Chocolate Shales and the Tasmanian dolerite. Journal of Geophysical Research, 68 (8), 2283-2287.
- Irving, E., 1964. Paleomagnetism and its application to Geological and Geophysical problems. Editorial John Wiley and Sons, pp. 399. Nueva York.
- Irving, E., 1966. Palaeomagnetism of some Carboniferous rocks from New South Wales and its relation to geological events. J. Geophys. Res., 71, 6025-6051.
- Irving, E., 1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian. Nature, 270, 304-309.
- Irving, E. y G.A. Irving, 1982. Apparent polar wander paths: Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana, Geophysical Surveys, 5, 141-188.
- Kay, S.; V. Ramos; C. Mpodozis y P. Sruoga, 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?. Geology, 17, 324-328.
- Keidel, J., 1920. Ueber das patagonische Tafelland, das patagonischen Geföll und ihre Beziehungen zu den geologischen Erscheinungen in argentinischen Andengebiet und Litoral. Zeitschr. Deutsch. Wiss. Ver., Jahrgang., 1-27.
- Kent, P.E., 1974. Continental margin of east Africa - A region of vertical movements. En: The Geology of Continental Margins, editado por: C.A. Burk y C.L. Drake, 313-320.

- Kirschvink, J. y S. Chang. 1984. Ultrafine-grained magnetite in deep-sea sediments; possible bacteria magneto fossils. Geology, 12, 559-562.
- Klootwijk, C.T., 1974. Palaeomagnetic results from some Panchet clays beds, Karanpura Coalfield, Northeastern India. Tectonophysics, 21, 79-92.
- Klootwijk, C.T., 1975. Palaeomagnetism of Upper Permian red beds in the Wardha Valley, Central India. Tectonophysics, 25, 115-137.
- Klootwijk, C.T., 1979. A review of paleomagnetic data from the Indo-Pakistani fragment of Gondwanaland. En: Geodynamics of Pakistan, editado por Abul Farah A. De Jong, Geological Survey of Pakistan, 41-80.
- Lage, J., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 43 C, Gualjaina, Prov. del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 189.
- Laj, C., Mazaud, A., Weeks, R., Fuller, M. and Herrero-Bervera, 1991. Geomagnetic reversal paths. Nature, 351, 447.
- Laj, C., Mazaud, A., Weeks, R., Fuller, M. and Herrero-Bervera, E. 1992. Geomagnetic reversal paths. Nature, 359, 111-112.
- Laj, C., A. Mazaud, M. Fuller, E. Herrero-Bervera. 1993. Preferred bands of longitude for Geomagnetic reversal VGP paths: Implications for reversals mechanisms. En: Flow and Creep in the Solar System editado por: D.B. Stone y S.K. Runcorn, 121-129.
- Lakie, M.A., 1988. The palaeomagnetism and magnetic fabric of the Late Permian Dundee rhyolite, New England. En: New England Orogen: Tectonics and Metallogenesis, editado por J.D. Kleeman, 157-165, University of New England Australia.
- Langereis, C.G., van Hoff, A.A.M. and Rochette, P. 1992. Longitudinal confinement of geomagnetic reversal paths as a possible sedimentary artifact. Nature, 358, 226-230.
- Lanza, R. y E. Zanella. 1993. Palaeomagnetism of the Ferrar dolerite in the northern Prince Albert Mountains (Victoria Land, Antarctica). Geophys. J. Int., 114, 501-511.
- Lapido, O.; C.A. Beltramone y M.J. Haller, 1988. Glacial deposits on the Patagonian Cordillera at latitude 43° 30'S. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. With

selected papers of the final meeting of the International Geological Correlation Program (IGCP), Project 201, Quaternary of South America. editado por J. Ravbasa, 257-266, Ushuaia.

- Larson, R.L., 1991,a. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. Geology, 19, 547-550.
- Larson, R.L., 1991,b. Geological consequences of superplumes. Geology, 19, 963-966.
- Larson, R.L. and Olson, P. 1991. Mantle plumes control magnetic reversal frequency. Earth and Planetary and Science Letters, 107, 437-447.
- Lawver, L. A. and C.R. Scotese. 1987. A revised reconstruction of Gondwanaland. En: Gondwana Six: Structure, Tectonics, and Geophysics. Geophysical Monograph, 40, editado por G.D. McKenzie, 17-23, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Le Pichon, X. and Hutchon, P. 1984. Geoid, Pangea and convection. Earth and Planetary Science Letters, 67, 123-135.
- Le Pichon, X., Sibuet, J.C., and J. Francheteau, 1977. The fit of the continents around the North Atlantic Ocean. Tectonophysics, 38, 169-209.
- Lefort J.P. and R. Van der Voo. 1981. A Kinematic model for the collision and complete suturing between Gondwanaland and Laurasia in the Carboniferous. The Journal of Geology, 89 (5), 537-550.
- Legarreta, L. and C.A. Gulisano, 1989. Analisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: Cuencas Sedimentarias Argentinas. Simposio de Cuencas Sedimentarias Argentinas del Xº Congreso Geológico Argentino, 221-243, San Miguel de Tucumán.
- Lesta, P., 1969. Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. A) Sobre el Grupo del Chubut. IVº Jornadas Geológicas Argentinas, 2, 187-194, Buenos Aires.
- Lesta, P. y R. Ferello. 1972. Región Extraandina del Chubut y Norte de Santa Cruz. En: Primer Simposio de Geología Regional Argentina, editado por A.F. Leanza, 601-654, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.

- Lesta, P., R. Ferello y G. Chebli, 1980. Chubut Extraandino. En: Geología Regional Argentina. En: Segundo Simposio de Geología Regional, editado por J.M. Turner, 1307-1387, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba.
- Levy, R. y G. Blasco de Nullo, 1981. Faunas amonitíferas del Jurásico inferior de la República Argentina. En: Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Contribución del comité sudamericano del Jurásico y Cretácico al II Congreso Latinoam. de Paleontología., 539-554, Porto Alegre.
- Linares, E., Llambias E. J. and C. Latorre, 1980. Geología de La Pampa, República Argentina y Geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Asociación Geológica Argentina Revista, XXXV (1), 87-146.
- Livermore, R.A., A. G. Smith and F.J. Vine. 1986. Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of Pangea. Nature, 322, 162-165.
- Lizusain, F., 1980. Las formaciones suprapaleozoicas y jurásicas de la Cordillera Patagónica. Provincias de Río Negro y Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XXXV (2), 174-182.
- Lock, B.E., F.G.S. Russell Shone, A.T. Coates and C. J. Hatton, 1975. Mesozoic Newark type sedimentary basins within the Cape Fold Belt of Southern Africa. IX^o International Congress of Sedimentology, Actas 4, 217-225, Niza.
- Lock, B. E., 1978. The cape Fold Belt of South Africa; tectonic control of sedimentation. Geological Association. Proceedings 89 (1), 263-281.
- Lomando, A. J., and T. Engelder, 1980. Strain within the rocks of the Newark basin, New York. Geological Society of America Abstracts with programs, 12, 70.
- Longshaw, S.K. y D.H. Griffiths, 1983. A paleomagnetic study of Jurassic rocks from the Antarctic Peninsula and its implications. Journal of the Geological Society of London, 140, 945-954.
- López Gamundi, O.C., 1980. La Formación Esquel, litología y estructura. Provincia de Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XXXV (2), 187-194.
- López Gamundi, O. y C.O. Limarino, 1984. Facies de abanico submarino en el Grupo Tepuel (Paleozoico superior) provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XXXIX (1), 251-261.

- Lottes, A.L. y D.B. Rowley, 1990. Early and Late Permian reconstructions of Pangaea. En: Palaeozoic, Palaeogeography and Biogeography, Geological Society of London Memoir, editado por W.S. McKerrow y C.R. Scotese, 12,383-395. Londres.
- Lovlie, R., 1974. Post depositional remanent magnetization in redeposited deep sea sediment. Earth and Planetary Science Letters, 21,315-320.
- Lovlie, R. 1979. Mesozoic paleomagnetism in Vestfjella, Dronning Maud Land, East Antarctica. Geophysical Journal Royal Astronomical Society, 59, 529-537.
- Malumián, N. y J.V., Ploszkiewicz ; 1976. El liásico fosilífero de Loncopán, departamento Tehuelches (provincia del Chubut, República Argentina). Asociación Geológica Argentina Revista, XXXI (4), 281-283.
- Manspeizer, W., J. H. Puffer and H.L. Cousminer. 1978. Separation of Morocco and eastern North America: A Triassic-Liassic stratigraphic record. Geological Society of America Bulletin, 89, 910-920.
- Marchese, H.G., 1971. Litoestratigrafía y variaciones faciales de las sedimentitas Mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Provincia de Neuquen, República Argentina. Asociación Geológica Argentina Revista, XXVI (3), 343-410.
- Martin, A.K., C.J. Hartnady, S.W. Goodlad. 1981. A revised fit of South America and South Central Africa. Earth and Planetary Science Letters, 54, 293-305.
- Martin, D.L.; A.E.M. Nairn; H.C. Noltimier; M.H. Petty y T.J. Schmitt, 1978. Palaeozoic and Mesozoic palaeomagnetic results from Morocco. Tectonophysics, 44, 91-114.
- Martinez, C., 1980. Structure et evolution de la Chaîne Hercynienne et de la Chaîne Andine dans le nord de la Cordiller des Andes de Bolivie. Unpublished thesis, Trav. et Doc. de L'OSTROM, Paris.
- Mattauer, M., F. Proust, and P. Tapponier, 1972. Major strike-slip fault of Late Hercynian age in Morocco. Nature, 237, 160-162.
- May, S.R. y R.F. Butler, 1986. North American Jurassic apparent polar wander: implications for plate motion, paleogeography and cordilleran tectonics. Journal of Geophysical Research, 91, 11.519-11544.

- May, S., R.F. Butler, M. Shafiqullah, y P.E. Damon, 1986. Paleomagnetism of Jurassic Volcanic rocks in the Patagonia Mountains, southeastern Arizona, implications for North American 170 Ma. reference pole. Journal of Geophysical Research, 91, 11545-11555.
- McDonald, W.D. y N.D. Opdyke, 1974. Triassic palaeomagnetism of northern South America. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 58, 208-215.
- McElhinny, M.W., 1964. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism. Geophysical Journal Royal astronomical Society, 8, 338-340.
- McElhinny, M.W., 1968. Paleomagnetic directions and pole positions. Geophysical Journal Royal astronomical Society, 15, 409-430.
- McElhinny, M.W. y D.L. Jones; 1965. Palaeomagnetic measurements on some Karroo dolerites from Rhodesia. Nature, 206, 921-922.
- McElhinny, M.W.; J.C. Briden, D.L. Jones y A. Brock, 1968. Geological and Geophysical implications of paleomagnetic results from Africa. Reviews in Geophysics, 6, 201-238.
- McElhinny, M.W., B.J.J. Embleton, Daly L. y J.P. Pozzi, 1976. Paleomagnetic evidence for the location of Madagascar in Gondwanaland. Geology, 4, 455-458.
- McIntosh, W.C., P.R. Kyle, E.M. Cherry y H. C. Noltimier. 1982. Paleomagnetic results from the Kirkpatrick Basalt Group, Victoria Land, Antarct. J.U.S., 17, 20-22.
- McFadden, P.L. y Jones, D.L. 1981. The fold test in palaeomagnetism. Geophysical Journal Royal astronomical Society, 67, 53-58.
- Melchor, R.N., 1990. Sedimentitas plantíferas Eopérmicas de la Formación Carapacha en las cercanías de Puelches, Prov. de La Pampa. Análisis paleoambiental e Importancia. IIIª Reunión Argentina de Sedimentología, Actas, 366-371.
- Melfi, A.J., E.M. Piccirillo y A.J.R. Nardy. 1988. Geological and magmatic aspects of Paraná Basin- An introduction. En: The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin-Petrogenetic and Geophysical aspects, editado por E.M. Piccirillo y A.J. Melfi., 1-14. Brasil.
- Mena, M.; 1990. Correlación paleomagnética de diversos afloramientos del Complejo Marifil (provincia de Río Negro). Asociación Geológica Argentina Revista, XLV (1-2), 136-144.

- Mena, M.; M.J. Orgeira, R. Somoza; H. Vizán y J.F. Vilas, 1993. Pangea, CMB and the peculiar distribution of VGP positions during Late Permian to Late Jurassic. 7th Scientific Assembly of IAGA. Abstracts, 178.
- Morel, P. y E. Irving, 1981. Paleomagnetism and the evolution of Pangea. Journal of Geophysical Research, 86, 1858-1872.
- Morel, P., E. Irving, L. Daly y A. Moussine-Pouchkine; 1981. Paleomagnetic results from Permian rocks of the northern Saharan Craton and motions of the Moroccan Meseta and Pangea. Earth and Planetary Science Letters, 55, 65-74.
- Morgan, W.J. 1983. Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. Tectonophysics, 94, 123-139.
- Mpodosis, C. y S.M. Kay, 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28° -31° S). Revista Geológica de Chile, 17 (2), 153-180.
- Musacchio, E. A., 1975. Sobre algunas consideraciones estratigráficas acerca del Jurásico en Pampa de Agnia, Chubut. Comentario. Asociación Geológica Argentina Revista, XXX (1), 115.
- Musacchio, E., 1981. Estratigrafía de la sierra de Pampa de Agnia de la región extraandina de la provincia de Chubut, Argentina. VIII^o Congreso Geológico Argentino, Actas III, 343-357, San Luis.
- Musacchio, E. A. y A. C. Riccardi, 1971. Estratigrafía principalmente del Jurásico, en la sierra de Agnia, Chubut, República Argentina. Asociación Geológica Argentina Revista, XXVI (2), 272-273.
- Nakayama, C. 1973. Sedimentitas prebayocianas en el extremo austral de la sierra de Taquetrén, Chubut, Argentina. V^o Congreso Geológico Argentino, Actas 1, 269-278.
- Norton, I.O. y J., Sclater, 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the break-up of Gondwanaland. Journal of Geophysical Research, 84, 6803-6829.
- Nulló, F., 1974. Reubicación estratigráfica de la Formación El Córdoba, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut, República Argentina. Asociación Geológica Argentina Revista, XXIX (3), 377-378.
- Nulló, F. 1983. Descripción geológica de la Hoja 45 c, Pampa de Agnia. Provincia de Chubut. Servicio Geológico Nacional, Bol. 199.

- Nullo, F., 1989. Evolution of marine Mesozoic basins in southern South America. XXVIII^o International Geological Congress, Washington, D.C., 2. 526.
- Nullo, F.E. 1991. Cuencas extensionales del Mesozoico inferior en el extremo sur de Sudamérica. Un modelo transpresional. Asociación Geológica Argentina Revista, XLVI (1-2), 115-126.
- Nullo F. y C. Proserpio, 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora, República Argentina. Asociación Geológica Argentina Revista, XXX (2), 133-150.
- Nurnberg, D. y R. D., Muller, 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present. Tectonophysics, 191, 27-53.
- O'Learly, D.W. J.D. Friedman y H.A. Pohn, 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standarts for old terms. Geological Society of America Bulletin, 87, 1463-1469.
- O'Reilly, W. 1984. Rock and mineral magnetism. Editado por: Blackie and son limited, pp. 220, Glasgow.
- Odum, E.P., 1987. Ecología: el vínculo entre las ciencias naturales y las sociales. Compañía Editorial Continental, pp. 295, México.
- Opdyke, N.D., 1964. The paleomagnetism of some Triassic red beds from Northern Rhodesia. Journal of Geophysical Research, 69, 2495-2497.
- Orgeira, M.J.; M. Remesal y J.F. Vilas, 1992. Transitional Geomagnetic positions in Late Oligocene basalts in Argentina. New trends in Geomagnetism IIIrd Biannual Meeting on rock magnetism, palaeomagnetism and databasa usage, Geol. Carpathica, 43, 183
- Orgeira, M.J.; H. Vizán; C. Vázquez; M. Mena; R. Somoza y J.F. Vilas, 1993. Polos geomagnéticos virtuales, transiciones de polaridad durante el Paleozoico tardío/Mesozoico y límite manto-núcleo. XIII^o Congreso Geológico Argentino y II^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas III, 399-403.
- Ostrander, J.H. 1971. Paleomagnetic investigations of the Queen Victoria Range, Antarctica. Antarct. J.U.S., 6 (5), 183-185.

- Oviedo, E., 1989. MAG88: Un sistema de computación para análisis de datos paleomagnéticos. Su aplicación al estudio paleomagnético de sedimentos cretácicos de la Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Oviedo, E.S., D.A. Valencio and J.F. Vilas, 1991. Paleomagnetism of Jurassic and Cretaceous rocks from South America and the Tectonics of the Central Andes. En: Andean magmatism and its tectonic setting, special paper geological N° 256, Society of America, editado por R. Harmon y C.W. Rapela, 291-299, Colorado.
- Oviedo, E. y A.M. Sinito, 1985. Análisis de componentes magnéticas. II° Curso Internacional de Paleomagnetismo, ACIF, ICF-UNESCO, CONICET, U.B.A., Colombia, 1-16.
- Oviedo E. S. and J.F.A. Vilas, 1984. Movimientos recurrentes en el Permo-Triásico entre el Gondwana Occidental y el Oriental. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas III, 97-114.
- Oviedo, E.S. y J.F. Vilas, 1986. Caracterización de la forma de la distribución de datos direccionales. XIVª Reunión Científica de Geofísicos y Geodestas, Resúmenes, p.98.
- Page, S., 1984. Los gabros bandeados de la sierra de Tepuel, cuerpos del sector suroeste, provincia del Chubut. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas II, 584-599.
- Page, S. y Page, R., 1990. Magmatismo toleítico en el intra-arco jurásico de la precordillera del Chubut. XI° Congreso Geológico Argentino, Actas I, 98-100, S.C. de Bariloche.
- Page, R.; C.O. Limarino; O. López Gamundi y S. Page, 1984. Estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo y en la región del Molle, provincia de Chubut. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas I, 619-632.
- Palmer, H.C., Hayatsu, A. and MacDonald, W. 1980. The Middle Jurassic Camaraca Formation, Arica, Chile: paleomagnetism, K-Ar age and tectonic implications. Geophysical Journal Royal astronomical Society, 62, 155-172.
- Pankhurst, R.; Sruoga, P. y Rapela, C. 1993. Estudio geocronológico Rb-Sr de los Complejos Chon-Aike y El Quemado a los 47°30' L.S., XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV, 171-178.
- Parker, 1961. Geología de la porción austral de la sierra de Tecka (Provincia de Chubut). Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad de La Plata. Inédito.

- Pascholati, E.M., y I.G. Pacca, 1976. Estudio paleomagnético de seccoes do Subgrupo Itararé. XXIXo Congresso Brasileiro de Geologia, Actas, 275-281, Belo Horizonte.
- Pascholati, E.M.; I.G. Pacca y J.F.Vilas, 1976. Paleomagnetism of sedimentary rocks from the Permian Irati Formation, southern Brazil. Revista Brasileira de Geociencias, 6, 156-163.
- Payne, M.A. y K.L. Verosub, 1980. The acquisition of postdepositional detritical remanent magnetization in a variety of natural sediments. Geophysical Journal Royal astronomical Society, 68, 625-642.
- Perez, D. and V.A. Ramos, 1990. La actividad magmática Gondwánica, Annual meeting of the Working Group, Abstracts, Late Paleozoic of South America, Project No 211, IUGS-UNESCO, 89-92.
- Perrot, J., 1960. Estudio geológico de las inmediaciones del paraje El Molle (Dto. Tehuelches), provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XV (1-2), 53-79.
- Petersen, C. S. y F. González Bonorino, 1947. Observaciones geológicas en el Chubut Occidental. Asociación Geológica Argentina Revista, II (3), 177-222.
- Pezzuchi, H.D. y A. Takigawa, 1983. Geología del sector del cerro Cucho, Provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XXXVIII (3-4), 490-493.
- Piatnitzki, A., 1936. Estudio geológico de la región del río Chubut y del río Genua. Boletín de Informaciones Petroleras Y.P.F., 83-118.
- Piccirillo, E.M., G.Bellieni, P. Comin-Chiaramonti, M. Ernesto, A.J.Melfi, I.G. Pacca y N. Ussami. 1988. Significance of the Paraná flood volcanism in the disruption of Western Gondwanaland. En: The Mesozoic flood volcanism of the Paraná basin-petrogenetic and geophysical aspects, editado por E.M. Piccirillo y A.J. Melfi, 285-295, Brasil.
- Pindell, J. y J. Dewey, 1982. Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean domain. Tectonics, 1,179-211.
- Piper, J.D.A. 1987. Paleomagnetic database. Open University Press, editado por Milton Keynes, 264 pp.
- Poma, S., 1986. Petrología de las rocas básicas precretácicas de la sierra de Tepuel, Provincia del Chubut. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédito.

- Prévot, M. y P. Camps. 1993. Absence of preferred longitude sectors for poles from volcanic records of geomagnetic reversals. Nature, 366, 53-57.
- Pulliah, G.; E. Irving; K.L. Buchan y D.J. Dunlop, 1975. Magnetization changes caused by burial and uplift. Earth and Planetary Science Letters, 28, 133-143.
- Rabinowitz, P.D. and J. La Breque, 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margin, Journal of Geophysical Research, 84, 5973-6002.
- Ramos, V.A., 1983. Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. II° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas I, 107-124, San Juan, 107-124.
- Ramos, V.A., 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva?. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas II, 311-325.
- Ramos, V.A., 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a collisional history, Episodes, 11 (3), 168-174.
- Ramos, E. D. and V. A. Ramos, 1979. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. VII° Congreso Geológico Argentino, Actas II, 771-786.
- Rapalini, A.E., 1989. Estudio paleomagnético del vulcanismo permotriásico de la región andina de la República Argentina. Consecuencias tectónicas y geodinámicas. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédito.
- Rapalini, A. E. and J. F. Vilas, 1990. Paleomagnetismo de la Formación Sierra Grande: nuevas restricciones a las hipótesis sobre el origen de la Patagonia. XI° Congreso Geológico Argentino, Actas II, 263-266.
- Rapalini, A.E. y J.F.A. Vilas, 1991. Tectonic rotations in the Late Palaeozoic continental margin of southern South America determined by palaeomagnetism. Geophysical Journal International, 107, 331-351.
- Rapalini, A.E. y H. Vizán, 1993. Evidence of IntraPangaea movements in Gondwanaland, Comptes Rendus of the XII Int. Congress of the Carboniferous and Permian Stratigraphy and Geology, en prensa.
- Rapalini, A.E., A.L. Abdeldayem y D.H. Tarling, 1993. Intracontinental movements in Western Gondwanaland: a palaeomagnetic test. Tectonophysics, 220, 127-139.

- Rapela, C.W. 1990. El magmatismo gondwánico y la megafractura de Gastre. XIº Congreso Geológico Argentino. Actas I, 113-116.
- Rapela, C. W. and S.M. Kay, 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes, 11, (3), 175-182.
- Rapela, C. W. y E. J. Llambias, 1985. Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, Provincia de Río Negro. Asociación Geológica Argentina, Revista. XL (1-2), 4-25.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R., 1993. El volcanismo riolítico del noreste de la Patagonia: un evento Meso-Jurásico de corta duración y origen profundo. XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas IV, 179-188.
- Rapela, C.W., G.F. Dias, J.R. Franzese, G. Alonso y A.R. Benvenuto. 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo triásico-jurásico asociado a fallas transcurrentes. Revista Geológica de Chile, 18 (2), 121-138.
- Revol, P., 1988. Geología de un sector del norte de la sierra de Tecka, borde occidental, Departamento de Languiñeo, Provincia del Chubut. Trabajo Final de Licenciatura. Fac. de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédito
- Riccardi, A.C., 1983. The Jurassic of Argentina and Chile. En: The Phanerozoic Geology of the world II. The Mesozoic, editado por B. Moullade and Nairn, 201-263. Amsterdam.
- Riccardi, A.C. y C.A. Gulisano, 1990. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico Andino. Asociación Geológica Argentina Revista, XLVI (3-4), 346-364.
- Riccardi, A.C. y N. Sabattini, 1975. Cephalopoda from the Carboniferous of Argentina. Paleont., 18 (1), 117-136.
- Robbiano, J.A., 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la sierra del cerro Negro, Pampa de Agnia, Prov. del Chubut, República Argentina. Asociación Geológica Argentina Revista XXVI (1), 41-56.
- Robbiano, J.A., 1975. Algunas consideraciones sobre comentarios referidos a la estratigrafía del cerro Negro, Pampa de Agnia, Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XXX (3), 290-291.

- Robertson, W.A., 1963. The paleomagnetism of some Mesozoic intrusives and tuffs from eastern Australia. Journal of Geophysical Research, 68, 2299-2312.
- Robertson, W.A., 1964. Palaeomagnetism of the monzonite porphyry from Milton, New Wales. Pure Appl. Geophys., 59, 93-99.
- Rocha Campos, A.C., U.G. Cordani, K. Kawashita, H.M.Sonoki y I.K. Sonoki.1988. Age of the Parana flood volcanism.En: The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin-Petrogenetic and Geophysical aspects, editado por E.M. Piccirillo y A.J. Meffi, 25-46, Brasil.
- Rolleri, E.O., 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. Comunicación. IVª Jornadas Geológicas Argentinas. Actas 2, 273-277.
- Rolleri, E.O., 1973. Acerca de la dorsal del Mar Argentino y su posible significado geológico. Vº Congreso Geológico Argentino. Actas 4, 203-220.
- Roth, S., 1908. Beitrag zur Gliederung der Sedimentablagerungen in Patagonien und der Pampas region. Neves Jahrbuch fur Mineralogie, Geologie und Palaontologie, XXVI, 92-150.
- Roy, J.L., y J.K. Park, 1974. The magnetization process of certain red beds: vector analysis of chemical and thermal results. Canadian Journal Earth Science, 11, 437-471.
- Sarquis M. A. y G.H. Tabbia, 1984. Contribución al estudio geotectónico del sector austral de América del Sur comprendido entre los paralelos 37° 30' y 44°30' de latitud sur. IXº Congreso Geológico Argentino. Actas II, 435-447.
- Sarti, M.; F.M. Gradstein; M.R. Gibling; L.F. Jansa; M. Kaminski; J.G. Ogg; J.W. Thurow; U.von Rad y G.Westermann, 1990. Eastern Tethys: Evidence for Gondwana drift from ocean drilling results and Himalaya's studies. Memorie della Società Geologica Italiana, 44,107-118.
- Savostin, L.A.; J.C.Sibuet; L.P. Zonenshain; X. Le Pichon, M.J. Roulet; 1986.Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic. Tectonophysics, 123, 1-35.
- Schmidt,P.W.,1976. The non-uniqueneza of the Australian mesozoic palaeomagnetic pole position. Geophysical Journal Royal astronomical Society, 47, 285-300.
- Schneider, O., 1986. Implicancias filosóficas de las Ciencias de la Tierra (Reflexiones de un Geónomo). Asociación Argentina de Geofisicos y Geodestas. XXVº Aniversario, 185-215.

- Schult, A. and Guerreiro, S.D.C. 1979. Paleomagnetism of Mesozoic igneous rocks from the Maranhao Basin, Brazil, and the time of opening of the South Atlantic. Earth and Planetary Science Letters, 42, 3, 427-436.
- Sellés Martínez, J., 1989. The structure of the Sierras Australes (Buenos Aires Province, Argentina): An example of folding in a transpressive environment. Journal of South America Earth Sciences, 2, (4), 317-329.
- Sengor, A. M., 1985. The story of Tethys: How many wives did Okeanos have?. Episodes, 8, 3-12.
- Sichler, B.; J.L.Olivet; J.M.Auzende; H.Jonquet, J.Bonnin y A.Bonifay, 1980. Mobility of Morocco. Canadian Journal Earth Science, 17, 1546-1588.
- Sinito, A.M., D.A. Valencio y J.F. Vilas, 1979. Palaeomagnetism of a sequence of Upper Palaeozoic-Lower Mesozoic red beds from Argentina. Geophysical Journal Royal astronomical Society, 58, 2, 237-247.
- Smith, A.G.; A.M. Hurley y J.C. Briden, 1981. Phanerozoic Palaeocontinental World Maps. Cambridge University Press, pp.102, Cambridge.
- Smith, A.G. y A. Hallam, 1970. The fit of the southern continents. Nature, 225, 1328-1333.
- Smith, A.G. and Livermore, R.A. 1991. Pangea in Permian to Jurassic time. Tectonophysics, 187, 135-179.
- Smith, T.E. and Noltimier, H.C. 1979. Paleomagnetism of the Newark trend igneous rocks of the north central Appalachians and the opening of the central Atlantic Ocean. Am. Journ. Sci., 279, 778-807.
- Somoza, R. y J.F.Vilas. 1992. Geomagnetic reversal recorded in Middle Tortonian ignimbrite flows from the Argentine Puna. New trends in Geomagnetism IIIrd Biannual Meeting on rock magnetism, palaeomagnetism and database usage. Geol. Carpathica, 43, 154. West Slovakia.
- Somoza, R., E.S. Oviedo, y J.F. Vilas, 1991. Estudio paleomagnetico de rocas cretácicas de la Patagonia Extrandina. IIº Congreso Internacional Sociedad Brasileira Geofisica. Annais, 199-204.
- Spikermann, J.P., 1975. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el Paleozoico de la región extraandina del Chubut. Prov. del Chubut. Rep. Argentina. Tesis Doctoral.

Fac. de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédito.

- Spikermann, J. P., 1977. Geología de los alrededores de la estancia Arroyo Pescado. Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XXXII (4), 265-276.
- Spikermann, J.P., 1978. Contribución al conocimiento de la intrusividad en Paleozoico de la región extraandina del Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XXXIII (1), 17-35.
- Spikermann, J.; S. Lagorio, G. Massaferro, M.G. López de Luchi y A.P. Radoszta, 1993a. La eruptividad de un sector del borde occidental de la sierra de Languineo, Departamento de Languineo, Provincia del Chubut. XIIº Congreso Geológico Argentino y IIº Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas II, 108-118.
- Spikermann, J.P.; M. Dominguez; G. Massaferro; S. Lagorio; I. Aresburg; S. Pacheco y H. Vizán, 1993b. Geología de un sector del borde occidental de la sierra de Languineo, Departamento de Languineo, Provincia del Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, en prensa.
- Stacey, F.D. and Loper, D.E. 1983. The thermal boundary layer interpretation of D" and its role as a plume source. Physics of the Earth Planetary Interiors, 33, 45-55.
- Strelin, J.; J.P. Spikermann y M. López de Luchi, 1990. Plutonismo cretácico de la zona de las sierras de Tecka y Languineo, Provincia del Chubut. XIº Congreso Geológico Argentino, Actas I, 145-249, San Juan.
- Sutter, J.F. and Smith, T.E. 1979. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of diabase intrusions from Newark trend basins in Connecticut and Maryland: Initiation of central Atlantic rifting. American Journ. Sci., 279, 301-331.
- Stipanovic, P., 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. Asociación Geológica Argentina Revista, XXIV (4), 367-388.
- Stipanovic, P.N. y F., Rodrigo, (1969) 1970. El diastrófismo eo y mesocretácico en Argentina y Chile con referencia a los movimientos jurásicos de la Patagonia. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas II, 353-368.
- Stocklin, J., 1974. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia, Soc. Geol. France, Mem. h.ser., 8, 333-353.

- Stow, D., 1983. Laurentian Fan: Morphology, sediments, processes and growth pattern. American Association of Petroleum Geology Bulletin, 65, 3, 375-393.
- Suero, T., 1947. Reconocimiento geológico entre el arroyo Genoa y el río Chubut (Dtos. Tehuelches, Paso de Indios y Languiñeo), provincia del Chubut. Y.P.F., Informe inédito.
- Suero, T., 1948. Descubrimiento del Paleozoico superior en la zona extraandina de Chubut. Boletín de informaciones petroleras, XXVIII, 2-20.
- Suero, T., 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del de Chubut (Patagonia austral-República Argentina). Asociación Geológica Argentina Revista, VIII (1), 37-53.
- Suero, T., 1958. Datos geológicos sobre el Paleozoico superior en la zona de Nueva Lubecka y alrededores (Chubut extraandino, Prov. de Chubut). Revista Museo de La Plata (N.S.) 5, Geol. 30, 1-28.
- Suero, T., 1961. Paleogeografía del Paleozoico superior en la Patagonia (República Argentina). Asociación Geológica Argentina Revista, XVI (1-2), 35-42.
- Swanson, M. T., 1982. Preliminary model for an early transform history in central Atlantic rifting. Geology, 10, 317-320.
- Theilier, E., 1938. Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques. Ann. Inst. Phys. Globe, 16, 157-302.
- Tric, E., Laj, C., Valet, J.P., Tucholka, P., Paterne M. y Guichard, F. 1991. The Blake geomagnetic event: transition geometry, dynamical characteristics and geomagnetic significance. Earth and Planetary Science Letters, 102, 1-13.
- Turner, J.C.M., 1982. Descripción geológica de la Hoja 44 C, Tecka (Provincia de Chubut). Fac. de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.) y Servicio Geológico Nacional, Bol. 197.
- Uchupi, E., and J.A. Austin, 1979. Geologic history of the passive margin of New England and the Canadian Maritime Provinces. Tectonophysics, 59, 53-69.
- Ugarte, F.R.E., 1966. La Cuenca compuesta Carbonífero-jurásica de la Patagonia meridional. Anales de la Universidad de Patagonia "San Juan Bosco". Comodoro Rivadavia, Chubut. Cien. Geol., 1, 37-68.

- Uliana, M.A. y K. Biddle, 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends. En: Gondwana Six: Structure, Tectonics, and Geophysics, Geophysical Monograph, 40, editado por G.D. McKenzie, 271-286, American Geophysical Union, Washington, D.C.
- Uliana M. y K. Biddle, 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America, Revista Brasileira de Geociencias, 18, (2), 172-190.
- Uliana M. A., K. T. Biddle y J. Cerdan, 1990. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Memoir 46, 599-614.
- Uliana, M.A.; K. Biddle; D.W. Phelps y D.A. Gust, 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Asociación Geológica Argentina Revista, XL (3-4), 231-253.
- Unterneher P., D. Curie, J.L. Olivet, J. Goslin y P. Beuzart, 1988. South Atlantic fits and intraplate boundaries in Africa and South America. Tectonophysics, 155, 169-179.
- Urien C. M. (y la cooperación de J.J. Zambrano and L.R. Martins), 1981. The Basins of Southeastern South America (southern Brazil, Uruguay and Eastern Argentina) including the Malvinas Plateau and Southern South Atlantic. Paleogeographic evolution. En: Cuenas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, 1, 45-125.
- Valencio, D.A, 1969. El paleomagnetismo de algunas magmatitas del Triásico superior. Grupo Cacheuta, Provincia de Mendoza, República Argentina. Asociación Geológica Argentina Revista, 24 (3), 191-198.
- Valencio, D.A., 1970. El paleomagnetismo de una formación magmática del suroeste de la Provincia de Mendoza. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Actas II, 375-396.
- Valencio, D.A. 1980. El magnetismo de las rocas. Editorial Universitaria de Buenos Aires. Temas. pp. 351.
- Valencio, D.A. y J. Mitchell, 1972. Edad K-Ar y paleomagnetismo de rocas ígneas de las formaciones Quebrada del Pimiento y Las Cabras, Provincia de Mendoza, Asociación Geológica Argentina Revista, XXVII, 170-180.

- Valencio, D.A. y J.F.Vilas, 1985. Evidence of a microplate in the southern Andes?. Journal of Geodynamics, 2, 183-192.
- Valencio, D.A.; J.E.Mendia y J.F.Vilas, 1975a. Palaeomagnetism and K-Ar ages of Triassic igneous rocks from the Ischigualasto-Ischichuca basin and Puesto Viejo Formation, Argentina. Earth and Planetary Science Letters, 26, 319-330.
- Valencio, D.A.; A. Rocha Campos e I.G. Pacca, 1975b. Palaeomagnetism of some sedimentary rocks of the Tubarao and Passa Dois Groups from the Paraná basin. Revista Brasileira de Geociencias, 5, 186-197.
- Valencio, D.A.; A.C. Rocha Campos e I.G. Pacca, 1978. Paleomagnetism of the Cassange Series (Karoo System), Angola. Anais Acad. Brasileira Ciencias, 50, 353-364.
- Valencio, D.A.; J.F. Vilas y J.E. Mendia, 1977. Paleomagnetism of a sequence of red beds of the middle and upper sections of Paganzo Group (Argentina) and the correlation of Upper Palaeozoic - Lower Mesozoic rocks. Geophysical Journal of the Royal astronomical Society, 51, 59-74.
- Valencio, D.F., J.F. Vilas, e I.G. Pacca, 1983. The significance of the palaeomagnetism of Jurassic-Cretaceous rocks from South America: pre-drift movements, hairpins and magnetostratigraphy. Geophysical Journal Royal astronomical Society, 73, 135-151.
- Valet, J.P., P. Tucholka, V. Courtillot y L. Meynadier, 1992. Paleomagnetic constraints on the geometry of the geomagnetic field during reversal. Nature, 356, 400-407.
- Van Alstine, D.R. y J. de Boer, 1978. A new technique for constructing apparent polar wander paths and the revised Phanerozoic path for North America, Geology, 6, 137-139.
- Van der Voo, R., 1993. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. Cambridge University Press. pp.441. Cambridge.
- Van der Voo, R., y R. B., French, 1974. Apparent polar wandering for the Atlantic bordering continents: Late Carboniferous to Eocene. Earth-Science Reviews, 10, 99-119.
- Van der Voo, R., F. J. Mauk y R. B., French, 1976. Permian Triassic continental configurations and the origin of the Gulf of Mexico. Geology, 4, 177-180.

- Van der Voo R., J. Peinado y C.R. Scotese, 1984. A paleomagnetic reevaluation of Pangea reconstructions. Plate Reconstruction from Paleozoic Paleomagnetism, editado por Van der Voo, Scotese, y Bonhommet. Geodynamics Series, 12, 11-26. Washington D.C.
- Van Fossen, M.C. y Kent. D.C. 1990. High-latitude paleomagnetic poles from Middle Jurassic plutons and moat volcanics in New England and the controversy regarding Jurassic apparent polar wander for North America. Journal of Geophysical Research, 95, 17.503-17.516.
- Van Gosen W., W. Buggish y L.V. Dimieri. 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province/Argentina). Geologische Rundschau, 79 (3), 797-821.
- Van Zijl, J.S.V., Graham, L.W.T y A.L. Hales, A.L. 1962.(a). The Palaeomagnetism of the Stormberg Lavas of South Africa. I: Evidence for a Genuine Reversal of the Earth's Field in Triassic-Jurassic Times. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 7, 23-39.
- (b). The Paleomagnetism of the Stormberg lavas II. The behaviour of the Magnetic field during a reversal. Geophysical Journal Royal Astronomical Society, 7, 169-182.
- Veevers, J.J., 1989. Middle-Late Triassic (230 ± 5 Ma) singularity in stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly. Geology, 18, 784-787.
- Veidkamp, J.; F.G.Mulder y J.D.A. Zijderveld, 1971. Paleomagnetism of Surinam dolerites. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 4, 370-380.
- Vilas, J.F., 1966. Equipo para la desmagnetización de rocas para el estudio paleomagnético de las mismas. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédito.
- Vilas, J.F. 1974. Palaeomagnetism of some igneous rocks of the middle Jurassic Chon-Aike Formation from Estancia La Reconquista, province of Santa Cruz, Argentina. Geophysical Journal Royal Astronomical Society, 39, 511-522.
- Vilas, J.F., 1976. Reconstrucción y evolución del continente Gondwana. IXa Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Geocta, 9, 1, 93-108.

- Vilas, J. F., 1979. El magnetómetro UBA 8 Hz y su aplicación en los estudios paleomagnéticos. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Inédito.
- Vilas, J.F. 1981. Paleomagnetism of South America rocks and the dynamic processes related with the fragmentation of Western Gondwana. En: Paleo-reconstruction of the Continents, editado por M.W. McElhinny, y D.A. Valencio, Geodynamic Series, American Geophysical Union, 106-114. Washington D.C.
- Vilas, J.F. y Valencio, D.A., 1978. Palaeomagnetism of South American rocks and the age of the South Atlantic. Revista Brasileira de Geociencias, 8, 3-10.
- Vizán, H. and A.E. Rapalini. 1991. Evidencias de movimientos intrapangeanos durante el Paleozoico tardío-Mesozoico temprano. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas I, 179-183.
- Vizán, H.; M.Mena y J.F. Vilas. 1992. Pangea, Geoid and virtual geomagnetic pole paths during polarity transitions. New trends in Geomagnetism IIIrd Biannual Meeting on rock magnetism, palaeomagnetism and database usage. Castle of Smolenice, West Slovakia. Geol. Carpathica, 43, p.182.
- Vizán, H.; R. Somoza; M.J.Orgeira; C.Vázquez; M. Mena y J.F. Vilas, 1993. Late Palaeozoic-Mesozoic geomagnetic reversal paths and core mantle boundary. En prensa en Geophysical Journal Royal astronomical Society.
- Vizán, H., 1988a. Estudios paleontológicos y paleomagnéticos preliminares de la Formación Lepá (río Gualjaina-Chubut). Asociación Geológica Argentina Revista, XLIII (3), 327-337.
- Vizán, H., 1988b. Geomorfología en las márgenes del río Gualjaina (paralelo 43º S S.L.) Chubut. Asociación Geológica Argentina Revista, XLIII (3), 412-414.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42º y 42º 30' y los meridianos 70º y 71º. Asociación Geológica Argentina Revista, XIX (2), 85-107.
- Volkheimer, W., 1965. Bosquejo geológico del NO del Chubut extraandino (zona Gastre-Gualjaina). Asociación Geológica Argentina Revista, XX (3), 326-350.
- Volkheimer, W., 1965 (1966). El Cuartario pedemontano en el noroeste del Chubut (zona Cushamen). Acta Geológica Lilloana VII, 439-457.

- Volkheimer, W., 1967. La paleoclimatología y los climas del Mesozoico argentino. Revista Minera, Geología y Mineralogía, XXVIII (3), 41-48.
- Volkheimer, W., 1970. Jurassic microfloras and paleoclimate in Argentina. II Gondwana Symposium, proc. Pap. South Africa, 543-549.
- Volkheimer, W. y J. Lage, 1981. Descripción Geológica de la Hoja 42 C. Cerro Mirador, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 181.
- Von Hillebrant, A. 1987. Liassic ammonite zones of South America and correlations with other provinces. Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur, editado por W. Volkheimer, 1, 111-158, Mendoza.
- Wanish de Carral Tolosa, E., 1942. Observaciones geológicas en el oeste de Chubut. (Estratigrafía y fauna del Liásico en los alrededores del río Genua). Dirección de Minería y Geología, Boletín 51, 1-73.
- Wegener, A., 1924. The origin of Continents and Oceans, Methuen, pp. 248, Londres.
- Wensink, H., 1968. Palaeomagnetism of some Gondwana red beds from Central India. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 5, 323-343.
- Wensink, H. y C.T. Klootwijk, 1968. Paleomagnetism of the Talchir Series of the Lower Gondwana System, Central India. Earth and Planetary Science Letters, 4, 191-196.
- Wickham, J. D. Roeder, and G. Briggs, 1976. Plate tectonics models for the Ouachita foldbelt. Geology, 4, 173-176.
- Windhausen, A., 1924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del golfo de San Jorge. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, XXVII, 167-320.
- Winter, de La Rey H., 1984. Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic basins. Transactions of the Geological Society of South Africa, 87 (2), 169-179.
- Wise, D.U., 1980. Discovery of a Mesozoic strike-slip fault domain extending at least 100 kilometers northeast of the Newark basin. Geological Society of America Abstracts with Programs, 12, 89-90.

- Witte, W.K., and Kent, D.V. 1989. A middle Carnian to early Norian (225 Ma) paleopole from sediments of the Newark Basin, Pennsylvania. Geological Society of America Bulletin, 101, 1118-1126.
- Witte, W.K. and Kent, D.V. 1990. The paleomagnetism of red beds and basalts of the Hettangian extrusive zone, Newark Basin, New Jersey. Journal of Geophysical Research, 95, 17533-17545.
- Wopfner, H. 1991. Permo-Triassic sedimentary basins in Australia and east Africa and their relationship to Gondwanic stress pattern. Gondwana Seven Proceedings, editado por Ulbrich and Rocha Campos, 133-146, San Pablo.
- Zalan, P.V., S.Wolff, M.A.M.Astolfi, I.Santos Vieira, J.C.J. Concelcao, V.T. Appi, E.V.S.Neto, J.R.Cerqueira y A. Marques, 1991. The Paraná Basin, Brasil. En: Interior Cratonic Basins. American Association of Petroleum Geologists, Memoria 51, editado por M.W. Leighton; D.R. Kolata; D.F. Oltz y J.J. Eidel, 681-708, Oklahoma.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. AC demagnetization of rocks: Analysis of results. En: Methods in paleomagnetism Elsevier, Amsterdam, editado D.W. Collinson, K.M. Creer y S.K. Runcorn, 254-286.
- Zonenshain, L.P.; M.I.Kuzmin y M.V. Kononov, 1985. Absolute reconstructions of the Paleozoic oceans. Earth and Planetary Science Letters, 74, 103-116.

ANEXO I

Muestras N° 1,2,3

Rocas de color gris; el tono varía ligeramente de una a otra. Son fuertemente cohesivas, de fractura irregular. Presentan saltuarias manchas de óxidos de hierro modernos.

Muestra N° 1: Toba vítrea de composición ácida. (Se considera que el 90 % de la roca está formado por productos de desvitrificación).

Microscópicamente se observa que la roca presenta una textura de intercrecimiento felsítico, con esporádicas laminillas de clorita. Es posible que esta mineralogía sea fruto de la desvitrificación. La monotonía dada por estos productos es interrumpida por titanitas, parches de carbonato, granos de circón y micas esporádicas.

El intercrecimiento citado, constituye el 90 % de la roca y se halla constituido por individuos irregulares, de tamaños del orden de los 0,08 milímetros. Los feldespatos predominan sobre el cuarzo y se encuentran algo alterados a material arcilloso.

Muestra N° 2: Toba vitrocrystalolítica de composición ácida.

Microscópicamente se distingue que la roca posee una textura porfiroclástica, donde la "mesóstasis" constituye el 60 % y está compuesta por un intercrecimiento felsítico que se supone es producto de la desvitrificación. Los fenoclastos corresponden en un 70 % a cristaloclastos y en un 30 % a fragmentos líticos. Todos los cristaloclastos poseen bordes corroídos por la "mesóstasis" y sus tamaños gradan desde los 0,3 mm hasta individuos que se confunden con los productos de la "pasta". Los mismos corresponden a feldespatos alcalinos (60% de los cristaloclastos) que se presentan en individuos angulosos, alterados a arcillas. En orden de abundancia continúan cristaloclastos de plagioclasa (30 % de los cristaloclastos) cuya composición corresponde a oligoclasa o albita, alteradas a material arcilloso y sericítico. El 8 % de los cristaloclastos corresponde a individuos de cuarzo, angulosos. El resto de la fracción cristaloclastica corresponde a granos de circón, titanita y apatita.

Muestra N° 3: Toba vitrocrystalolítica de composición intermedia a ácida.

Microscópicamente la roca presenta una textura porfiroclástica con una "mesóstasis" que constituye el 50 % de la roca y está compuesta por productos de desvitrificación. Son silicatos de baja cristalinidad, entre los que se reconocen

laminillas de clorita.

Los fenoclastos corresponden a cristaloclastos (70 %) y litoclastos (30 %). En los primeros se observa un amplio predominio de plagioclasa que se presenta en granos angulosos, con bordes corroídos; composicionalmente son oligoclasa-andesina y se encuentran alterados a carbonatos, sericita y arcillas en general.

Muestra N° 4: Toba vitrocrystalina de composición ácida.

Roca de color blanco en fractura reciente; en superficie expuesta al intemperismo posee color castaño claro a rojo ladrillo. Es fuertemente cohesiva y de fractura irregular.

Microscopicamente se observa textura porfiroclástica con una "mesostasis" de carácter felsítico (producto de la desvitrificación) que constituye el 90 % de la roca. Los fenoclastos pertenecen principalmente a cuarzo microcristalino y policristalino y se presentan en fragmentos angulosos de bordes corroídos y engolfados que no superan los 0,04 milímetros. En orden de abundancia continúan los fenoclastos de feldespatos que también son angulosos y de dimensiones análogas a los de cuarzo. Completan el resto de los fenoclastos, individuos de titanita y minerales opacos cúbicos en ocasiones asociados. Se observan, a su vez, manchas de óxidos distribuidos saltuariamente, debidos a la acción meteórica.

Muestra N° 10: Arenisca feldeespática (clasificación de Friedman y Sanders, 1978).

Arenisca de color gris en fractura fresca, que se torna castaño ante la acción de la intemperie. Posee fractura irregular y está fuertemente cohesiva.

Microscopicamente se observa que la roca posee textura epiclástica donde se diferencia una fracción clástica (que alcanza cerca de un 80 % del total de la roca) sobre un material ligante recristalizado. Los fragmentos que conforman el esqueleto no superan los 0,3 mm y presentan un tamaño medio de 0,1 mm, se hallan moderadamente a bien seleccionados. Los individuos se presentan con contactos puntuales y largos, a veces cóncavo-convexos.

La mineralogía de la parte clástica está compuesta por cuarzo, feldespatos, micas y minerales accesorios. Al cuarzo le corresponde el 50 % de esta fracción, se presenta en individuos monocristalinos y policristalinos, subangulosos a subredondeados, con bordes corroídos por la interacción química con el material ligante.

En orden de mayor a menor abundancia continúan feldespatos alcalinos subangulosos (20 % del total del esqueleto de la roca),

entre los que se reconoce microclino. Continúa la plagioclasa (albita ?), con individuos subangulosos, a los que les corresponde un 15 % del total de la fracción mayor.

Todos los feldespatos, en mayor o menor medida, están alterados a material arcilloso y sericitico.

El resto de la fracción corresponde a micas (10 %), flexuradas, cloritizadas y minerales accesorios entre los que se encuentran circón, apatita, titanita y turmalina.

El material ligante (20 % del total de la roca) está compuesto por clorita, sericita y variedades de sílice.

Muestra N° 11: Ortoconglomerado polimictico lito-cuarzo-feldespático.

Ortoconglomerado de color gris en fractura fresca, cuyas superficies expuestas a la meteorización se han tornado castañas rojizas por el desarrollo de óxidos de hierro. La roca es muy compacta y de fractura irregular.

La fracción mayor (80% de la roca) comprende una granulometría cuyos límites van desde los 20 cm hasta el cm, predominan aquéllos de diámetro comprendido entre los 2 y 3 centímetros. Los clastos son redondeados a subredondeados, subsféricos, tabulares y prolados, existe una vaga isorientación paralela a la estratificación.

El material aglutinante que forma el 20 % de la roca está compuesto por matriz areno-pelitica.

Microscópicamente la roca presenta una textura epiclástica (donde la mayoría de los clastos poseen bordes corroídos), compuesta por fragmentos líticos correspondientes a areniscas cuarzo feldespáticas, pelitas, metaareniscas cuarzo micáceas y volcanitas de pasta originalmente vítrea ahora cristalizada.

La matriz que corresponde a la fracción arena, está constituida por cristaloclastos angulosos y subangulosos de cuarzo, feldespatos (entre ellos microclino), titanita, circón, biotita, clorita, epidoto, moscovita, turmalina y fragmentos líticos de volcanitas.

Toda la fracción se encuentra ligada por un cemento fundamentalmente silíceo.

Muestra N° 12: Toba vitrocrystalina de composición ácida.

Roca de color gris claro, en superficies expuestas a la intemperie posee color ocre. Es cohesiva y de fractura irregular a subconcoide.

Microscópicamente se observa una textura porfiroclástica, no muy marcada, donde la "mesostasis" constituye el 85 % del total de la roca. Esta resulta de la devitrificación que ha generado un intercrecimiento felsítico.

Los fenoclastos corresponden fundamentalmente a trizas vítreas actualmente desvitrificadas (65 % de esta fracción). Se reconocen por las formas típicas: en Y, en media luna, irregulares, esféricas. Los minerales generados por la desvitrificación dan lugar a "texturas en escarpela" por la distribución de los mismos del centro al borde de cada triza: sílice microcristalina, cloritas (en agregados fibrosos radiados), intercrecimiento cuarzo-albita-feldespatos potásico.

En orden de abundancia continúan feldespatos (15 % de los fenoclastos), angulosos, con bordes corroídos y engolfados. Algunos de ellos se identificaron como albitas.

El 12 % de los fenoclastos corresponden a cuarzo que se presentan en clastos que gradan hasta la "mesostasis". Son individuos angulosos, con bordes corroídos y engolfados. Además se observan micas cloritizadas, pequeños granos de apatita, circón y titanita.

Muestra N° 15: Toba vitrocristalina de composición ácida.

Roca de color gris oscuro en fractura fresca, que expuesta a la intemperie se torna gris clara a castaña. Es fuertemente cohesiva, de fractura irregular, con textura porfiroclástica compuesta por individuos grises y blancos que cubren una fracción granulométrica cuyos límites mayor y menor son 3,5 y 0,5 milímetros.

Microscópicamente se reconoce que la roca posee textura porfiroclástica donde la "mesostasis" está compuesta por productos de desvitrificación: sílice microcristalina, cloritas y minerales opacos. En esta "mesostasis" que constituye el 40 % del total de la roca, se encuentran inmersos piroclastos que corresponden a trizas vítreas y fragmentos de pumicita desvitrificadas además de cristaloclastos. Los fragmentos vítreos (40 % de los fenoclastos) están desvitrificados a caclinita y sílice microcristalina.

El 30 % de los fenoclastos corresponde a feldespatos; sus individuos son angulosos, con bordes corroídos. Estos minerales se encuentran alterados a material arcillosos, sericítico, óxidos de hierro y carbonatos.

El cuarzo constituye el 20 % de los fenoclastos, se presenta en individuos monocristalinos y policristalinos, con bordes corroídos y engolfados. El resto de los fenoclastos pertenece a micas cloritizadas, circones, titanita y minerales opacos.

Muestra N° 22: Gabro (diabasa), granofirico uralitizado.

Roca granosa de textura mediana de color gris en fractura fresca. En sectores expuestos a la intemperie se torna castaña. Posee fractura irregular y se halla compuesta por un agregado de minerales claros y oscuros.

Microscópicamente se reconoce una textura granosa hipidiomorfa inequigranular.

La mineralogía corresponde a plagioclasa (35 %), hipidiomorfa (labradorita?), que posee incipiente alteración a material sericitico.

En orden de abundancia continúan feldespatos micrográficos y minerales máficos a los que respectivamente les corresponde un 25 por ciento.

Los minerales máficos corresponden a piroxeno (augita), que se presenta a veces urazitizado y con coronas de reacción; es decir hacia los bordes se transforma en anfíbol y biotita. Estos minerales se encuentran, por otra parte, alterados a material clorítico que se dispone en agregados fibrosos radiados.

Se observaron, además, asociaciones de biotita y minerales opacos.

Muestra N° 24: Leucogabro granofírico

Roca de textura granosa algo porfiroide (carácter dado por cristales de piroxeno de hasta 1.5 cm), de color gris claro en fractura fresca que en superficie expuesta a la intemperie se vuelve castaño claro. Presenta fractura irregular y sectorialmente la acción meteórica la ha tornado algo deleznable.

Microscópicamente se observa una textura granosa mediana hipidiomorfa inequigranular, donde la plagioclasa (labradorita ácida), que constituye el 50 % de la roca, se muestra en cristales hipidiomorfos sumamente alterados a analcima, material arcilloso y sericitico. Además en el orden de un 5 % se observan intercrecimientos micrográficos. En un 30 % se presentan cristales prismáticos de clinopiroxeno augítico parcialmente urazitizados. En estos cristales se observan bordes de reacción, en los que se formaron anfíbol verde y biotita. Estos individuos se encuentran alterados a clorita (penninita).

Muestra N° 29: Andesita (brecha andesítica)

Roca de color gris castaño-verdoso de textura porfírica, con fractura irregular y muy cohesiva.

Microscópicamente se observa una textura porfírica algo gradada, donde cristales hipidiomorfos de plagioclasa se negloban en una pasta intercrystal a afieltrada que se encuentra bastante reemplazada por minerales secundarios.

Los fenocristales (60 % de la roca), corresponden a plagioclasa (oligoclasa-andesina), que se encuentran representados por individuos de hasta 0.9 mm de diámetro, en los que se observan bordes corroídos por la pasta. Se reconocen cristales de formas angulosas que a veces se interpenetran entre sí, lo cual le da un carácter glomero-porfírico a la roca. Son pocos los

individuos con zonación, se observan algunos sin las características maclas de las plagioclasas, mientras que en otros el maclado se encuentra deformado o sumamente difuso. La alteración de estos minerales, que es bastante conspicua, corresponde a material arcilloso, sericitico y carbonático.

Muestra N° 30: Toba vitrocrystalina (toba soldada?), de composición ácida.

Roca de color gris claro en fractura fresca, con parches rosados en superficies expuestas al intemperismo. Fuertemente cohesiva y de fractura irregular.

Microscópicamente se observa que la roca posee una textura porfiroclástica donde la "pasta" constituye el 80 % y resulta de la cristalización de fragmentos vítreos a un intercrecimiento felsítico. En ocasiones la diferencia granulométrica que existe entre los minerales de la "mesóstasis" remarca las formas de los fragmentos vítreos originales que se encuentran vagamente orientados.

Los cristaloclastos que se encuentran inmersos en esta "pasta" constituyen el 10 % de la roca. La mayoría pertenecen a plagioclasa que se presenta en individuos ideomorfos, a veces fracturados, siempre angulosos, con bordes corroídos, engolfados por la pasta. Composicionalmente corresponden a oligoclasa ácida, que se altera a arcillas, carbonatos y cloritas.

En orden de abundancia continúan los cristaloclastos de cuarzo monocristalino y policristalino, en individuos anhedrales, angulosos a subangulosos a veces con bordes corroídos y engolfados.

Completan la fracción cristaloclástica circón, micas cloritizadas, titanita y nidos de arcilla.

Como minerales de alteración posteriores a la constitución de la roca se reconocieron óxidos y carbonatos que constituyen manchones.

Muestras N° 69 y 71: Areniscas o areniscas argiláceas cuarzo feldespáticas (clasificación de Friedman y Sanders, 1978).

Areniscas de color gris oscuro en fractura fresca; las secciones expuestas se vuelven castañas gris verdosas; poseen fractura irregular y están muy consolidadas.

Microscópicamente se observa textura epiclástica donde el esqueleto de la roca constituye el 85 por ciento. Los clastos que son angulosos a subredondeados no superan los 0,36 mm con un tamaño medio de 0,09 mm y se hallan moderadamente a bien seleccionados. Los mismos conforman una fábrica donde los granos poseen en general contactos largos, aunque también existen cóncavo-convexos y puntuales.

La fracción clástica presenta una mineralogía que se halla

compuesta por cuarzo, feldespatos, micas y minerales accesorios. El cuarzo posee el 40 % de esta fracción y está representado por individuos monocristalinos, con bordes corroídos por la interacción química con el material ligante.

Clastos de feldespato alcalino continúan en orden de mayor a menor abundancia: conforman el 30 % del esqueleto. Entre ellos se distinguen granos de microclino y plagioclasa (oligoclasa). En ambos casos se hallan alterados a sericitas y material arcilloso en general.

El 15 % de la fracción clástica corresponde a micas (en general biotita) flexuradas y cloritizadas; más minerales accesorios entre los que se reconocen circón, apatita, epidoto, titanita y minerales opacos.

La matriz está constituida por cloritas, sericitas. El cemento es silíceo.

Como minerales postdeposicionales se reconocieron manchones de carbonatos.

Muestra N° 74: Arenisca o arenisca argilácea cuarzo-feldespática (clasificación Friedman y Sanders, 1978).

Roca con fina laminación de color gris verdoso, se vuelve castaña sectorialmente por la acción meteórica; posee fractura irregular y se halla fuertemente consolidada. Se reconocen pequeños fragmentos micáceos distribuidos en la masa gris de la roca.

Microscópicamente se reconoce una textura epiclástica donde los individuos del esqueleto constituyen el 85 % de la roca. Los clastos son angulosos, con bordes corroídos por el material ligante, constituyen una fracción bien seleccionada con una granulometría que en general no excede los 0.5 mm; existen algunos granos muy esporádicos del orden del milímetro y se observa un tamaño medio de 0.25 milímetros. La composición de la fracción clástica corresponde a cuarzo, feldespato, micas, circón y titanita.

Al cuarzo le corresponde el 40 % de la fracción, se presenta en individuos monocristalinos y policristalinos. Continúan los feldespatos que abundan en un 35 %; dentro de este grupo mineralógico se reconocen: microclino, plagioclasa (albitas ?) e individuos sin maclas que se consideran como feldespatos alcalinos en sentido amplio. Los individuos se hallan en mayor o menor medida alterados a material arcilloso-sericítico, aunque varios clastos de plagioclasa se encuentran bastante frescos.

Las micas, en general flexuradas, conforman el 20 % del esqueleto y se disponen orientadas dando lugar a una fina laminación. Se reconocen muscovitas y biotitas, estas últimas desferrizadas-cloritizadas y/o alteradas a óxidos.

El 10 % restante del esqueleto corresponde a minerales accesorios: circón y titanita, con predominio de los primeros.

En la matriz se reconoce clorita y sericita. El cemento es

silícico.

Muestra N° 88: Basandesita (algo propilitizada)

Roca de textura porfírica, gris verdosa en la que se distinguen fenocristales claros y oscuros del orden de los 3 milímetros. Posee amígdalas de cuarzo, cuyos tamaños no superan los 5 milímetros.

Microscópicamente se reconoce textura porfírica con pasta afieltrada que constituye el 65 % de la roca. Los microlitos de feldespatos se encuentran rodeados por cloritas y epidotos como minerales de alteración.

Los fenocristales corresponden en un 60 % a plagioclasa (labradorita y andesina) que se presentan en individuos hipidiomorfos de bordes corroídos.

Estos minerales se hallan alterados en mayor o menor medida a sericita, clorita, epidoto y material argiláceo.

El resto de los fenocristales corresponde a augita hipidiomorfa alterada a carbonatos.

Muestra N° 92: Andesita

Volcanita de pasta gris donde se disponen fenocristales claros hipidiomorfos con otros más pequeños xenomorfos. Presenta amígdalas blancas que alcanzan el cm de diámetro.

Microscópicamente se observa textura porfírica con pasta andesítica a la que le corresponde un 75 % del total de la muestra. Entre los microlitos de la pasta se encuentran plagioclasa, clorita y minerales opacos.

Los fenocristales corresponden a plagioclasa y minerales opacos. Se disponen en agregados que confieren un carácter glomero porfírico. El 90 % de los fenocristales es plagioclasa (andesina); se presenta en individuos hipidiomorfos con contornos corroídos por la pasta y alterados a material arcilloso-sericítico o bien a carbonatos.

Se reconocen las amígdalas citadas en la descripción macroscópica, las que corresponden a variedades de sílice (cuarzo y/o calcedonia) clorita, zeolitas y carbonatos.

La muestra se halla atravesada por finas venillas de calcita, mineral que también constituye manchones irregulares.

Muestra N° 120: Pelita leptometamórfica

Roca de color gris verdoso oscuro de grano muy fino, que en sectores donde actuó el intemperismo se torna castaña. Presenta fuerte grado de consolidación y se halla suavemente fracturada. Posee fractura astillosa y esquistocidad poco marcada.

Microscópicamente se reconoce una textura esquistosa aunque se conservan caracteres epiclásticos. Los minerales son fundamentalmente cuarzo y minerales micáceos entre los que se reconocen sericitas, cloritas de color verde pálido y stilpnomelano o biotita (no discernible por medios ópticos).

El cuarzo se presenta en individuos con bordes corroídos. Los planos de esquistosidad, que siguen el flexuramiento de la roca, se hallan definidos por la orientación de minerales micáceos, que están acompañados en menor proporción por óxidos de hierro y algunos granos de cuarzo orientados según su mayor dimensión.

Se observaron incipientes crenulaciones discontinuas a veces acompañadas por pequeñas fracturas sigmoides rellenas por cuarzo policristalino.

ANEXO II

COLECCION	ESPEC.	MRN			MRE		SELECCION
		DEC. (O)	INC. (O)	J _o (10 ⁻³ A/M)	DEC. (O)	INC. (O)	ETAPA MAX (°C)(mt)
F.Lepá (p.LC)	1A	28.2	-72.1	1.08	51.7	-74.5	*30.
	1B	43.6	-67.7	1.11	56	-77.1	*30.
	2	334.2	-82.3	0.83	178	-88.1	*30.
	3	60	-65.7	1.1	70.6	-79	*30.
	4(1)	19.3	-39.4	0.96	356	-62.7	40.
	4(2)	26.2	-75.7	1.29	37.9	-70.9	*30.
	5(1)	340.8	-39.2	0.77	61.6	-57.7	*30.
	5(2)A	12.4	-60.1	0.52	88.4	-58	*30.
	5(2)B	343.9	-64.3	0.5	82.8	-57.1	*30.
	6	339.1	-65.8	0.47	310.3	-59.4	450 .
	7	351	-56.5	0.66	343.6	-52.1	450 .
	8A	40.7	-43.5	0.31	49.9	-33.9	400 .
	8B	12.1	-42.2	0.46	34.1	-38.6	35.
	9	335.2	-69.9	0.57	353.0	-59.5	45.
	10	359.2	-47.3	0.79	34.2	-62.5	520 .
	11A	349.2	-63	0.6	355.1	-68	*30.
	11B	340.9	-54.2	0.63	359.3	-45.8	500 .
	13(1)	16.4	-72.1	0.52	16.8	-66.5	*35.
	13(2)	30.1	-69.7	0.5	15.5	-71.5	400 .
	14	204	-73.4	0.75	180.3	-64	45.
	15	347.4	-74.2	0.61	319.7	-61.3	400 .
	16A	353.8	-28.6	0.57	314.6	-51.5	*30.
	16B	331.5	-44.7	0.85	318.8	-61.2	450 .

ESPEC.	MRN			MRE		SELECCION	
	DEC. (0)	INC. (0)	Jo (10 ⁻³ A/M)	DEC. (0)	INC. (0)	ETAPA (°C)	MAX (mE)
17	344.2	-47.3	5.42	347	-48.8	530	.
19A	11.3	-72.2	0.64	20.2	-77	500	.
19B	12.1	-73.2	0.73	8.9	-62.6		50.
20	265.3	-45.5	0.63	274.4	-45		*40.
21	359.2	-54.1	0.45	6.4	-51.8		30.
22	9.4	-71.6	0.84	338.6	-56.9		*30.
23	268.4	-25.9	1.05	162.9	-33.5		*30.
24	247.7	-24.8	0.23	270	-37.7		*35.
25	19.2	-40.3	0.7	69.8	-60.9		*20.
26	51.9	-50.4	4.2	70.6	-67.3		*30.
27	54.6	-48.8	0.85	129.8	-56.9	480	.
28A	276.1	-20.1	0.63	273.2	-32.7		30.
28B	297.8	-35.5	0.44	256.3	-19		*35.
29A	288.4	-38.7	0.47	279.1	-38.7		45.
29B	12.1	-73.2	0.73	270	-42.6	400	.
30A	352.4	-58.5	0.67	315.5	-54.8	450	.
30B	341.9	-53.6	0.69	358.3	-60.4		40.
31	2.7	-52.3	1.51	358.9	-61.6		45.
32	21.4	-43.6	1.13	23.0	-53	400	.
34	7.8	-62.9	0.68	29.3	-71.2	450	.
35	297	-66.9	0.42	245.4	-73.2		30.
37A	285.9	-60	0.29	47.9	-66.4		*20.
37B	338.2	-58.2	0.53	348.0	-55.6		30.

ESPEC.	MRN			MRE		SELECCION
	DEC. (O)	INC. (O)	J _o (10 ⁻³ A/M)	DEC. (O)	INC. (O)	ETAPA MAX (°C)(mt)
39	353.4	-51.1	0.2	32	-37.2	*35.
40	335	-48.5	0.3	19.5	-30.8	480 .
42	87.6	-51.5	0.2	346.3	-73.5	*30.
43	279.8	-53	0.35	289.1	-54	400 .
45	22.7	-57.6	0.56	38.7	-80	40.
46	73.4	-55.2	0.32	52.6	-49.2	350 .
47	55	-55	0.65	46.7	-54	*30.
48	3.5	-63.4	0.42	348.6	-65.8	400 .
49	22.5	-46.5	0.52	18.8	-65.9	*30.
50	37.8	-59.5	0.58	42.4	-63.2	*30.
52A	23	-41.4	0.28	298.1	-50.9	*35.
52B	234.5	-74.5	0.29	320	-74.9	400 .
54	20.9	-61.9	0.21	35.7	-56.5	*35.
55	12.1	-42	0.34	25.2	-43.6	*20.
57	352.4	-56.4	0.33	29.9	-66.3	450 .
58	2.6	-54.1	0.38	63.6	-67.9	*35.
59	1.7	-57.8	0.76	56.6	-69.4	*30.
61	54.6	-68.5	0.52	23.1	-64.2	*30.
62	25.9	-66.1	0.8	25.9	-71.1	*30.
63	40.2	-55.5	0.7	48.1	-54.7	30.
64	27	-82.6	0.76	35.4	-71.5	*30.
65	20.3	-57.6	1.12	59.8	-48.3	400 .
66	21	-53.8	0.58	42	-58.5	400 .

ESPEC.	MRN			MRE		SELECCION
	DEC. (O)	INC. (O)	J_0 (10^{-3} A/M)	DEC. (O)	INC. (O)	ETAPA MAX (°C)(mt)
71	17.3	-52.4	2.35	10.6	-45	*30.
72A	13.3	-57.7	2.1	357.8	-63.7	400 .
72B	35.2	-51.8	2.23	24.8	-56.5	*30.
73	319.3	-73.6	0.3	334	-74.2	35.
74	30.7	-50.4	0.41	39.6	-59.6	*30.
75	357.1	-76	0.71	21.9	-78.9	*30.
76	131	-75.6	0.97	59.4	-67.1	*35.
78	25.5	-66.9	0.95	3.0	-67.5	40.
79	70.2	-67.8	1.01	55.3	-61.6	450 .
80	24.4	-61.5	0.9	52.3	-56	*30.
81A	56.9	-58.2	1.0	40.8	-67.2	*30.
81B	38.2	-59.9	1.0	31.2	-63.5	400 .
82A	33.6	-48.5	0.63	31.3	-36.6	30.
82B	23.3	-57.5	0.63	25.7	-41	*30.
85	15.2	-53.2	0.6	44.6	-73.1	*30.
86	31.6	-80.4	0.66	244	-75.5	*40.
87A	21.3	-74.5	1.2	193.4	-85	*45.
87B	21.4	-78.6	1.4	69.1	-77	400 .
88A	5.3	-77.9	0.42	81.2	-43	45.
88B	13.4	-73.4	0.4	92.9	-49.5	400 .

Se señalan con * los especímenes que fueron tratados con ácido clorhídrico previamente a la desmagnetización por campos alternos.

COLECCION	ESPEC.	MRN			MRE		SELECCION	
		DEC.	INC.	Jo	DEC.	INC.	ETAPA	MAX
		(O)	(O)	(10 ⁻³ A/M)	(O)	(O)	(°C)	(mt)
F. Lepá (p.RG)	1	297.8	-42.8	1.2	311.5	-48.3	300	.
	2	34.5	-5.2	0.31	29.2	-0.14	350	.
	3	22.3	-13.5	0.65	35.5	-26.5		35.
	4	22.7	-29	1.2	25.8	-24.9		40.
	5	15.9	-57.4	0.9	351.2	-68.9		40.
	6	25.1	-40.6	0.73	18.1	-43.6		40.
	7	31.9	-7	1	17.6	-5.2		40.
	8	349.9	-44.3	1.3	358.3	-37.5		40.
	9	42.3	-15.8	0.43	41	-28.5		40.
	10(1)	21	-30	0.97	23.4	-34.9	400	.
	10(2)	23.6	-34.8	1.16	26.1	-34.8		30.
	12	54.9	-6.3	0.21	31.5	-36.2		30.
	13	3.9	-19.9	0.8	36.5	-13.4		40.
	14(1)	28.5	-33.3	1	30	-31.6	450	.
	14(2)	32.9	-33	0.98	28.4	-29.4		40.
	15	27.8	-65.7	1.22	56.1	-36.9		40.
	16(1)	39.1	-29.1	5.9	15.8	-49.2		40.
	16(2)	35.5	-28.6	7.3	50.1	-31.9	350	.
	17	33.7	-42.9	4.1	42	-9.8		30.
	18(1)	21.7	-44.8	6.6	26.5	-54.4	500	.
	18(2)	17	-45	6.5	15.4	-57.7		40.
	19	10.3	-54.3	2.7	26.4	-40.6		30.
	20	353	-50.6	4.9	23.8	-69.9		35.

ESPEC.	MRN			MRE		SELECCION	
	DEC.	INC.	Jo	DEC.	INC.	ETAPA	MAX
	(0)	(0)	(10 ⁻³ A/M)	(0)	(0)	(°C)	(mt)
21(1)	18.4	-32.3	16.5	18.7	-25	550	.
21(2)	46	-45.5	16.4	45.9	-36.6		50.
22	62.2	-24.1	7.5	58	-22.1		42.5.
23	4.8	-27	0.93	3.02	-25.5		50.
24	353.3	-50.7	3.62	38.4	-49.9		40.
25	340.5	-48.8	1.76	332.4	-47.8		47.5.
26	36.1	-50.6	4.95	54.5	-41.3		40.

COLECCION	ESPEC.	MRN			MRE		SELECCION	
		DEC.	INC.	Jo	DEC.	INC.	ETAPA	MAX
		(O)	(O)	(10 ⁻³ A/M)	(O)	(O)	(°C)	(mt)
F.Osta	1(1)	37.5	-17.6	22.7	35.6	-35.8	480	.
Arena (p.CRE)	1(2)	44.7	-13.9	25.5	31.7	-37.7	480	.
	2	36.2	-20.9	36.4	38.2	-71.1	500	.
	3	21.5	-45.6	26.2	6.3	-49.2	530	.
	4	311.4	-54.7	29.7	312.2	-55.4	500	.
	5	352.4	-43.2	26.5	24.3	-59.7	500	.
	6	37.3	-45.3	21.2	47	-22	480	.
	7(1)	340.8	-64.5	52.5	20.7	-40.2	550	.
	7(2)	353.9	-49.1	65.1	12.4	-48.5	560	.
	8	60.7	-8.15	26.3	45.1	-4	575	.
	9	22.4	-58.8	46.9	27	-52.8	550	.
	10	13.6	-45.6	43.6	10.3	-51.9	500	.
	11	342.6	-42.6	27	24.1	-54.8	540	.
	12	6.3	-42	22.6	25.2	-20.2	500	.
	13	304.3	-54.9	24.7	356.7	-48.5	560	.
	14	27	-41.9	7.23	13.8	-46.1	450	.
	15	19.1	-48.2	26.4	22.5	-40.6	500	.
	16	315	-35.3	38.5	324.6	-39.4	480	.
	17	19.7	-51.7	95.2	20.1	-51.7	480	.
	18	357.4	-66	21	119.2	-80.6	500	.
	19	345.5	-34.5	26.6	3.4	-60	530	.
	20	342.9	-41.9	22.6	23.6	-69.6	610	.
	21	335.7	-49.4	8.8	10.2	-51.2	600	.

ESPEC.	MRN			MRE		SELECCION	
	DEC. (O)	INC. (O)	J _o (10 ⁻³ A/M)	DEC. (O)	INC. (O)	ETAPA (°C)	MAX (mt)
22	7.8	-45.4	26.7	8.8	-44.4	520	.
23	56.3	-45	26.7	51.4	-42.4	500	.
24	24.2	-47.2	25.8	25.9	-51	520	.
25	60.7	-51.7	37	24.8	-58.8	560	.
26	330.9	-41.9	25.8	1.1	-45.9	500	.
27	0.5	-34.5	33.3	1.7	-49	500	.
28	335.4	-37.3	26.9	1.7	-46.3	500	.
29	346.8	-46.9	23.4	5.7	-45.6	530	.
30	35.4	-54.3	25.7	22.3	-50.7	620	.

Sud América

Unidad geológica	Edad	Posición Polar		Ref.
		Long.	Lat.	
				A95 df+rd 2
Subgrupo Itarare	Cs	357.0	-57.0	15 Valencio et al.1975a.
Grupo Tubarao	Cs	351.0	-54.0	6 Pascholati Pacca,1976.
La Colina est.rojos	Cs	347.0	-65.0	6 Creer, 1965.
La Colina Fm. (inferior)	Cs-Pi	358.0	-60.0	4 Embleton, 1970
La Colina Las Mellizas	Cs-Pi	343.0	-49.0	5 Sinito et al.1979
Fm.Cochico	Pis	163.0	-77.0	5 Valencio & Vilas,1985.
Gr. Co.Carrizalito	Pis	282.0	-81.0	5 Valencio & Mitchell,1972.
Los Colorados, Paganzo	Pis	249.0	-78.0	3 Valencio et al. 1977.
Fm.Choique Mahuida	Ps	344.0	-75.0	15 Conti & Rapalini,1990.
Fm. Irati	Ps	54.7	-82.7	3 Pascholati et al.1976
Fm. Corumbatai	Ps	294.0	-86.0	14 Valencio et al.1975a.
Diques Guyana	Ps	208.9	-63.8	7/14 Hargraves, 1978
Fm. Amana	Tri	317.0	-83.0	8 Valencio et al.1977
Gr. Choiyoi, Nihull	Tri	282.0	-81.0	5/7 Valencio, 1970
C. Terneros lavas	Tr	228.0	-80.0	10 Creer et al. 1970.
Diques Bolivar	Ji	245.6	-66.9	3/5 McDonald & Opdyke,1974.
V. Guacamayas	Ji	300.7	-70.5	10/20 idem.
Fm. Lepa-Ostarena	Ji	132.0	-74.0	5 Esta Tesis
C. Merifil	Jm	127	-81	15 *
Fm. Chon Aike	Jm	197.0	-85.0	6 Vilas, 1974
V. Maranhao	Jm	262.5	-85.3	7 Schult & Guerreiro,1979.
* Recalculado (ver texto de esta Tesis)				

Africa Unidad Geol.	Age	Posición Polar			Ref.
		Long.	Lat.	A95 $d^{\psi} + d\gamma$	
Serie d'Abdala	Cs	60.0	-29.0	5	Morel et al. 1981.
Ain Ech Chebbi	Cs	52.0	-23.0	6	Daly & Irving. 1983.
Hassi-Bechar	Cs	56.6	-26.8	4	idem
Galula redbeds	Cs-Pi	40.0	-45.5	8	McElhinny et al. 1968.
Ecca Beds	Pi	64.0	-40.0	16	Opdyke. 1964.
Taztot Andesite	Pi	56.8	-38.7	5	Daly & Pozzi. 1976.
Djebel Tarhat	Pi	63.8	-24.0	8	Martin et al. 1978.
Chougrane redbeds	Pi	64.1	-32.2	5	Daly & Pozzi. 1976.
Cassanjee Series	Ps	77.0	-54.0	6	Valencio et al. 1978.
Midelt Fm.	Tri	30.1	-61.6	7	Martin et al. 1978.
Tazzena Basalt	Tri	94.1	-79.1	4	Daly & Pozzi. 1976.
Beni Snassen Basalt	Tri	72.0	-57.4	8	idem
Jerada redbeds	Tri	48.6	-72.0	2	idem
Kenifra basalt	Trm	68.0	-58.1	3	idem
Ait Adel dolerite	Trm	75.0	-72.0	8	Hailwood, 1975.
Shawa Ijolite	Ji	86.0	-64.0	14.1	Gough & Brock 1964.
Zambia red beds	J	50.0	-68.0	5	Opdyke, 1963.
Stormberg Lavas	Ji	89.0	-70.0	14.5	Van Zijl et al. 1962.
Mauritania Hodh	Ji	60.0	-71.0	6.1	Sichler. 1980.
Liberia	Ji	62.0	-69.0	5.3	Dalrymple et al. 1975.
Marangudzi\Mateke	Ji	90.0	-60.0	7.9	Gough et al. 1964.
Karoo Dolerite	Jm	75.0	-65.0	12	McElhin. & Jones. 1965.

Madagascar

Unidad Geológica	Edad	Posición Polar			Ref.
		Long.	Lat.	A95	
		$\frac{d\psi + d\lambda}{2}$			
Sakoa Group	Cs-P1	87.0	-53.0	8.0	McElhinny et al., 1976
Sakamena Group	Ps-Tri	112.0	-66.0	6.0	McElhinny et al., 1976
Isalo Group	Trs-Ji	97.0	-74.0	6.0	Embleton & McElhinny, 1975

India

Unidad Geológica	Edad	Posición Polar			Ref.
		Long.	Lat.	A95	
		$\frac{d\psi + d\lambda}{2}$			
Panchet Series	Ps	120.5	7.5	10/8	Klootwijk 1974
Kamthi beds	Ps	129.0	21.0	4.0	Wensink, 1968
Mangli beds	Tri	124.0	7.0	5/7	Wensink, 1968
Wardha valley sandstones	Ps-Tri	128.0	4.0	7/9	Klootwijk, 1975
Pachmarhi Sandstones	Trs	125.0	-30.0	1/3	Bhalla & Verma, 1969

Australia

Unidad Geológica	Edad	Posición Polar			Ref.
		Long.	Lat.	A95	
		$\frac{d\psi + d\lambda}{2}$			
Upper Kutung sediments	Cs	140.0	-50.0	9/9	Irving, 1966
Main Glacial Stage	Cs	148.0	-53.0	11	idem
N.S. Wales reverded zone	Cs-P1	131.5	-54.9	7	Piper, 1987
Volcanitas combinadas	Cs-P1	134.0	-63.0	13	Oviedo & Vilas, 1984
Upper Marine latites	Psi	132.0	-44.0	11	Robertson, 1964

Em.Cribas, Timor	Ps	161.1	-58.3	8.2	Chamalaun, 1977
Dundee Rhyodacite	Ps-Tr	136.3	-25.8	12/13	Lackie, 1988
Dundee Ignimbrite	Ps-Tr	154.8	-36.9	7/7	idem
Chocolate shales	Tri	160.0	-49.0	14/14	Irving, 1963
Patonga Claystone	Tri	147.0	-30.0	8.0	Embleton & McDonnell, 1980.
Brisbane Tuff	Trm	143.0	-57.0	10/11	Robertson 1963
Garrawilla and Nombi ign.	Ji	175.1	-46.1	10	Schmidt, 1976
Prospect dolerite	Ji	179.7	-51.5	5.5	Piper, 1987
Jurassic Intrusives, NSW	Ji-Jm	186.1	-51.0	10.9	Schmidt, 1976
Tasmanian dolerites I	Ji-Jm	175.0	-51.0	5.0	Schmidt & McDougall, 1977.

Antartida Oriental

Unidad Geológica	Edad	Posición Polar		Ref.
		Long.	Lat.	
Allan Hills	Jm	226.8	-47	Funaki, 1983
Beardmore Glacier	Jm	221	-59	Briden & Oliver, 1963.
Brimstone Peak	Jm	218	-56	Cherry & Noltimier, 1982.
Dufek Massif	Jm	223	-60	Beck et al., 1979.
Gorgon Peak	Jm	230	-56	Cherry & Noltimier, 1982.
Mesa Range	Jm	210	-64	McIntosh et al., 1982.
Mount Falla	Ji	222.6	-53.8	Ostrander, 1971
Mount Fleming dike	Jm	220.5	-58.6	Funaki, 1983
Queen Alexandra Range	Ji	220.2	-54.2	Ostrander, 1971
Storm Peak	Ji	231.5	-44.1	Ostrander, 1971

Wright Valley	Jm	208	-45.3	Funaki, 1983
Wright and Victoria	Jm	220	-45	Bull et al. 1962
Vestfjella dikes	Jm	207.6	-54	Lovlie, 1979