

V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos
Gramado, RS, 19 a 22 de Novembro de 1995



EXCURSÃO AOS ANDES

Relatório de Viagem
por
Augusto J. Pedreira



San Luis, Argentina a Viña del Mar, Chile
1996



INTRODUÇÃO

A programação do V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos realizado em Gramado (RS), entre 19 e 22 de Novembro de 1995, incluiu uma excursão ao setor central da Cordilheira dos Andes, da qual o autor participou. A figura 1 mostra o roteiro da excursão desde Porto Alegre (RS). Nele estão assinaladas as cidades principais situadas ao longo do trajeto. Este relatório apresenta uma visão geral da geologia da cordilheira na região ao longo do paralelo 32° de latitude sul, abrangendo os territórios da Argentina e Chile. Os estudos foram feitos ao longo de uma seção transversal à mesma, entre as cidades de San Luis no primeiro país e Viña del Mar, no segundo (figura 2).

A Cordilheira dos Andes na área supracitada, está dividida nas seguintes unidades morfoestruturais: Sierras Pampeanas, Precordillera, Cordillera Frontal, Cordillera Principal e Cordillera de la Costa, as primeiras na Argentina e a última no Chile; a Cordillera Principal está em ambos os países. Nas Sierras Pampeanas e na parte oriental da Pré Cordillera, o transporte tectônico é para oeste; nas demais unidades morfoestruturais é para leste.

Este relatório está restrito aos aspectos gerais da cordilheira. Os detalhes relativos a sua estratigrafia e tectônica, bem como a geologia detalhada das diversas unidades morfoestruturais constam dos anexos I a VII, referenciados na bibliografia citada.

SIERRAS PAMPEANAS

Sierra de San Luis

A Sierra de San Luis (figura 2 e foto 1), consiste em migmatitos, gnaisses, xistos e granitos de idade Brasiliana e foi visitada no dia 24.11, sob a orientação do Prof. Ortiz Suarez, da Universidade Nacional de San Luis. Na estrada San Luis-La Carolina (figura 1 de Ortiz Suarez et al., 1993), foram examinados micaxistos cortados por veios paralelos de pegmatito com dobras ptigmáticas; os veios mais espessos estão boudinados. Esses xistos estão dobrados com eixos verticais e nas superfícies de xistosidade aparecem "mullions". Ainda na mesma estrada foram examinadas rochas vulcânicas (dacitos) em cujos arredores encontram-se muitos fragmentos de "ardósias" muito semelhantes a varvitos, porém mais metamorfoseadas. De acordo com o mapa geológico de Ortiz Suarez et al. (1993) essas rochas estão englobadas na Formação San Luis.

O mapa supracitado mostra diversos corpos graníticos, dos quais foi examinado um granitóide rosa parcialmente cisalhado que intrude rochas xistosas, conforme foi observado em um dos afloramentos, onde existem evidências de metamorfismo de contato. Outro corpo granítico examinado foi o Granito de Flórida que é cortado por um veio de quartzo. Também foram examinados migmatitos que mostram evidências de cavalgamento com transporte tectônico para nordeste; essas evidências consistem em sigmóides.

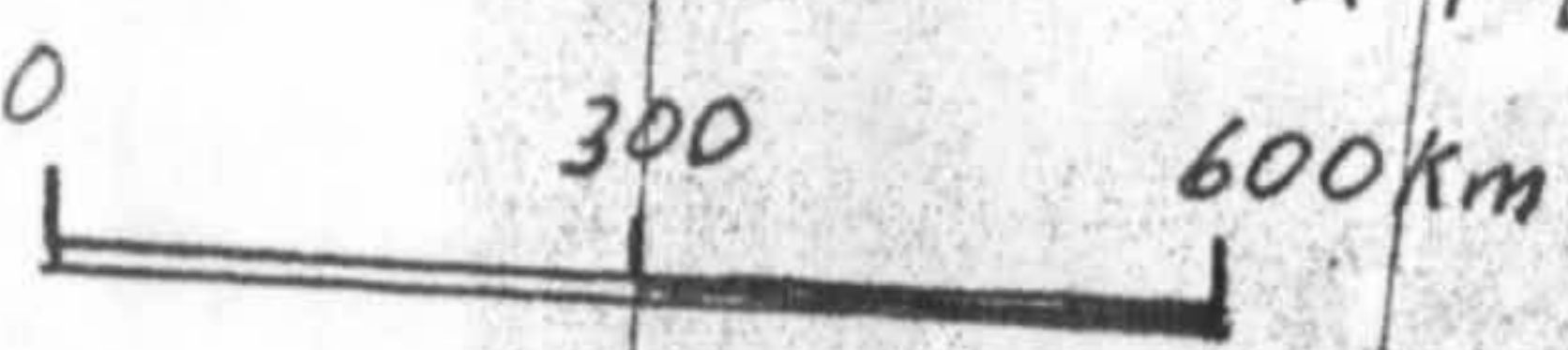


Figura 1: Roteiro da excursão mostrando o deslocamento entre Porto Alegre (RS) e San Luis (Argentina) e o trecho estudado entre esta cidade e Viña del Mar (Chile).

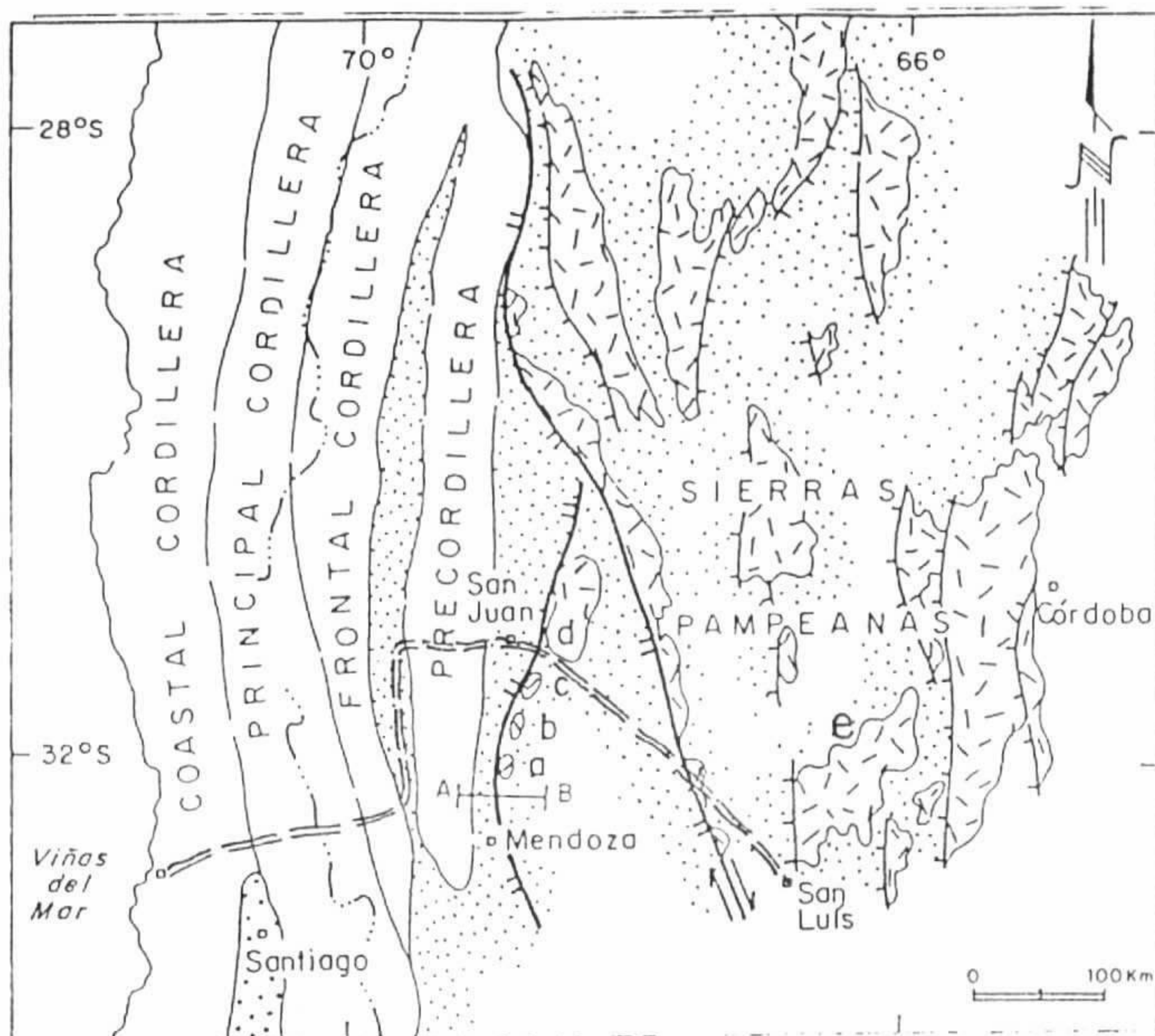


Figura 2 - Principais unidades morfoestruturais dos Andes Centrais: a: cerro Salinas; b: cerro Barbosa; c: cerro Valdivia; d: sierra de Pie de Palo; e: sierra de San Luis.

Sierra de Pie de Palo

A Sierra Pie de Palo (figura 2 e foto 2), situada a leste da cidade de San Juan, consiste essencialmente do Grupo Caucete e do Complexo Pie de Palo de idades respectivamente Brasileira (~600 Ma) e Grenville (~ 1 Ga). O Complexo Pie de Palo está superposto tectonicamente ao Grupo Caucete. Nesta serra, o grupo foi liderado pela Dra. Graciela Vujovich, da Universidad de Buenos Aires (UBA).

O Complexo Pie de Palo compõe-se essencialmente de rochas de afinidade oceânica (arco de ilhas e assoalho oceânico), que foram examinadas na quebrada del Gato, onde existe uma mina abandonada de talco; o minério era proveniente da alteração de um serpentinito. Vujovich (1995) traz uma descrição pormenorizada dessas rochas.

As rochas do Grupo Caucete foram examinadas na Faixa de Angaco, que forma o flanco ocidental da serra. Elas consistem em calcários com evidências de empurrões para norte, constantes de uma alternância de faixas com alto "strain" e outras com dobras indicando o transporte tectônico naquela direção. Em direção a norte na mesma faixa, passam a predominar quartzitos plaqueados com mica na superfície, que foram examinados em frente à quebrada Grande del Molle (figura 2 de Vujovich, 1995). Esses metassedimentos estão dobrados com planos axiais horizontais como se pode observar na quebrada de Las



Foto 1 - Sierras Pampeanas: Sierra de San Luis. San Luis, Argentina



Foto2 - Sierras Pampeanas: Grupo Cauçete na Sierra de Pie de Palo. San Juan, Argentina

Pirquitas, onde os quartzitos estão intercalados com níveis mais argilosos. Os níveis argilosos servem como planos de deslizamento.

O contato tectônico entre o Complexo Pie de Palo e o Grupo Caucete foi observado no trajeto entre os pontos 1 e 2 da figura 2 de Vujovich (1995) e a norte da quebrada de Las Pirquitas. Neste último local, a sua atitude é subhorizontal, sendo notável a presença de dois "klippes" separados da principal área de afloramento do Complexo Pie de Palo (figura 3 de Vujovich, 1995).

PRECORDILLERA

A Precordillera (figura 2) foi estudada na região a oeste de San Juan, no vale Ullum-Zonda e na rodovia San Juan-Pachaco-Calingasta. Ela se divide nas zonas Oriental-- separada da Sierra de Pie de Palo pelo vale de Tulum-- Central e Ocidental (ver a figura 1 de Cristallini, 1994).

As rochas da Precordillera Oriental estão expostas na sierra de Villicum e consistem em calcarenitos intraclásticos com microgradação, marcas onduladas e estruturas "flaser". Esses carbonatos são Cambrianos e seus fósseis são característicos de um ambiente de plataforma proximal. Os cavalgamentos de vergência oeste os colocam sobre o Terciário. A Precordillera Oriental está separada da Precordillera Central pelo vale Ullum-Zonda (perfil 2 de Cristallini, 1994), onde afloram rochas Terciárias. Como os cavalgamentos da Precordillera Central têm transporte tectônico para leste, este vale forma uma zona triangular sobre rochas Neo-Triássicas (mesmo perfil).

As rochas Terciárias da quebrada de Ullum (foto 3), consistem em conglomerados e arenitos, interpretados como uma "braidplain". No local da fotografia, elas estão empurradas sobre terraços Quaternários, imediatamente a oeste da represa. Uma feição importante do Quaternário, é o sistema neo-tectônico Tapias- La Laja, representado nesta última localidade pela falha La Laja (figura 3 de Cristallini, 1994). Esta falha (foto 4), afeta terraços Quaternários. O terremoto de 1944 que destruiu a cidade de San Juan foi produzido por esta falha, que se deslocou 50cm.

No vale do rio San Juan, entre a represa do vale de Zonda e a sua confluência com o rio Sasso, a Precordillera Central forma o anticlinal de Punta Negra, afetado por quatro cavalgamentos. A jusante da represa, as rochas consistem em turbiditos e folhelhos; os turbiditos, caracterizados pelas camadas gradadas de base abrupta, mostram as divisões de Bouma T a-b-c-e, além de marcas de sola de diversos tipos.

De leste para oeste, entre a represa e o primeiro cavalgamento, as rochas Paleozóicas estão intrudidas por um corpo de dacito datado em 7 Ma, que forma o cerro de la Sal e constitui o núcleo do anticlinal. Aquele cavalgamento coloca rochas Silurianas e Devonianas empilhadas normalmente sobre rochas Carboníferas. O segundo cavalgamento não provoca qualquer inversão: as rochas Devonianas e Carboníferas estão em posição normal. O terceiro cavalgamento repete o primeiro, colocando as rochas Devonianas da Formação Punta Negra e as Silurianas que lhe são sotopostas, sobre o Carbonífero (fotos 5 e 6). Finalmente, o último cavalgamento antes da confluência do rio Sasso coloca as rochas Devonianas das formações Punta Negra e Talacasta sobre carbonatos Ordovicianos, eliminando o Siluriano intermediário. A partir da confluência do rio Sasso, o rio San Juan acompanha o "strike" das camadas na cuesta del Tambolar. Trata-se de calcários fossilíferos (foto 7), que foram amostrados para estudo paleomagnético (Renata Tomezzoli, inf. verbal). Na foto 7 pode-se ver as camadas mergulhando para oeste em direção ao rio.

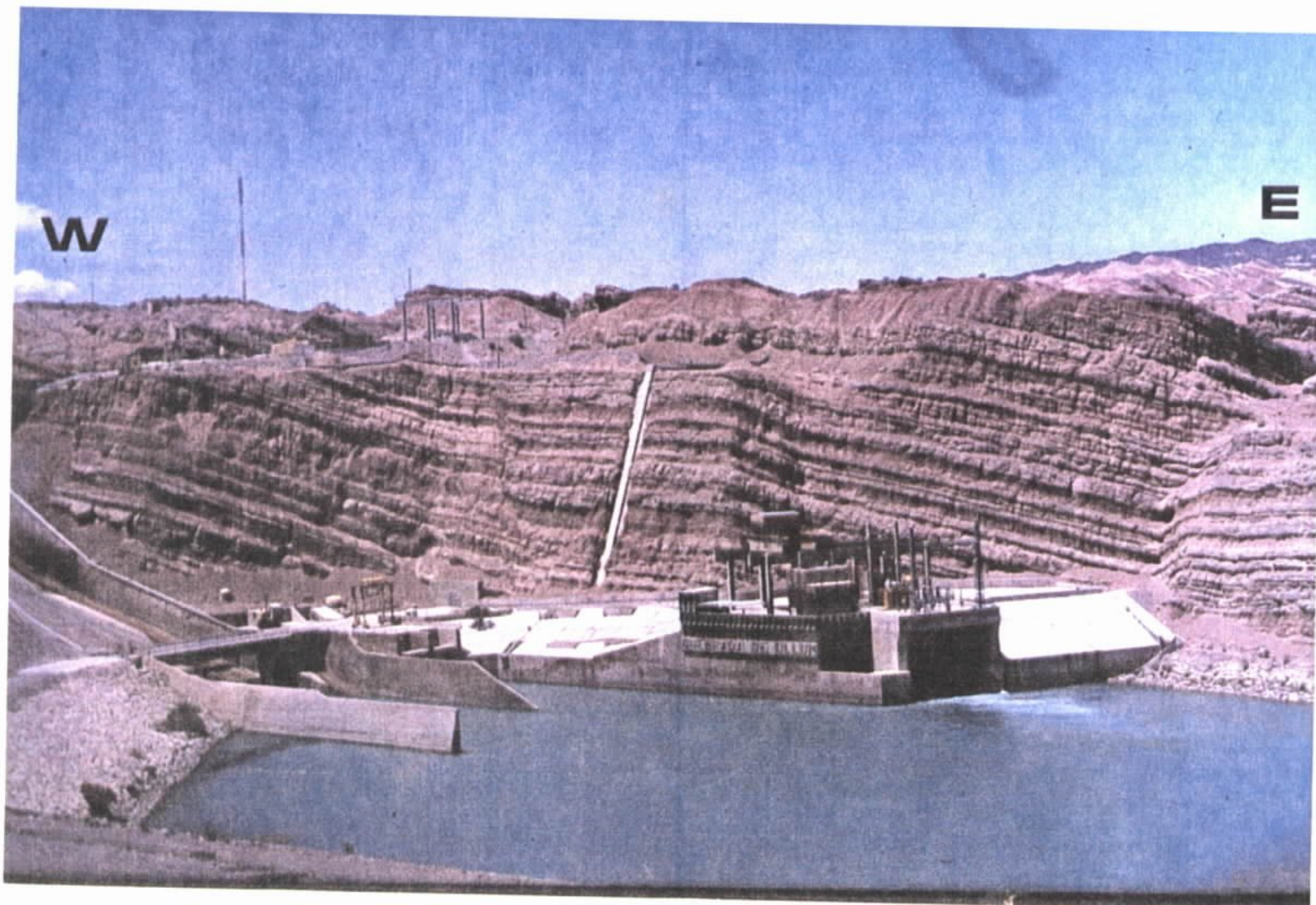


Foto3- Precordillera "Braidplain" Terciário empurrado sobre terraços Quaternários na quebrada de Ullum San Juan, Argentina.

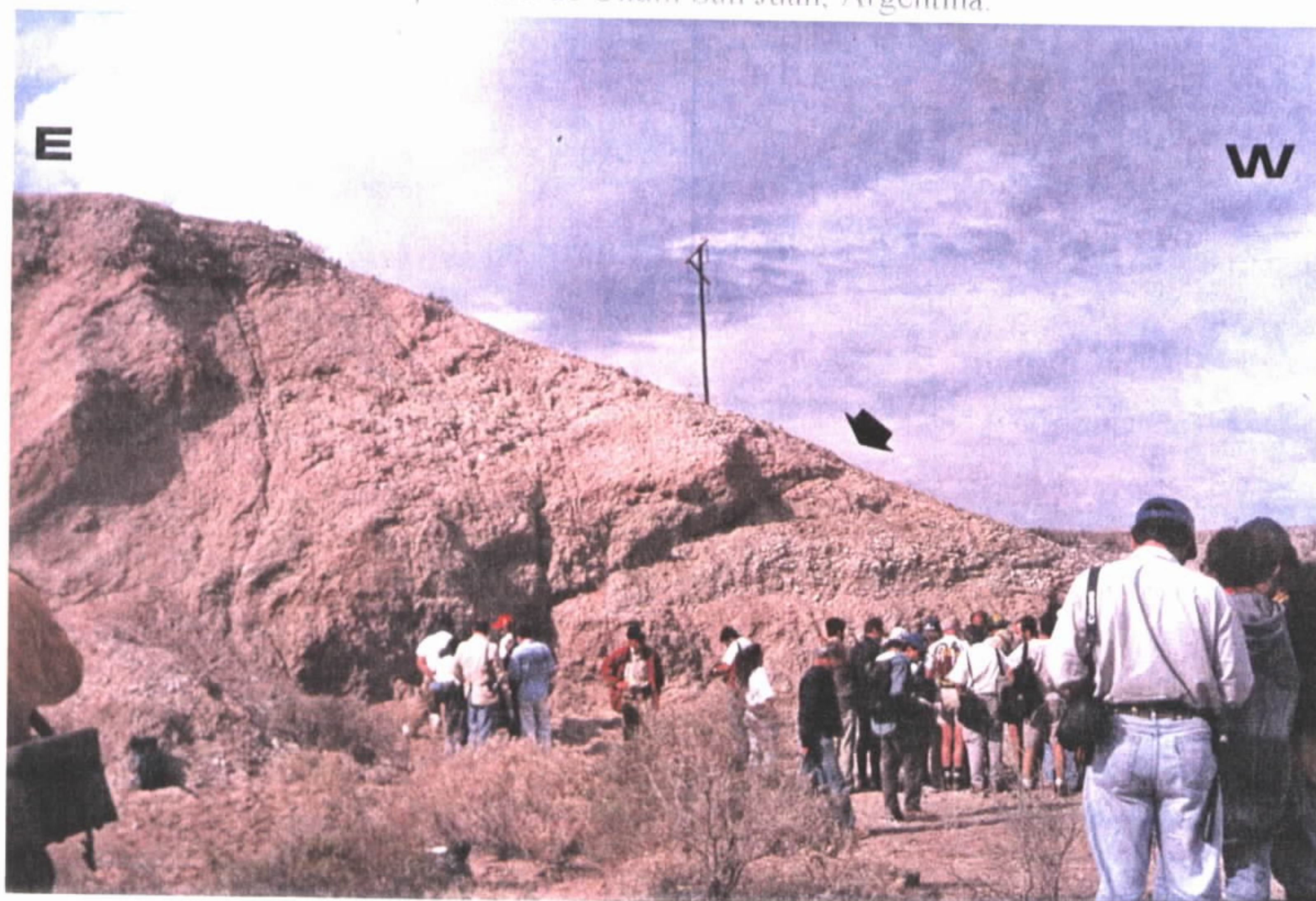


Foto 4 -Precordillera Oriental: Falha de La Laja (flecha), afetando terraços Quaternários. San Juan, Argentina.

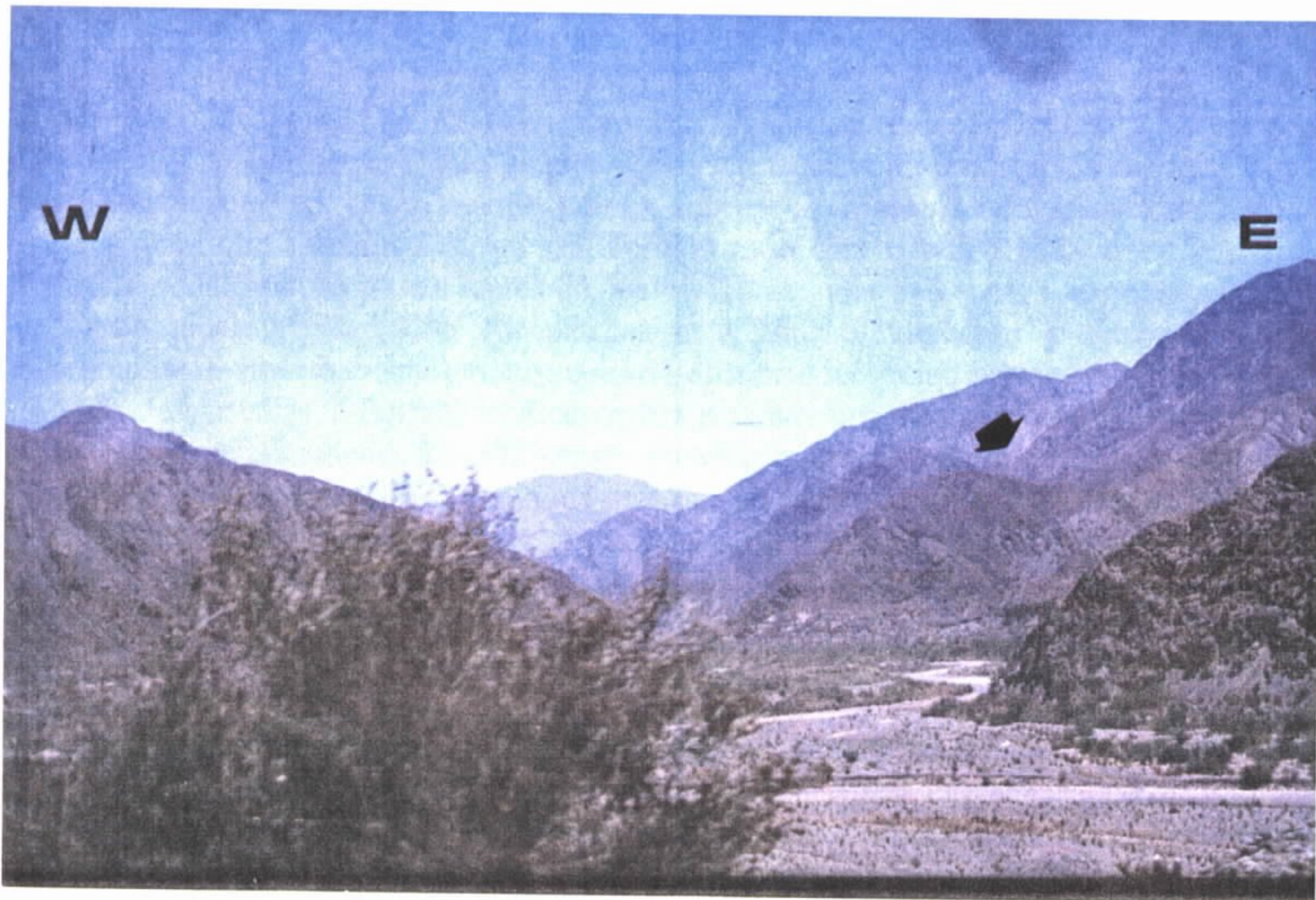


Foto 5 - Precordillera Central. Cavalgamento de rochas Devonianas sobre Carboníferas indicado pela flecha. Rodovia San Juan, Argentina



Foto 6 - Precordillera Central: Cavalgamento (indicado pela flecha) colocando rochas Devonianas sobre Carboníferas. Rodovia San Juan-Pachaco, Argentina.

A leste da localidade de Pachaco que está na Precordillera Occidental sobre rochas Devonianas da Formação Punta Negra, o rio San Juan volta a cortar as camadas; a oeste dessa localidade, um cavalgamento coloca sobre elas rochas Ordovicianas da Formação Alcaparrosa, que formam a sierra del Tontal, onde está o cerro Blanco de Pachaco. A Formação Alcaparrosa possui lentes de "pillow" lavas, uma das quais está mostrada na foto 8. Neste local, a Formação Alcaparrosa está em contato com a Formação Patquia (Carbonífero), através de um empurrão com transporte tectônico para oeste (Ramos, 1990). A oeste dessas lavas, a Formação Alcaparrosa está empurrada sobre conglomerados. Existe uma disputa relativamente à idade desses conglomerados: se Carboníferos ou Permianos. Trata-se de conglomerados sustentados pela matriz, com clastos arredondados e angulosos com diâmetro de até 40cm. A composição da matriz é semelhante à dos clastos, e o conglomerado é interpretado como um diamictito glaciogênico. Nas imediações de Calingasta aflora a Formação El Codo, de idade Devoniana, com fácies de talude. Nessa região se explotava sulfato de alumínio, a partir de rochas dessa formação, alteradas.

A partir de Calingasta a rodovia segue para sul, em direção a Uspallata (ver Ramos, 1990; p. 1). De acordo com esse autor, o vale Calingasta-Uspallata que separa a Precordillera da Cordillera Frontal, coincide com a margem continental ocidental do Gondwana durante o Paleozóico Inferior. Presentemente o vale consiste em uma bacia "piggy back", preenchida por sedimentos Terciários provenientes da Precordillera Occidental.

CORDILLERA FRONTAL

A Cordillera Frontal foi examinada a oeste de Uspallata, sob a orientação de Dr. Marcelo Cegarra da UBA. Ela registra o tectonismo Paleozóico conhecido como orogênese Gondwânica, bem como a atividade magmática relacionada à subducção e o magmatismo riolítico do Grupo Choyoi. Este magmatismo foi examinado na região dos túneis de Cortadera onde está representado por um domo riolítico ressurgente (foto 9). Em toda a região são encontradas rochas intrusivas Triássicas, que têm a forma de morros cônicos (foto 10). No vale do rio Picheuta, sedimentos turbidíticos estão intrudidos por corpos riolíticos e alcalinos, cujos fragmentos podem ser examinados nos leques aluviais. Na localidade de Povaredas (foto 11), uma falha transcorrente coloca em contato seqüências piroclásticas do Grupo Choyoi (Triássico) com turbiditos Carboníferos. O plano da falha está preenchido por um dique também do Grupo Choyoi e não houve reativação do mesmo durante a orogênese Andina.

CORDILLERA PRINCIPAL

A Cordillera Principal se estende desde a região a oeste de Punta de Vacas (Ramos, 1990; p. 1) na Argentina, até a Zona de Fraqueza de Pocuro, em território chileno (Pirzio-Biroli, 1995). Ela corresponde aos picos mais altos dos Andes ao longo da fronteira Argentina-Chile, tais como os cerros Aconcágua (7.035m; foto 12), Tolosa (5.432m; foto 13), Cristo Redentor, Penitentes, etc. De acordo com Ramos (1990), a evolução Meso-Cenozóica da Cordillera Principal é caracterizada pelo desenvolvimento de uma bacia carbonática intra-arco com atividade vulcânica desde o Jurássico até o Cretáceo Inferior e a formação de um "thrust-fold belt" desde o Cretáceo Superior. A frente deste "thrust-fold belt" está situada em Puente del Inca e ele se estende até Las Cuevas, envolvendo os cerros Aconcágua e



Foto 7 - Precordillera Central: Calcários fossilíferos no vale do rio San Juan. Rodovia San Juan-Pachaco, Argentina.

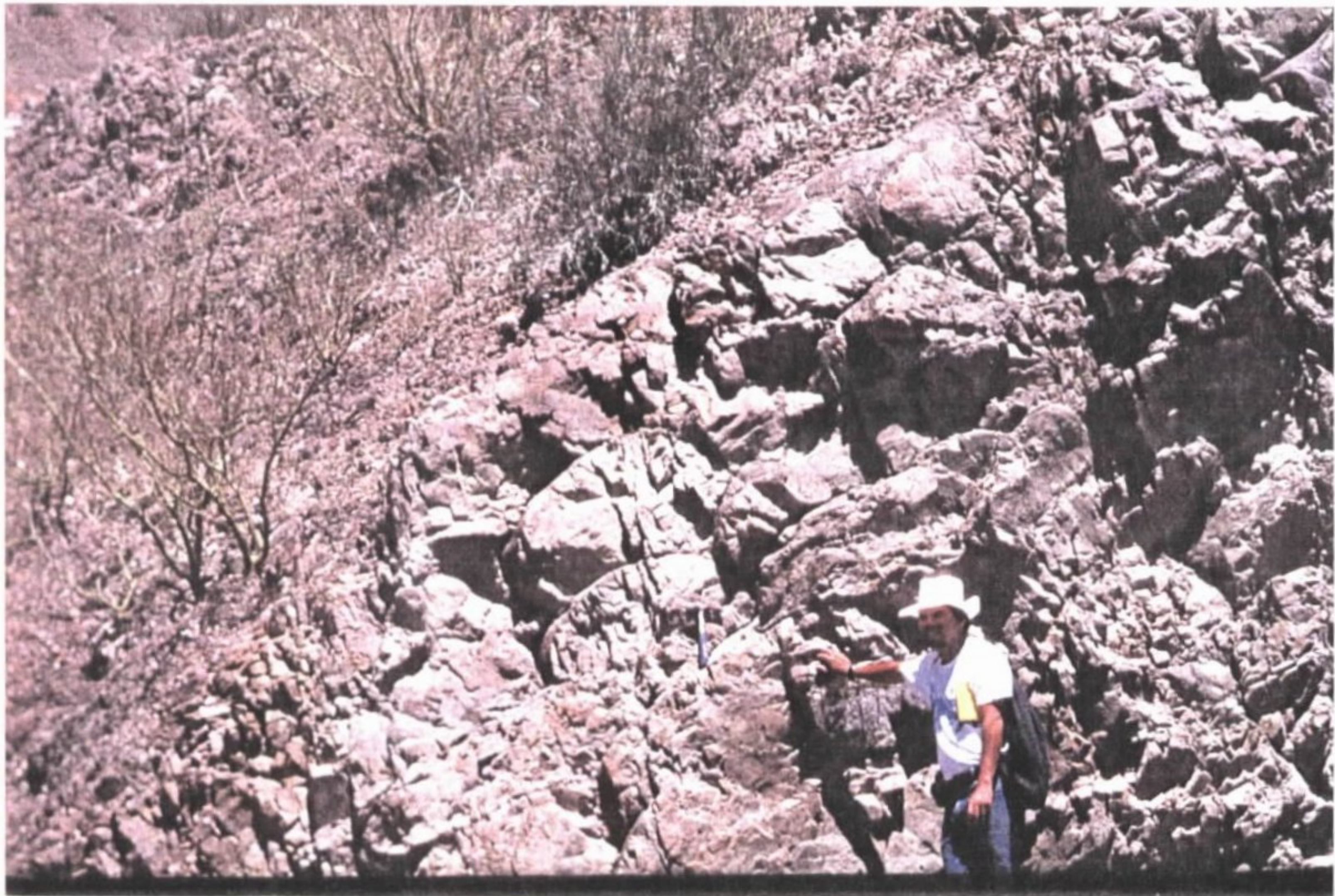


Foto 8 - Precordillera Occidental: "Pillow lavas" na Formação Alcaparrosa entre Pachaco e Calingasta, Argentina.



Foto 9 - Cordillera Frontal: Domo riolítico ressurgente (Triássico) na região dos túneis Cortadera. Vale do rio Mendoza próximo a Uspallata, Argentina.



Foto 10 - Cordillera Frontal: Rochas Triássicas do Grupo Choiyoi intrudidas nos sedimentos. Uspallata, Argentina.



Foto 11 - Cordillera Frontal: Riolitos do Grupo Choiyoi em Polvaredas, Argentina.



Foto 12 - Cordillera Principal: Cerro Aconcagua, Puente del Inca, Argentina

Tolosa (figura 35 do anexo V). Na Cordillera Principal são comuns as avalanches, uma das quais é mostrada na foto 13.

Na encosta oeste da Cordillera Principal, já em território chileno, as rochas vulcanossedimentares (foto 15) estão suavemente dobradas e são intrudidas por granitos Terciários e dacitos, como pode se ver em Portillo (Laguna del Inca, foto 14) e no anticlinal El Juncal. Ai também são comuns as avalanches, cujos blocos possuem massas de epidoto; também existem blocos mostrando estrias glaciais.

CORDILLERA DE LA COSTA

A Cordillera de la Costa consiste em rochas sedimentares de ambientes continental e marinho cuja idade varia do Jurássico Inferior (Lias) ao final do Cretáceo Inferior (Albiano) e de algumas rochas vulcânicas (Ramos, 1990; p. 8). A zona de fraqueza de Pocuro separa esses sedimentos de rochas vulcanoclásticas do Cretáceo Superior, ao mesmo tempo em que constitui o limite oriental da Cordillera de la Costa. Os sedimentos da cordilheira estão intrudidos por granitos cuja idade varia entre 160 e 64 Ma. No cerro La Giganta foram observados granitos com 117 Ma cavalgando calcários estromatolíticos da Formação Las Chilcas (Cretáceo Inferior). Entre as rochas sedimentares, foram estudadas com mais detalhe as componentes da Formação Cerro Calera, sob a orientação da geóloga Silke Gawlick (Gawlick, 1995). Esta formação é parte do preenchimento de uma bacia retroarco na Cordillera de la Costa.

Encerrando a excursão foram visitados em Viña del Mar alguns afloramentos do Batólito da Costa (foto 16). Este batólito consiste em granito leucocrático de granulação grossa de idade Cretácea Inferior.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

As observações feitas durante esta viagem e as informações fornecidas pelos Guias de Campo mencionados ao longo do texto e apresentados como anexos, permitiram um razoável conhecimento do desenvolvimento de uma cadeia não-colisional nesse pequeno setor dos Andes, e da amalgamação de terrenos tectonoestratigráficos alóctones. Conforme foi visto, as idades das rochas sedimentares diminuem de leste para oeste desde o Brasiliano nas Sierras Pampeanas, passando pelo Paleozóico na Precordillera e na Cordillera Frontal, até o Mesozóico nas cordilheiras Principal e da Costa; ao mesmo tempo, a atividade vulcânica migra da costa para oeste.

A presença de rochas oceânicas tanto nas Sierras Pampeanas, como a oeste da Precordillera Ocidental (foto 8) indica a amalgamação de terrenos. Essas rochas corresponderiam às suturas entre as Sierras Pampeanas e a Precordillera e entre esta e a Cordillera Frontal. A margem ocidental do Gondwana mencionada por Ramos (1990) é evidenciada pela presença de carbonatos de ambiente de plataforma proximal na Precordillera Oriental, ao passo que na Precordillera Central predominam turbiditos intermediários. As bacias "foreland" e "piggy back" de idade Terciária, situadas respectivamente entre as Sierras Pampeanas e a Precordillera Oriental e entre a Precordillera Ocidental e a Cordillera Frontal e preenchidas por depósitos sintectônicos, não foram observadas com maior detalhe, como também não o foram diversos depósitos Terciários situados em discordância sobre os sedimentos das cordilheiras Frontal e Principal, mencionados por Ramos (1990).

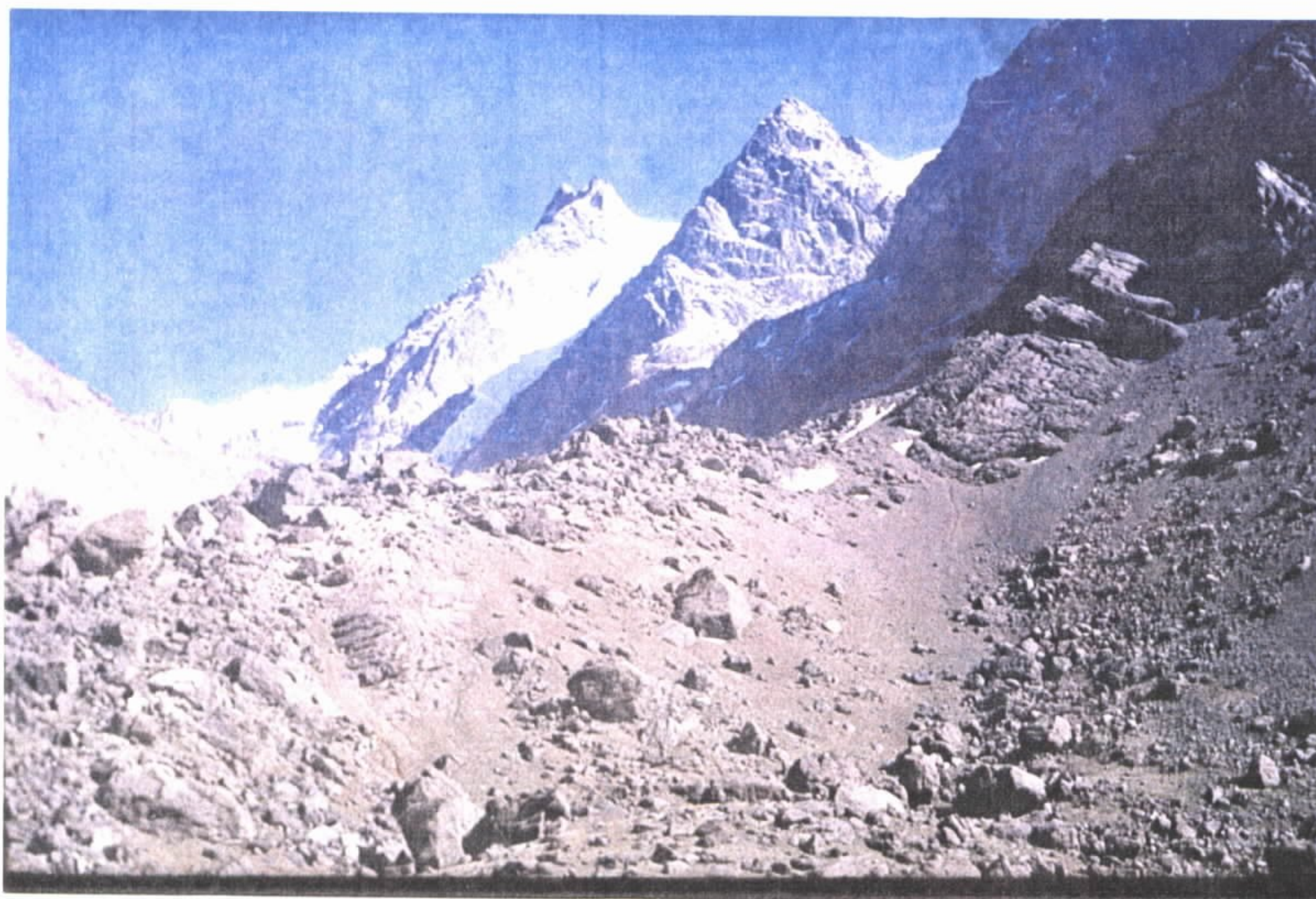


Foto 13 - Cordillera Principal: Avalanche recente no sopé do cerro Tolosa. Las Cuevas. Argentina



Foto 14 - Cordillera Principal: Laguna del Inca, formada por um movimento de massa (avalanche); as rochas são Mesozóicas. Portillo, Chile



Foto 15 - Cordillera Principal: Alternância de tufos brechados e andesitos. El Peñon, Chile.



Foto 16 - Batólito de la Costa: Granito Leucocráticos do Cretáceo Inferior, intrudidos por dique básicos. Viña del Mar, Chile

Os principais aspectos neotectônicos observados, foram os terraços elevados na vale do rio San Juan, formados pelo retrabalhamento fluvial dos leques aluviais e os cavalgamentos de rochas Terciárias sobre terraços Quaternários (quebrada de Ullum e falha de La Laja).

BIBLIOGRAFIA CITADA

- Cristallini, E.O. (1994) Guia de Campo, Precordillera de San Juan. Geotectonica, Universidad de Buenos Aires (Anexo IV).
- Gawlick, S. (1995) Visita a la Formación Cerro Calera. La Calera, Diciembre, 1995 (Anexo VII).
- Ortiz Suarez, A.E., Ulacco, J.H. & Gardini, C.A. (1993) Guia de Campo, Workshop Paleozoico Inferior de las Sierras Pampeanas. San Luis, Septiembre, 1993 (Anexo II).
- Pirzio-Biroli, E.G. (1995) Guia de Excursion Portillo - Viña del Mar; Estructura y Evolución Tectónica de la Cadena Andina a los 33° lat. S. Diciembre, 1995 (Anexo VI).
- Ramos, V.A. (1990) Field Guide to the Geology of Central Andes (31° - 33° SL). International Union of Geological Sciences / International Program of the Lithosphere / Universidad de Buenos Aires. November, 1990 (Anexo I).
- Ramos, V.A. (1990) Field Guide to the Geology of Central Andes (31° - 33° SL). International Union of Geological Sciences / International Program of the Lithosphere / Universidad de Buenos Aires. November, 1990, p. 50-59 (Anexo V).
- Vujovich, G.I. (1995) Guia de Campo, Sierras Pampeanas Occidentales; Sierra Pie de Palo - Faja de Angaco. Universidad de Buenos Aires (Anexo III).

A N E X O S

A. J. PEDREIRA
Gramado, 1995
(SNET V)

INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES
(COMMISSION ON TECTONICS)

INTERNATIONAL PROGRAM OF THE LITHOSPHERE
(ANDEAN SUBCOMMISSION)

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
(DEPARTAMENTO DE CIENCIAS GEOLOGICAS)

FIELD GUIDE TO GEOLOGY OF THE
CENTRAL ANDES (31°-33° SL)

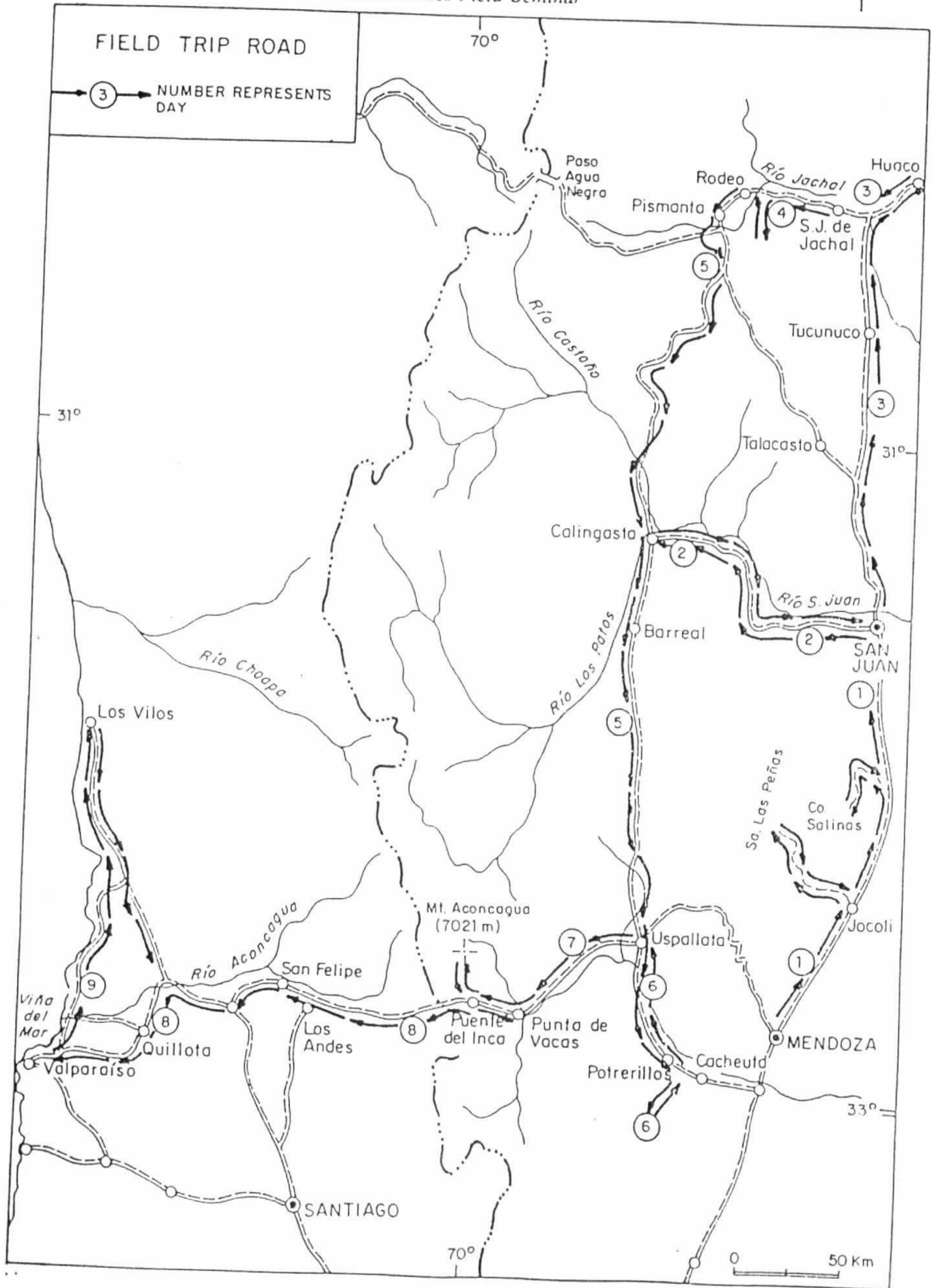
ANEXO I

prepared by V.A. Ramos

with the collaboration of R.W. Allmendinger, J.M. Cortés,
M.A. Haller, T.E. Jordan, S.M. Kay and C. Mpodosis.

November, 1990

Central Andes Field Seminar

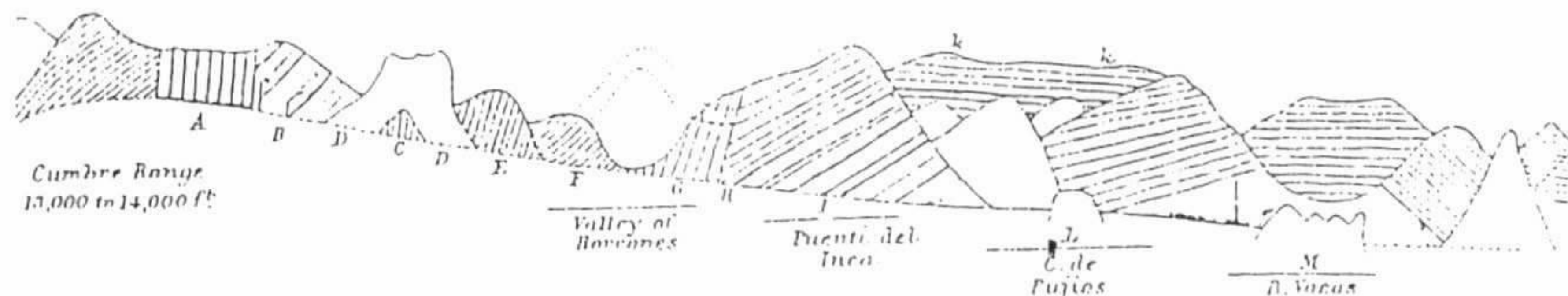


I. INTRODUCTION

The present field trip provides the opportunity to examine the tectonic evolution of the Central Andes, in one of the most classic sections. It aims to show the key localities where field data have been obtained, and the different regional relationships and tectonic models have been based. However, the short duration and the great distance to be covered will not grant a comprehensive review of the geology of the Central Andes.

The main objective of the trip is to study one of the most complete traverses of the Andes, where a non-collisional orogenic belt reaches elevations over 7 km (the highest mountains of the Western Hemisphere). These mountains are in an area of no present volcanic activity, and therefore the Late Cenozoic shortening is directly related to the present uplift and convergence rates.

The route as chosen, will show the different structural styles of the Argentine Precordillera, the Frontal and Principal Cordilleras, and a general view of the Coastal Cordillera along the Pacific margin.



(2) SKETCH-SECTION OF THE CUMBRE OR USPALLATA PASS.

Figure 1: Structural sketch section of Puente del Inca after Darwin (1846).

structure outlined by Stelzner (1873) (see figure 2), and the descriptions of Wherli and Burckhardt in 1897, presented the concept that the Andes were a relatively simple mountain chain without the thrusts and overthrusts, known in other mountain chains at that time.

Later in 1906 and 1907, Walter Schiller, a young geologist and mountain climber working in the Argentine Geological Survey conducted the first

The index map of the field trip road is shown in page 1.

II. BRIEF REVIEW OF THE HISTORY OF GEOLOGIC EXPLORATION AND RESEARCH

The geologic understanding of the Central Andes started with the pioneering explorations of Charles Darwin in 1835, who was the first to describe the marine Mesozoic deposits deformed by faulting (figure 1) along the present road that crosses the High Andes. We are going to have the opportunity to examine the profile described by Darwin, and the mountain shelters where Darwin stayed during his mountain crossing.

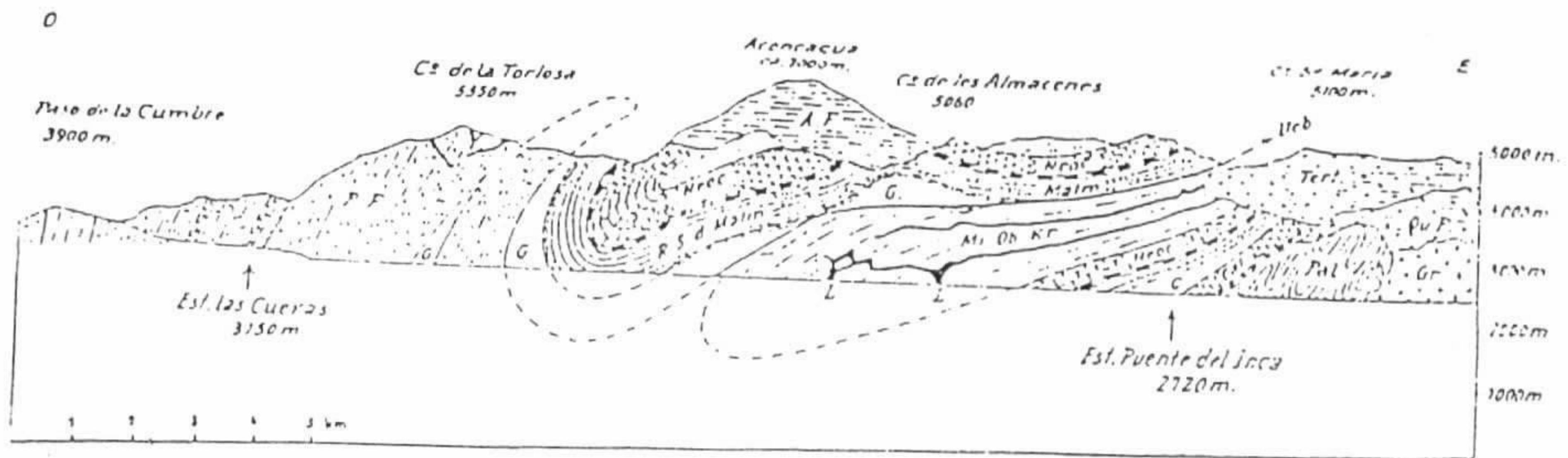
Several German naturalists were sent by the Argentine National Academy of Sciences and the Museo de La Plata, to explore geologically the High Andes of San Juan and Mendoza. The early observations of German Burmeister in 1857-1858, the

reconnaissance of the region. As a result of his work, many structural complexes and important thrusting were recognized (Schiller 1912).

At the same time, the Precordillera was also explored, and its stratigraphy, structural geology and mineral resources established making this one of the best known regions of the time (Stelzner 1885; Bodenbender 1902; Stappenbeck 1910; Keidel 1921; Braccini 1946, etc). One milestone in the geological

knowledge of the structure of Precordillera was the publication of cross-sections surveyed by Arnold Heim (1945, 1948, 1952).

These cross-sections present a classic overview of this mountain belt. Over the last several decades, many studies have provided a large volume of



Schematisches Profil durch das Aconcagua-gebiet. Pal = Metamorphes Palaeozoikum, gr = Palaeozoischer Granit der Vorordillera, QuP = Triadische Quarzporphyre, Pf = Jurassische Porphyrite, l = Lagerförmige Intrusionen, AF = Alttertiäre Andesitformation, g = Gips des Malm, Cal = Callovien usw.

Figure 2: Classic section of Puente del Inca by Stelzner in Gerth (1926).

information on different aspects of the sedimentology, structure and geologic evolution of this part of the Central Andes (see for a revision Turner 1980).

III. MAJOR GEOLOGICAL PROVINCES

This segment of the Central Andes has been divided into a series of morphostructural units or geological provinces based on structural styles, geologic evolution, and morphological expression. These units are depicted in figure 3.

A. Sierras Pampeanas

This geological province, which is located in Central Argentina, is characterized by a series of crystalline basement blocks of Precambrian-Early Paleozoic age, that were uplifted and tilted during Tertiary Andean compression (González Bonorino 1950) in association with an episode of shallow subduction (Jordan et al. 1983a). The resulting structures closely resembles those of the Laramide region of the United States (Jordan and Allmendinger 1986).

The basement is composed of metamorphic and igneous rocks which correspond to two distinct orogenic cycles. The oldest Brasiliano cycle is

preserved along the eastern Sierras Pampeanas, and the metamorphic facies and igneous rocks define a north-south trending belt of Late Proterozoic age (700-540 Ma).

The younger cycle is characterized by outcrops along the western Sierras Pampeanas which define an Early Paleozoic magmatic belt, that is associated with a pair of metamorphic belts (Dalia Saida and Varela 1982). The low temperature belt consists of the highly deformed Caucete Group, and is located west and ocean-ward of the middle to high temperature metamorphic belt which occurs in the Sierra de Valle Fértil Complex. The western belt records Late Proterozoic activity, that reached its magmatic climax about 440 Ma (González et al. 1985).

This metamorphic basement was partially covered by a series of continental deposits consisting of the Late Paleozoic Paganzo Group, and Tertiary synorogenic deposits in alluvial and fluvial facies related to the uplift of the Sierras Pampeanas. Locally, some Triassic and Cretaceous continental sequences, were deposited along rift basins developed in the eastern and western margins of the Sierras Pampeanas. Table 1 summarizes the general stratigraphy of western Sierras Pampeanas.

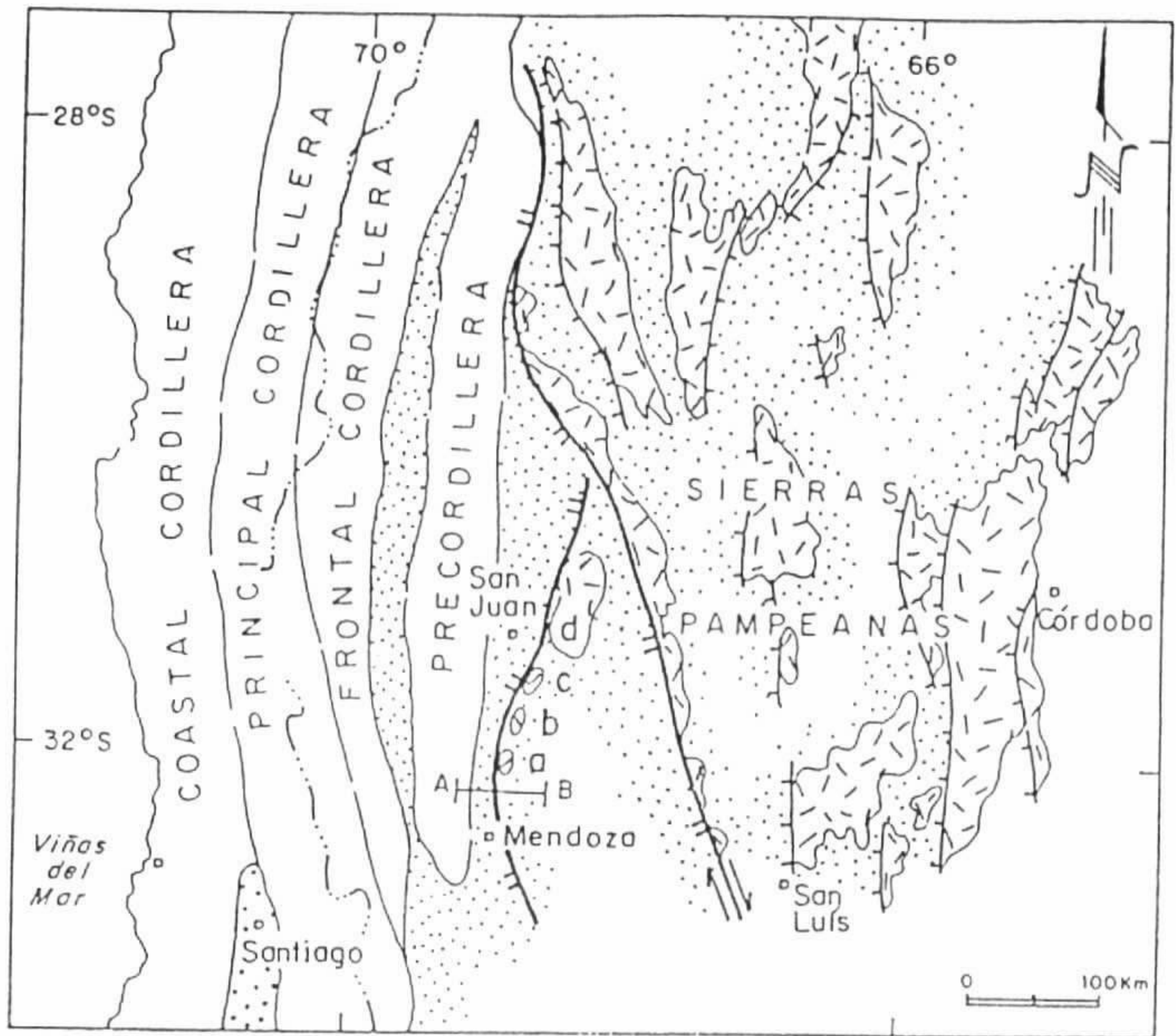


Figure 3: Major morphostructural units of the Central Andes (31°-34° S.L.). A-B seismic section of Cerro Salinas. a: cerro Salinas; b: cerro Barbosa; c: cerro Valdivia; d: sierra de Pie de Palo.

TABLE I: STRATIGRAPHY OF WESTERN SIERRAS PAMPEANAS

CENOZOIC	Continental synorogenic deposits associated with the development of broken-foreland basins (Miocene to present)	
CRETACEOUS	EL GIGANTE GROUP (Synrift and sag-fill deposits)	
TRIASSIC	MARAYES GROUP (Synrift and sag-fill deposits)	
LATE PALEOZOIC	PAGANZO GROUP (Continental red beds)	
EARLY PALEOZOIC	Gabbros, tonalites and granitoids (Main magmatism:440 Ma)	
PROTEROZOIC	CAUCETE GROUP Low-grade metamorphic rocks (clastics and carbonates)	VALLE FERTIL COMPLEX Middle to high grade metamorphic rocks

B. Precordillera

The Precordillera is an Andean thrust-and-fold belt sequence with a typical thin-skinned structure that has developed in an early Paleozoic carbonate platform (Baldis and Chebli 1969). The western edge of the Precordillera coincides with a longitudinal depression known as the Iglesia-Calingasta-Uspallata valley. This tectonic trough is similar to the Canadian Rocky Mountain trench, in both, the present morphology is controlled by the old Paleozoic continental margin (Price 1981; Baldis et al. 1982). Table II summarizes a generalized stratigraphy of Precordillera.

The Early Paleozoic history is represented by a carbonate platform of Early Cambrian to Middle Ordovician age. A fine biostratigraphic zonation has been defined in these highly fossiliferous deposits (Bordonaro 1980; Baldis 1982). Clastic marine Middle to Upper Ordovician rocks cover the platform in the eastern and central sectors, while slope and oceanic facies occur to the west. This Early Paleozoic continental margin existed until the Middle to Late Devonian, and persisted locally until to the Early Carboniferous. The marine sequences are mainly turbiditic facies, typical of flysch deposits (González Bonorino 1973).

TABLE II: GENERALIZED STRATIGRAPHY OF THE PRECORDILLERA

WEST. PRECORDILLERA		CENTRAL AND EASTERN PRECORDILLERA	
TRIASSIC	USPALLATA GROUP	Black-shales and sandstones (Sag-fill facies) Conglomerates, red beds & basalts (Synrift facies)	
PERMIAN	Choiyoi Rhyolites	Ojo de Agua F. red beds	PAGANZO GROUP
CARBONIFEROUS	La Capilla F. (marine near-shore deposits) El Ratón F. deposits	Panacán F. (red beds) Volcán F. (marine facies)	(Continental Deposits)
DEVONIAN	El Planchón F. (turbiditic facies)	Punta Negra F. (turbiditic deposits) ^a Talaicasto F. (platform deposits)	Rinconada F. (flysch facies)
SILURIAN	Calingasta Fm. (flysch facies)	Tambolar Fm. (distal platform facies)	
ORDOVICIAN	Alcaparrosa & Don Polo Fs. (slope and oceanic deposits with tholeitic pillow lavas)	Los Azules F. (clastic marine facies) San Juan F. (carbonate platform)	
CAMBRIAN	Los Sombreros F. (slope deposits)	Las Lajas & Zonda Fs. (platform carbonate facies)	

A major deformation, known as the Chanic, affected these Early Paleozoic rocks during the Late Devonian-Early Carboniferous, developing a series of isolated ranges known as the "Protoprecordillera" (Rolleri and Baldis 1967). The previous slope facies were covered by continental Early Carboniferous alluvial deposits in the western Precordillera.

Late Paleozoic rocks are mainly littoral marine facies in the western Precordillera and continental fluvial to alluvial deposits in the central and eastern Precordillera. Paganzo Group rocks overlap the eastern Precordillera.

In well known localities such as Barreal and Rinconada among others, excellent outcrops of the Gondwana glacial deposits are preserved in both marine and continental facies (Keidel 1921; Du Toit 1927; López Gamundi and Amos 1986).

Synorogenic Tertiary deposits permit the reconstruction of the Precordillera thrust sequence which began about 18 Ma ago in the northwestern side, and continues until the present in the eastern side (Jordan et al. 1987).

C. Cordillera Frontal

The Cordillera Frontal is composed of units that formed during the Gondwanides orogeny in the Late Paleozoic to early Mesozoic. These units result from Andean-type subduction, followed by generalized extension. Most of the rocks of this province are Late Paleozoic-Triassic andesitic to silicic magmatic rocks of the Choiyoi Group (Camino 1979). During the Andean deformation the Frontal Cordillera behaved as a rigid block, as shown by the presence of thick-skinned thrusts (Polanski 1957). Table III summarizes the stratigraphy of the Frontal Cordillera.

Scattered exposures of the pre Late Paleozoic basement of this province occur in Argentina and Chile. They consist of low to medium-grade metamorphic rocks of Latest Proterozoic to Early Cambrian age. The Early Paleozoic is represented by isolated outcrops of Siluro-Devonian marine limestones which are covered by widespread Carboniferous-Early Permian turbidites. This Late Paleozoic facies contrasts with the littoral facies of Precordillera to the east (Camino 1979).

TABLE III: STRATIGRAPHY OF THE FRONTAL CORDILLERA

LATE TERTIARY	Several synorogenic deposits (Late Miocene to present)	Miocene subvolcanics
EARLY TRIASSIC LATE PERMIAN	Choiyoi Group (<i>extensional regime</i>) (rhyolites and leucocratic granites)	
EARLY PERMIAN CARBONIFEROUS	Alto Tupungato F. (shales and sandstones)	Granitoids and volcanic rocks (<i>subduction related</i>)
EARLY CAMBRIAN PROTEROZOIC	Middle - high grade Metamorphic rocks of Cordón del Plata	

Volcanic activity started in the Early to Middle Carboniferous with subduction related andesites, dacites and rhyolites. A subsequent period of

generalized extension from Middle Permian up Early Triassic times resulted in the thick pile of Choiyoi rhyolites, and associated granites (Kay et al. 1989;

Llambias and Sato 1990). These volcanic rocks which reach thickness of up to 2-4 kilometers in Cordillera del Tigre unconformably overlie the older rocks. Deformation of the Carboniferous-Early Permian rocks occurred in the middle Permian San Rafael orogenic phase (Ramos 1988a).

The boundary between the Frontal Cordillera and the Precordillera was the locus of Triassic rifting which is associated with up to 2 kilometers of synrift deposits, and scattered alkaline basalts (Ramos and Kay 1990).

D. Principal Cordillera

The Principal Cordillera, or Main Andes, was the locus of the Andean orogeny during latest Mesozoic and Cenozoic times.

Jurassic and Cretaceous marine deposits were deformed in different styles depending on the extent of participation of the basement in the deformation. In the northern sector, a thick-skinned tectonic style is described by Moscoso and Mpodozis (1988), while to the south thin-skinned structures such as in the Aconcagua fold and thrust belt developed (Yrigoyen 1976; Ramos 1988a). Table IV summarizes the stratigraphy of the Principal Cordillera.

A thick sequence of marine Mesozoic deposits unconformably overlies the Carboniferous flysch and the Choiyoi volcanics of the Frontal Cordillera. Several sedimentary cycles are recognized from the Early Jurassic to the Early Cretaceous (Groeber 1946; Legarreta and Gulisano 1989). These cycles begin with black shales, sandstones and limestones and terminate with thick gypsum levels and continental

TABLE IV: GENERALIZED STRATIGRAPHY OF THE PRINCIPAL CORDILLERA

TERTIARY	FARELLONES F. (andesites)	Santa María Conglomerates (continental deposits)
EARLY CRETACEOUS	JUNCAL F. (volcaniclastic deposits and andesites)	
	CRISTO REDENTOR F. (continental deposits)	
LATE MIDDLE JURASSIC	MENDOZA GROUP (limestones, shales and sandstones)	
	TORDILLO F. (red sandstones and conglomerates)	
	AUQUILCO F. (gypsum)	
	LA MANGA F. (limestones)	
TRIASSIC	CHOIYOI GROUP (volcanics)	
EARLY PERMIAN	Granitoids (Subduction related)	
LATE CARBONIFEROUS	ALTO TUPUNGATO F. (flysch facies)	

red beds. Abundant mollusc fossils permitted a biostratigraphic zonation of these deposits (Riccardi 1984). Along the continental divide these sedimentary sequences interfinger with volcanic and pyroclastic rocks of Late Jurassic-Early Cretaceous age. The volcanic pile which can be up to 6 km thick in the Chilean side, has a burial metamorphism typical of that developed in a high thermal gradient during active subsidence (Levi and Aguirre 1981). These volcanic sequences occur along a western inner arc developed between the Coastal and Principal Cordilleras, and an eastern outer arc along the present international border. An intra-arc basin between the two arcs is filled with shallow marine and continental deposits (Charrier 1973; Rivano et al. 1986; Ramos 1985b). Most of the early-middle Mesozoic was dominated by an extensional regime closely linked with the early stages of the opening of the South Atlantic (Uliana et al. 1990). Later, the beginning of the drift phase in the Atlantic changed during the middle Cretaceous the tectonic regime to the present Andean compressional stage.

A series of volcanic arcs shifted from the Coastal Cordillera in the Jurassic to the Principal Cordillera in the Late Tertiary (Ramos 1988a). The series of volcanic and volcanoclastic rocks interbedded with alluvial-fan facies.

Glacial deposits from four different glaciations are widespread in the main valleys, representing an alpine type glaciation during Pliocene and Quaternary times.

E. Coastal Cordillera

Along the present continental margin, a series of Late Paleozoic metamorphic rocks are preserved which represent pieces of an accretionary prism that developed in the Late Paleozoic (Hervé 1988). Emplaced in this metamorphic basement, are a series of magmatic belts of Jurassic and Cretaceous age. Most of this region is suspected to have significant latitudinal motions (Forsythe et al. 1986; Mpodozis and Ramos 1990). Table V summarizes the generalized stratigraphy of the Coastal Cordillera.

TABLE V: GENERALIZED STRATIGRAPHY OF THE COASTAL CORDILLERA

Albian Aptian	Lo Valle F.	Andesites and pyroclastic rocks
Barremian	Veta Negra F.	Volcanic and volcanoclastic rocks with marine beds
Hauterivian Valanginian Berriasian	Lo Prado F.	Marine limestones interfingered with volcanic and continental deposits
MALM DOGGER	Horqueta F.	Volcanic rocks and continental deposits
	Cerro Calera F.	Marine sediments
LIAS	Aijal F.	Volcanic rocks and marine deposits
PALEOZOIC	Basement	Metamorphic rocks and granitoids

On the eastern flank of the Coastal Cordillera, the Mesozoic marine sequences which developed west of the Mesozoic volcanic rocks are preserved. These marine deposits are commonly interfingered with volcanic rocks and associated with Cu manto-type deposits.

Isolated patches of accretionary prism deposits which are principally Paleozoic to early Mesozoic in age crop out along the Pacific coast.

IV. MODERN PLATE TECTONIC SETTING

This segment of the Central Andes between 28-33° S has a distinctive plate tectonic setting. The present convergence rate between the subducted Nazca plate and the Southamerican plate averages about 9-10 cm per year. Earthquake locations delineate a Benioff zone that is gently dipping to the east defining a shallow subduction zone (see figure 4) (Isacks and Cahill 1989).

This flat subduction segment is characterized by an easterly dip of about 5° at about 100 kilometers depth, and it is flanked to the north and south by steeper segments that dip about 30° eastward (figure 5).

A corresponding tectonic segmentation exists in the plate above the Benioff zone. The most obvious and consistent correlation is between Quaternary volcanism and the dip of the subducted slab. Quaternary volcanism is absent in the subhorizontal segment.

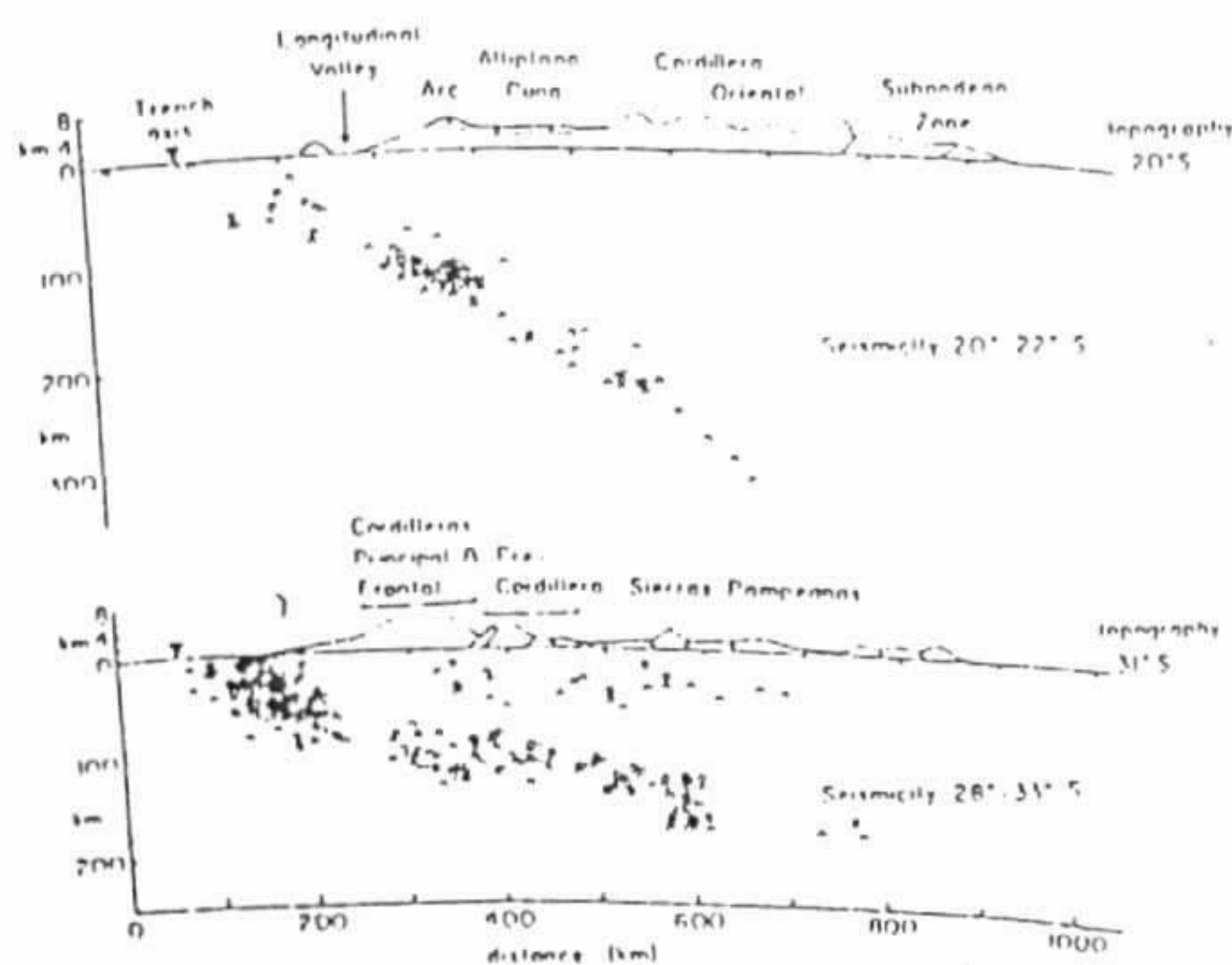


Figure 4: Sections showing earthquake hypocenters north, and in the flat subduction segment (after Jordan et al. 1983 a, b).

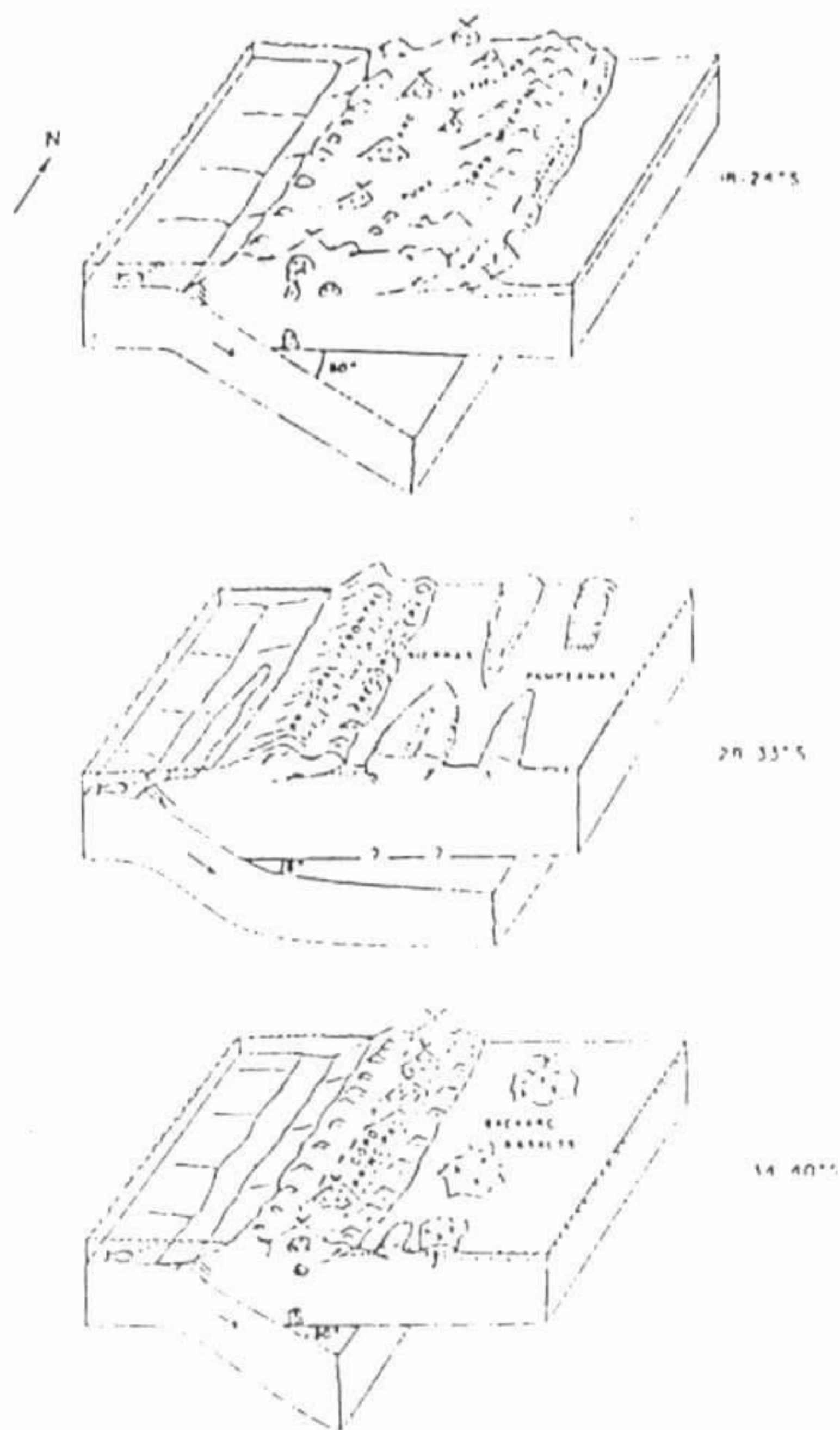


Figure 5: Schematic block diagrams showing subducted plate segments and Neogene tectonic units (after Jordan et al. 1983 a).

The development of the Sierras Pampeanas geological province is controlled by the flat subduction. Present tectonic shortening is principally concentrated along a narrow belt between this province and the Precordillera. Intraplate earthquake nests have been found in the basement of the eastern Precordillera and the western Sierras Pampeanas, in close coincidence with the superficial neotectonic activity (Smalley 1988). Focal mechanisms indicate east-west contraction with null to minor strike-slip displacements (Chinn and Isacks 1983).

The origin of this flat subduction segment has been attributed to the approach and collision of aseismic ridges to the Pacific continental margin (Pilger 1981); to changes in the age of the subducted oceanic crust (Wortel 1984), and more recently, to the differential shortening of a previously weakened hot continental crust (Isacks 1988).

V. TERRANE HISTORY

The existence of oceanic rocks separating the Frontal Cordillera from Precordillera has attracted the attention of geologists since the early work of Borrello (1969). In recent years, these oceanic rocks have been interpreted as indicating a suture between different continental terranes (Ramos et al. 1984, 1986), consequently, several other sutures have been identified (Ramos 1984; Mpodozis and Ramos 1990).

The proposed sutures are indicated in figure 6, and the tectonostratigraphic history diagrammatically shown in figure 7.

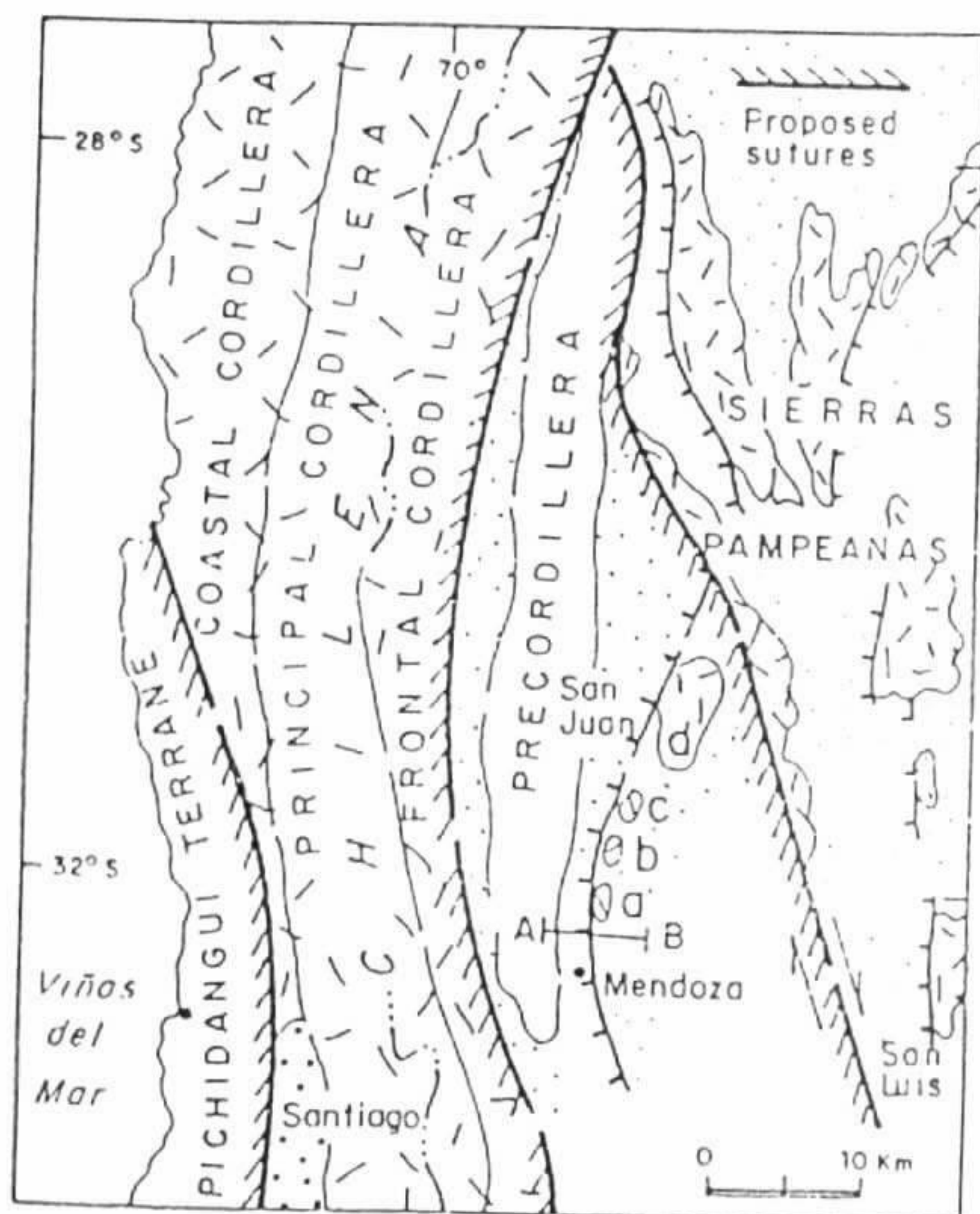


Figure 6: Proposed sutures, and different allochthonous terranes in the Central Andes (after Ramos 1988b).

The Sierras Pampeanas terrane was accreted to the Rio de La Plata Craton during the Late Proterozoic. A subduction zone dipping away from the continent was responsible for the development of a magmatic arc which is represented by a series of granitoids, gabbros and tonalites in the eastern Sierras Pampeanas. These rocks have ages from 700-540 Ma (Cingolani and Varela 1975). Metavolcanic rocks of this age also show arc affinities (Delakowitz 1988). Final amalgamation and an uplift of 15 Km occurred

during the Latest Proterozoic-Early Cambrian (Ramos 1988b, 1989).

The western Chaco-Paraná basin which has a typical asymmetry that is characteristic of foreland peripheral basins can also be associated with this collision (see Pezzi and Mozetic 1989, figs. 1-2).

The western Sierras Pampeanas, during the early Paleozoic was located more than 400 Km east of the modern trench. Even so, the magmatic rocks exposed along the western border have petrological and geochemical characteristics typical of an active continental margin (Lottner and Miller 1986; Aceñolaza and Toselli 1988; Pérez and Medina 1990). The deformational history and the age of the magmatism are consistent with the western Sierras Pampeanas representing an active margin from the Late Precambrian until the Late Ordovician (González et al. 1985; Aceñolaza and Toselli 1988). The western border of the Sierras Pampeanas is also characterized by a synthetic fold and thrust belt with west vergence (Cominquez and Ramos 1990). Two belts of different metamorphic grade are well exposed in the Sierra de Pie de Palo (Dalla Salda and Varela 1984). The eastern belt consists of middle to upper amphibolite facies rocks, while the western belt consists of intensely deformed mylonitic and cataclastic rocks in the zeolite to green-schist facies. Based on this evidence, Dalla Salda and Varela (1982) postulated a subduction zone to the west.

The belt of intensely deformed rocks coincides with the modern boundary between the Sierras Pampeanas and the Precordillera.

Different isolated patches of metamorphic basement are exposed in the low hills of Cerros Valdivia, Barbosa and Salinas (see figure 3). The metamorphic and structural analysis of this basement indicate an important ductile deformation as shown by a set of mylonitic zones with a west vergence (Llano et al. 1984, and Yaca and Rossa 1988).

Several deformation phases have been recorded in the eastern border of Precordillera during the Late Ordovician and Silurian (Baldis et al. 1982). Particularly spectacular are the tightly deformed flysch deposits of the Late Ordovician-Silurian Rinconada Formation that contain olistoliths of Early Ordovician carbonate rocks (Peralta and Uliarte 1986).

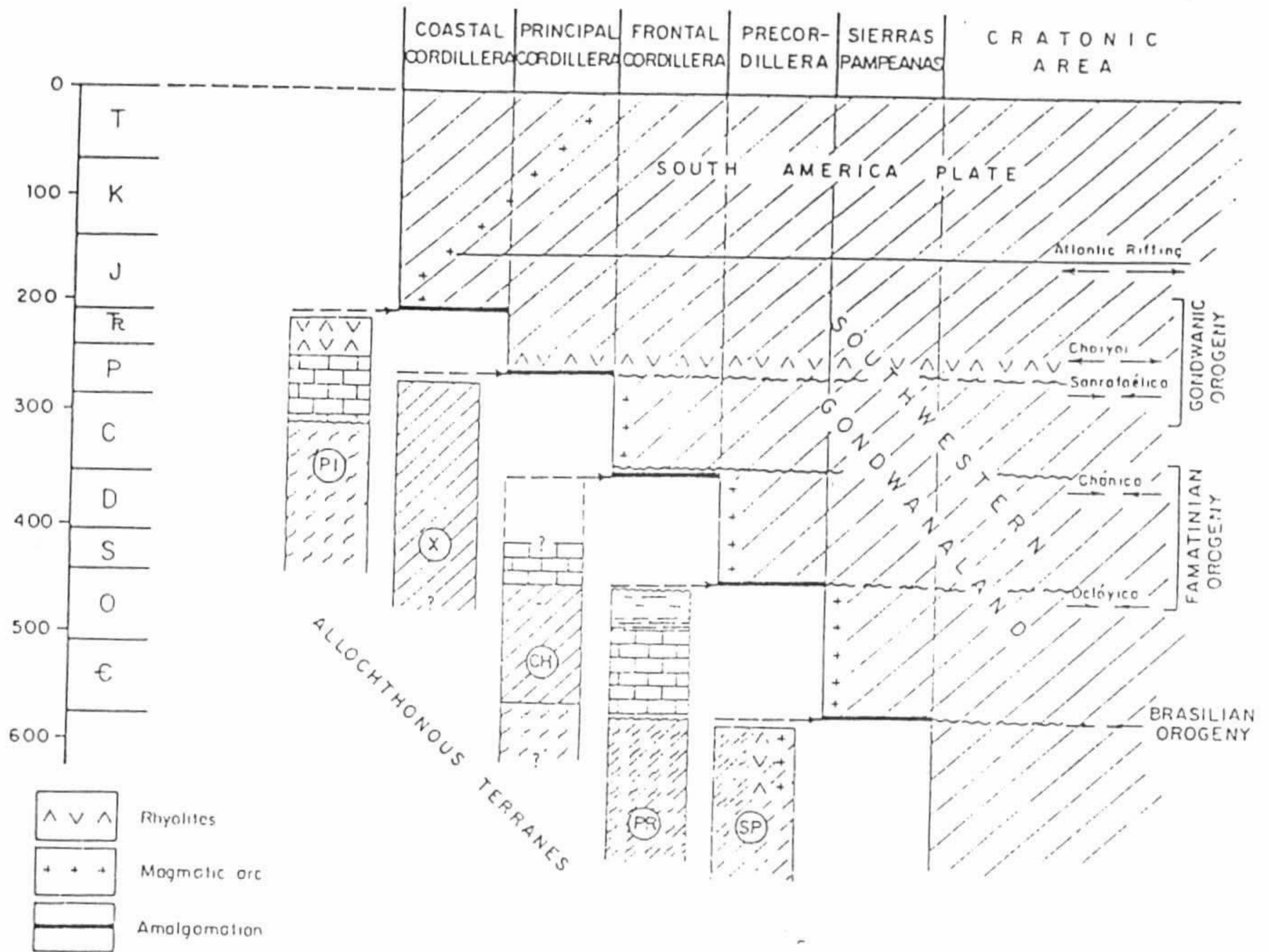


Figure 7: Tectonostratigraphic chart showing the docking and amalgamation of the different terranes.

Most of this deformation took place near the Ordovician-Silurian boundary, during the time when the Precordillera was in the final stages of amalgamation with the Sierras Pampeanas. Although the nature of this amalgamation is still a matter of debate (Ramos et al. 1986; Aceñolaza and Toselli 1988; Baldis et al. 1984), the striking effects of this accretion are also detected in the Sierras Pampeanas, where subduction-related magmatism ceased by the end of the Ordovician. During the Silurian-Devonian, the only magmatism recorded in Precordillera is the emplacement of the Cacheuta granodioritic stock (Caminos et al. 1982), and several other minor plutons in the northern Precordillera (i.e., Cerro Imán; Furque 1968).

The western border of the Precordillera was the continental margin during most of the Early Paleozoic, as shown by the sedimentary facies in the

Sierra de Tontal by Cingolani et al. (1989). The reconstruction of this continental margin is based on sedimentologic and paleontologic evidence (Baldis et al. 1982), as well as the geochemical characteristics of the ophiolitic assemblages developed along the western border of Precordillera (Kay et al. 1984; Haller and Ramos 1984). Imbricated structures in the Ordovician and Siluro-Devonian rocks indicate strong deformation, during the Middle to Late Devonian (Cucchi 1972), the western vergence of these structures can be seen in the Sierras de Cortaderas and Sandalio (Cortés 1989). This deformation known as the Chanic event, has been interpreted as the result of a collision of the Chilenia terrane against the western Precordillera continental margin (Ramos et al. 1984, 1986).

There is little evidence as to the nature of the basement of the Chilenia terrane. Only the outcrops

of metamorphic rocks in the Cordón del Plata (Camino 1965), and the La Pampa gneisses (Mpodozis and Cornejo 1988) are known. However, the extended Late Paleozoic- Early Mesozoic acidic magmatism of the Frontal Cordillera of Argentina and Chile, indicates a preexisting sialic basement (Nasi et al. 1985). Isotopic (initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios) and geochemical characteristics of these magmatic rocks are consistent with a crustal component of early to middle Paleozoic age in the source of these magmas (Mpodozis and Kay 1990).

Carboniferous marine units are the first sedimentary rocks amalgamated to the Chilena terrane. Continental deposits are widespread in the Sierras Pampeanas and Eastern Precordillera; nearshore marine facies occur in the Western Precordillera and estuarine to turbiditic facies are present along the Frontal and Principal Cordilleras. An important subduction-related magmatic activity is recorded during the Late Paleozoic. This magmatic belt when compared with the location of the Early Paleozoic magmatic belt, was shifted for more than 300 kilometers towards the ocean (Ramos et al. 1986). All these Carboniferous to Early Permian units were strongly deformed during the Sanrafael orogenic phase (Ramos 1988a). Some authors have attributed the cease of subduction-related magmatism and the consequent middle Permian deformation to the collision of an unidentified terrane (terrane Equis of Mpodozis and Kay 1990).

Soon after the San Rafael deformation, a generalized extension took place associated with a period in which the Gondwana plate was stationary with respect to the south pole, as shown by the polar wandering path (Valencio et al. 1983; Ramos 1988a). Magmatism was thermally induced during this extensional period (Zeil 1981), and as a consequence of that, batholiths like the Colangüil were emplaced between 264 and 247 m.y. (Llambias and Sato 1990).

Magmatic activity in this period is represented by rhyolitic volcanism within the Paleozoic accreted terranes, that are presently exposed in the Frontal Cordillera, western Sierras Pampeanas and Precordillera. This acidic volcanism known as the Choiyoi province (Kay et al. 1989), was interpreted as evidence of generalized extension during Triassic times (Zeil 1981). Most of Gondwanaland at that time, was part of the Pangea supercontinent. Minor

pieces were displaced along the continental margin such as the Pichidanguí terrane during the Late Triassic (Forsythe et al. 1986). These displacements may have been responsible for the elimination of the Equis terrane from the Coastal Cordillera, prior to the present emplacement there of the Pichidanguí terrane.

The accretion of the Pichidanguí terrane marked the final amalgamation of western Gondwanaland at these latitudes. From that time on, an Andean subduction regime controlled the tectonic history of the Central Andes (Mpodozis and Ramos 1990).

VI. ANDEAN TECTONICS

The Cenozoic sedimentary history records the eastward migration of the orogenic front. Thick sequences of continental deposits (Santa María Conglomerates of Schiller 1912) unconformably overlie Mesozoic rocks in the Principal Cordillera (figure 8). The angular unconformity is clearly seen east of Cerro Aconcagua and west of Cerro Penitentes. These conglomeratic deposits are interpreted as alluvial-fan sediments that are interfingered with the volcanics of the Farellones Formation (25 to 10 Ma, Munizaga and Vicente 1982). A minimum age of 8.6 Ma for the continental deposits is based on K/Ar dating of pyroclastic rocks interbedded in the uppermost section of the Santa María Conglomerates (Ramos et al. 1990).

Further east, the Tertiary deposits of the High Cordillera are represented by distal fluvial facies which are partially synchronous with the Santa María Conglomerate and the Farellones Formation. The Tertiary extra-Andean sequences at these latitudes (30-33° S) contain several tuff layers which attest to the volcanic activity in the cordillera at that time.

An unconformity separates the La Pilona beds exposed in the Uspallata valley and the Cacheuta area (Pascual and Odreman Rivas 1973) from older Tertiary beds. This unconformity was produced during the Late Miocene (about 10-8 Ma) Quechua phase in which the Santa María Conglomerates and the Farellones volcanics were folded and thrust (Charrier and Vicente 1972; Munizaga and Vicente 1982). Deformation and uplift also occurred in the Frontal Cordillera during the Late Miocene Quechua phase (Polanski 1964).

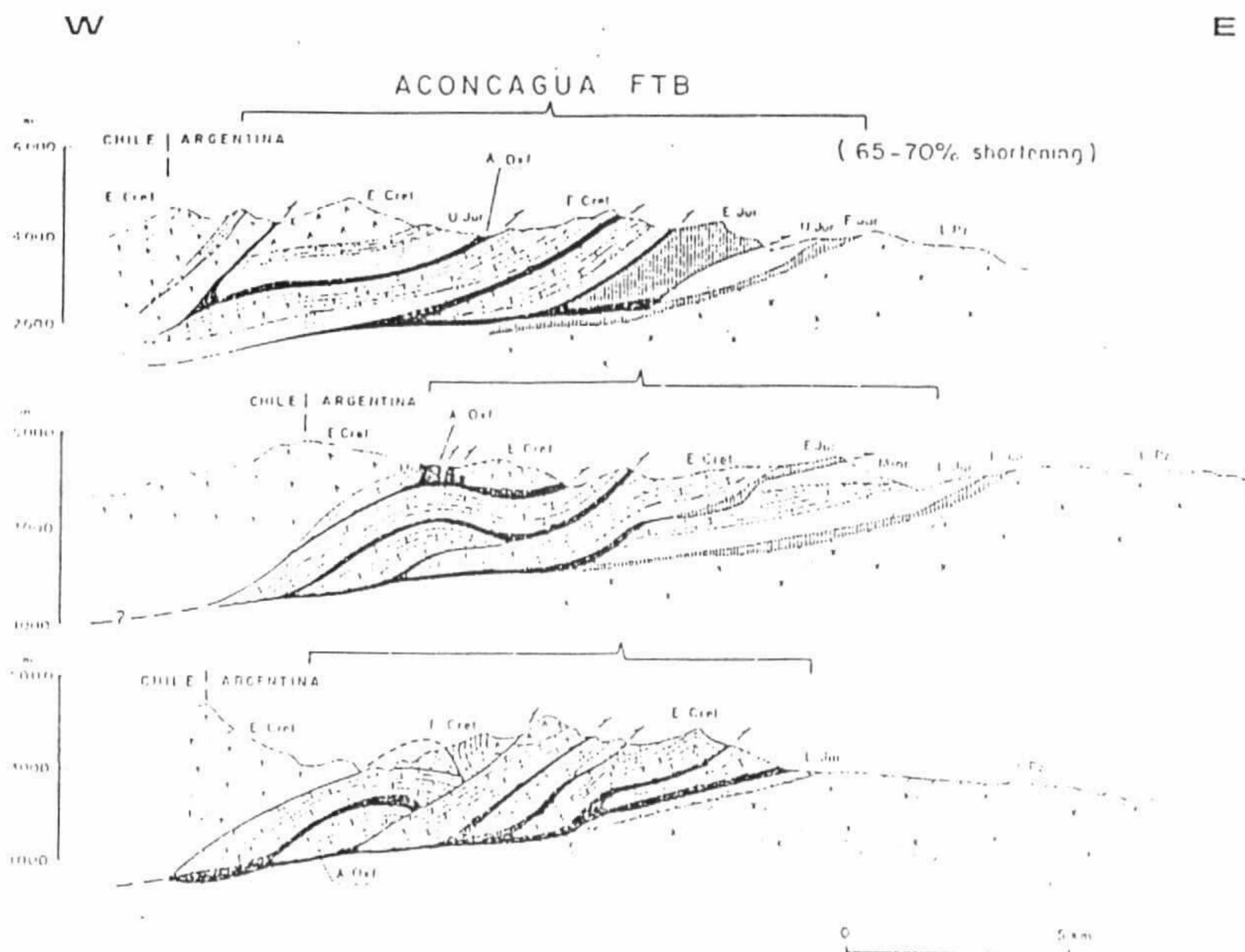


Figure 8: Aconcagua fold-thrust belt south of Puente del Inca, Mendoza (after Ramos 1985b).

The eastern border of the Frontal Cordillera was uplifted during the Diaguitic phase which in the latest Pliocene gave rise to the present configuration of Frontal Cordillera (Polanski 1964, Yrigoyen 1979). The Late Miocene and Pliocene deposits of the Uspallata and Cacheuta regions were folded and thrust at that time. These deposits were subsequently covered by the alluvial-fan deposits of the Mogotes Formation in the the Plio-Pleistocene (figure 9).

Therefore, the Tertiary sedimentary facies show a migration of coarse alluvial-fan facies from a) Cerro Penitentes in the High Andes between 20-10 Ma to b) the Uspallata valley and Cacheuta between 10-5 Ma to c) the outer foot-hills near the city of Mendoza between 2 Ma and the present day. Plio-Pleistocene fanglomerates of the Mogotes Formation west of the city of Mendoza (Cerro La Gloria) and other younger alluvial fans have been deformed by neotectonic activity, like that described by Polanski (1962) in the

extra-Andean area of the southern Mendoza region.

Seismic sections from the plains east of the Precordillera clearly show that the present orogenic front is composed of a set of imbricated overthrusts (Bettini 1981, Bettini and Turic 1981). The structural style of this region, which has been corroborated by drilling, has similar characteristics to the previous fronts to the west (see figure 10).

The Diaguitic deformation front in the eastern side of the Precordillera is still active. Intense compressive deformation as seen in Sierra de Las Peñas (see Cortés 1990, this guide) and as inferred from earthquake focal mechanisms and displacements on the alluvial fans, is continuing today (Bastias et al. 1984; Triep 1987).

The Andean structure of the Central Andes cordillera results from a combination of tectonic mechanisms. There is a striking coincidence between the increased rate of plate motion, the cessation of magmatism, and the compressive deformation at the

orogenic front.

Most of the Oligocene was quiescent with low convergence rates (Pilger 1981, 1984) coincident with the lack of volcanic activity in the Cordillera. This quiescence ended at 25 Ma when the volcanic activity of the Farellones Formation started (Munizaga and Vicente 1982). The subsequent history of magmatism and deformation in this region document the subsequent shallowing of the Benioff zone:

- Eastward migration and broadening of the subduction-related magmatic foci from a position about 180 km from the trench at about 25 Ma to 600-700 km from the trench in the eastern Sierras Pampeanas at about 7-4 Ma (Kay et al. 1987).
- Geochemical characteristics of the volcanic rocks indicate that between 18 My and the present, thickening of the continental crust related to the tectonic stacking of the Andean Cordillera occurred

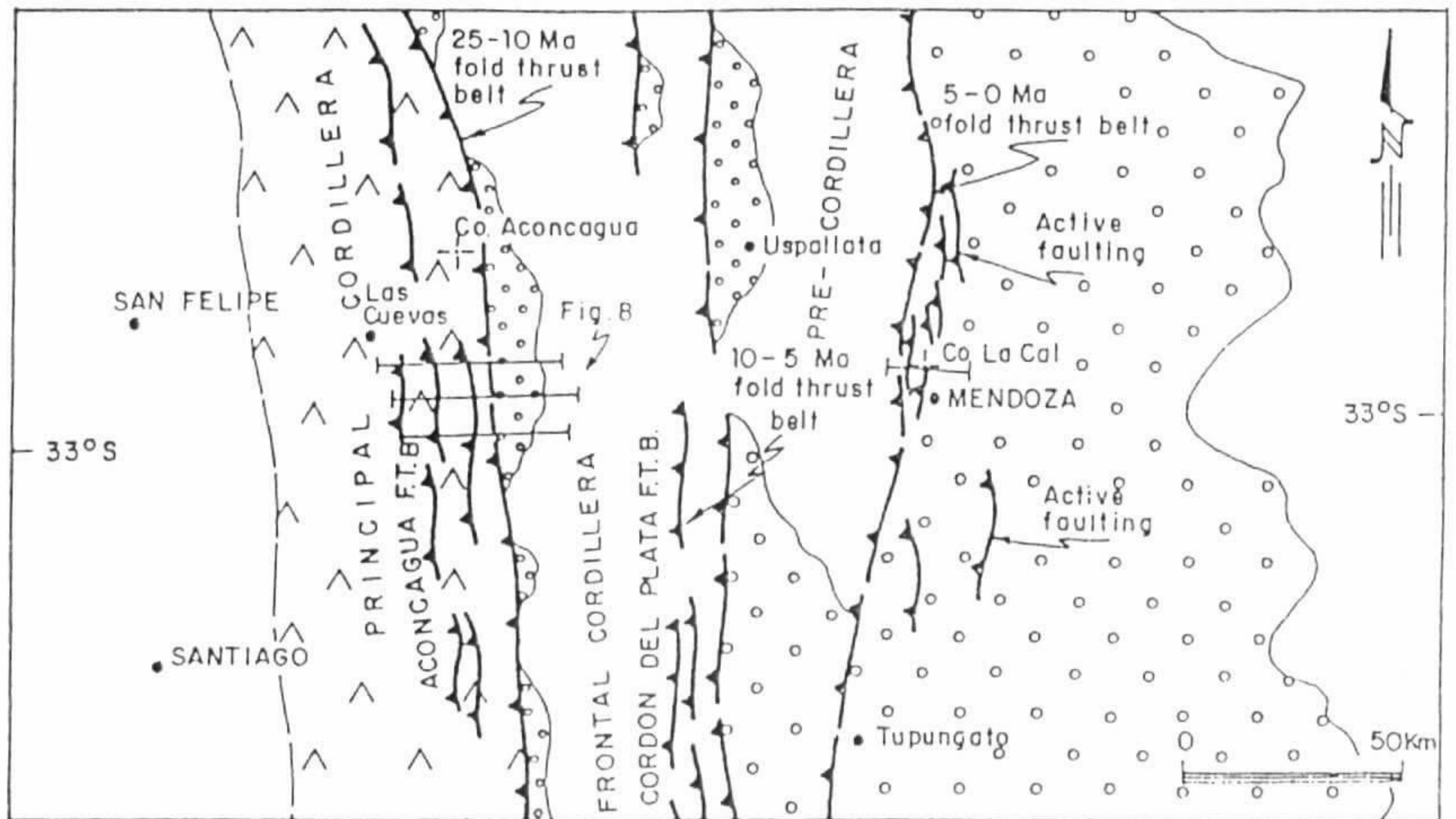


Figure 9: Migration of the orogenic front in the Central Andes along 33° S. since the Early Miocene to the present (modified from Ramos 1988a).

(Kay et al. 1988, 1990).

- Orogenic deformation shifted eastward during the last 25 Ma from 275 km from the trench at 20-10 Ma, to 325 km at 10-5 Ma, to 350-365 km at 2 Ma. This implies an average rate of migration of the orogenic front of 2.5 mm/y during the last 25 million years, although the shift was probably episodic.

The causes of the change in the Benioff zone geometry and segmentation are probably complex and multifaceted.

- The break-up of the Farellones plate into the Cocos and Nazca plates, which occurred at 25 Ma, marks the beginning of a period of higher convergence rates (Handschumacher 1976). This period coincides with the initiation of Farellones magmatism. Plate convergence rates increased from 25-26 Ma to 10 Ma

(defined by Pilger 1984, Pardo Casas and Molnar 1987) reaching a culmination during the Quechua phase. Subsequently, the present deceleration began. Some authors have proposed that an increase in convergence rate diminishes the subduction angle (i.e. Yokokura 1981). All of the modern Andean subducting segments have relatively shallow dips of less than about 30° (Isacks and Barazangi 1977; see summary figure in Isacks 1988). However, increased convergence has affected all Andean segments and can be disregarded as a mechanism for controlling subhorizontal subduction of individual segments.

- According to a proposal by Wortel (1984), a decrease in age of the subducted oceanic plate favors the resorption of the oceanic slab and an increase in volcanic activity. Subduction of the younger oceanic

lithosphere increases buoyancy effects, thereby reducing the dip of the Benioff zone. This proposal is not in agreement with the Benioff zone geometry north and south of 33°S. To the north where older oceanic crust is being subducted, the Benioff zone is flatter than to the south where younger oceanic crust is being subducted (Isacks and Barazangi 1977). South of 33° S, the present angle of subduction is about 30° (Isacks et al. 1982). However, the age of the subducted slab may control the presence of retroarc volcanism. Between 34°-37° S latitude, active resorption of young subducting oceanic slab in the mantle apparently controls the location of retroarc volcanism (figure 5) (see summary in Jordan et al. 1983 a, b).

Further north where oceanic lithosphere is subducting, retroarc volcanic activity is absent. Wortel (1984) further proposes that a transitional stage in the shallowing of the subduction zone involves detachment of the lower part of the slab and the production of deep earthquakes. This event would have taken place within the last 15 Ma. The timing of this detachment, although poorly constrained and documented, may coincide with the Quechua phase. - Several authors have explained the present segmentation of the subducted Nazca plate by the collision of aseismic ridges (Pilger 1978, 1981; Nur and Ben-Avraham 1981). In Pilger's interpretation the buoyancy effects produced by subduction of those ridges, combined with the young age of the subducted

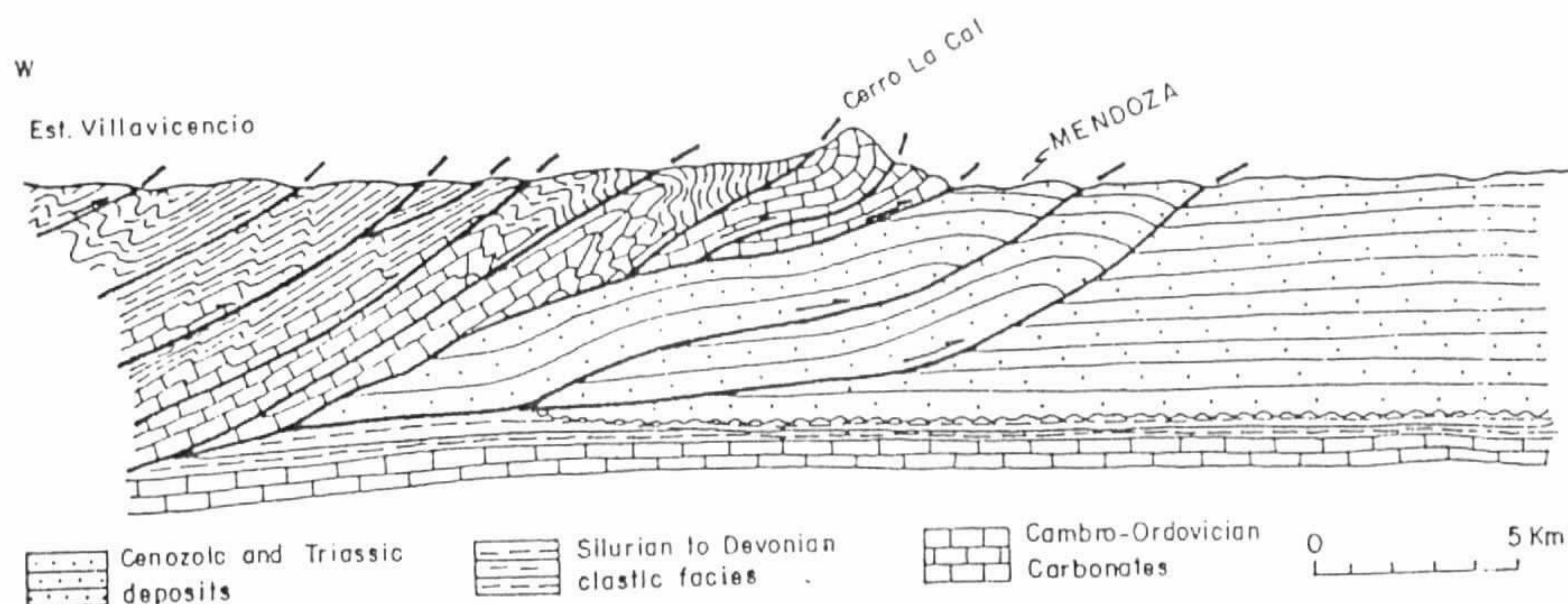


Figure 10: Structural section of the Pleistocene front of the Precordillera in Cerro La Cal (after Bettini and Turic 1981).

slab, contribute to shallowing of the Benioff zone. According to Pilger (1984), the effects of the subduction of the Juan Fernandez hot spot trace began about 15 Ma ago.

- Isacks' model (1988) suggests that the dips of the modern slab segments are controlled by the widths of previously weakened zones of the upper lithospheric plate. The width of these zones is related to past variations in the thickness of the asthenospheric wedge controlled by changes in plate geometries as the Southamerican plate overrode the Nazca plate.

The changes in plate geometry resulted from interaction with the "Bolivian orocline" which was accentuated, but not produced, during this period. The greatest amount of upper plate shortening occurred in the segment north of 28°S because the weakened area was the widest, as corroborated by the extension of magmatic activity across the Puna Altiplano region. In the subhorizontal segment (28° - 33° S), a relatively narrow weakened zone is associated with lesser amounts of shortening.

STOP 13. Papudo

157-170 Ma Gneissic tonalites of the Jurassic Coastal Batholith. The oldest of the eastward younging series of "Andean" batholiths, paleomagnetic studies have found no evidence of large displacement for this or younger rocks in the Aconcagua region.

STOP 14. Coast between Concón and Valparaíso

Late Carboniferous tonalites (299 +/- 31 Ma, Rb/Sr) in a narrow belt intruded to the east by Jurassic granitoids. K/Ar ages have been resetted to the Jurassic.

REFERENCES

- Aberg, G., Aguirre, L., Levi, B. and Nystrom, J.O. 1984. Spreading subsidence and generation of ensialic marginal basin: an example from the Early Cretaceous of Central Chile. in Kokelaar, B.P. and Howells, M.F. (eds.) *Marginal Basin Geology*. Geological Society of London, Special Publication 16: 185-193.
- Acñolaza, F.G. and Toselli, A. 1988. El Sistema de Famatina, Argentina: su interpretación como orógeno de margen continental activo. *Vº Congreso Geológico Chileno*, Actas 1(A):55-67, Santiago.
- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. and Isacks, B.L. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30° S Latitude. *Tectonics* 9: 789-809.
- Amos, A. 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de la Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda (San Juan). *Asociación Geológica Argentina*, Revista 9: 5-38.
- Amos, A.J. and Roller, E.O. 1965. El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata, San Juan-Mendoza. *Boletín Informaciones Petroleras* 368: 50-71, Buenos Aires.
- Aparicio, V. and Cuerda, A.J. 1976. Nuevos hallazgos de graptolitos en la vertiente occidental de la Precordillera de San Juan, Calingasta. *Ameghiniana* 13: 159-168.
- Astini, R.A. 1990. Formación Punta Negra: Un abanico submarino o un complejo deltaico de plataforma. *IIIº Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas 1: 19-24.
- Baldis, B. and Chebli, G. 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina. *IVº Jornadas Geológicas Argentinas*, Actas 1: 47-66, Buenos Aires.
- Baldis, B. and Sarudiansky, R.M. 1975. El Devónico del noroeste de la Precordillera Argentina. *Asociación Geológica Argentina*, Revista 30: 301-330.
- Baldis, B., Beresi, M.S., Bordonaro, O. and Vaca, A. 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. *Vº Congreso Geológico Latinoamericano de Geología*, Actas 4: 399-445, Buenos Aires.
- Baldis, B., Beresi, M.S., Bordonaro, O. and Vaca, A. 1984. The Argentine Precordillera as a key to Andean structure. *Episodes* 7(3): 14-19, Ottawa.
- Barazangi, M. and Isacks, B. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4: 686-692, Boulder.
- Bastías, H.E. 1990. Revisión de evidencias de actividad tectónica en el área epicentral del terremoto de San Juan de 1944. *XIº Congreso Geológico Argentino*, Guía Excursión Sierras de Villicum-La Laja-Loma de Las Tapias, 3pp., San Juan.
- Bastías, H.E., Weidmann, N.E. and Perez, A.M. 1984. Dos zonas de fallamiento plio-cuaternario en la Precordillera de San Juan. *IXº Congreso Geológico Argentino*, Actas 2: 329-341, Buenos Aires.
- Bastías, H.E., Uliarte, E. and Pérez, M.A. 1987. Desplazamiento de rumbo en el sistema del fallamiento El Tigre, borde occidental de Precordillera. *Iº Jornadas sobre Geología de Precordillera*, Actas (Asociación Geológica Argentina) Serie A: 221-225, Buenos Aires.
- Beer, J.A. 1990. Steady sedimentation and lithologic completeness, Bermejo Basin, Argentina. *Journal of Geology* 98: 501-517.
- Beer, J.A. and Jordan, T.E. 1989. The effects of Neogene thrusting on deposition in the Bermejo basin, Argentina. *Journal of Sedimentary Petrology* (in press).
- Beer, J.A., Allmendinger, R.W., Figueroa, D.E. and Jordan, T.E. 1990. Seismic stratigraphy of a Neogene piggyback basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74: 1183-1202.
- Bercowski, F. and Figueroa, G. 1987. Flujos piroclásticos en la Formación Albarracín, Terciario, Precordillera de San Juan, Argentina. *Xº Congreso Geológico Argentino*, Actas 4: 225-227, Tucumán.
- Bercowski, F., Berenstein, L. and Johnson, N.M. 1985. Sedimentología, magnetoestratigrafía y edad isotópica del Terciario en Lomas de Las Tapias, Ullum, provincia de San Juan. *Iº Reunión*

- Argentina de Sedimentología: 169-172.
- Beresi, M. 1978. Presencia de depósitos de hierro sedimentario en el Paleozoico inferior de la Precordillera de San Juan. Acta Geológica Lilloana, 14 Suppl: 61-64.
- Bettini, F.H. 1981. Nuevos conceptos tectónicos del centro y borde occidental de la Cuenca Cuyana. Asociación Geológica Argentina, Revista 35: 579-580, Buenos Aires.
- Bettini, F. and Turic, M.A. 1981. Sobrecorrimientos en el borde occidental de la Cuenca Cuyana. XLIII Reunión a nivel de expertos de ARPEL: 1-16, Buenos Aires.
- Blasco, G. and Ramos, V.A. 1976. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del Cerro La Chilca, Departamento Jáchal, Provincia de San Juan. Ameghiniana 13: 312-329.
- Bodenbender, G. 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera y de las Sierras Centrales de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 18: 203-264, Córdoba.
- Bordonaro, O. 1980. El Cámbrico de la quebrada de Zonda, Provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 35:26-40, Buenos Aires.
- Borrello, A.V. 1969. Los geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14: 1-136, Buenos Aires.
- Bracaccini, O. 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino-mendocina. Boletín de Informaciones Petroleras, 258-260-261-262-263-264 (reprint), Buenos Aires.
- Caminos, R. 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 20: 351-392, Buenos Aires.
- Caminos, R. 1972. Perfil geológico de la Cordillera entre los 28°00' y 28°30' de latitud sur, Provincia de La Rioja, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 27: 71-83.
- Caminos, R., 1979. Cordillera Frontal. in Turner, J.C.M. (ed.) Segundo Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 1: 397-454, Córdoba.
- Caminos, R., Cingolani, C.A., Hervé, F. and Linares, E. 1982. Geochronology of the pre-Andean metamorphism and magmatism in the Andean Cordillera between latitudes 30° and 36° S. Earth Science Review 18: 332-352, Amsterdam.
- Cecioni, G. and Westermann, G.E. 1968. The Triassic-Jurassic marine transition of Coastal-Central Chile. Pacific Geology 1: 41-75, Tokyo.
- Charrier, R. 1973. Interruptions of spreading and the compressive tectonic phases of Meridional Andes. Earth and Planetary Science Letters 20: 212-249, Amsterdam.
- Charrier, R. and Vicente, J.C. 1972. Liminary and Geosyncline Andes: Major orogenic phases and synchronical evolution of the Central and Austral sectors of the Southern Andes: Conferencia sobre Problemas de la Tierra Sólida, Buenos Aires, 2: 451-470.
- Chinn, D.S. and Isacks, B. 1983. Accurate source depths and focal mechanisms of shallow earthquakes in western South America and in the New Hebrides island arc. Tectonics 2: 529-564.
- Cingolani, C. and Varela, R. 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de las Sierras Chica y Grande de Córdoba, República Argentina. II° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 9-35, Buenos Aires.
- Cingolani, C., Cuerda, A., Varela, R. and Schauer, O. 1989. Geología de la Precordillera occidental en la comarca de la Sierra de Tontal, provincia de San Juan, República Argentina. Comunicaciones 40: 39-56, Santiago.
- Cominguez, A.H. and Ramos, V.A. 1990. Sísmica de reflexión profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas. XI° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-314, San Juan.
- Cortés, J.M., 1985. Vulcanitas y sedimentitas lacustres en la base del Grupo Choiyoi al sur de la estancia Tambillos, provincia de Mendoza, República Argentina. IV° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 89-108, Antofagasta.
- Cortés, J.M. 1989. Tectónica de colisión en el extremo noroccidental de la Precordillera Mendocina. Reunión sobre Transectas de América del Sur, Resúmenes: 13, Mar del Plata.
- Cortés, J.M. 1990. Estudio geológico estructural de la Sierra de Las Peñas. Servicio Geológico Nacional (unpublished), Buenos Aires.
- Cowan, D.S. 1985. Structural style in Mesozoic and Cenozoic mélanges in the western Cordillera of North America. Geological Society America, Bulletin 96: 451-462.
- Cucchi, R.J. 1971. Edades radiométricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera, San Juan, Mendoza, Rep. Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 26: 503-515.
- Cucchi, R.J. 1972. Geología y estructura de la Sierra de Cortaderas, San Juan - Mendoza, República Argentina. Asociación Geológica Argentina, Revista 27: 229-248, Buenos Aires.
- Cuerda, A. 1981. Graptolitos del Silúrico inferior de la Formación Rinconada, precordillera de San Juan, Ameghiniana 22: 281-282.

- Cuerda, A. and Furque, G. 1983. Depósitos Carbónicos de la Precordillera de San Juan. Parte II - Quebrada La Deheza. Asociación Geológica Argentina, Revista 38: 381-391.
- Cuerda, A., Cingolani, C., Varela, R., Schauer, O., Baldis, B. and Bordonaro, O. 1985. Hallazgo de sedimentitas cámbricas fosilíferas en la Sierra del Tontal, precordillera de San Juan. Ameghiniana 22: 281-282.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C. and Schauer, O. 1987. Descripción geológica de la Hoja 21c, San Juan. Servicio Geológico Nacional (unpublished), Buenos Aires.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C., Varela, R. and Schauer, O. 1989. Geología de la Precordillera Occidental en la comarca de la Sierra del Tontal, provincia de San Juan, República Argentina. Comunicaciones 40: 39-56, Santiago.
- Dalla Salda, L. and Varela, R. 1982. La estructura del basamento del terciario sur de la Sierra de Pie de Palo, Provincia de San Juan, Argentina. Vº Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 1: 451-468, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. and Varela, R. 1984. El metamorfismo en el terciario sur de la Sierra de Pie de Palo, San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 39: 68-93, Buenos Aires.
- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.F. and Palmer, K. 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. Nature 250 (5464): 291-294, London.
- Damanti, J.F. 1989. Evolution of the Bermejo foreland basin: provenance, drainage development, and diagenesis (Ph.D. dissertation), Cornell University. 176 pp., Ithaca, New York.
- Darwin, Ch. 1846. Geological observations of South America, being the third part of the Geology of the voyage of the Beagle during 1832-1836. Smith, Elder, vii+279 pp., Londres.
- Davidson, J., Ramirez, C.F., Gardeveg, M., Hervé, M., Brook, M. and Pankhurst, R. 1985. Calderas del Paleozoico superior - Triásico inferior y mineralización asociada en la Cordillera de Domeyko, Norte de Chile. Comunicaciones 35: 53-57, Santiago de Chile.
- Delakowitz, B. 1988. Geologisch-geochemischen-lagerstättenkundliche Untersuchungen zur Genese von Wolframvorkommen in der Sierra del Morro-Oeste, Provinz San Luis, Argentinien. Munchner Geowissenschaftliche Abhandlungen B 4: 1-107.
- Días, H.D. and Tonel, M.Z. de, 1987. La filiación ofiolítica de las rocas ultramáficas de la Sierra de Cortaderas (Depto. Las Heras, Provincia de Mendoza) y su significación metalogénica en la fijación de pautas de prospección. Xº Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 61-64, Tucumán.
- Du Toit, A.L. 1927. A geological comparison of South America with South Africa. Publications Carnegie Institute 381: 1-157, Washington.
- Figueroa, D. and Ferraris, O.R. 1989. Estructura del Margen oriental de la Precordillera mendocina-sanjuanina. I Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos 1: 515-529, Mar del Plata.
- Forsythe, R.D., Kent, D.V., Mpodozis, C., and Davidson, J. 1986. Paleomagnetism of Permian and Triassic Rocks, Central Chilean Andes. In McKenzie, G.D. (ed.) Gondwana Six: Structure, Tectonics, and Geophysics, American Geophysical Union, Geophysical Monograph 40: 241-252.
- Furque, G. 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b Guandacol, Provincia de La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín 92: 1-104.
- Furque, G. 1979. Descripción Geológica de la Hoja 18 c Jáchal, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional, Boletín 164: 1-179, Buenos Aires.
- Furque, G. 1989. Descripción Geológica de la Hoja 20 c Sierra de Ullún, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional (unpublished), Buenos Aires.
- Furque, G. and Cavallé, J. 1988. Descripción geológica de la Hoja 20 b, Calingasta, provincia de San Juan. Servicio Geológico Nacional (unpublished), Buenos Aires.
- Gerth, H. 1926. Orogenese und Magma in der argentinischen Cordillere. Geologische Rundschau 17a: 62-107.
- González, R., Cabrera, M.A., Castellote, P., Omil, M., Bortolotti, P., Moyano, R. and Ojeda, J. 1985. Esquemática de la ubicación espacial y temporal de la eruptividad en Sierras Pampeanas Noroccidentales, República Argentina. IVº Congreso Geológico Chileno, Actas 3(4): 138-150, Antofagasta.
- Gonzalez Bonorino, F. 1950. Geologic cross-section of the Cordillera de Los Andes at about parallel 33°S L. (Argentina - Chile). Geological Society of America, Bulletin 61: 17-26, Boulder.
- González Bonorino, G. 1973. Sedimentology and paleogeography of a Devonian turbidite basin in Argentina. M.Sc. Thesis, McMaster University, 137 pp., Canada.
- González Bonorino, G. 1975. Sedimentología de la Formación Punta Negra y algunas consideraciones sobre la geología regional de la Precordillera de San Juan y Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 30: 223-246.
- González Bonorino, G. and Middleton, G.V. 1976. A Devonian

- submarine fan in western Argentina. Journal Sedimentary Petrology 46: 56-59.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. Sociedad Geológica Argentina, Revista 1: 177-208, Buenos Aires.
- Haller, M. and Ramos, V.A. 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 66-83, Buenos Aires.
- Handschumacher, D.W. 1976. Post-Eocene plate tectonics of the Eastern Pacific, in Sutton, G.H., Manghinani, M.H. and Moberly, R. (eds.). The Geophysics of the Pacific Ocean and its margins. American Geophysical Union: 117-202.
- Harrington, H.J. 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c, Ramblón, Provincias de Mendoza y San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 114: 1-93, Buenos Aires.
- Heim, A. 1945. Observaciones tectónicas en Barreal, Precordillera de San Juan. Revista Museo de La Plata, N. S. Sec. Geología 2(16): 267-285, La Plata.
- Heim, A. 1948. Observaciones tectónicas en la Rinconada, Precordillera de San Juan. Dirección de Minas y Geología, Boletín 64: 1-39, Buenos Aires.
- Heim, A. 1952. Estudio tectónico de la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan, Jáchal y Huaco. Asociación Geológica Argentina, Revista 7: 11-70, Buenos Aires.
- Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. Episodes 11(3):183-188, Ottawa.
- Hervé, F., Kawashita, K., Parada, M.A., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N., and Drake, R. 1985. Granitoids of the Coast Range of central Chile, geochronology and geological setting. Comunicaciones 35: 105-108.
- Isacks, B. 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. Journal Geophysical Research 93: 3211-3231.
- Isacks, B. and Barazangi, M. 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. in Talwani, M. and Pitman, W. (eds.). Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back Arc Basins. American Geophysical Union, Ewing Series 1: 99-114.
- Isacks, B. and Cahill, T. 1989. Shape of the subducted Nazca Plate. Abstract. EOS 66: 299.
- Isacks, B., Jordan, T., Allmendinger, R. and Ramos, V.A. 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada. V° Congreso Latinoamericano Geología, Actas 3: 587-606, Buenos Aires.
- Johnson, A.T., Jordan, T.E., Johnson, N.M. and Naeser, C.W. 1987. Cronología y velocidad de sedimentación en una secuencia volcánoclastica, Rodeo, prov. de San Juan, Argentina. X° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 83-86, Tucumán.
- Johnson, N.M., Jordan, T.E., Johnson, P.A., and Naeser, C.W. 1986. Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern Andean foreland basin, San Juan Province, Argentina. in Allen, P. and Homewood, P. (eds.) Foreland Basins. International Association of Sedimentologists, Special Publication 8: 63-75.
- Johnson, P.A., Johnson, N.M., Jordan, T.E. and Naeser, C.W. 1984. Magnetic polarity stratigraphy and age of the Quebrada del Cura, Río Jáchal and Mogna Formations near Huaco, San Juan Province, Argentina. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 81-96.
- Jordan, T. and Allmendinger, R. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Laramide deformation. American Journal of Science 286: 737-764, New Haven.
- Jordan, T., Isacks, B., Ramos, V.A. and Allmendinger, R. 1983a. Mountain building in the Central Andes. Episodes 1983(3): 20-26, Ottawa.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V.A. and Ando, C. 1983b. Andean tectonics related to geometry of subducted plates. Geological Society of America, Bulletin 94: 341-361.
- Jordan, T.E., Flemings, P.B. and Beer, J.A. 1988. Dating of thrust-fault activity by use of foreland basin strata. in K. Kleinspehn and Paola, C. (eds.) New Perspectives in Basin Analysis: 307-330, Springer-Verlag, New York.
- Kay, S.M., Ramos, V.A. and Kay, R. 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas en la Precordillera Occidental: Basaltos de rift oceánicos tempranos (?) próximos al margen continental. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 48-65, Buenos Aires.
- Kay, S.M., Maksiev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. and Nasi, C. 1987. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29° -30°30'S) over the modern zone of subhorizontal subduction. Journal Geophysical Research 92(B7): 6173-6189, Washington.
- Kay, S.M., Maksiev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. and Gordillo, C.E. 1988. Tertiary Andean magmatism in Chile and

- Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. Journal South American Earth Sciences 1: 21-38, South Carolina.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. and Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. Geology 17: 324-328, Boulder.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. and Munizaga, F. 1990. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean Cordillera (28-33°S). in Harmon, R.S. and Rapela, C. (eds.) Andean Magmatism and its Tectonic Setting. Geological Society of America, Special Paper (in press).
- Keidel, J. 1921. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del Hemisferio Austral. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 25: 239-368, Córdoba.
- Keidel, J. 1939. Las estructuras de corrimientos paleozoicos de la Sierra de Uspallata, provincia de Mendoza. Physis 14(46): 1-96, Buenos Aires.
- Larson, R.L. and Pitman, W.C. 1972. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications. Geological Society of America, Bulletin 83: 3645-3661.
- Lagarreta, L. and Gulisimo, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior). in G.A. Chebli and Spalletti, L.A. (eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6: 221-244, Tucumán.
- Leveratto, M.A. 1968. Geología de la zona al oeste de Ullún-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan, erupción subvolcánica y estructura. Asociación Geológica Argentina, Revista 23: 129-157, Buenos Aires.
- Levi, B. and Aguirre, L. 1981. Enslatic spreading-subsidence in the Mesozoic and Paleogene Andes of Central Chile. Journal of Geological Society of London 138: 75-81.
- Llambías, E. and Sato, A.M. 1990. El batolito de Colangüil (29-31° S), Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile 17: 89-108, Santiago.
- Llano, J.A., Esparza, A.M., Rossi, N. and Vaca, A. 1984. Geología y petrografía del cerro Salinas, provincia de San Juan. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 298-309, Buenos Aires.
- López Gamundi, O. and Amos, A.J. 1986. Consideraciones ambientales de las secuencias carbónicas del sector Precordillerano de la Cuenca Calingasta-Uspallata, San Juan y Mendoza. I° Jornadas Geología de la Precordillera, Actas (Asociación Geológica Argentina) Serie A: 289-294, Buenos Aires.
- Lottner, U.S. and Miller, H. 1986. The Sierra de Ancasti as an example of the structurally controlled magmatic evolution in the Lower Paleozoic basement of the NW Argentine Andes. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil 1 (9/10): 1269-1281, Stuttgart.
- Mailizzia, D. 1989. unpublished thesis. Universidad de Tucumán, S.M. de Tucumán, Argentina.
- Moscoso, R. and Mpodozis, C. 1988. Estilos estructurales en el Norte Chico de Chile (28-31°S), regiones de Atacama y Coquimbo. Revista Geológica de Chile 15: 151-166, Santiago.
- Mpodozis, C. and Cornejo, P. 1988. Hoja Pisco-Elqui, Carta Geológica de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería 68: 1-164, Santiago.
- Mpodozis, C. and Kay, S.M. 1990. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordilleran Batholiths (28°-33°S). Revista Geológica de Chile (in press), Santiago.
- Mpodozis, C. and Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. in Ericksen, G.E., Cañas Finchet, M.T. and Reinemund, J.A. (eds.) Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: 59-90, Houston.
- Munizaga, F. and Vizeate, J.C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del vulcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (lat 32°-33°S): datos radiométricos K/Ar. Revista Geológica de Chile 16: 3-21, Santiago.
- Nasi, C. 1984. Geología de la Costa de Chile Central. In Seminario de Actualización Geología de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería: L1-L17, Santiago.
- Nasi, C., Mpodozis, C., Cornejo, P., Moscoso, R., and Maksiev, V. 1985. El batolito de Elqui-Limarí (Paleozoico superior - Triásico). Características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. Revista Geológica de Chile 25-26: 77-111, Santiago.
- Nur, A. and Ben-Avraham, Z. 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America. Geological Society of America, Memoirs 154: 729-740.
- Ortiz, A. and Zambrano, J. 1981. La provincia geológica de Precordillera Oriental. VII° Congreso Geológico Argentino, Actas

3: 59-74, Buenos Aires.

Pardo Casas, F. and Molnar, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. Tectonics, 6(3): 233-248.

Pascual, R. and Odreman Rivas, O. 1973. Las unidades estratigráficas del Terciario portadoras de mamíferos. Su distribución y sus relaciones con los acontecimientos diastróficos. Vº Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 293-338.

Peralta, S.H. 1984. Ludlowiano en la Precordillera oriental sanjuanina. IXº Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 296-304.

Peralta, S.H. and Uliarte, E.R. 1986. Estructura de la Fm. Rinconada (Eopaleozoico) en su localidad tipo, Precordillera de San Juan. Iº Jornadas Geología de la Precordillera, Actas (Asociación Geológica Argentina) Serie A: 237-242, San Juan.

Pérez, D. and Ramos, V.A. 1990. La actividad magnética gondwánica. Late Paleozoic of South America, IGCP Project 211, Annual Meeting of the working group, Abstracts: 89-92, Buenos Aires.

Pérez, D., Munizaga, F., Ramos, V.A. and Mange, G. 1987. El "Huinculitense" del Paramillo de Las Vacas - Provincia de Mendoza. Xº Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 272-275.

Pérez, W.A. and Medina, M.E. 1990. Aspectos geológicos y geoquímicos las rocas ígneas del norte de la Sierra de Paimán. XIº Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 109-112, San Juan.

Pezzi, E.E. and Mozetic, M.E. 1989. Cuencas sedimentarias de la región chacoparanense. in G.A. Chebli y Spalletti, L. (eds). Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica 6: 65-78, Tucumán.

Pilger, R.H. 1978. A method for finite plate reconstructions with applications to Pacific-Nazca plate evolution. Geophysical Research Letters 5: 469-472.

Pilger, R.H. 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. Geological Society of America, Bulletin 92: 448-456.

Pilger, R.H. 1984. Cenozoic plate kinematics, subduction and magmatism: South American Andes. Journal geological Society of London, 141: 793-802.

Piracés, R. 1976. Estratigrafía de la Cordillera de la Costa entre la cuesta El Melón y Limache, Provincia de Valparaíso, Chile. Iº Congreso Geológico Chileno, Actas 1: A65-A82.

Piracés, R. 1977. Geología de la Cordillera de la Costa entre

Catapilco y Limache, región de Aconcagua. Tesis Doctoral, Universidad de Chile, 188 pp. (unpublished), Santiago.

Piracés, R. and Maksacv, V. 1977. Geología de la Hoja Quillota, IV y V Región. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile (unpublished), 140 pp., Santiago.

Polanski, J. 1959. El bloque varísico de la Cordillera Frontal de Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 12: 165-196, Buenos Aires.

Polanski, J. 1962. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del Pleistoceno pedemontano entre los Ríos Diamante y Mendoza. Asociación Geológica Argentina, Revista 17: 127-349, Buenos Aires.

Polanski, J. 1964. Descripción geológica de la Hoja 25 a Volcán San José, Provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98: 1-94, Buenos Aires.

Polanski, J. 1970. Carbónico y Pérmico de la Argentina. Editorial Eudeba, 216pp., Buenos Aires.

Price, R.A. 1981. The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the Southern Canadian Rocky Mountain. in F.R. McClay and Price, N.J. (eds). Napand Thrust tectonics. Geological Society of London, Special Publication 9: 427-443.

Quartino, B.J., Zardini, E. and Amos, A.J. 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal-Caliogasta. Asociación Geológica Argentina, Monografías 1: 1-184.

Ramos, V.A. 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva?. IXº Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325, Buenos Aires.

Ramos, V.A. 1985a. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: facies y desarrollo estratigráfico, Argentina. IVº Congreso Geológico Chileno, Actas 1(1): 492-513, Antofagasta.

Ramos, V.A. 1985b. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies, Argentina. IVº Congreso Geológico Chileno, Actas 1(2): 104-118, Antofagasta.

Ramos, V.A. 1988a. The Tectonics of the Central Andes, 30º to 33ºS latitude. in Clark, S. and Burchfiel, D. (eds.) Processes in Continental Lithospheric Deformation, Geological Society America, Special Paper 218: 31-54, Boulder.

Ramos, V.A. 1988b. Tectonics of the Late Proterozoic - Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. Episodes 11(3): 168-174, Ottawa.

Ramos, V.A. 1989. The birth of Southern South America. American Scientist 77(5): 444-450, New Haven.

- Ramos, V.A. and Yrigoyen, M.R. 1987. Geología de la región del Aconcagua, provincia de Mendoza. X° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 267-271, Tucumán.
- Ramos, V.A. and Kay, S.M. 1990. Triassic rifting and basalts of the Cuyo basin, Central Argentina. in Symposium on Andean Magmatism, Geological Society of America, Special Paper (in press), Boulder.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J.M. and Palma, M.A. 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 84-106.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M. and Palma, M.A. 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. Tectonics 5(6): 855-880, Washington.
- Ramos, V.A., Perez, D. and Aguirre-Urreta, M.B. 1990. Geología del Filo de Zurbriggen, Aconcagua, Mendoza. XI° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 361-364, San Juan.
- Rapalini, A.E. 1989. Estudio paleomagnético del vulcanismo permotriásico de la región andina de la República Argentina. Universidad de Buenos Aires, Tesis doctoral (unpublished), 278 pp., Buenos Aires.
- Reynolds, J. 1987. Chronology of Neogene tectonics in the Central Andes (27-33°S) of western Argentina based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. Ph.D. Dissertation, Dartmouth College, 353 pp., (unpublished), New Hampshire.
- Riccardi, A.C. 1984. Las asociaciones de amonitas del Jurásico y Cretácico de la Argentina. IX° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 559-595, Buenos Aires.
- Rivano, S. and Sepúlveda, P. 1986. Hoja Illapel, región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Santiago.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M. and Puig, A. 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31°-32° latitud sur, Chile. Revista Geológica de Chile 24: 63-74.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., Hervé, M. and Puig, A. 1986. Antecedentes radiométricos para una edad cretácica inferior de la Formación Las Chilcas. Revista Geológica de Chile 27: 27-32, Santiago.
- Rodríguez, E. and Barton, M. 1990. Geología del piedemonte al oeste de la ciudad de Mendoza, Argentina. XI° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 460-463, San Juan.
- Rolleri, E.O. 1947. Estudio geológico de la Quebrada de Talacasto y zonas adyacentes, Provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (unpublished), La Plata.
- Rolleri, E.O. 1968. Rasgos tectónicos generales del valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocoli, Provincia de San Juan. Asociación Geológica Argentina, Revista 24: 408-412, Buenos Aires.
- Rolleri, E. and Baldi, B. 1967. Paleogeography and distribution of Carboniferous deposits in the Argentine Precordillera. Coloquio de la IUGS: La Estratigrafía del Gondwana, UNESCO Ciencias de La Tierra 2: 1005-1024, París.
- Rossi, J.J. 1947. El "stock" compuesto de Cacheuta (Provincia de Mendoza). Asociación Geológica Argentina, Revista 2: 1-13.
- Schiller, W. 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería 7(5): 1-68, Buenos Aires.
- Sessarego, H.L.F. 1988. Estratigrafía de las secuencias epiclásticas devónicas a triásicas aflorantes al norte del río San Juan y al oeste de las Sierras del Tigre, provincia de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, (unpublished), 330 pp., Buenos Aires.
- Smalley, R.F. 1988. Two earthquake studies: 1) Seismicity of the Argentine foreland and 2) A renormalization group approach to earthquake mechanics. Cornell University, Ph.D. Dissertation (unpublished), 174 pp., Ithaca.
- Smalley, R.F. and Isacks, B.L. 1986. Crustal seismicity of the Precordillera and Sierras Pampeanas, N.W. Argentine Andes, from local network data (abs.). Eos 67: 1102.
- Smalley, R.F. and Isacks, B.L. 1987. A high resolution local network study of the Nazca Plate Wadati-Benioff Zone under western Argentina. Journal of Geophysical Research 92: 13093-13912.
- Smalley, R.F., Vlasity, D., Chiu, J.M., Pujol, J., Johnston, A.C., Steiner, G.C., Bollwerk, J., Vlasity, J., Isacks, B.L., Cahill, T., Whitman, D., Regnier, M., Chatelain, J.-L., Bondoux, F., Castaño, J.C., and Puebla, N. 1988. Seismic evidence for active basement deformation beneath the thin-skinned Precordillera fold-thrust belt in the Andean foreland (abs.). Eos 69: 1316.
- Stappenbeck, R. 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. Anales Ministerio Agricultura de la Nación, Sec. Geología 4(3): 1-187, Buenos Aires.
- Stelzner, A., 1873. Über die argentinische Cordillere zw. 31° und 33°S. Br. Neues Jahrbuch Mineralogie Geologie Paläontologie, 726-741, Stuttgart.

- Stelzner, A. 1885. Beitrage zur Geologie und Palaontologie der Argentinischen Republik. I. Geologischen Theil. Ed. von Fischer, Cassel.
- Suppe, J. 1989. Kinematics of growth fault bend folding (abs). Geological Society of America, Abstracts with Programs.
- Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín 2: 1-80.
- Triep, E.G. 1987. La falla activada durante el sismo principal de Mendoza de 1985 e implicancias tectónicas. X° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 199-202, Tucumán.
- Turner, J.C.M. 1980. Editor. Segundo Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional Ciencias 1-2: 1-1717, Córdoba.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. and Cerdan, J. 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. American Association Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614.
- Uliarte, E.R., Bastías, H.F. and Ruzycki de Berenstein, L. 1987. Morfología y neotectónica en el cerro La Chilca, Pedernal, Provincia de San Juan, Argentina. X° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 227-239, Tucumán.
- Vacu, A. and Rossi, N. 1988. Petrología y estructura del frente occidental de Sierras Pampeanas en San Juan, Argentina. V° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(A):189-202, Santiago.
- Valencio, D.A., Vilas, J.F. and Pacci, I.G. 1983. The significance of the paleomagnetism of a sequence of red beds of the Middle and Upper sections of Paganzo Group (Argentina) and the correlation of Upper Paleozoic-Lower Mesozoic rocks. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 51: 59-74.
- Vicente, J.C. 1974. Geological cross section of the Andes between Santiago and Mendoza (33° Lat. S.). International Association of Volcanology and Chemistry of Earth's Interior, Symposium Andean and Antartarctic problems, Guide Book, Excursion D-5: 1-10, Santiago.
- Wehrli, L. and Burckhardt, C. 1898. Rapport preliminaire sur une expedition geologique dans la Cordillere argentino-chilienne entre le 33° et 36° latitude sud. Revista Museo La Plata 8: 373-388, La Plata.
- Wortel, M.J.R. 1984. Spatial and temporal variations in the Andean subduction zone. Journal of the geological Society of London, 141: 783-791.
- Yokokura, T. 1981. On subduction dip angles. Tectonophysics 77: 66-77.
- Yrigoyen, M. 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. I° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(A): 169-190, Santiago.
- Yrigoyen, M.R. 1979. Cordillera Principal. in J.C.M. Turner (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 651-694, Córdoba.
- Zeil, W. 1981. Volcanism and geodynamics at the turn of the Paleozoic to the Mesozoic in the Central and Southern Andes. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil I-1981(3/4): 298-318, Stuttgart.

A. J. PEDREIRA
Gramado, 1995-SNETS

ANEXO II

GUIA DE CAMPO

WORKSHOP

PALEOZOICO INFERIOR DE LAS SIERRAS
DE SAN LUIS

SAN LUIS, SEPTIEMBRE DE 1993

ORGANIZA:

GOBIERNO DE LA PROVINCIA DE SAN LUIS
SISTEMA PROVINCIAL DE CIENCIA Y TECNOLOGIA
SUBSECRETARIA DE PLANEAMIENTO
UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN LUIS
FACULTAD DE CS. FISICO-MATEMATICAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA Y MINERIA

AUTORES:

ORTIZ SUAREZ, Ariel Emilio
ULACCO, José Humberto
GARDINI, Carlos Alberto

INTRODUCCION

En la provincia de San Luis se encuentran una serie de serranias formadas por un basamento Igneo - Metamórfico de edad Precámbrico superior - Paleozoico inferior, se trata de bloques ascendidos durante la Orogenia Andica.

La Sierra de San Luis es la de mayor tamaño, se ubica en la porción noreste de la provincia y posee una forma alargada en dirección noreste - sudoeste, cubriendo una superficie de 7.000 km².

En el basamento de la Sierra de San Luis se han reconocido una serie de unidades metamórfica y magmáticas. Las primeras se pueden dividir en cuatro grupos: 1) Gneises y Migmatitas, 2) Esquistos, 3) Metamorfitas de bajo grado y 4) Milonitas. Las unidades magmáticas están formadas por 1) Complejo máfico - ultramáfico, 2) Granitoides Precinematicos, 3) Granitoides Sincinemáticos y 4) Granitoides Post-cinemáticos, además de pegmatitas, aplitas y lamprófidos asociados a los diferentes granitoides.

UNIDADES METAMORFICAS

1) GNEISES Y MIGMATITAS

Se encuentran ampliamente distribuidas alternando con fajas de esquistos y filitas (Fig. N°1). Las rocas que forman esta unidad son gneises, migmatitas y anfibolitas, que son intruidas por granitoides de más de un evento.

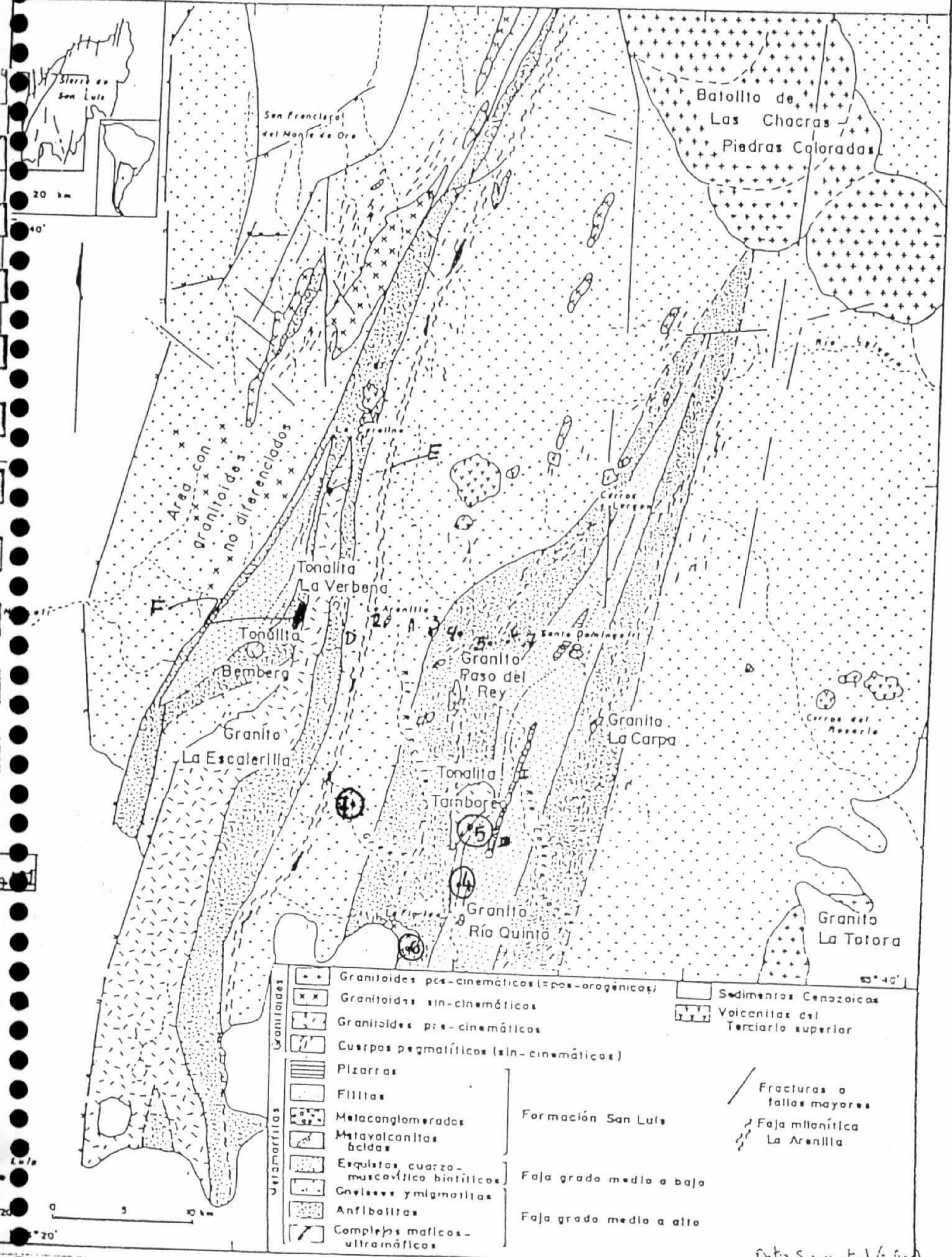
El grado metamórfico alcanzado en esta unidad corresponde a la facies Anfibolitas, llegando en algunos casos a la subfacies más altas.

La estructura de estas rocas es compleja y en ella se reconocen por lo menos tres fases de deformación, la más marcada es una foliación de rumbo NNE - SSO inclinando con ángulos altos generalmente hacia el Este.

2) ESQUISTOS

Se ubican en fajas coincidentes con la estructura dominante NNE-SSO, entre gneises y filitas (fig. N°1). Las rocas predominantes son esquistos cuarzo micáceos con bancos de cuarcitas.

MAPA LITOLOGICO DE LA PARTE SUR DE LA SIERRA DE SAN LUIS



Ortiz Suarez et al. (1968)

El grado metamórfico de esta unidad corresponde a las subfacies más altas de las facies Esquistos Verdes y las subfacies más bajas de las facies Anfibolitas. en algunos casos se encuentran indicadores de baja presión (andalucita).

La estructura que se observa corresponde una esquistosidad de plano axial de rumbo NNE-SSO con variaciones al NE - SO. Localmente se encuentra otra esquistosidad relictica y estructuras de interferencia.

3) METAMORFITAS DE BAJO GRADO

Ha sido denominada Formación San Luis (Prozzi y Ramos, 1988) y se encuentran dos fajas de rumbo NNE-SSO de pocos kilómetros de ancho y algunas decenas de kilómetros de largo, cada una (Fig. N° 2 y 3).

Dentro de la Formación San Luis se reconocen: Pizarras Santo Domingo, metaconglomerado Cañada Honda, metapsamitas, metapelitas (filitas) y metavolcanitas.

El grado metamórfico alcanzado corresponde a la facies Esquistos Verdes observándose estratificación relictica, esquistosidad de plano axial de rumbo NNE-SSO y localmente crenulaciones.

4) MILONITAS

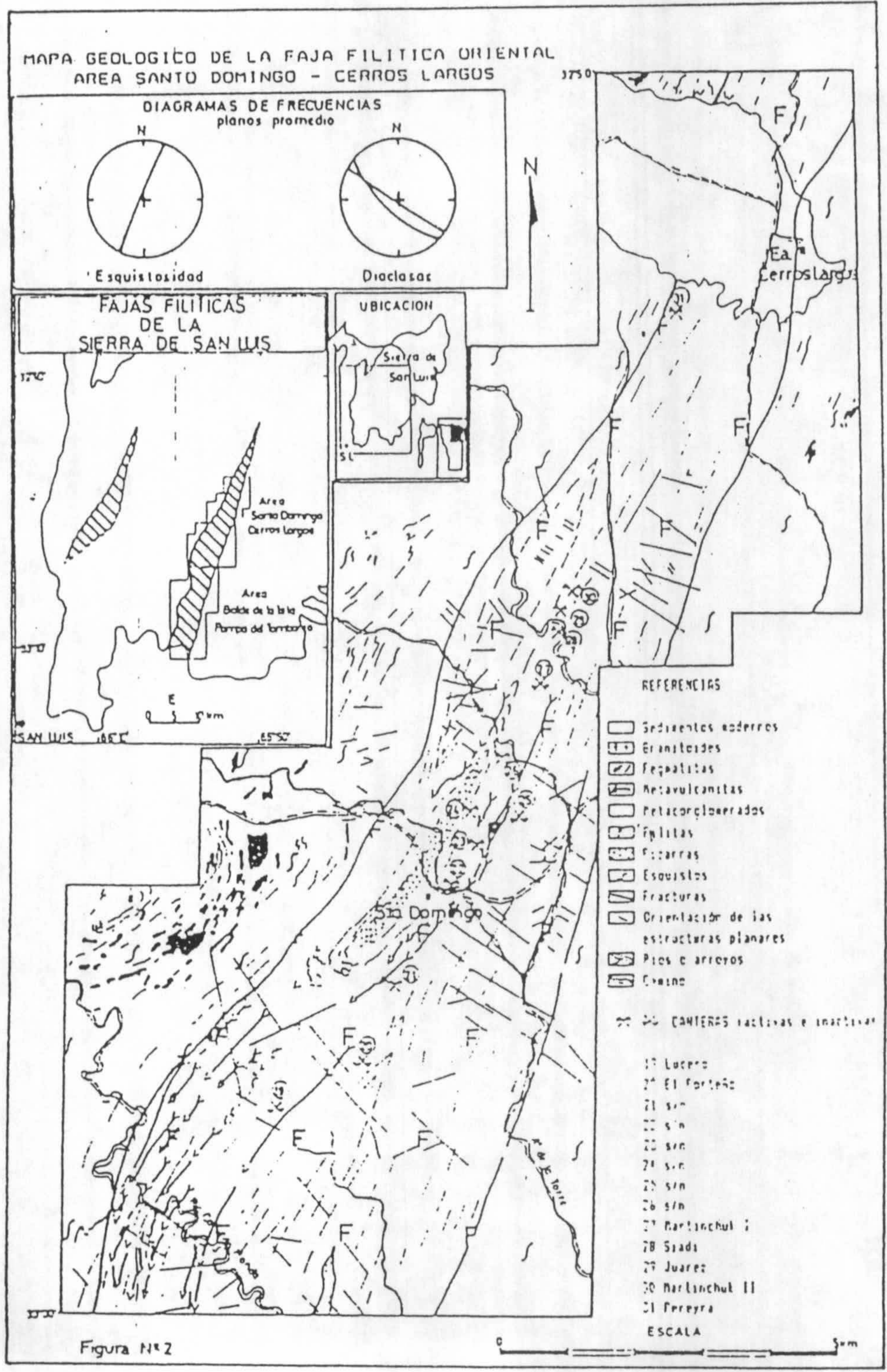
Se encuentran numerosas rocas miloniticas (Fig. N°1), las más conocidas corresponden a la faja milonitica de La Arenilla (Ortiz Suarez et al., en prensa), que ha sido descripta en distintos sectores (González Bonorino, 1961; Cucchi, 1964; Llanos et al., 1987; Gardini et al., 1992 y Brogioni, 1991).

La deformación de estas milonitas en general corresponde a condiciones de Facies Esquistos Verdes a Anfibolitas.

UNIDADES MAGMATICAS

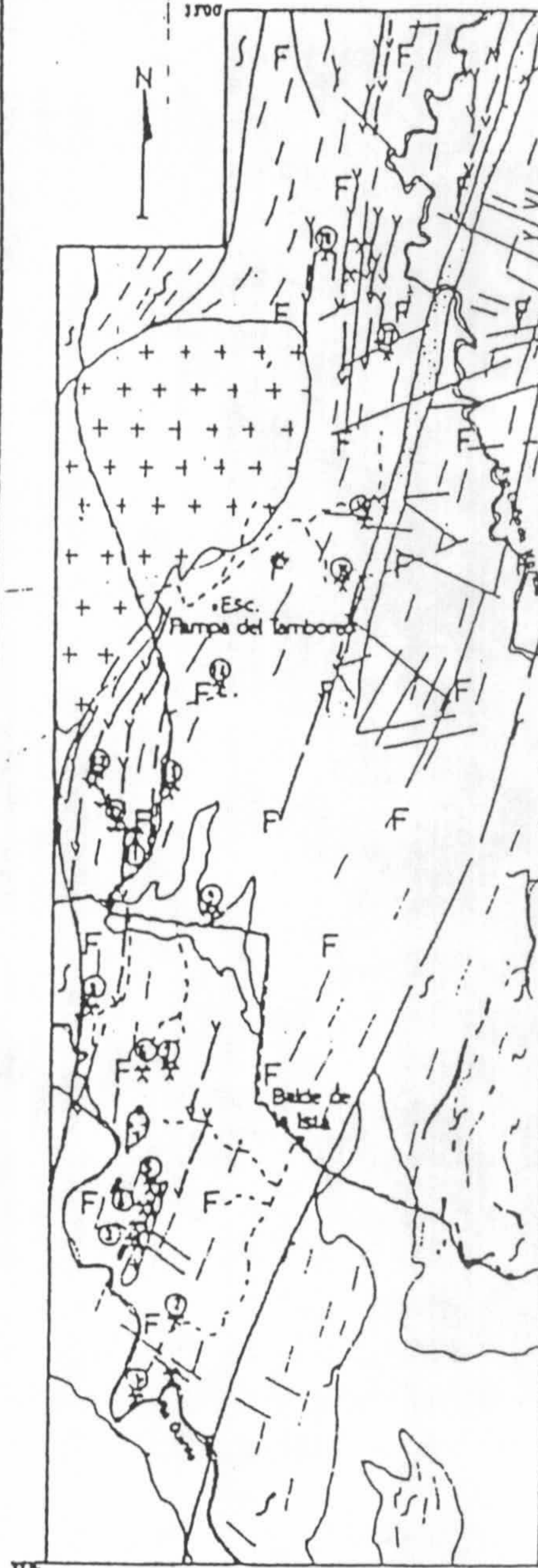
1) COMPLEJO MAFICO - ULTRAMAFICO

Se trata de un grupo de pequeños cuerpos ubicados en una faja de 80 Km de largo por 2 Km de ancho, aproximadamente (Kilmurray y Villar, 1981). Si bien no existen dataciones radiométricas la edad de estas rocas ha sido considerada entre el Precámbrico y el Devónico (González Bonorino, 1961; Sabalúa et al., 1981; Kilmurray y Villar, op.cit; Ramos, 1988).



Prozzi et al. 1972

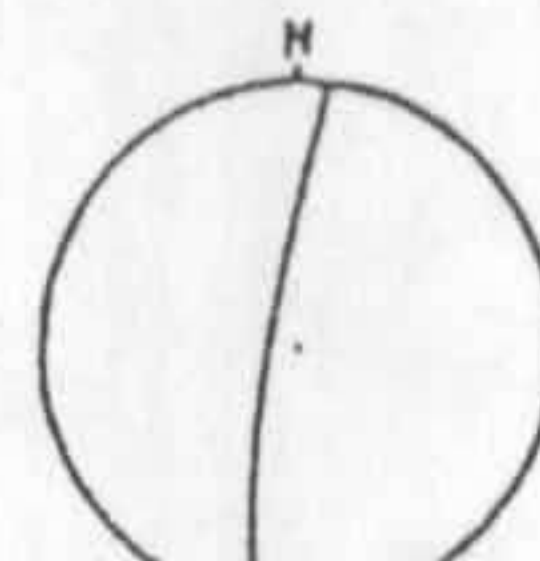
MAPA GEOLOGICO DE LA FAJA FILITICA ORIENTAL
AREA BALDE DE LA ISLA - FANFA DEL TAMBOREO



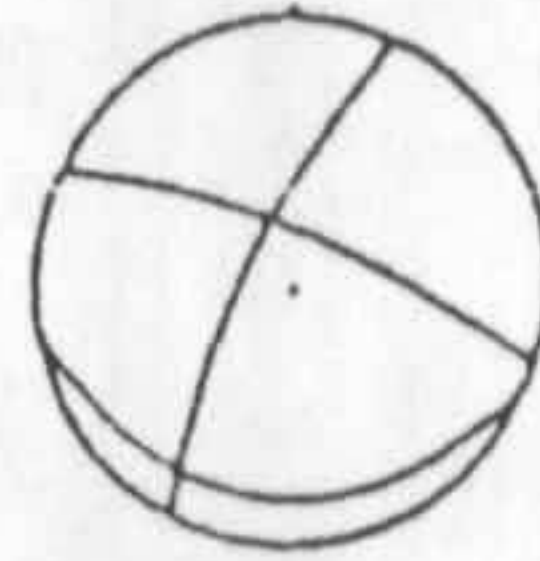
scalos con transposicion
homofels

DIAGRAMAS DE FRECUENCIAS
planos pampa

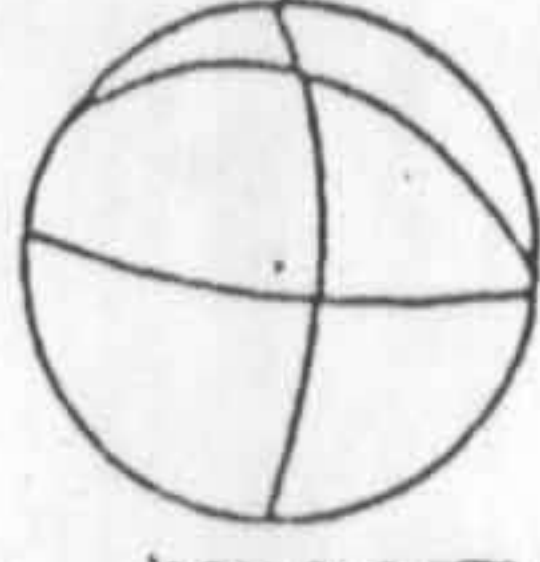
Pampa del tamboreo Este



Empastado

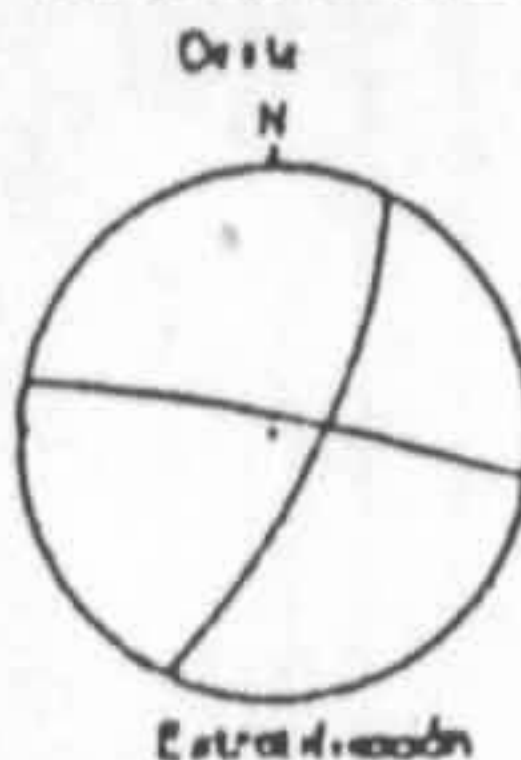


Dioctases

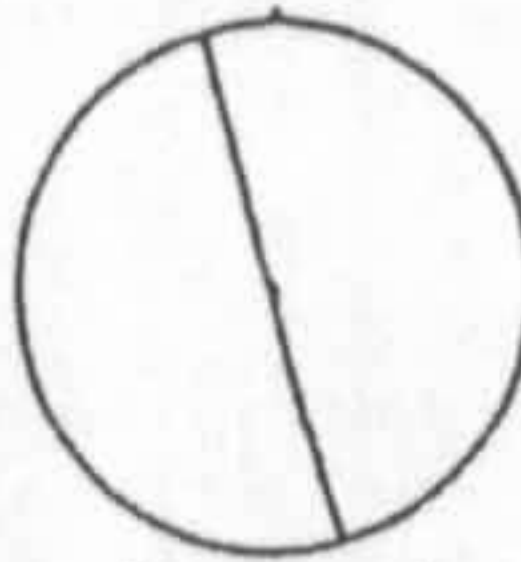


Varia de cuarzo

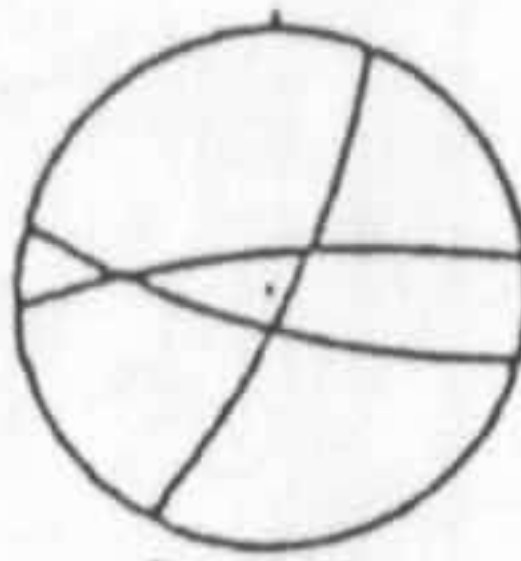
Pampa del tamboreo Oeste



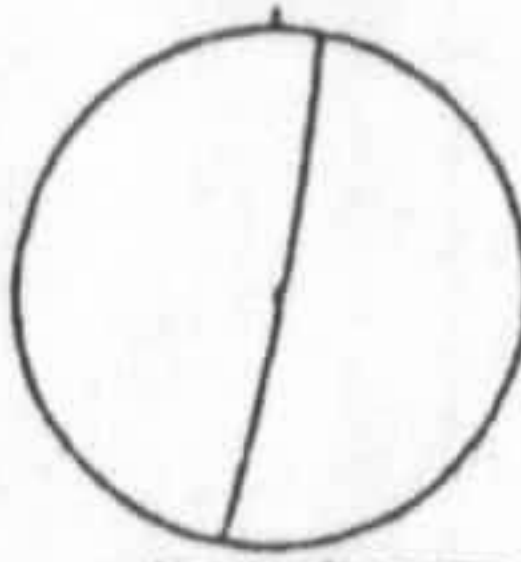
Empastado



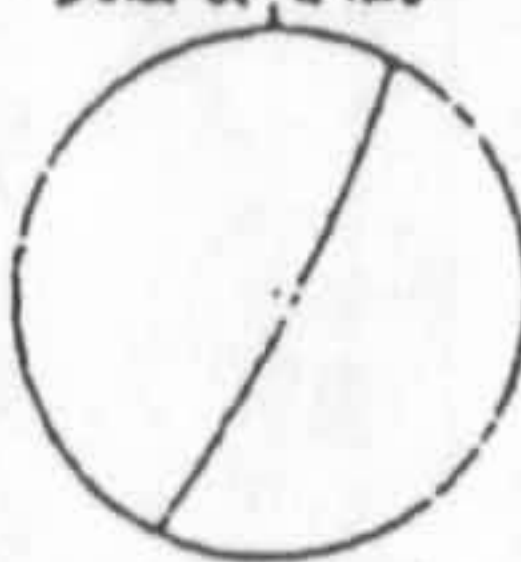
Dioctases



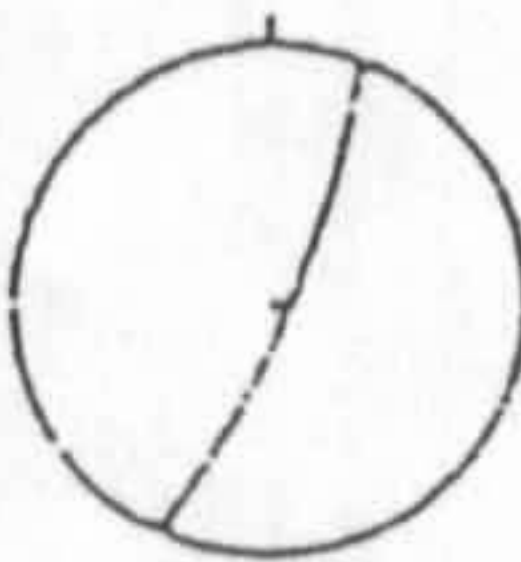
Dioctases



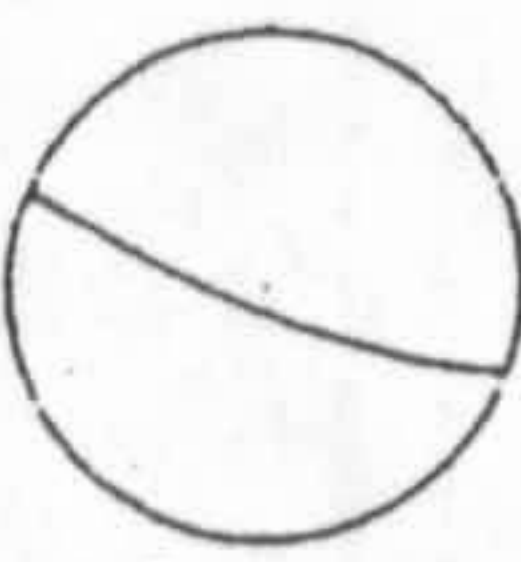
Varia de cuarzo



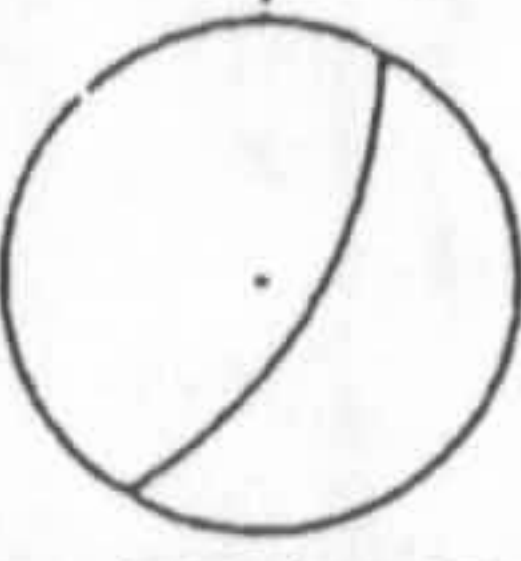
Varia de cuarzo



Empastado



Dioctases



Varia de cuarzo

REFERENCIAS

- Sedimentos modernos
- Granitoides
- Pegmatitas
- Metavulcanitas
- Metaconglomerados
- Filitas
- Esquistos
- Fracturas
- Orientacion de las estructuras planares
- Rios o arroyos
- Camino

X X CANTERAS INACTIVAS Y INACTIVAS:

- 1 La Carbonell
- 2 Lucero Partino
- 3 Cerro Blanco
- 4 Don Quirico
- 5 La Propia
- 6 Grupo La Represa
- 7 La Tronista
- 8 La Rinconada
- 9 La Bealinda
- 10 Grupo San Esteban
- 11 Silera
- 12 El Latino
- 13 Lourdes
- 14 Don Frasilin
- 15 Guerrero
- 16 Grupo Ruco - Lagos
- 17 Grupo PICCA - St Genaro
- 18 Silera

ESCALA

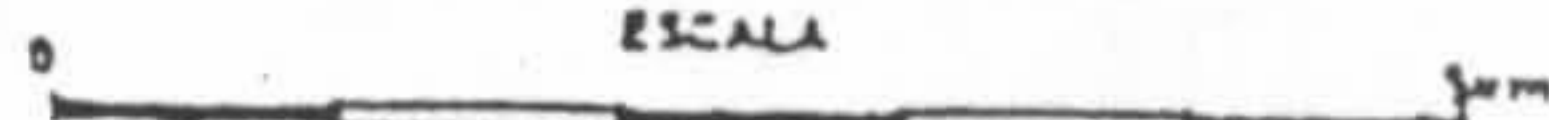


Figura N° 3

Prozzi et al. 1992

2) GRANITOIDES PRECINEMATICOOS

Se trata de cuerpos de variadas dimensiones alojados en la Formación San Luis o en esquistos. Presentan estructuras foliadas y en algunos casos aureolas de metamorfismo de contacto.

La composición va de tonalitas (Bemberg, La Verbena y Tamboreo) a monzogranitos (La Escalerrilla y Río Quinto) (Fig. N°1). No existen edades radiométricas en estas rocas.

3) GRANITOIDES SINCINEMATICOOS

Están constituidos por pequeños cuerpos de no más de algunos kilómetros cuadrados que se encuentran en esquistos y gneises, son concordantes con la estructura predominante de las metamorfitas (Fig. N°4).

Composicionalmente corresponden a leucogranodioritas y tonalitas con diferenciados graníticos y pegmatíticos. Químicamente son de meta a peraluminosos y en algunos plutones la edad (isocrona Rb/Sr) ha sido determinada en 454 ± 21 Ma (Llambias et al., 1991).

4) GRANITOIDES POST-CINEMATICOOS

Son cuerpos de mayores dimensiones que los anteriores, de formas circulares discordante con la estructura regional, muestran características epizonales (Brogioni, 1987). Ejemplo de este grupo son el batolito Las Chacras - Piedras Coloradas, los plutones de La Totorá, El Morro (Llambias y Malvicini, 1982), y Renca (Lopez de Luchi, 1987).

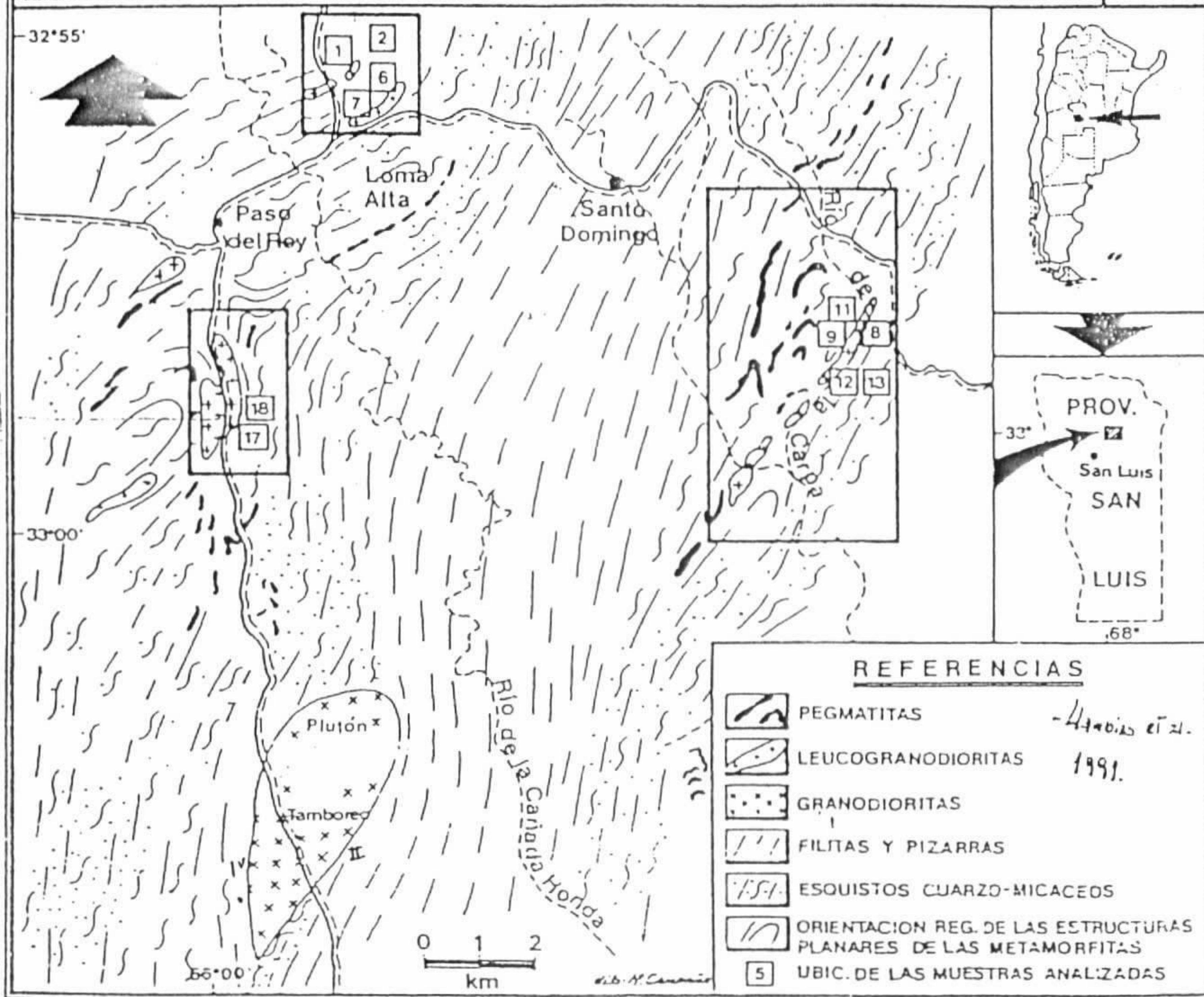
Las edades K/Ar están comprendidas entre los 320 - 335 Ma para el Batolito Las Chacras - Piedras Coloradas (Brogioni, 1987) y 380 - 390 Ma (Lema, 1980).

ITINERARIO

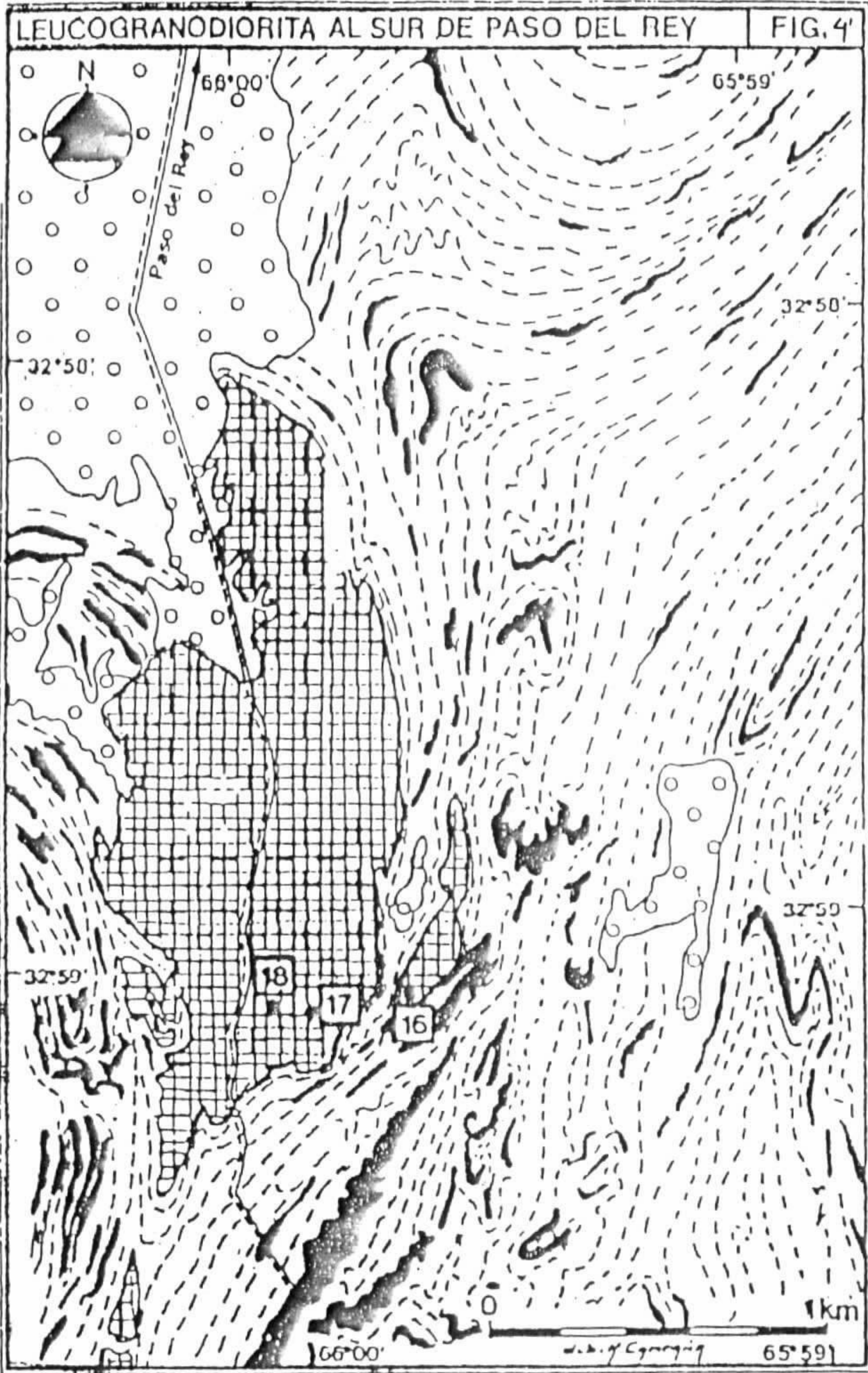
La Arenilla - Río de La Carpa

Se observará un perfil de aproximadamente 20 km en dirección O-E (Fig. N°5) que corta una secuencia metamórfica variable formada por gneises con sillimanita, migmatitas, anfibolitas y milonitas con una foliación predominante N-S y vertical a subvertical (La Arenilla). Mas

BOSQUEJO GEOLOGICO REGIONAL Y UBIC. DE LAS ZONAS ESTUDIADAS FIG.: 4



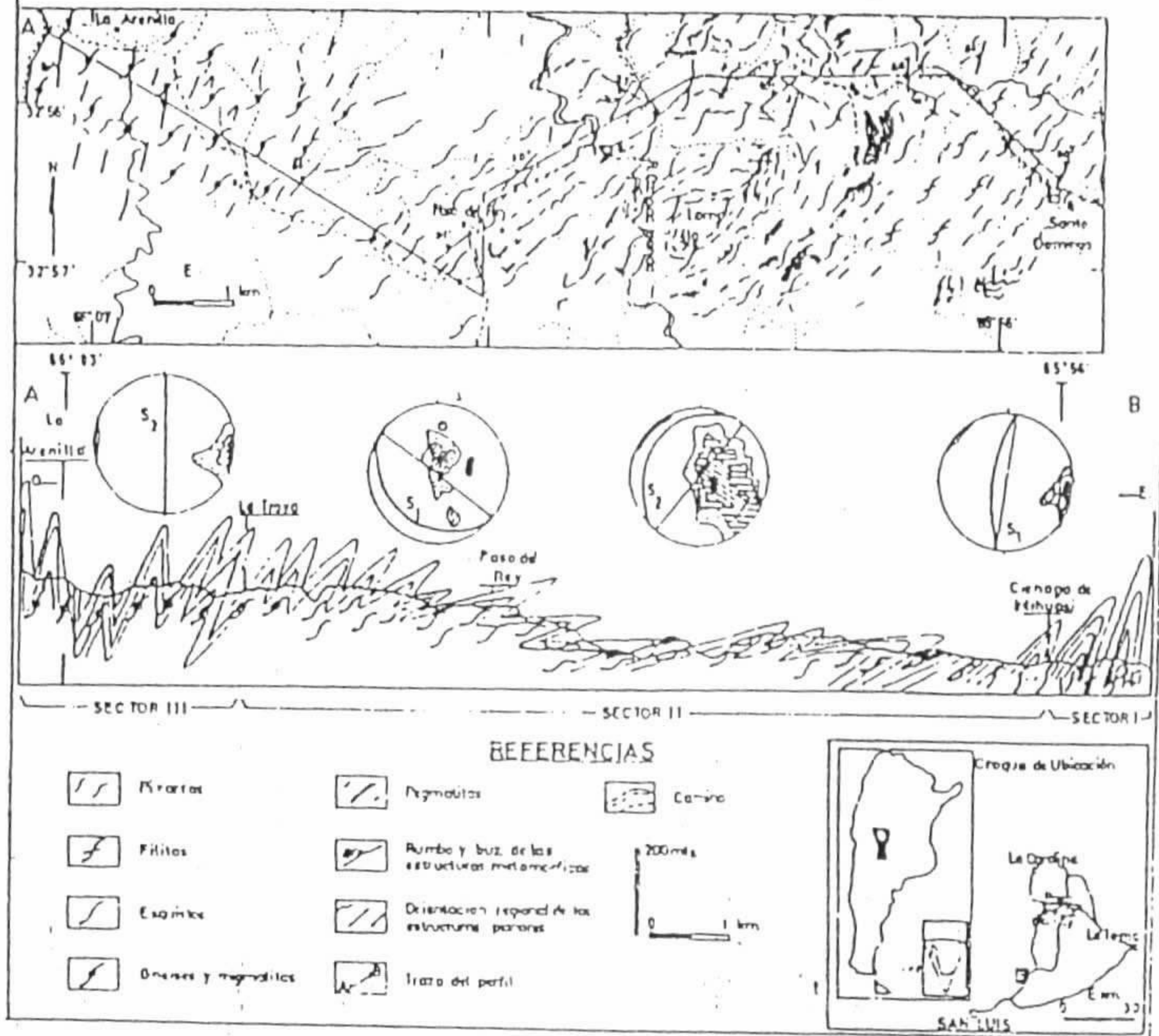
al este. poco antes de Paso del Rey se pasa a esquistos cuarzo biotítico muscovíticos intruidos por pequeños cuerpos sincinemáticos de leucogranodioritas y pegmatitas (Fig. N° 4). En esta zona se encuentran dos esquistosidades de distinta orientación (NE-SO inclinadas al NO y NO-SE con inclinación al SO) (Ortiz Suarez y Ramos, 1990). Hacia el este se pasa gradualmente a filitas y pizarras con intercalaciones de bancos de cuarcita, metavolcanitas ácidas y filones cuarzosos.



Detalle Fig. N° 4

Lombas et al. en preparación

Fig. 5 Mapa y Perfil Geológico "La Arenilla - Sto. Domingo"



ESTRUCTURA DEL PERFIL SANTO DOMINGO - LA ARENILLA, PROV. DE SAN LUIS, REP. ARGENTINA
Aristóteles Suárez y Gabriel Ramos

La estructura de estas rocas está representada por un clivaje de orientación NNE-SSO y subvertical al O, localmente se encuentra crenulado. Los esquistos y filitas describen un antiformal y sinforme de longitud de onda de orden kilométrico. Al este de Santo Domingo, también en transición, se pasa de filitas a esquistos, estos últimos con granitoides de similares características que los de Paso del Rey.

Si bien los contactos entre las distintas unidades metamórficas son aparentemente transicionales, no es muy clara su relación, pudiendo existir distintas posibilidades: discordancia entre la Formación San Luis y las metamorfitas de mayor grado, fallas entre las distintas

unidades o diferente grado metamórfico progresivo de una única secuencia.

Pampa del Tamboreo

En esta zona se encuentra la Formación San Luis, integrada por una secuencia de metapelitas (filitas), metaconglomerado Cañada Honda y metavolcanitas ácidas.

El plutón tonalítico Tamboreo se ubica en la transición esquistos - filitas, sus contactos son en partes concordantes con la foliación o a veces atravesados por ella. En el sector norte se desarrolla sobre las filitas un metamorfismo de contacto que es atravesado por la esquistosidad. Este cuerpo muestra una marcada foliación y numerosos enclaves microgranulares máficos.

Al SE del plutón se desarrollan sobre las filitas porfiroblastos de biotita y granate.

Virorco - Las Aguilas y Pancanta - La Carolina

Se visitarán dos zonas Virorco - Las Aguilas (Fig. N°6) y Pancanta - La Carolina. en la primera se encuentran dos cuerpos de la faja máfica-ultramáfica en una caja compuesta por gneises, migmatitas, milonitas y granitoides deformados.

El cuerpo de Virorco de acuerdo a González Bonorino (1962) tiene una forma alargada en sentido NNE-SSO, con un ancho de 1 km y un largo de pocos kilómetros. Hacia el sur termina en un pliegue de las rocas de caja, mientras que al norte se interdigita con las metamorfitas. Petrográficamente está compuesto por noritas y gabros hornblendicos con diferenciados ultramáficos.

El cuerpo de Las Aguilas es elongado en sentido N15°E y tiene una longitud aproximada de no más de 1 km (Sabalua et al., 1981). Las rocas que se han encontrado corresponden a diorénitas, melanoritas, con escasas leuconoritas, gabronoritas, melagabronoritas y peridotitas, con texturas cumulares y granudas (Brogioni, 1992; Malvicini y Brogioni, 1992). En estas rocas se han reconocido evidencias de una deformación dúctil de alta temperatura con desarrollo de flexuración ligera, kinking, mortero y recristalización incipiente (Brogioni, 1992).

En el camino Pancanta - La Carolina se observará otro de los cuerpos de la Faja máfica - ultramáfica, correspondiendo al denominado La Melada.

El granito de La Escalerilla es un cuerpo precinematológico que tiene 1,52 km de largo y de 2 a 6 km de ancho. Muestra una fuerte foliación de igual orientación que las metamorfitas de la caja que son esquistos cuarzo micáceos de grado medio, que hacia el oeste pasan a filitas.

Al sur del valle de Pancanta se encuentra la tonalita de Las Verbenas, se trata también de un cuerpo precinematológico de forma elongada en sentido N-S, de 5 km de diámetro mayor y menos de 2 km de diámetro.

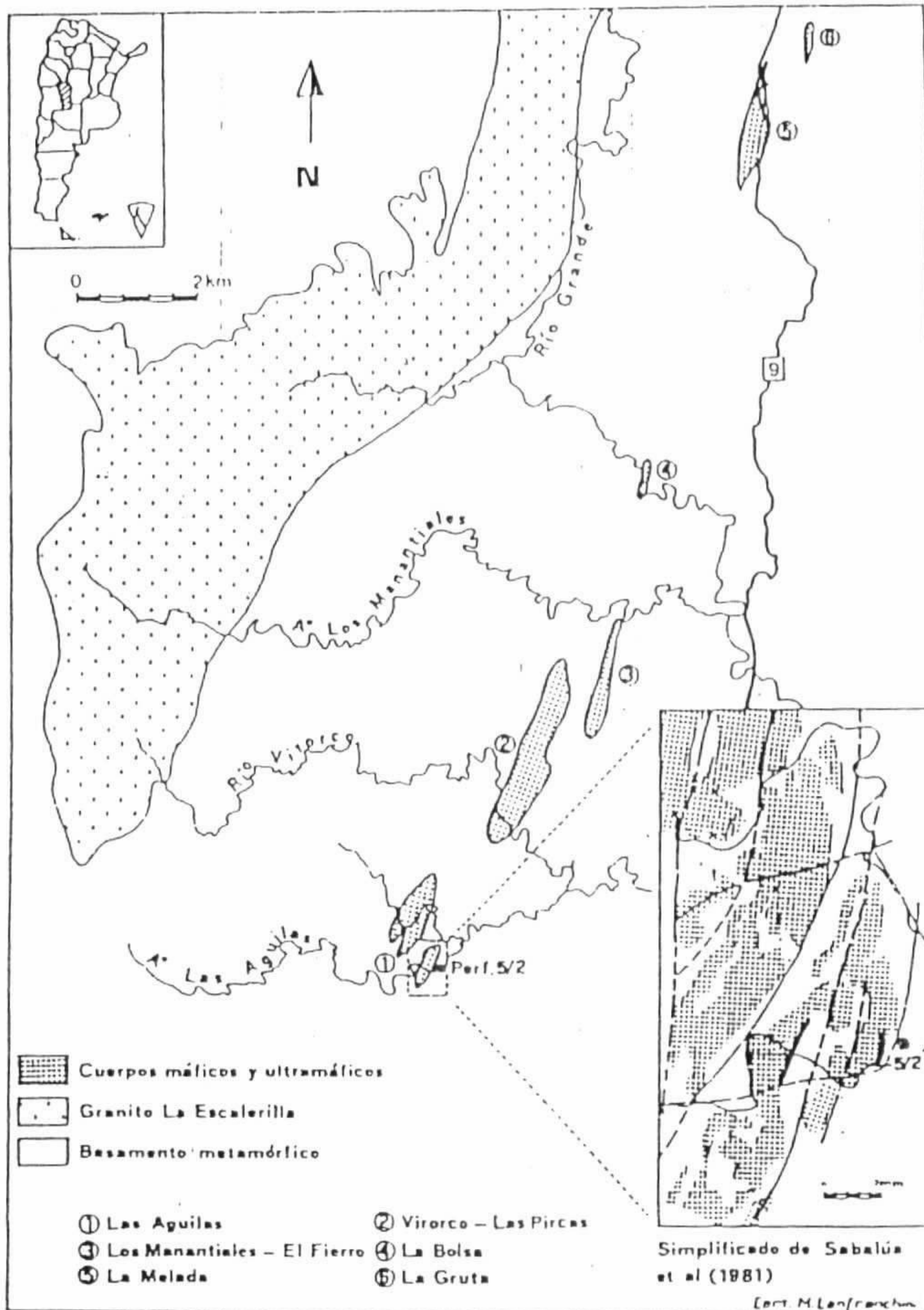


Fig. 6: Ubicación del yacimiento "Las Aguilas Este" en el cuerpo máfico-ultramáfico de Las Aguilas, extremo sur de la faja de "Complejos ultramáficos zonales, borde oriental de la Sierra de San Luis.

Malvezzi y Brognoni, 1992

Paredo 1 = Las Aguilas
 " 2 = Virorco

Paredo

3. (570)

P 1111

tro menor. Se encuentra fuertemente deformada en condiciones de temperatura comprendidas entre 450 y 500°C (Sato, 1993).

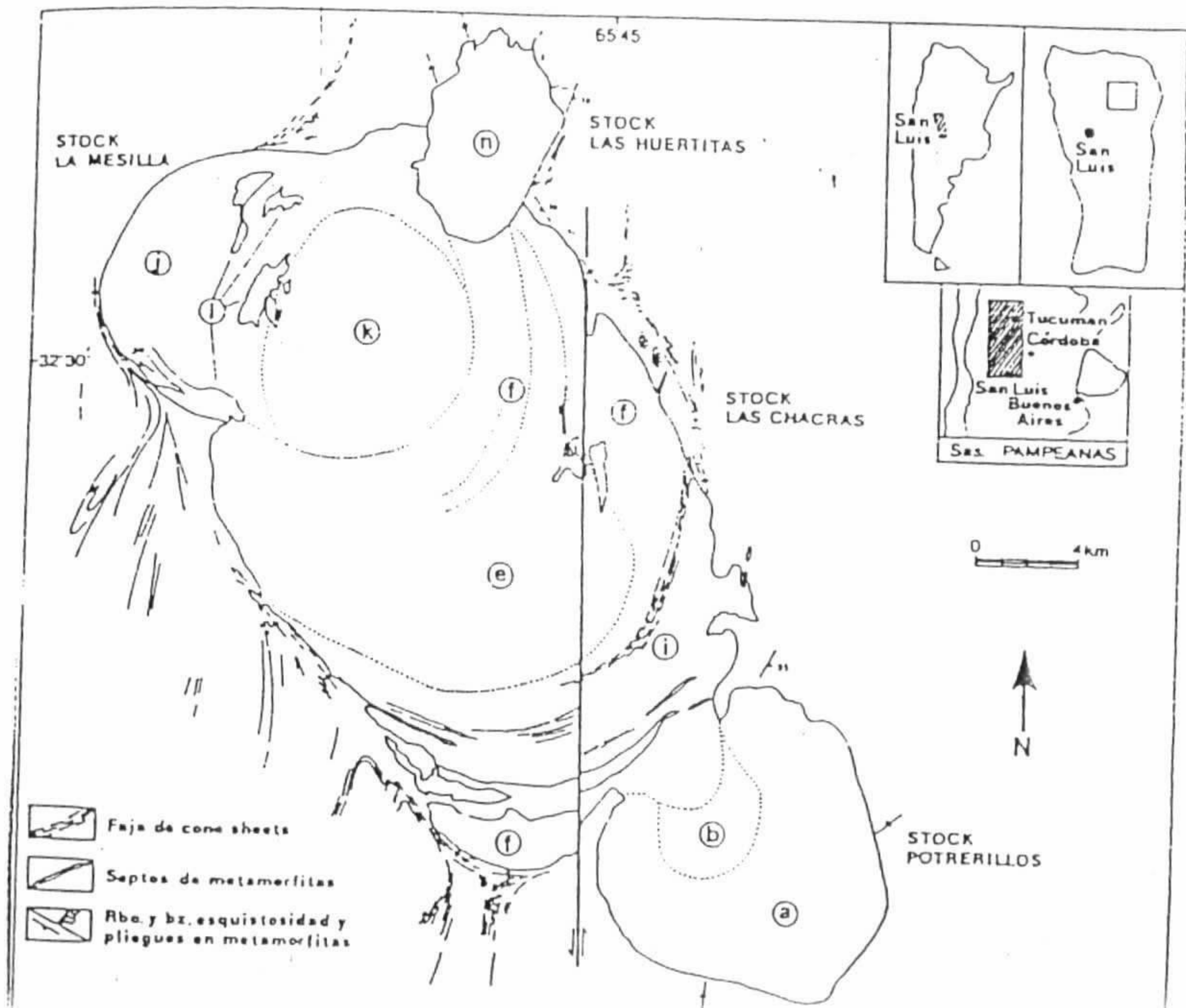
Batolito las Chacras - Piedras Coloradas

El Batolito Las Chacras - Piedras Coloradas (Fig. N°7), estudiado por Brogioni (1987, 1991), es un cuerpo post-cinemático, discordante y está compuesto por cuatro plutones, cuya edad ha sido determinada en 320-335 Ma.

El Stock de Potrerillos es el más austral de los cuerpos del batolito, presenta un borde enfriado y está formado por dos unidades: monzogranitos equigranulares y sienogranitos y monzogranitos biolíticos porfiricos con megacristales de microclino.

El Stock de Las Chacras es el de mayor tamaño y está formado por dos intrusiones: una central que son cuazosienitas con escaso sieno y monzogranitos, porfiricas muy gruesas con abundantes megacristales de microclino y otra externa, formada por cuarzosienitas y monzogranitos con escasos sienogranitos, porfiricas gruesas a muy gruesas, también con megacristales de microclino. En este stock también se encuentran xenolitos microgranulares de sienitas y monzonitas, diques pegmatíticos, apliticos y microgranitos, septos de metamorfitas de la caja. Algunos diques de aplitas forman una faja de cone sheets.

Este magmatismo post-cinemático estaría relacionado a fracturas de extensión, resultante de la relajación mecánica que sucedió a una fuerte compresión.



GEOLOGIA DEL BASAMENTO DE LA SIERRA DE EL GIGANTE (*)

La sierra de El Gigante está ubicada aproximadamente en la intersección de los 33 grados de latitud sur y 67 grados de longitud oeste, en el partido de El Gigante (Departamento Belgrano), 70 km al noroeste de la ciudad de San Luis. (Figura N°1)

La sierra de El Gigante es un bloque de basamento cristalino de relieve suave y perfil levemente asimétrico que en su borde oeste muestra una importante fracturación. Divide dos cuencas sedimentarias cretácicas, ubicadas al norte y al sur de la misma.

En la sierra se reconocieron dos bloques con características litológicas y estructurales distintas: El Gigante (de mayor tamaño) que constituye el cuerpo mayor de la sierra, y El Tala (más pequeño y en el extremo norte), ver Fig. 1.

En el basamento de el Bloque El Gigante se distinguen diversas unidades metamórficas representadas por esquistos, mármoles, anfibolitas, gneises y cuarcitas, para este conjunto de rocas se propone el nombre de Complejo El Gigante. El Bloque El Tala se caracteriza por presentar rocas migmáticas, similares a las de la Sierra de San Luis.-

Dentro del bloque El Gigante se distinguen dos zonas metamórficas, una de ellas correspondiente a facies de esquistos verdes, grado bajo dominante en el sector norte y centro de la sierra. La otra, que corresponde a facies de anfibolitas almandínicas de grado bajo, ocupa el sector austral de la misma.-

Se destacan evidencias de polimetamorfismo, un primer evento está pobremente representado por granate y microclino pre-tectónicos y pliegues intrafoliares, el segundo episodio es muy penetrativo y de carácter dinámico, el tercero representa la fase más importante de la sierra generando la mayoría de las figuras de interferencia por plegamiento asimétrico acompañada por una esquistosidad de plano axial. El cuarto evento se refleja en una neoesquistosidad asociada a plegamiento suave y crecimiento de un nuevo granate, El quinto evento como etapa postuma fué de tipo diafóretico y del dominio frágil.-

La estructura íntima del basamento de la sierra se caracteriza por tres direcciones principales de fábrica orientadas según: D1 y D2 con direcciones variantes; D3 = 75°, D4 = 340° y D5 = 0°- 5°. El análisis de los mismos se realizó mediante diagramas petrotectónicos de foliación, lineaciones minerales, ejes de pliegues y estudio de figuras de interferencia.-

La estructura interna predominante de la sierra de El Gigante es la foliación de dirección este-oeste con buzamientos al norte y sur en el sector septentrional y meridional respectivamente. Esto conforma una gran estructura de plegamiento macroscópico que contiene pliegues de hasta octavo orden que poseen geometría fuertemente apretada, de tipo similares, subisoclinales a isoclinales, asimétricos a volcados y con fluencia de material de los flancos a las charnelas.-

Mediante el trabajo de detalle se pudo integrar la información obtenida en las distintas escalas de observación y

(*) Preparó Carlos Gardini

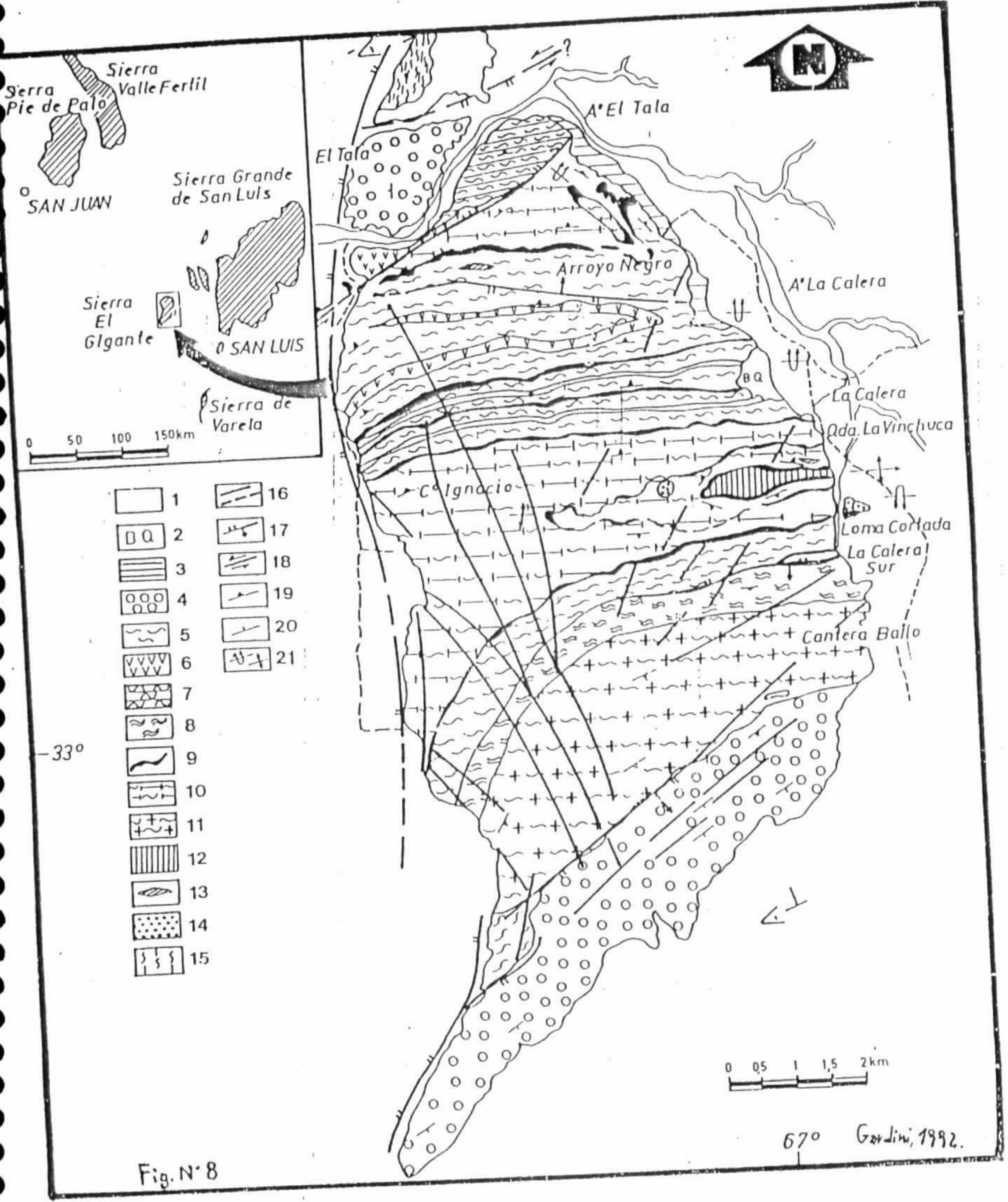


Fig. N° 8

67° Gardini, 1992.

información obtenida en las distintas escalas de observación y lograr un modelo geométrico de la sierra, que revela un pliegue macroscópico volcado hacia el sur con replegamientos de orden menor, conformando una gran antiforma en el sector central de la sierra, en la actualidad parcialmente erosionada.-

Se estima que las condiciones de P, T y Pf del ambiente metamórfico de las rocas del Complejo El Gigante desarrollaron el pico de un metamorfismo principal (M2) tipo Barroviano, facies Esquistos Verdes, con subfacies que han superado el grado biotita hasta grado granate. El metamorfismo, progresivo, evolucionó hasta alcanzar localmente condiciones de presión y temperaturas equivalentes a las de las facies de Anfibolitas. Por ello es que se estiman condiciones de temperatura variables en un rango de 300 y 500° C y una presión de 2 a 5 kb; no descartando condiciones locales de mayor P y T (625-650° C y 5.5 kb) durante la generación de los gneises.

El protolito de las metamorfitas se interpreta como parte de una secuencia sedimentaria marina y poco profunda, en la que se intercalaron o emplazaron rocas ígneas básicas. Las metamorfitas presentan características muy similares a las de la sierra de Pie de Palo, por lo que se sugiere un origen común de las rocas del Complejo El Gigante en San Luis, con las de Pie de Palo en San Juan.

El Bloque el Tala, caracterizado por las rocas migmatíticas embrechíticas, posee características geológicas (litológicas y estructurales) afines a las del basamento cristalino de las vecina sierra Grande de San Luis.

La estructura de fracturación posee relevancia en el sector occidental de la sierra, se reconocen evidencias de actividad transcurrente, principalmente en el borde norte y noroeste del sector serrano, que inducen a pensar que la Sierra de El gigante puede ser un terreno tectoestratigráfico alóctono con íntima relación con la Sierra de Pie de Palo.-

REFERENCIAS

Figura 1: Mapa geológico de la Sierra El Gigante

1= Cuaternario, 2= Basamento parcialmente cubierto por Cuaternario, 3= Areniscas y Conglomerados terciarios, 4= Conglomerados cretácicos. Bloque El Gigante, Complejo el Gigante. Esquistos Los Morteritos 5= Esquistos micáceos, 6= Esquistos grafiticos, 7= Esquistos muscovíticos, 8= Esquistos bandeados. 9= Mármoles El Gigante, 10= Mármoles y Esquistos. Gneises Quebrada Grande 11= Gneises cuarzo-feldespáticos, 12= Gneises calco-silicáticos. 13= Anfibolita La Vinchuca. 14= Cuarcitas Loma Cortada. Bloque El Tala 15= Embrechitas El Tala. 16= Fallas secundarias e interpretadas, 17= Fallas principales con indicando bloque bajo e inclinación del plano, 18= Fallas de rumbo, 19= Actitud de la esquistosidad y bandeado, 20= actitud de los sedimentos, 21= Ejes de pliegues mayores, normales y volcados.

VI BIBLIOGRAFIA CITADA EN EL TEXTO

Cs. Ex. y Nat. U.B.A. (inédito).

- Brodtkorb, M. Pezzutti N. y Dalla Salda L. 1984, Presencia de vulcanismo ácido en el precámbrico de la provincia de San Luis. IX Cong. Geol. Arg. Actas II : 181-190.
- Brogioni, N. 1987. Geología del batolito de Las Chacras, prov. de San Luis. X Cog. Geol. Arg. Actas. t. IV: 115-118.
- Brogioni, N. 1991. Caracterización petrográfica y geoquímica del batolito de Las Chacras - Piedras Coloradas, San Luis. Argentina. VII Cong. Geol. Chileno. I: 766 -770.
- Brogioni, N. 1992. El cuerpo máfico - ultramáfico de Las Aguilas, provincia de San Luis: Mineralogía de los silicatos. J° Jornada de mineralogía, petrografía y metalogénesis de rocas ultrabásicas: 379 - 392.
- Cucchi, R. 1964. Análisis estructural de cuarcitas y granulitas bandeadas miloníticas de la Sierra de San Luis. Asoc. Geol. Arg. Rev. XIX (3): 135-150.
- Gardini, C. 1992. Geología de la Sierra del Gigante. Tesis Doctoral. Univ. Nac. de San Luis. (Inédita).
- González Bonorino, F. 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. Asoc. Geol. Arg. Rev. XIX (3): 135-150.
- Kilmurray J. y Villar, L. 1981. El basamento de la sierra de San Luis y su petrología. Rel. VIII Cong. Geol. Arg. 33-54.
- Llambías, E. Caminos, R. Cingolani, C. Prozzi, C. Ortiz Suarez, A, Saavedra, Toselli, A. 1991. Las granodioritas sincinemáticas de la Sierra de San Luis. VII Cong. Geol. Chileno. Actas I : 187-191.
- Llano, J.; Castro de Machuca, B.; Rossa, N. y Vacca, A. 1987. Las rocas cataclásticas en el perfil Valle de Pançanta - Paso del Rey, sierra de San Luis, Rep. Arg. X Cong. Geol. Arg. Actas. III: 31-34.
- López de Luchi, N. 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón Las Taperas y del batolito de Renca, sierra de San Luis, Rep. Arg. X Cong. Geol. Arg. Tucumán. Actas III: 84-88.
- Malvicini, L y Brogioni, N, 1992. El yacimiento hidrotermal de Niquel, cobre y metales del grupo del platino, Las Aguilas Este, provincia de San Luis, Argentina. IV Cong. Nac. de Geol. Económica. Actas: 93-102.
- Ortiz Suarez, A. Ramos, G. 1990. La estructura del perfil La Arenilla Santo Domingo. San Luis. XI Cong. Geol. Arg. San Juan. Actas II: 387-390.
- Ortiz Suarez, A.; Prozzi, C. y Llambías, E. (en prensa) Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. Rev. Estudios Geológicos. Madrid. España.
- Prozzi, C. y Ramos, G. 1988. La formación San Luis. I Jornadas de Trabajo de Sierras Pampeanas. San Luis. Actas.
- Prozzi, C; Ortiz Suarez, A.; Ulacco, H.; Ramos, G.; Lacreu, H.;

ANEXO III

GUIA DE CAMPO

SIERRAS PAMPEANAS OCCIDENTALES

SIERRA DE PIE DE PALO - FAJA DE ANGACO

Graciela I. Vujovich (1995)

La sierra de Pie de Palo se extiende a lo largo de aproximadamente 80 kilómetros en el sector oriental de la provincia de San Juan y forma parte de las Sierras Pampeanas Occidentales. Está conformada principalmente por rocas metamórficas cuya edad varía entre Proterozoico medio y Paleozoico inferior (?) (Figura 1).

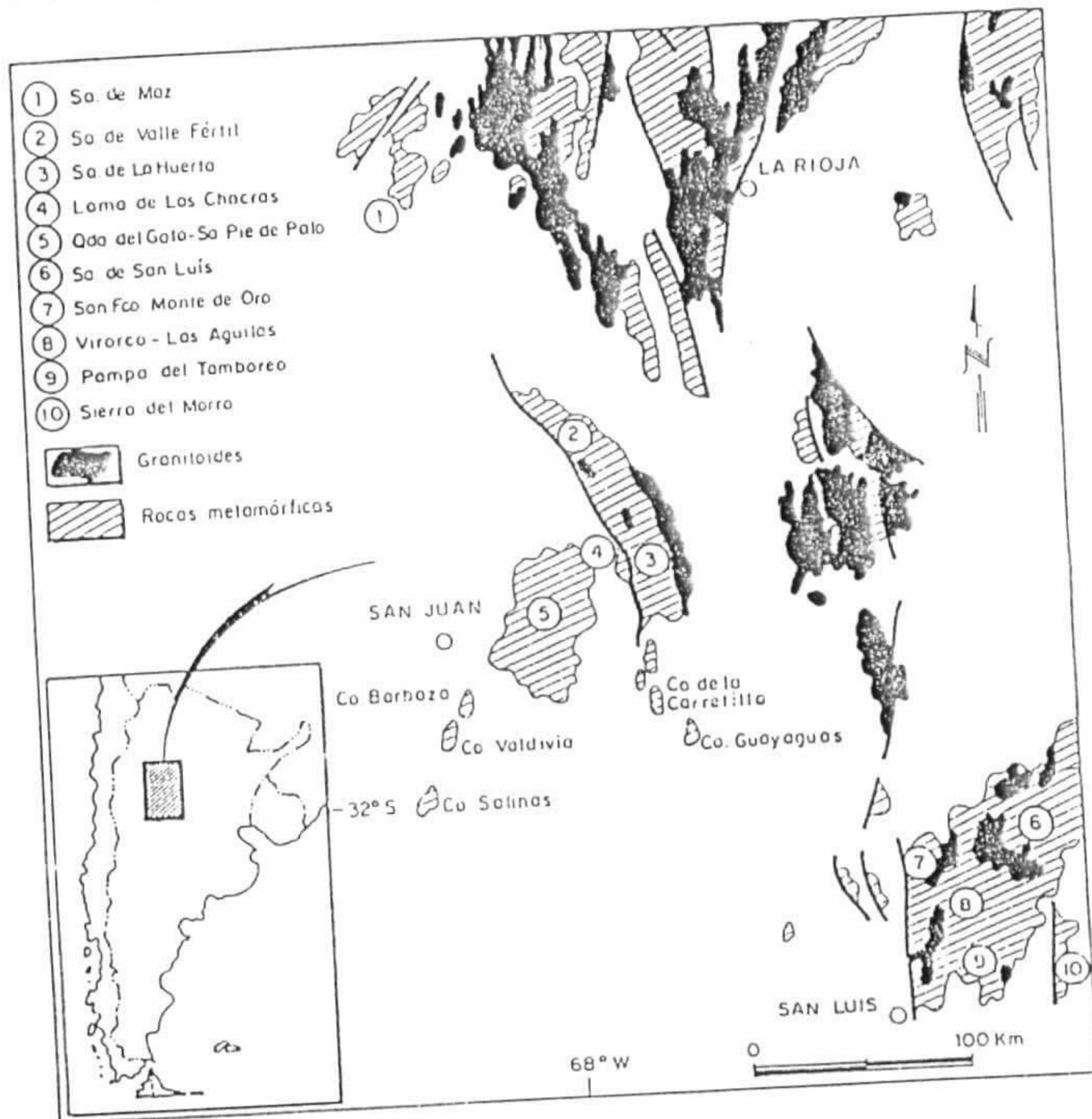


Figura 1: Sierras Pampeanas Occidentales (Vujovich, 1993)

En la misma se han reconocido dos grandes unidades: el Grupo Cauce y el Complejo Pie de Palo.

El Grupo Cauce se encuentra integrado por calizas, cuarcitas y esquistos cuarzo feldespáticos (probables metavolcanitas, Vujovich en preparación), afectados por un metamorfismo de bajo grado, en facies de esquistos verdes y conforman la denominada Faja de Angaco (Figura 2) (Vujovich y Ramos, 1994).

Las calizas o mármoles de bajo grado metamórfico son dominantes hacia el sector sudoccidental de la sierra, mientras que hacia el norte predominan las metacuarcitas y esquistos cuarzo feldespáticos.

La edad del Grupo Cauce es controvertida, Schiller (1912) las asignó al Paleozoico inferior homologándolas a las calizas cambro-ordovícicas de la Precordillera, al igual que Groeber (1948). Minera TEA (1967) consideró que no hay evidencias suficientes para mantener su incorporación en el Paleozoico inferior, por lo cual lo asigna a los niveles más alto del Precámbrico. Borrello (1969, 1976 en Servicio Geológico Nacional) ubicó al grupo en el Infracámbrico asignándolas al ciclo tectónico Protoídico. Este criterio es seguido por autores posteriores, correspondiendo a Linares et al. (1982) retomar la idea de que estas calizas podrían ser eopaleozoicas, sobre la base de isótopos de carbono y oxígeno.

Dalla Salda y Varela (1982), sobre la base del reconocimiento de tres fases de deformación en este complejo, asignan la fase más antigua al Rifeano (850-610 Ma), la intermedia al Vendiano (610-540 Ma) y la más joven al Paleozoico inferior. Ello implicaría, una edad mínima proterozoica, si se acepta la edad propuesta para la primera deformación.

En las rocas calcáreas que afloran entre las quebradas de Bustos y La Lichona (sector sudoccidental) se han encontrado planolites por lo cual podría asignarse una edad mínima vendiana (Bordonaro, 1995, comunicación personal).

Estudios recientes realizados por Dallmeyer et al. (1994), sobre la base de dataciones $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en moscovitas y hornblendas, han permitido determinar, por ejemplo una edad de $395,7 \pm 0,2$ Ma en moscovitas metamórficas de las cuarcitas aflorantes en la desembocadura de la quebrada del Quemado, la que debe interpretarse como una edad mínima asociada al tiempo de deformación.

El Complejo Pie de Palo está representado por rocas ígneas máficas a ultramáficas metamorfizadas, metavolcanitas de composición básica a intermedia y esquistos y gneises de origen ígneo y sedimentario. El grado metamórfico varía entre bajo y medio, alcanzando localmente grado alto. Pequeños cuerpos granitoides, cuya composición varía entre tonalítica y granítica intruyen a las metamorfitas, especialmente en el sector sudoriental y nororiental de la sierra. La edad de estos intrusivos es

Vujovich (1995)

cambro-ordovícica (Varela y Dalla Salda, 1992).
El comportamiento geoquímico de las anfibolitas y esquistos



Figura 2: Faja de Angaco (Vujovich y Ramos, 1994)

anfibólicos muestran que las mismas han sido originadas a partir de magmas de composición toleítica en un ambiente tectónico relacionado con arcos islándicos desarrollados sobre corteza oceánica. Hacia el este, gneises biotítico granatíferos muestran un diseño de elementos trazas y tierras raras similar al desarrollado por arcos magmáticos más evolucionados, emplazados sobre una corteza continental (Vujovich, 1993, Ramos et al., 1993).

El Complejo Pie de Palo ha sido asignado al Proterozoico medio de acuerdo a las dataciones radimétricas U/Pb sobre circones realizadas por McDonough et al. (1994) y Rb/Sr sobre roca total (Varela y Dalla Salda, 1992).

Ambas unidades se encuentran en contacto tectónico a través de un importante corrimiento de rumbo meridiano y vergencia al oeste.

La deformación interna del basamento en su conjunto está representada por:

- Fase D1: eje de plegamiento N75°/12°E
- Fase D2: eje de plegamiento: N332°/15°NO
plano axial del plegamiento: N308°/30°NE
vergenencia del plegamiento al oeste y sudoeste
- Fase D3: eje del plegamiento: N8°/subhorizontal
plegamiento abierto

En el Complejo Pie de Palo, las anfibolitas y esquistos anfibólicos presentan una deformación se caracterizada por un plegamiento apretado, con planos axiales que se encuentran frecuentemente en posición recumbente (posición original del plano axial D1 no determinada). Esta fase de plegamiento dio origen a una esquistosidad penetrativa conspicua (superficie S1) subparalela a los flancos del plegamiento apretado (superficie S0). La superficie de esquistosidad fue reorientada por las fases de deformación siguientes sin que se hayan generado nuevas superficies penetrativas de transposición. La fase D2 de plegamiento es la más prominente en la estructuración de esta asociación rocosa en la sierra de Pie de Palo. El plegamiento resultante es de tipo asimétrico con vergencia al oeste y sudoeste. Finalmente ocurrió un plegamiento abierto de orientación nor-noroeste (N345°/eje subhorizontal), fase D3, que produjo un arqueamiento de orden megascópico. (Chernicoff, 1995, en Ramos y Vujovich, 1995).

En el Grupo Caucete, tal como ocurre en el Complejo Pie de Palo, las estructuras lineares están reorientadas de modo tal que quedan distribuidas aproximadamente en el plano axial del plegamiento D2 (N304°/30°NE); en el mismo plano también yacen los ejes π_1 y π_2 equivalentes a los ejes de plegamiento D1 y D2, N75°/16°E y N328°/10°NO, respectivamente. Asimismo, la fase D1 de esta asociación también se caracteriza por un plegamiento apretado y concéntrico. Esta fase generó una esquistosidad (superficie S1) generalmente penetrativa subparalela a los

Vujovich (1995)

flancos del plegamiento apretado (superficie S0). La superficie de esquistosidad fue replegada por las fases siguientes sin que se hayan generado nuevas superficies penetrativas de transposición. La fase D2 también es la más prominente en la estructuración de esta asociación rocosa en la sierra de Pie de Palo; el plegamiento D2 es asimétrico con vergencia al sudoeste.

También existe un plegamiento abierto D3 de esta asociación rocosa en el que prevalece una orientación axial submeridional (N8°/eje subhorizontal), que ha producido un arqueamiento de orden megascópico (Chernicoff, 1995 en Ramos y Vujovich, 1995).

Stop 1: Faja de Angaco, Grupo Caucete: Calizas y esquistos calcíferos, bajo grado metamórfico.

Esta unidad se encuentra integrada por esquistos calcáreos y filitas, mármoles calcáreo-dolomíticos culminando en varios sectores con un horizonte calcáreo-dolomítico de uno a dos metros de espesor. La deformación que afectó al área sobreimpuso en estas rocas fenómenos cataclásticos, con formación principalmente de protomilonitas. La base de la secuencia no se encuentra expuesta, pero se observa un neto predominio de esta unidad desde el sector central de la sierra y hacia el sur. Desde la quebrada del Molle y hacia el norte las calizas se tornan más escasas, y aparecen bancos intercalados entre las metacuarcitas con al cual presentan un pasaje transicional.

La secuencia comienza generalmente con esquistos y filitas calcáreas conformando bancos de 10-20 centímetros hasta 1,5 metros, con esquistosidad marcada y grano fino. Los colores son variables entre amarillos y castaños y la presencia de pirita parcialmente limonitizada le confiere tonos rojizos. En parte corresponden a protomilonitas de esquistos y filitas calcáreas. Están compuestas mayoritariamente por calcita y dolomita y cantidades apreciables de moscovita, en menor cantidad biotita, agrupadas en bandas discontinuas subparalelas. En forma subordinada se encuentran cristales y mosaicos de cuarzo, algunos cristales aislados de plagioclasa y escasos de microclino. Accesorios: epidoto (clinozoisita), titanita, grafito y opacos. Puede existir clorita según biotita. La textura es granoblástica, parcialmente afectada por la cataclasis.

Las variedades cataclásticas muestran entre otros, fragmentación y desarrollo de láminas de deformación en la calcita. Extinción ondulante y cristales fusiformes en las micas y fragmentación y maclado deformacional en los feldespatos.

Los mármoles se tornan más abundante hacia el techo de la secuencia. Son rocas macizas, compactas y de grano fino a medio; el color es variado, desde gris blanquecino a gris azulado, con bandeado irregular de color negro, hasta blanco amarillentos. En

algunos casos se observan cubos de pirita alterados a limonitas. Forman bancos macizos de espesores variables entre 0,50 y un metro. Finas venillas de calcita recristalizada y venas de cuarzo con boudinage cortan los afloramientos. Los estudios microscópicos muestran que los mármoles presentan en general texturas granoblásticas y que el bandeado responde a una alternancia de capas de calcita recristalizada con distinta granulometría. El principal constituyente es la calcita, con predominio de dolomita en algunos casos. El resto de los constituyentes son cuarzo, plagioclasa y moscovita y en forma accesoria titanita, apatita y epidoto. El cuarzo se encuentra en granos redondeados o formando mosaicos; la plagioclasa presenta maclado de albita, y la moscovita se dispone al azar en laminillas aisladas entre sí. Algunos autores citan la presencia de agregados pulvulentos de grafito y cristales cúbicos de pirita parcial a totalmente limonitizada, especialmente asociada las bandas oscuras. Los efectos cataclásticos llevaron a la formación de protomilonitas de mármoles. Microscópicamente estas rocas muestran cristales de calcita con desarrollo de mortero y de láminas de deformación entre otros efectos deformantes.

Stop 2: Complejo Pie de Palo, Quebrada del Gato:

En esta quebrada han sido reconocidos varios cuerpos de tectonitas ultramáficas, así como cuerpos gábricos tectonizados, afectados por metamorfismo. A lo largo de la quebrada se pueden reconocer además cuerpos de anfibolitas hornblendíferas y granatíferas, esquistos tremolítico actinolíticos y hornblendíferos y esquistos micáceos, además de esquistos grafiticos y grafito removilizado y depositado en zonas de fractura y en las charnelas de los pliegues.

Las rocas ígneas básicas metamorfizadas en facies de esquistos verdes y anfibolitas se caracterizan geoquímicamente por derivar de magmas de composición toleítica, asociados a un ambiente de arcos islándicos desarrollados sobre corteza oceánica (Vujovich, 1993, 1994a y b, Ramos y Vujovich, 1995, Ramos et al., 1993). El sector presenta una intensa deformación evidenciada por el intenso plegamiento y la presencia de varias escamas tectónicas que repiten la secuencia.

Uno de los cuerpos ultramáficos metamorfizados corresponde a la mina de talco Don León donde Castro de Machuca (1981) realizó un estudio detallado del cuerpo serpentínico y de la zona de alteración adyacente. Las distintas litologías presentes corresponden a esquistos cloríticos de la pared negra, esquistos clorítico anfibólicos, actinolíticos, talcoso cloríticos y el cuerpo de talco - ensteatita próximo a la serpentinita. Además de rocas talco-carbonatadas (clorítica) y serpentínico talcosa carbonatadas.

Vujovich (1995)

Los cuerpos están constituídos principalmente por antigorita con venillas de talco fibroso. La antigorita forma un agregado fibroso laminar, en parte orientado y el talco sustituye pseudomórficamente a la antigorita. Los opacos son abundantes, están limonitizados y son englobados y reemplazados por antigorita y se observó la presencia de polvo muy fino de magnetita residual, como así también cristales anedrales de magnetita (Castro de Machuca, 1981).

Stop 3: Grupo Caucete: metacuarcitas, esquistos cuarcíticos y esquistos cuarzo feldespáticos.

Esta unidad se encuentra integrada por metacuarcitas, esquistos cuarcíticos y sus derivados cataclásticos. Los afloramientos fueron reconocidos a lo largo del flanco occidental de la sierra, desde la quebrada de Agua del Conejo, encontrándose las mejores exposiciones en la zona central entre la quebrada Grande del Molle, y las Lomas Bayas, donde son objeto de explotación como piedra laja. Esta unidad disminuye su participación hacia el sur, donde predominan las calizas, aunque en varias quebradas del sector sudoccidental son objeto de explotación.

El pasaje con la unidad calcárea es transicional, y generalmente se encuentran en una posición topográfica más alta, y las calizas se ubican en los núcleos de los anticlinales, como se observa por ejemplo en la quebrada Grande del Molle.

Las metacuarcitas y esquistos cuarcíticos forman bancos de potencias variables. Estas son de colores claros, variando entre grises, verdosos y amarillentos, con grano fino a medio. Presentan un bandeo dado por la alternancia de capas finas, ricas en moscovita y bandas más gruesas donde predomina el cuarzo. La cataclasis sobreimpuesto condujo al desarrollo de protomilonitas y milonitas de cuarcitas y esquistos cuarcíticos.

Los esquistos cuarzo feldespáticos, de color amarillento rojizo, se caracterizan por la presencia de cristales de microclino, plagioclasa, cuarzo y cubos de piritita alterada, dispuestos en una matriz de composición similar y grano más fino. Estos esquistos podrían derivar de volcanitas ácidas (Vujovich, en preparación).

Las metacuarcitas microscópicamente presentan texturas granoblástica, lentiblastica, lepidoblástica y hasta blastopsamíticas. El cuarzo es el principal componente entre el que se disponen láminas aisladas y orientadas de moscovita, llegando a formar delgadas folias cuando se agrupan; en algunos casos se cita la presencia de biotita. Escasos cristales de feldespatos, principalmente albita, albita-oligoclasa y microclino. Como minerales accesorios se encuentran epidoto (clinozoisita y pistacita), circón, apatita, titanita, opacos y calcita. Las variedades miloníticas muestran bandeo cataclástico dado por la

alternancia de capas de cuarzo molido y recristalizado con distinta granulometría. El cuarzo presenta texturas de mortero, extinción ondulante y contactos suturales. Los feldespatos, principalmente la plagioclasa muestra distorsiones en el maclado, como fracturas y terminaciones aguzadas. En el microclino se observa un esfumado del maclado e intercrecimientos peritéticos. Los filosilicatos se disponen en el sentido del flujo y presentan flexuras y terminaciones desflecadas.

Stop 4: Quebrada del Quemado: Contacto tectónico entre el Grupo Cauçete y el Complejo Pie de Palo (Figuras 2 y 3).

Un importante corrimiento con rumbo meridiano y vergencia al oeste fue reconocido desde la quebrada de Agua del Conejo hasta la de Pozo de Indio y Derecha en el extremo sur de la sierra. Este contacto tectónico presenta dos tipos de deformación. En ciertas zonas la falla, con espesores variables entre 0,3 a 1 m, presenta abundante material triturado con minerales del grupo de la tremolita-actinolita, correspondiendo a un nivel de deformación alto. La superficie de falla entre ambas unidades es paralela a la esquistosidad y se encuentra plegada. El segundo tipo de deformación corresponde a una zona de intensa deformación penetrativa que se asocia, por varios centenares de metros a la zona de falla. Esta es responsable de poner en contacto tectónico al conjunto de rocas básicas y ultrabásicas metamorfozadas en facies de grado bajo a medio con el Grupo Cauçete, constituyendo una importante zona de deformación entre ambos complejos (Vujovich y Ramos, 1994).

Stop 5: Quebrada de Las Pirquitas: Klippes, contacto tectónico entre Grupo Cauçete y Complejo Pie de Palo (Figura 3).

La posición subhorizontal que adopta el corrimiento en este sector ha permitido el desarrollo de klippes y ventanas tectónicas a lo largo del mismo (Ramos y Vujovich, 1995). En este sector el Complejo Pie de Palo se encuentra representado por metagabros y metadiabasas intensamente deformados, a los que se asocian pequeños cuerpos de leucogranitos; el Grupo Cauçete se encuentra representado principalmente por metacuarcitas y esquistos cuarzo feldespáticos. En la zona de contacto entre ambas unidades se puede observar pequeñas escamas de milonitas de metacuarcitas y esquistos, con desarrollo de una lineación de estiramiento aproximadamente N40°W, en contacto tectónico con los metagabros.

Las ventanas tectónicas se desarrollan hacia el oriente, y han sido reconocidas en la quebrada de las Pirquitas y a lo largo de la quebrada Grande del Molle.

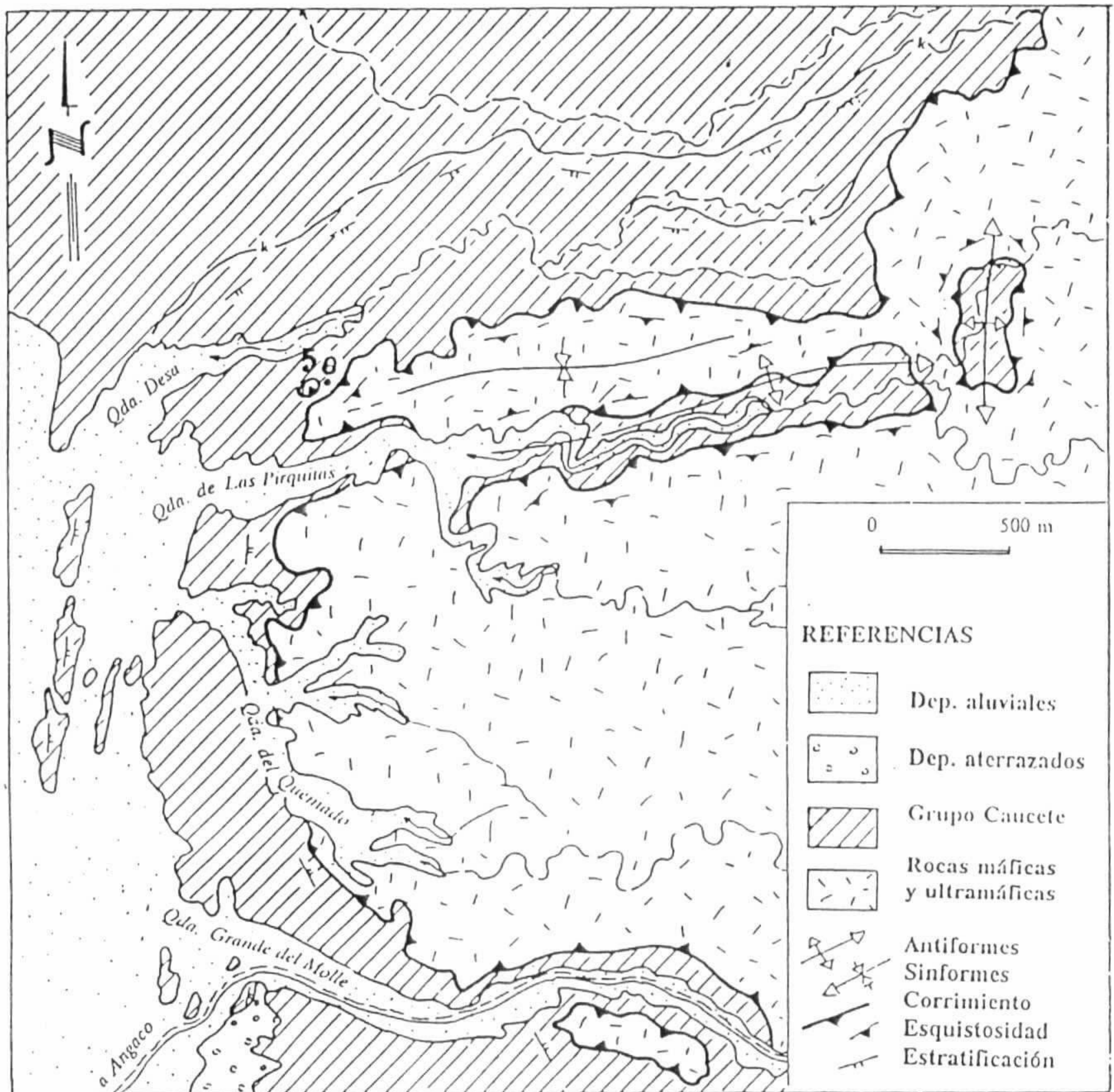


Figura 3: Quebradas de Las Pirquitas y El Quemado (Ramos y Vujovich, 1995).

BIBLIOGRAFIA GENERAL DE LA SIERRA DE PIE DE PALO

- Castro de Machuca, B., 1981. Génesis de la mina de talco "Don León", sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan. Actas 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), 4: 535-555, Buenos Aires.
- Comínguez, A.H. y V.A. Ramos, 1990a. La sutura eopaleozoica entre Precordillera y Sierras Pampeanas (Argentina); evidencias de la sísmica de reflexión profunda. Comunicaciones, 41: 53, Santiago.
- Comínguez, A.H. y V.A. Ramos, 1990b. Sísmica de reflexión profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 311-314, San Juan.
- Comínguez, A.H. y V.A. Ramos, 1991. La estructura profunda entre la Precordillera y Sierras Pampeanas (Argentina): evidencias de la sísmica de reflexión profunda. Revista Geológica de Chile, 18 (1): 3-14, Santiago.
- Dalla Salda, L. y R. Varela, 1982. La estructura del basamento del terciario sur de la sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan. Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 1: 451-468, Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. y R. Varela, 1984. El metamorfismo en el terciario sur de la sierra de Pie de Palo, San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39(1-2): 68-93, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1948. Geología de la Provincia de San Juan: Datos Geológicos. Anales Ministerio de Agricultura, Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales, 9: 27-42, Buenos Aires.
- Linares, E., H.O. Panarello, S.A. Valencio y C.M. García, 1982. Isótopos de carbono y oxígeno y el origen de las calizas de las sierras Chicas de Zonda y de Pie de Palo, provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37(1): 80-90, Buenos Aires.
- Llano, J. y A. Escalante, 1979. Petrología de las anfibolitas de la quebrada del Gato, sierra de Pie de Palo. Actas 2° Congreso Geológico Chileno, 3: E39-E58.
- Llano, J., B. Castro de Machuca y M. Lanzilotta, 1982. Las rocas cataclásticas del sector sudoccidental de la sierra de Pie de Palo, provincia de San Juan, Argentina. Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 293-308, Buenos Aires.
- McDonough, M.R., V.A. Ramos, C.E. Isachsen, S.A. Bowring y G.I. Vujovich, 1993. Nuevas edades de circones del basamento de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan: sus implicancias para los modelos del supercontinente proterozoico de Rodinia. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), 3: 340-342, Buenos Aires.
- Minera TEA, 1967. Geología de las Sierras Pampeanas de San Juan.

Vujovich (1995)

- Su prospección y áreas con posibilidades mineras. Departamento Minería San Juan, 275 p. (inédito), San Juan.
- Ramos, V.A. y G.I. Vujovich, 1993a. Alternativas de la evolución del borde occidental de América del Sur durante el Proterozoico. *Revista Brasileira de Geociencias*, 23(3): (en prensa).
- Ramos, V.A. y G.I. Vujovich, 1993b. The Pampia Craton within Western Gondwanaland. En: F. Ortega-Gutiérrez, P. Coney, E. Centeno-García y A. Gómez-Caballero (Eds.) *Proceedings of The First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, 113:116, Guanajuato.
- Ramos, V.A. y G.I. Vujovich, 1993c. Laurentia-Gondwana connection: A Southamerican perspective. *Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with Programs*, A-232.
- Ramos, V.A. y G.I. Vujovich, 1994. The terrane history of Sierras Pampeanas, Argentina. *Second Circum-Atlantic/Pacific terrane Conference*: 32, Canadá.
- Ramos, V.A. and G.I. Vujovich, 1995. New appraisal on the Southwestern Gondwana terranes and their Laurentian affinities. *Meeting and Field Conference IGCP 376, Laurentian - Gondwanan Connections before Pangea, Programs with Abstracts*, 32-33, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y G.I. Vujovich, 1995. Hoja Geológica 3169-IV, San Juan, escala 1:250.000. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Secretaría de Minería de la Nación (inédito), Buenos Aires.
- Schiller, W., 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. *Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales* 7(5): 1-68. Buenos Aires.
- Vujovich, G.I., 1993. Arcos magmáticos islándicos en el sector occidental del terreno Pampeano. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 17-22.
- Vujovich, G.I., 1994a. Cerro Valdivia: meta-piroxenitas y anfibolitas, su comportamiento geoquímico. *Actas 2° Jornadas de Mineralogía Petrología y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas*, Universidad Nacional de La Plata, Instituto de Recursos Minerales, 3: 653-662. La Plata.
- Vujovich, G.I., 1994b. The mafic ultramafic belt of Pie de Palo terrane, Western Argentina. *Second Circum-Atlantic/Pacific terrane Conference, Program with Abstracts*: 39.
- Vujovich, G.I., 1994c. Geología del basamento ígneo-metamórfico de la Loma de Las Chacras, Sierra de La Huerta, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4) (en prensa).
- Vujovich, G.I. y V.A. Ramos, 1993. The Western Sierras Pampeanas island arc terranes. En F. Ortega-Gutiérrez, P. Coney, E. Centeno-García y A. Gómez-Caballero (Eds.) *Proceedings of The First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference*, 166-169. Guanajuato.
- Vujovich, G.I. y V.A. Ramos, 1994. La faja de Angaco y su relación con las Sierras Pampeanas Occidentales. *Actas 7°*

UBA - Geotectónica

Congreso Geológico Chileno, 1: 215-219. Concepción.

Vujovich, G., H. Miller y V.A. Ramos, 1994. Proterozoic metavolcanics from western Sierras Pampeanas Terrane, Argentine. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3-4): 309-323.

Vujovich, G., V.A. Ramos, G. Marín y H. Miller, 1991. Proterozoic metavolcanics from western Sierras Pampeanas Terrane, Argentine. 5° International Circumpacific Terrane Conference, Resúmenes expandidos, *Comunicaciones*, 42: 238-239. Santiago.

Graciela I. Vujovich: Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Pabellón II, Ciudad Universitaria, Núñez (1428) Buenos Aires. Argentina. e-mail: graciela@geotec.uba.ar

CONICET, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Secretaría de Minería de la Nación. Diagonal R.S. Peña, 651, Piso 10. Buenos Aires. TE: 54-1-349-3182. FAX: 54-1-349-3160.

UBA - Geotectónica

Congreso Geológico Chileno, 1: 215-219. Concepción.

Vujovich, G., H. Miller y V.A. Ramos, 1994. Proterozoic metavolcanics from western Sierras Pampeanas Terrane, Argentine. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3-4): 309-323.

Vujovich, G., V.A. Ramos, G. Marín y H. Miller, 1991. Proterozoic metavolcanics from western Sierras Pampeanas Terrane, Argentine. 5° International Circumpacific Terrane Conference, Resúmenes expandidos, *Comunicaciones*, 42: 238-239. Santiago.

Graciela I. Vujovich: Universidad de Buenos Aires, Departamento de Ciencias Geológicas, Pabellón II, Ciudad Universitaria, Núñez (1428) Buenos Aires. Argentina. e-mail: graciela@geotec.uba.ar

CONICET, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Secretaría de Minería de la Nación. Diagonal R.S. Peña, 651, Piso 10. Buenos Aires. TE: 54-1-349-3182. FAX: 54-1-349-3160.

A.J. PEDREIRA *Amilani*
Gruaado, 1995, SNET 5

[Handwritten signature]



de Campo

ANEXO IV

Precordiilera de San Juan

Geotectónica

1994

- lápices de colores.
- cinta transparente o de enmascarar (cinta de papel).
- libreta de campo y bolígrafo (imprescindible).
- tableta con gancho o carpeta de acrílico con gancho, medidas sugeridas 26x31 cm.
- tijerita o trincheta.
- marcador indeleble.
- una brújula cada dos o tres personas (imprescindible).
- una piqueta (imprescindible).
- algunas bolsitas para muestras (el grupo en general).
- esta guía de campo.

Introducción

El sector comprendido entre la Sierra de Pie de Palo y la localidad de Calingasta es uno de los más interesantes de nuestro país desde el punto de vista geológico. Abarca las provincias geológicas de *Sierras Pampeanas* al este y *Precordillera* al oeste, separadas por un límite tectónico de primera magnitud que corre a lo largo del valle de Tulum sobre el que se ubica la ciudad de San Juan. El sector pampeano caracterizado por metamorfitas de basamento abarca el terreno Pie de Palo al este y la faja de Angaco (Angaco Belt) al oeste. El sector precordillerano, en el que no afloran rocas de basamento, está caracterizado por sedimentitas correspondientes a un margen pasivo paleozoico inferior desarrollado sobre el terreno Precordillera.

La Precordillera es una faja plegada y corrida antitética relacionada a la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. Se la puede dividir en tres sectores, uno oriental, uno central y uno occidental (figura 1). En el primero afloran las rocas más antiguas correspondientes al Cámbrico inferior, y las fallas y planos axiales de pliegues inclinan hacia el este al igual que en la región

pampeana. En los sectores central y occidental los términos más antiguos son ordovícicos y las fallas y planos axiales de pliegues inclinan hacia el oeste. El límite entre la Precordillera central y oriental está dado por el valle de Ullum-Zonda por debajo del cual se desarrolla una zona triangular.

Estratigrafía

Hasta el momento no se ha encontrado aflorante al basamento del terreno Precordillera. Sin embargo vamos a ver algunos indicios del mismo en los xenolitos de cuerpos volcánicos terciarios como el Cerro Blanco o el Cerro la Sal. También hay algunos elementos a favor para considerar que el basamento aflorante hacia el este de la Precordillera Oriental, en el Cerro Valdivia, pertenece al terreno Precordillera y no a la región pampeana.

Las rocas más antiguas afloran en las Sierras de Villicum y Chica del Zonda (figura 1) y están formadas por calizas y dolomías con edades que van del Cámbrico inferior al Ordovícico inferior y que integran las Formaciones La Laja, Zonda, La Flecha y San Juan (figura 2). Son típicas calizas formadas en una plataforma submarina de margen pasivo. Las reconstrucciones paleogeográficas realizadas sobre la base de afinidades faunísticas llevan a correlacionar esta plataforma con la región de los Apalaches en el borde oriental de Norteamérica.

El ciclo carbonático finaliza con facies de transición a lutitas negras graptolíticas arenigianas de las Formaciones Gualcamayo y Don Braulio que se pueden observar en la Sierra de Villicum. En la Precordillera central y occidental se dan fajas angostas de Silúrico pelítico correspondientes a la Formación Tambolar que se disponen con rumbo N-S en los frentes de los corrimientos. Este conjunto es incompetente en relación a los potentes bancos

devónicos que lo sobreyacen por lo que funciona como nivel de despegue para muchos de los corrimientos de la región.

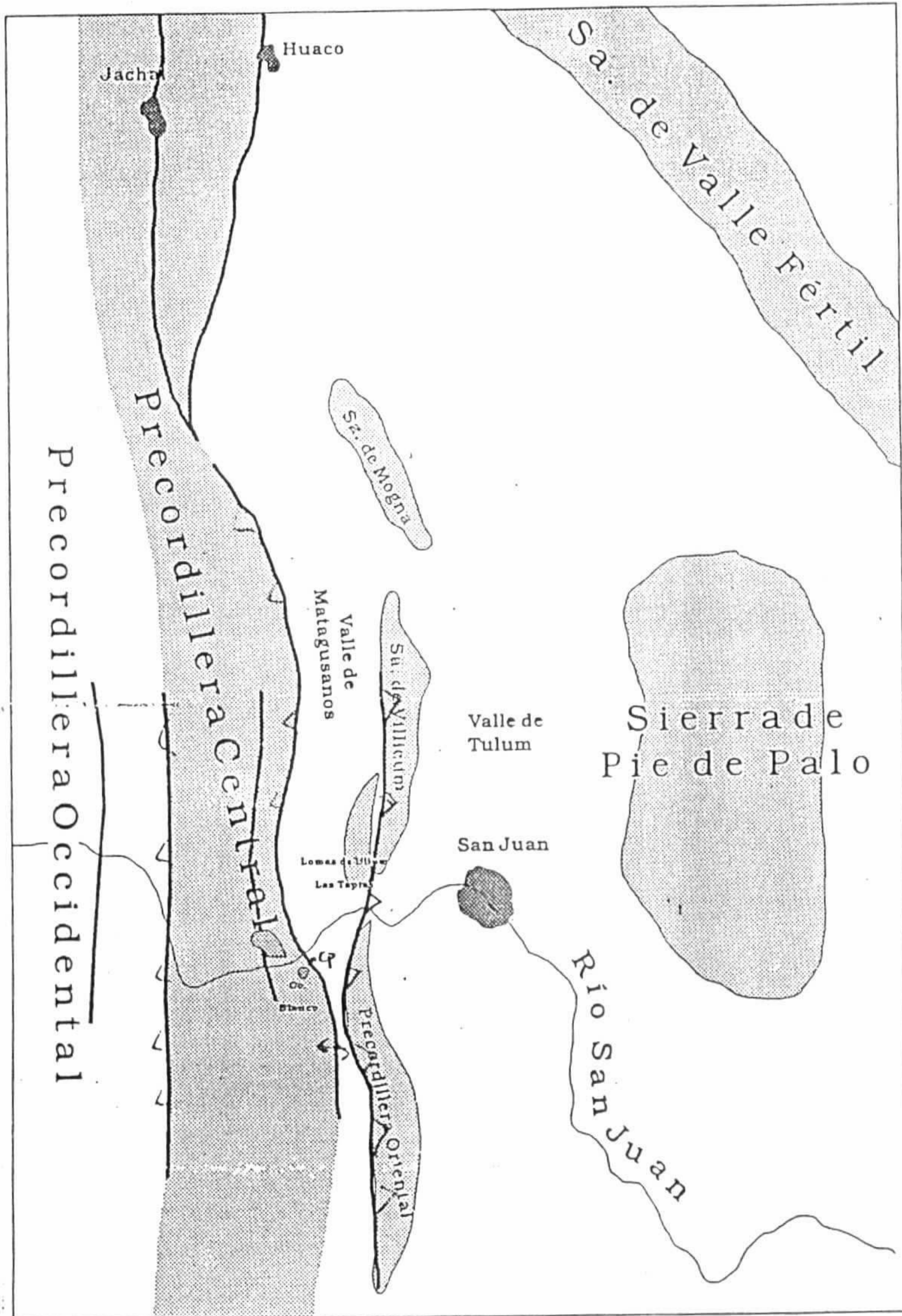


Figura 1: Mapa de Ubicación.

Por encima de las lutitas silúricas se disponen las sedimentitas devónicas correspondientes a las Formaciones Rinconada, Punta Negra y Talacasto. La primera de ellas aflora en la Sierra de Villicum mientras que las restantes se disponen respectivamente una al oeste de la otra en la precordillera central y occidental. Corresponden a facies turbidíticas de talud cada vez más profundas hacia el oeste. Los investigadores más fijistas sostienen que el área de aporte ubicada al este corresponde al sector pampeano. Los más movelistas sostienen que la precordillera es un terreno alóctono y que el área de aporte durante el paleozoico inferior no fue de ninguna manera el sector pampeano. Las turbiditas devónicas se identifican fácilmente en el campo; en su conjunto tienen color verde negruzco a gris oscuro y se caracterizan por su ritmicidad en la alternancia de bancos de arenisca lutítica y lutitas verdosas y por la estratificación gradada normal en los bancos más gruesos.

Por encima de los niveles turbidíticos devónicos yacen niveles carboníferos continentales y marinos correspondientes a la Formación La Dehesa. Los mismos se ubican en el flanco occidental de la quebrada de Albarracín y están compuestos por conglomerados y areniscas de origen fluvial.

Por encima del Carbonífero continental existe una gran discordancia que temporalmente suprime al Mesozoico y sobre la que se ubican los depósitos continentales terciarios. En este sector precordillerano estos depósitos afloran en las lomas de Las Tapias y Ullum (figura 1) y en los sectores aledaños a la quebrada de Albarracín. Las cuencas en las que se depositaron estas sedimentitas terciarias son sinorogénicas y están vinculadas con la subsidencia producida por sobrecarga por apilamiento tectónico (cuencas de antepaís). Comienzan con depósitos pelíticos, luego arenosos y concluyen con potentes conglomerados. Cada una de ellas está vinculada con el alzamiento de un sector determinado tanto de la Precordillera como de la Cordillera Frontal. El estudio

cuidadoso de estos depósitos puede llegar a darnos una completa y detallada cronología de la deformación terciaria. Durante el viaje hay que poner especial atención en la observación de los depósitos terciarios y en los sectores más cercanos al frente orogénico para cada cuenca, hay que intentar ver los cambios de espesores y relaciones de on-lap o truncamiento de los estratos de crecimiento.

En función de los datos magnetoestratigráficos y radimétricos disponibles, puede suponerse que las cuencas de Albarracín y Ullum, son sinorogénicas pero no vinculadas entre sí, siendo la primera (12 Ma) más antigua que la segunda (8 Ma).

En relación discordante con todos los depósitos anteriores se presentan cuerpos subvolcánicos de composición dacítica y andesítica como los del Cerro Blanco, Cerro la Sal, Andesita de Ullum, etc. Los mismos corresponden al arco magmático que migró desde el límite con Chile hasta esta posición hacia fines del Mioceno como consecuencia de la horizontalización de la zona de Wadati-Benioff.

Estructura

Uno de los objetivos principales del viaje es que cada uno pueda realizar un perfil estructural balanceado del sector del río San Juan comprendido entre la Sierra Chica del Zonda y la localidad de Talacasto. Es por ello que simplemente se van a dar aquí consideraciones generales de la estructura sin mostrar ningún modelo en particular para no condicionar el modelo que cada uno va a realizar.

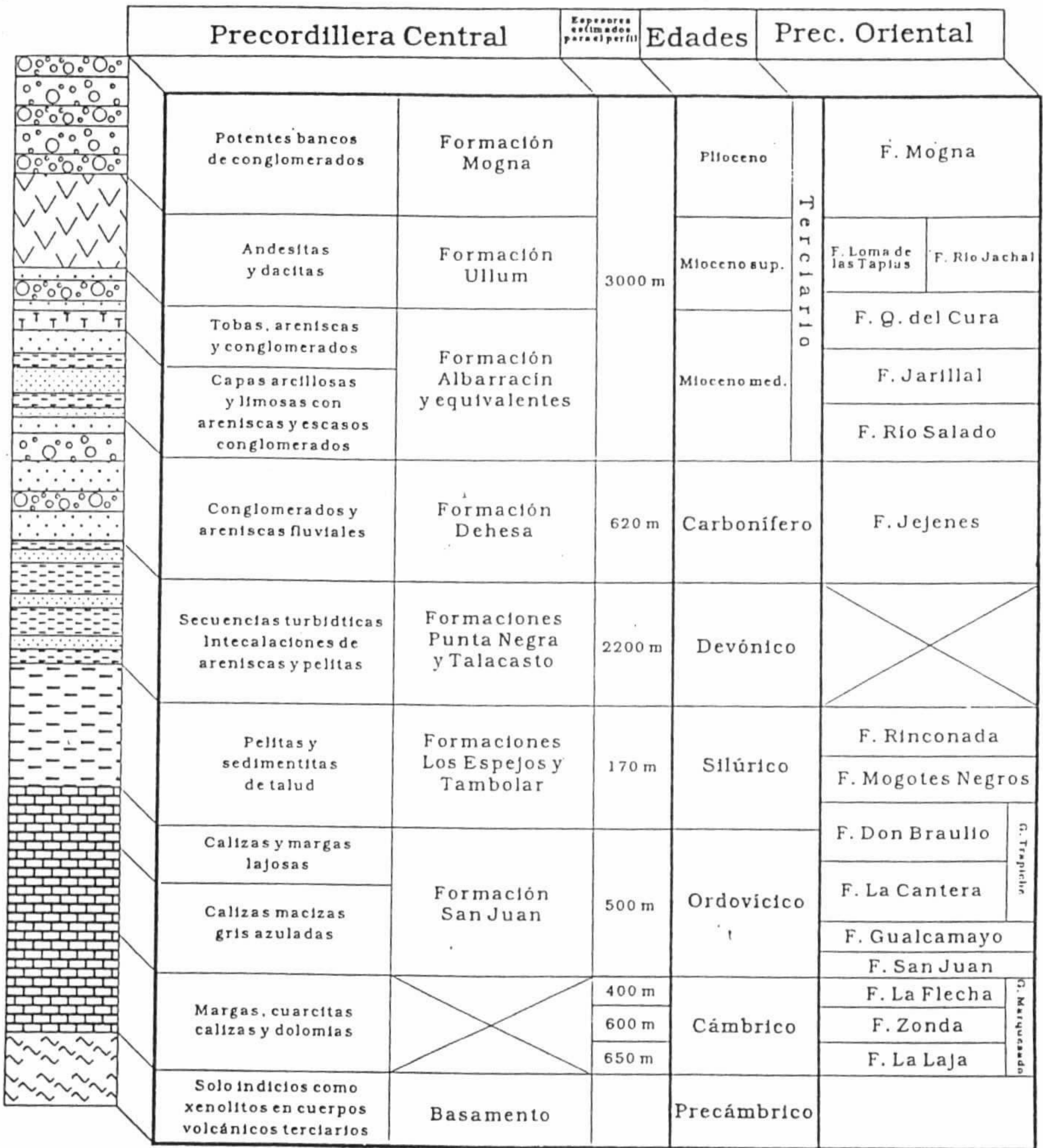


Figura 2: Cuadro estratigráfico comparativo.

La Precordillera se puede dividir en cuatro sectores que estructuralmente presentan características distintivas (figura 1):

- Sistema de Villicum-Zonda-Pedernal (Precordillera oriental).
- Valle de Matagusanos (Valle intermontano Ullum-Zonda).
- Unidad Central de Corrimientos (Precordillera central).
- Unidad Occidental de Corrimientos (Precordillera occidental).

El primero se encuentra limitado en el oeste por la falla del Zonda que es un corrimiento que inclina con alto ángulo superficial hacia el este, y que es regionalmente muy importante ya que se extiende con rumbo NNE por más de 200 km. Este sistema se encuentra caracterizado por estructuras con planos axiales inclinados hacia el este al igual que en el sector pampeano. El sector más occidental presenta corrimientos de alto ángulo que posiblemente involucran al basamento y que inclinan hacia el este. A su vez en este sector afloran rocas mayoritariamente cámbrico-ordovícicas y son muy escasas las rocas intrusivas y volcánicas.

El Valle de Matagusanos se encuentra limitado al este por la falla del Zonda (que inclina hacia el este) y al oeste por los corrimientos que levantan la Precordillera central que inclinan al oeste. Es así que por debajo del mismo se configura una zona triangular. Lamentablemente el valle se encuentra cubierto por sedimentos cuaternarios por lo que muy poco se puede decir de su estructura interna. Sin embargo las lomas de Ullum y Las Tapias nos muestran que el Terciario se encuentra en este sector formando una secuencia homoclinal que inclina hacia el oeste y que está fallado con corrimientos que inclinan al este. Asimismo, por una perforación realizada cerca de la localidad de Matagusanos, se sabe que hay 6000 m de Terciario apoyados sobre calizas posiblemente cámbrico-ordovícicas. En una vista mucho más regional se ve que

esta zona triangular se cierra cada vez más hacia el norte y en el sector de Jáchal las estructuras orientales con vergencia pampeana comienzan a interferir claramente a las occidentales con vergencia andina.

En la Precordillera central, las fallas y planos axiales de pliegues inclinan hacia el oeste, se involucran ya estratos devónicos y carbónicos, y es mayor la participación de cuerpos intrusivos y volcánicos.

La Precordillera occidental tiene características similares pero aparecen también estructuras fuera de secuencia.

Neotectónica

En el viaje se va a tener oportunidad de hacer un mapa y un perfil de la falla de La Laja (lámina 1 y 2 y figura 3). Esta estructura pertenece al sistema neotectónico Tapias-La Laja. El mismo corresponde a un conjunto de fallas cuaternario de rumbo noreste con varias escarpas de falla paralelas. Las mismas inclinan hacia el este y son más viejas hacia el oeste, lo que indica una secuencia de fracturación inversa. La falla de La Laja fue la que produjo el terremoto de San Juan del año 1944, durante el cual tuvo un movimiento de aproximadamente 50 cm.

Metodología para la construcción de la sección balanceada

Se tomarán datos estructurales con bastante detalle a lo largo del río San Juan entre el Cerro Blanco y la Vuelta de Saso. Desde esta localidad hasta Pachaco, el río se dispone paralelo a la estructura y prácticamente no se harán observaciones. El tramo siguiente que va desde Pachaco a Calingasta y en el que el río San Juan vuelve a cortar a la estructura, se tomarán datos pero con

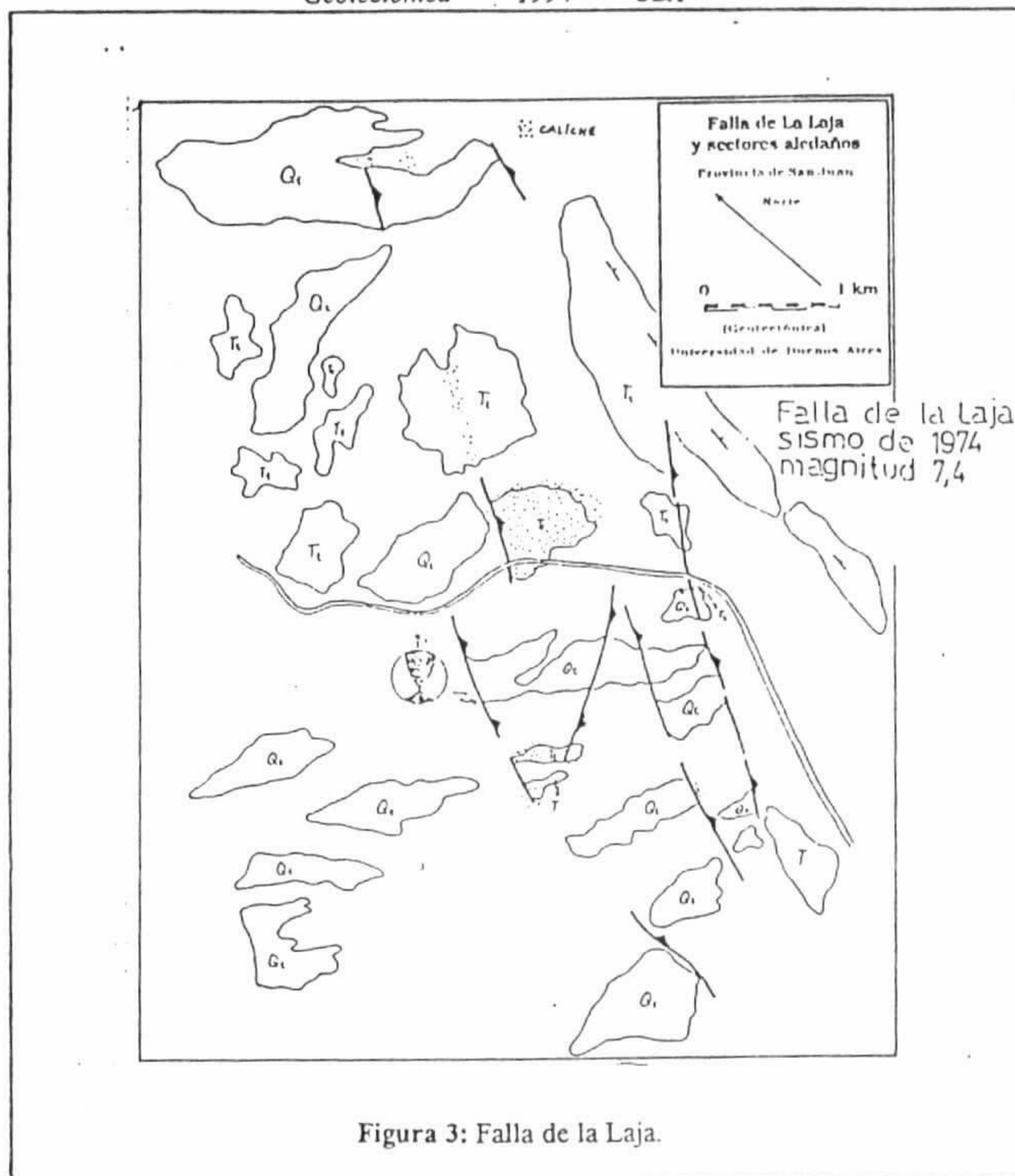


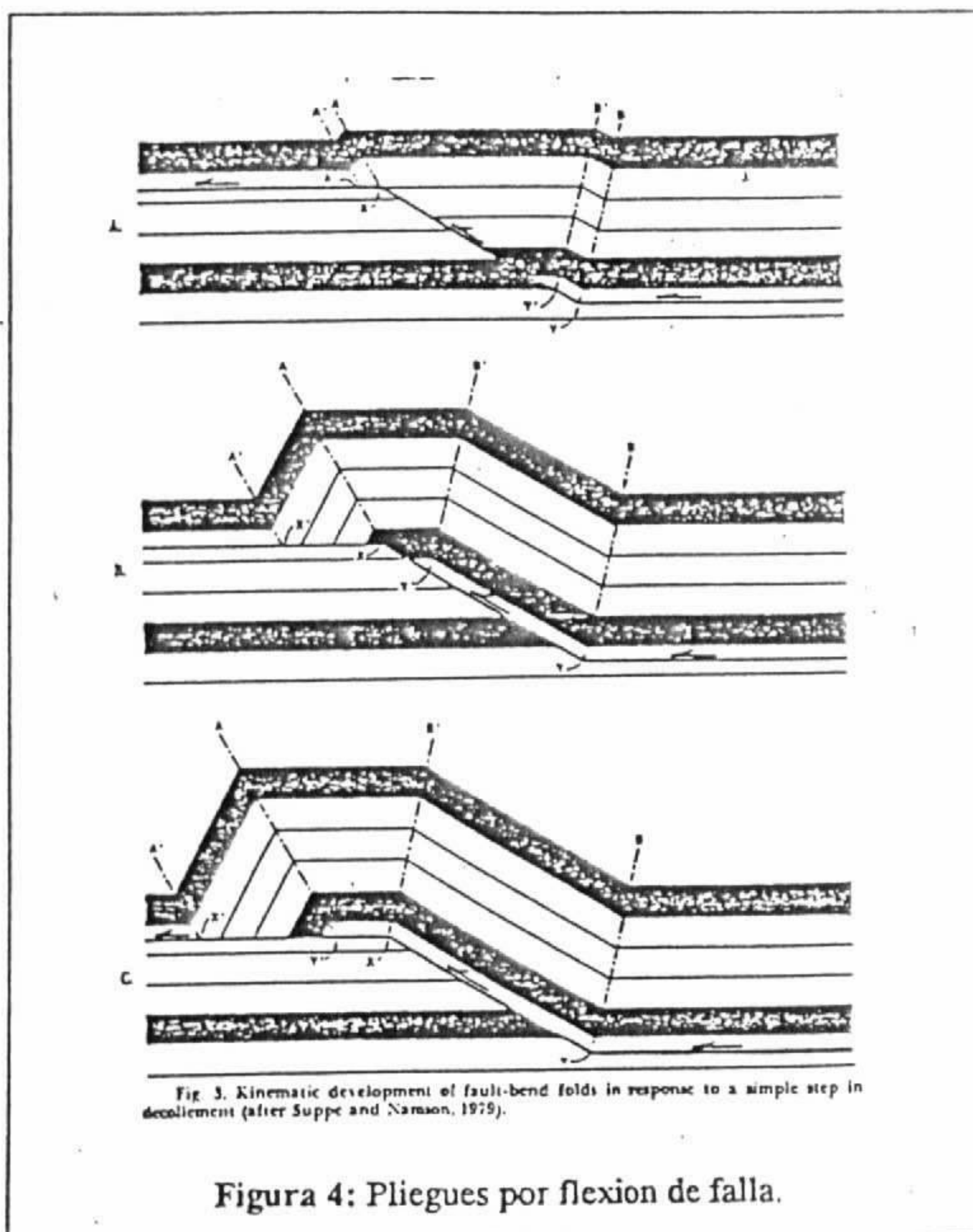
Figura 3: Falla de la Laja.

menos detalle que en el primero sector.

En cada estación de muestreo estructural, se tomará el rumbo e inclinación de los bancos, se hará una breve descripción litológica y se intentará asignar la roca a alguna de las unidades aflorantes en el área. Es conveniente tratar de realizar un bosquejo a mano alzada en la libreta de campo, en el que se indique una escala aproximada, los puntos cardinales, y se marquen fallas, pliegues, y geología en general. Los datos estructurales se volcarán en el momento en el mapa de la lamina 3 y en el perfil de la lamina 4. Si se reconocen estructuras como pliegues menores, se tomarán datos de sus dos flancos, estimando también la posición de su plano axial y la dirección de buzamiento de su eje. En caso de fallas mesoscópicas se tomará la actitud del plano de falla, se determinará el tipo de falla que es y en el caso que hubiera algún indicador

cinemático se medirá.

Es muy importante que en cada estación se comprenda la geología particular y su relación con el entorno, para lo cual es conveniente el intercambio de información e interpretaciones con el resto del grupo. Es recomendable hacer en la libreta de campo una sinopsis de las ideas, sin confiar mucho en la memoria. La calidad del modelo final que cada uno elabore va a depender de la cantidad de elementos que fueron tomados en cuenta y de la cantidad de críticas que el modelo soporte sin desmoronarse.



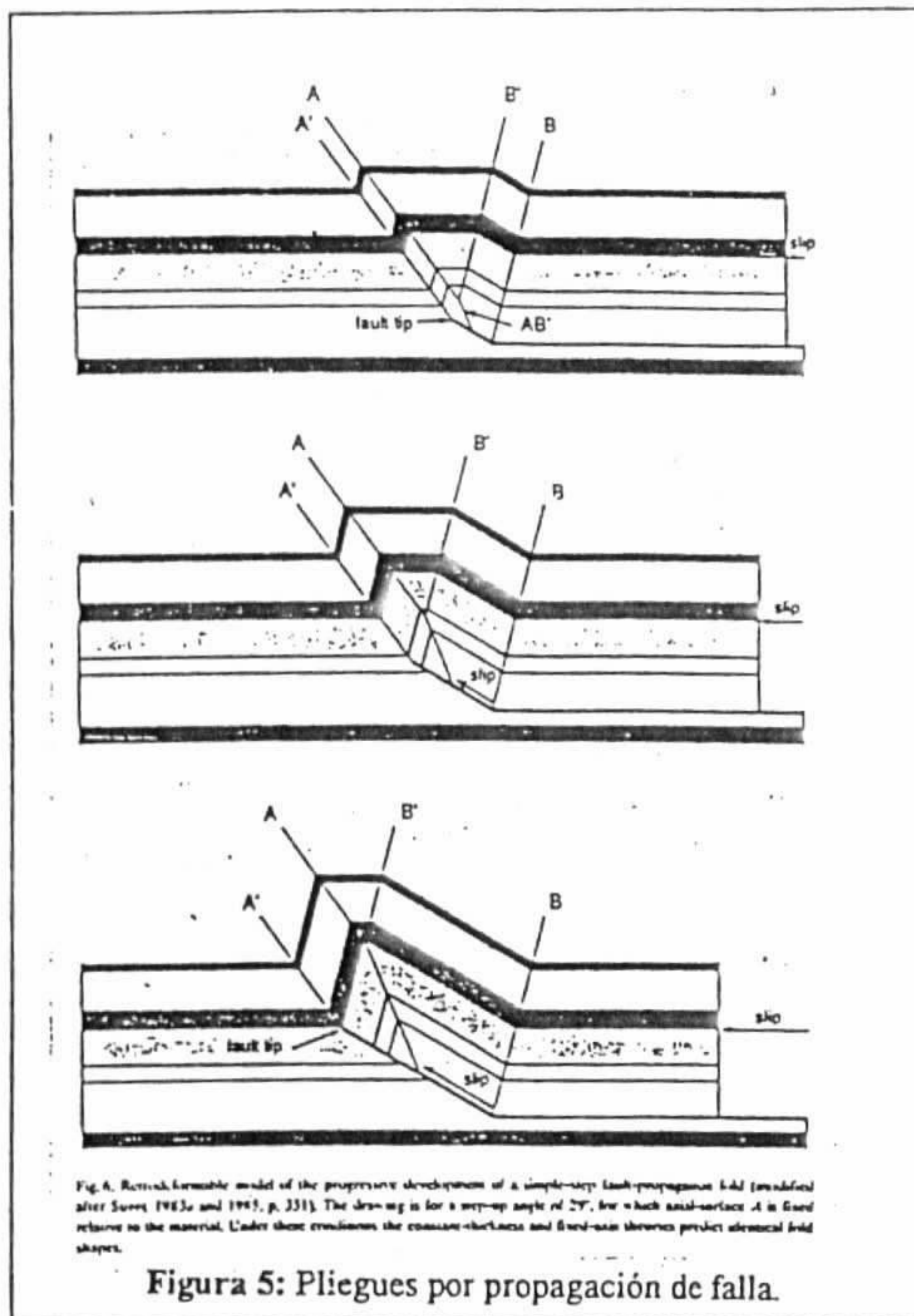
En el campamento se procederá a la construcción de la sección balanceada. La misma se hará sobre papel de calco montado sobre el perfil de la lámina 4. Es importante ir restituyendo palinspástica-mente cada estructura que se dibuja, para no encontrarse al final con que el modelo no balancea. Cuando se realiza una sección balanceada, es conveniente no aferrarse a ningún modelo que se dibuje, si el modelo no cierra se

si el modelo no cierra se borra una o tantas veces como sea necesario. Es recomendable llevar abundante papel de calco, ya que se puede ir dibujando cada estructura en particular y desplazarla hasta la posición más conveniente.

Conceptos teóricos

La Precordillera es una faja plegada y corrida por lo que está caracterizada por deformación compresional frágil. Las estructuras comunes van a ser fallas inversas y pliegues genéticamente vinculados a las mismas. Recordemos los tres tipos de pliegues compresivos más comunes:

- o *Pliegues por despegue*
- o *Pliegues por flexión de falla*
- o *Pliegues por propagación de falla*



El primero de ellos requiere de un banco en la base lo suficientemente dúctil (evaporitas, lutitas, etc.) como para poder "fluir" y ocupar el espacio generado por los estratos plegados. En los pliegues por flexión de falla (figura 4), las irregularidades de un plano de falla previo van a producir el plegamiento de los bancos que se mueven por encima del mismo. En un pliegue por propagación de falla (figura 5), el pliegue y la falla son simultáneos (al crecer el pliegue

crece la falla y viceversa).

En la naturaleza, se pueden dar cualquiera de estas estructuras en forma pura,

pero, es más común que se den estructuras combinadas. Así es típico que un pliegue comience como de propagación de falla, y después de un determinado punto pase a uno por flexión de falla o por despegue. Esto tiene una razón de ser, ya que los pliegues por propagación de falla, dependiendo del ángulo de corte de la misma, pueden evolucionar hasta un determinado desplazamiento, después del cual se bloquean. Es decir que geoméricamente no pueden avanzar más allá de un punto sin romperse (por lo que pasarían a flexión de falla) o sin que comiencen a cambiar de espesor los bancos plegados (por lo que se transformaría en una estructura por despegue).

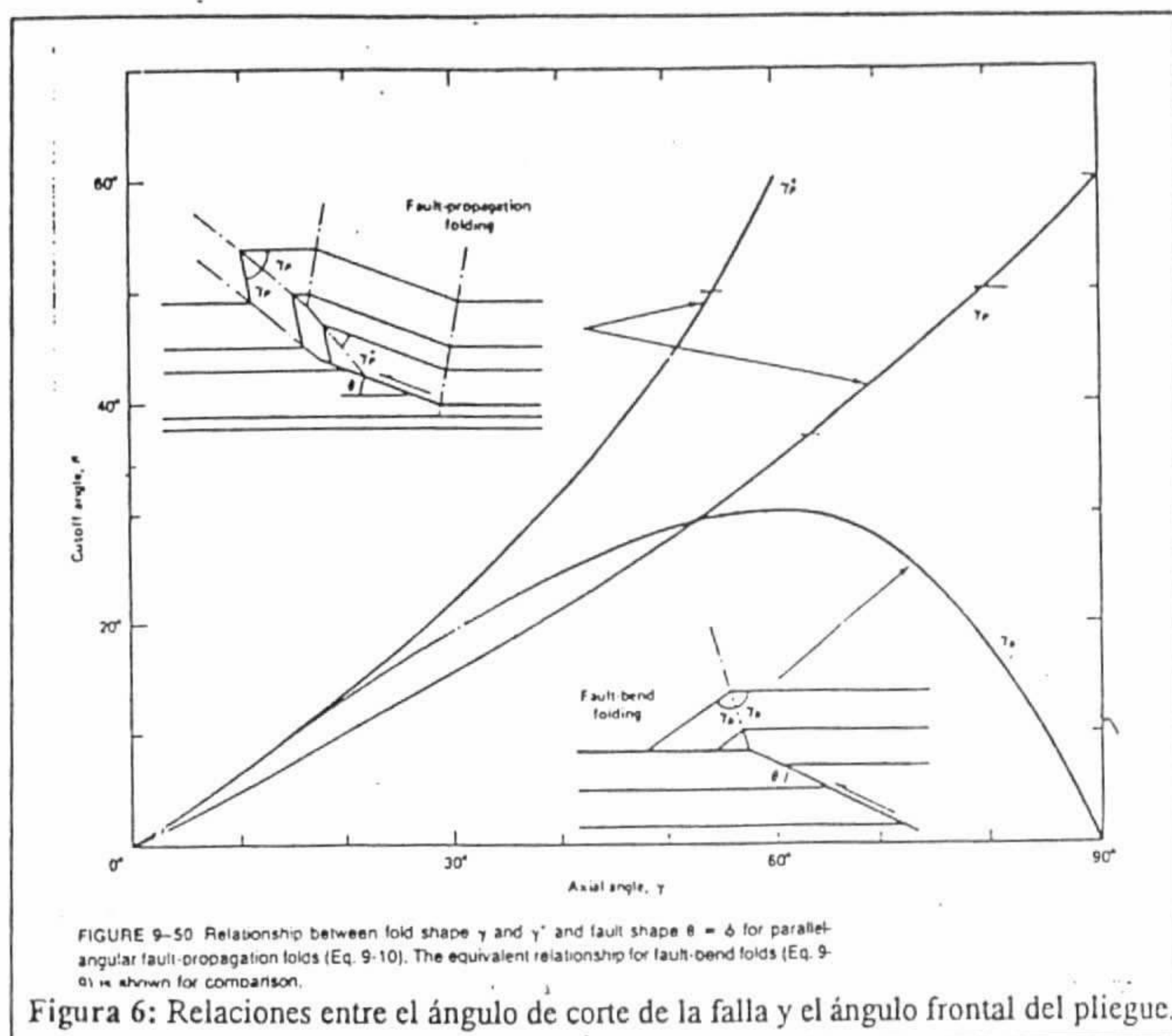
TABLE 1
Forward and Back Dips assuming constant fundamental cutoff angle

Forward Dips							Fundamental Cutoff Angle* θ	Backdips						
VI	V	IV	III	II	I	I		II	III	IV	V	VI	VI	
61.6°	82.5°	43.0°	34.0°	25.2°	18.6°	8.2°	8°	8°	15.9°	23.4°	30.6°	37.3°	43.5°	49.3°
70.2°	89.2°	48.6°	38.3°	28.3°	18.6°	8.2°	9°	9°	17.8°	26.2°	34.0°	41.3°	47.9°	53.9°
80.6°	97.6°	56.2°	43.3°	31.9°	20.9°	10.3°	10°	10°	19.7°	28.9°	37.4°	45.1°	52.0°	58.2°
93.1°	107.3°	62.6°	48.8°	35.7°	23.3°	11.4°	11°	11°	21.6°	31.8°	40.6°	48.7°	55.9°	62.2°
109°	118.8°	71.0°	54.8°	38.8°	25.8°	12.6°	12°	12°	23.5°	34.1°	43.7°	52.1°	59.5°	65.8°
128°	132°	80.8°	61.5°	44.3°	28.8°	13.8°	13°	13°	25.4°	36.7°	46.7°	55.4°	62.9°	69.4°
150°	148°	91.3°	68.8°	48.9°	31.2°	15.0°	14°	14°	27.2°	39.1°	49.5°	58.4°	66.1°	72.5°
--	--	104°	78.3°	53.6°	33.9°	16.2°	15°	15°	29.1°	41.5°	52.3°	61.4°	69.0°	75.5°
		124°	85.9°	59.0°	36.8°	17.4°	16°	16°	30.9°	43.9°	54.9°	64.1°	--	--
		--	99.2°	65.6°	40.2°	18.8°	17°	17°	32.7°	46.2°	57.5°	--	--	--
		--	123°	73.1°	43.7°	20.2°	18°	18°	34.4°	48.4°	59.8°	--	--	--
			--	82.2°	47.4°	21.6°	18°	19°	36.2°	50.8°	--	--	--	--
			--	87.6°	52.0°	23.2°	20°	20°	37.9°	52.7°	--	--	--	--
				--	57.0°	24.8°	21°	21°	39.6°	--	--	--	--	--
					83.8°	26.6°	22°	22°	41.3°	--	--	--	--	--
					72.0°	28.4°	23°	23°	42.9°	--	--	--	--	--
					--	30.4°	24°	24°	--	--	--	--	--	--

* Thinning required in forward dips ($\theta_c = \phi_c > 30^\circ$).

Cuadro 1: Angulos para cada dominio.

Cuando se realice la sección balanceada del viaje, se pueden utilizar cualquiera de las estructuras mencionadas o combinaciones de ellas (figura 7). Sin embargo, siendo ésta la primer sección real que se construye, es conveniente utilizar en lo posible pliegues por flexión de falla. Por otro lado, cualquiera de las estructuras que se utilicen en la construcción del perfil deben ser geológica y regionalmente explicadas. Una sección balanceada tiene que ser *viable* y *admisible* para poder tener posibilidad de ser *real*. Para ser *viable*, tiene que respetar y cumplir las reglas geométricas, es decir tiene que balancear. Para ser *admisible* tiene que respetar en un 100 % la geología superficial y



además el tipo de estructuras que en él se involucran tienen que haber sido reconocidas en el campo o en alguna zona aledaña. Cumpliendo estas dos condiciones una sección tiene la posibilidad de ser *real*, pero no necesariamente lo va a ser. Esto va a depender de las restricciones y grados de libertad que se tengan, es decir, básicamente de la cantidad de información de que se disponga.

Para la construcción de la sección balanceada se van a usar las reglas geométricas de Suppe (1983, 1990) y para hacerlo se van a hacer una serie de simplificaciones:

Se utilizará un modelo de *torta* donde cada capa mantiene constante su espesor, es decir que se la considera tabular.

Se considera un modelo de pliegues *kinks*, es decir con charnelas angulosas y flancos rectos, sin utilizar líneas curvas.

con un ángulo de unos 3° .

Balanceo

Existen dos métodos básicos de balanceo:

balanceo por longitud de líneas

balanceo por área.

En el primero de ellos la longitud de las líneas interstratales debe coincidir para todos los estratos que tienen las mismas superficies de despegue. En el segundo debe coincidir el área de los mismos. En el trabajo de campo se va a utilizar el primero de los métodos. Posteriormente, ya en gabinete, se podrá digitalizar cada estrato para poder hacer un balanceo por áreas.

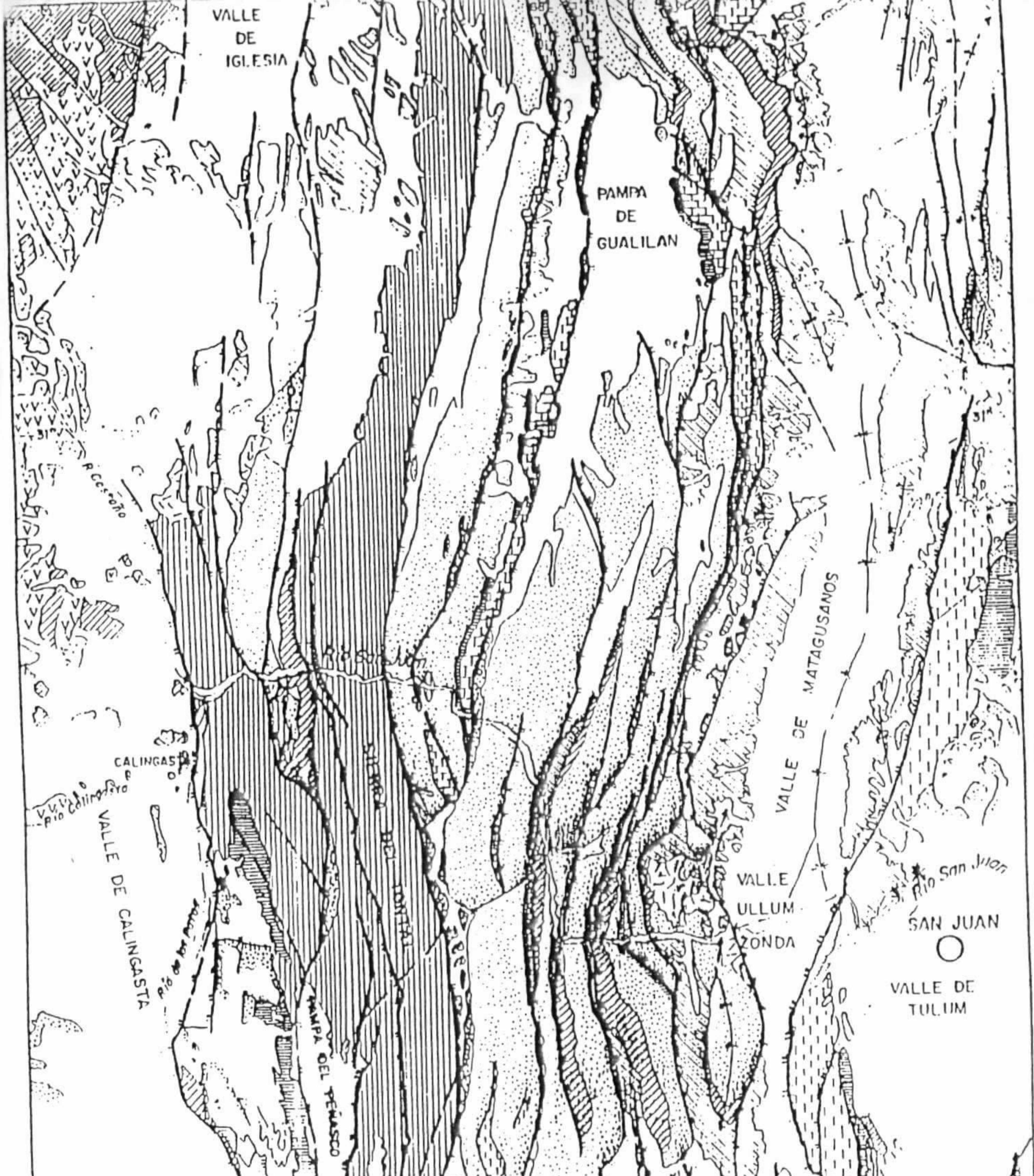
Para que la sección esté balanceada:

La longitud de las líneas superiores nunca puede ser mayor que la de las inferiores.


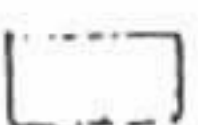

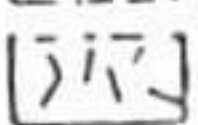
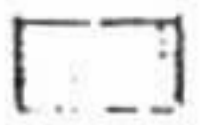
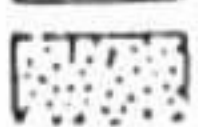

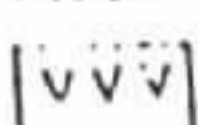
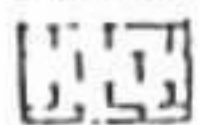
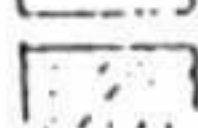
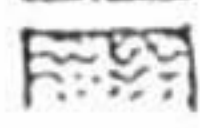
Las fallas restituidas tienen que cortar a la secuencia con el ángulo de paso utilizado para el perfil.

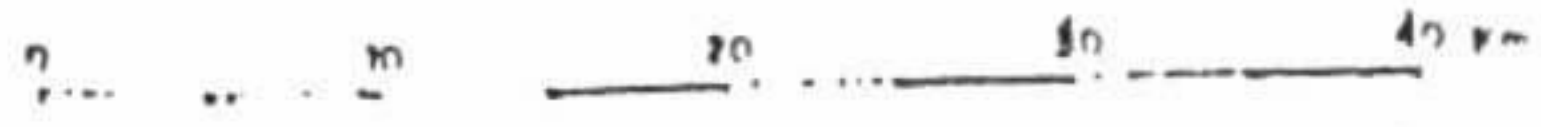
Las fallas no deben cortar secuencia abajo, excepto que se plantee la existencia de un corrimiento fuera de secuencia, lo que debe ser geológicamente bien justificado.

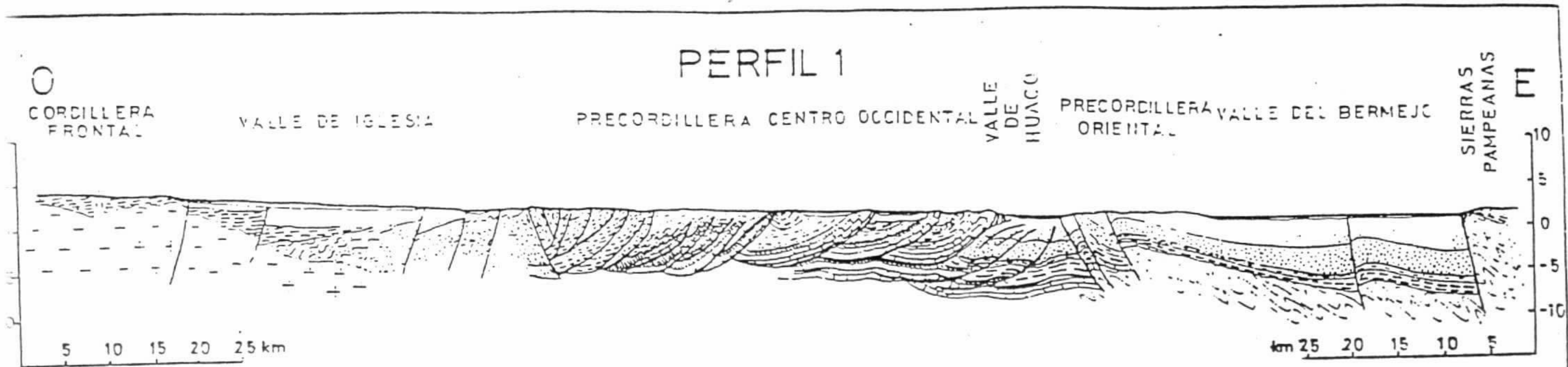
El espesor de los estratos debe ser el mismo en la sección deformada y en la restituida, excepto que se plantee la fluencia plástica de alguna roca, lo que debe ser geológicamente bien justificado.



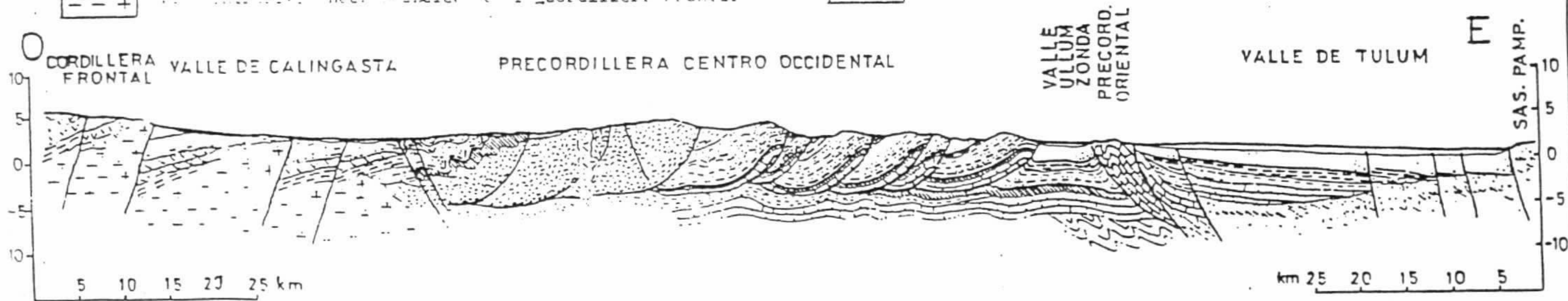
MAPA GEOLOGICO

 Sedimentos cuaternarios	
 Sedimentitas terciarias	 Devónico medio.
 Intrusivos terciarios	 Silúrico-Devónico inferior clástico.
 Sedimentitas triásicas	 Paleozoico inferior a medio clástico
 Intrusivos y efusivos permicos	 Calizas edmbricas y ordovícicas
 Carbóniles clásticos	 Metamórficos precámbricos





- | | |
|--|--|
| <ul style="list-style-type: none"> base: gneises, ortogneises e intrusivos precámbricos rocas metamórficas cámbricas y ordovícicas sedimentitas clásticas del Paleozoico inferior, mayormente ordovícicas rocas ígneas clásticas silíceas y eocénicas rocas ígneas intrusivas porfídicas del Devónico medio sedimentitas clásticas continentales carboníferas y terciarias intrusivos neoterciarios de la Cordillera frontal | <ul style="list-style-type: none"> Gruta Choyoi: rocas extrusivas, piroclásticas y clásticas pérmicas y triásicas sedimentitas clásticas continentales meso- y neotriásicas sedimentitas clásticas continentales del Terciario medio y posiblemente inferior Intrusivos neoterciarios sedimentitas clásticas continentales neoterciarias sedimentos cuaternarios |
|--|--|



ANEXO V

DAY 7. THE FRONTAL CORDILLERA AND THE HIGH ANDES

(by V.A. Ramos)

The Frontal Cordillera is the locus of Late Paleozoic tectonics, known as Gondwanic orogeny since the early works of Keidel and Du Toit. It records the subduction-related magmatic activity, as well as a widespread rhyolitic magmatism of the Choiyoi Group. The general description of these units can be found in day 6.

The Principal Cordillera or High Andes starts west of Punta de Vacas, and shows the Meso-Cenozoic evolution overprinted on the Gondwanic orogeny. This evolution is characterized by two distinct stages: the intra-arc development of a carbonatic basin, intermittently bounded by volcanic activity during Jurassic to Early Cretaceous times (figure 33); and the formation of a fold and thrust belt since the Late Cretaceous (see figure 8).

One of the outstanding features of this cycle is the development of many Mesozoic marine sequences controlled by Pacific transgressions and

regressions. Those sequences are grouped into four sedimentary cycles which are separated by a regional first order unconformities. These sequences are clearly depicted in the Neuquén Basin, a Liassic to Neocomian marine foreland basin developed behind the magmatic arc in the eastern foothills of the Cordillera. The Neuquén basin is linked to the north with the Aconcaguan basin, which has a different paleogeography with a larger participation of volcanic rocks, but similar stratigraphic cycles in the middle Jurassic to Cretaceous evolution.

There are interesting parallels between the evolution of the basin and the magmatic arc history. The main periods of regional unconformities in the foreland are coincident with the times at which the magmatic arc migrated eastward. The intermittent nature of the magmatic activity as well as the spatial variation of the volcanic front in the Andes are closely related to changes in plate motion controlled by variation in the

spreading velocities of the Pacific and Atlantic oceanic ridges. Continental erosion of the margin by subduction can not explain by itself the magnitude of the shifting of the different volcanic fronts.

Most of the Chilean and the westernmost Argentine Mesozoic basins of the Principal Cordillera are

intra-arc basins controlled by the development of two distinctive arcs: an inner more active arc along the Coastal Cordillera of Chile concentrates the main andesitic activity and an outer arc produces rock suites that are mainly of andesitic to bimodal composition.

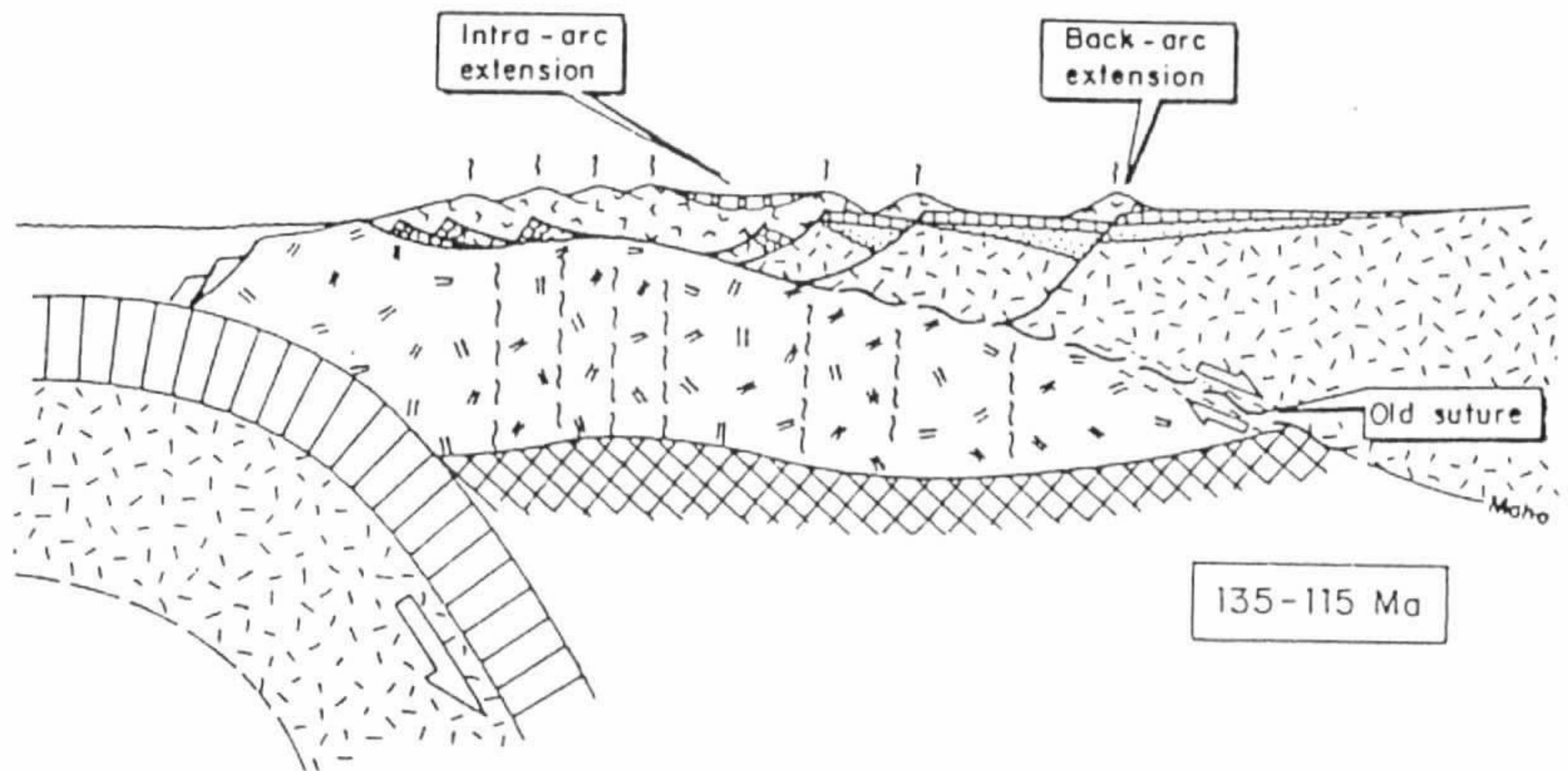


Figure 33: Intra-arc extension developed in the Principal Cordillera up to the Early Cretaceous (after Ramos 1989).

Several authors have proposed an extensional regime in the arc massif region mainly during the Early Cretaceous, that was responsible for the intra-arc basin development. This process has been envisaged as an intra-continental spreading which has controlled, during a period of low convergence rate at the trench (app. 5 cm/yr.), the rapid subsidence of the volcanic pile where burial metamorphism closely followed extrusion (Levi and Aguirre 1981).

The intermittent activity of the outer arc is closely related to periods of low-stands of sea level in both the intra-arc and the foreland basins. These local sea-level changes have been partially correlated with the world-wide eustatic onlap cycles.

The intra-arc basins were active until Early Barremian times when an important eastward migration of the main magmatic arc occurred, together with a low-stand period in the retroarc and intra-arc basins and the development of a single and expanded central arc. The retroarc easternmost basin was exclusively continental from this time on, and the Pacific seas no longer reached the eastern side of the

cordillera. This important paleogeographic change is closely linked with the beginning of one of the periods of higher spreading rates within the South Atlantic (5 cm/yr) and the Pacific-Phoenix (app. 18 cm/yr) ocean floor (Larson and Pitman 1972, Ramos 1988 a).

Soon after the opening of the South Atlantic a new increase in plate motion, and therefore of the compressive stress, eliminated the intra-arc basins and the arc moved toward the foreland. This second step is recognized at about 110 Ma when the Cristo Redentor and the Juncal Formations were deposited. The eastward migration of the magmatic arc could be related to a decrease in the subducted slab dip, coeval with a higher convergence rate, because the large amount of eastward shifting of the volcanic arc can not be explained by tectonic erosion at the subduction zone, although it could be enhanced by this process.

The maximum sea-floor spreading at the Pacific and the South Atlantic spreading centers reached during the Late Cretaceous times (app. 80 to 110 Ma) may be responsible for a new stage in the Andean

evolution. At this final stage a mountain chain was built and the deformation of the strata on the eastern flank of the orogen formed a fold and thrust belt. As a consequence of that a foreland basin developed at the leading edge of the deformation, possibly related to the tectonic loading of the adjacent thrust belt. At the final stage of compression several granitoid stocks were emplaced in the arc massif.

As a concluding remark on the orogenic cycle, it is necessary to emphasize that the different paleogeographic settings, the major depositional sequences and the successive tectonic regimes seem to be controlled by the subduction geometry as inferred from the migration of the volcanic front. The changes in the subduction geometries were probably controlled by plate motion rates and orientations. No evidence of collisional tectonics is known yet during the Mesozoic, and furthermore the synchronicity of the

paleogeographic variations through space and the deformation with compressive regimes from 22° to 52° S latitude rules out major collisions as an effective cause of the variable tectonic settings described.

STOP 1. Río Picheuta

At this stop (figure 34), we are in the middle of the Choiyoi province at these latitudes. Thick piles up to 2-4 kilometers of pyroclastic and volcanic rocks of rhyolitic composition represent a widespread extensional period. Several rhyolitic domes north of río Picheuta, are emplaced in the pyroclastic sequences. The domes are recognized by their homogeneous texture and their columnar jointing. At this section, most of the ignimbritic and pyroclastic flows are of Triassic age.

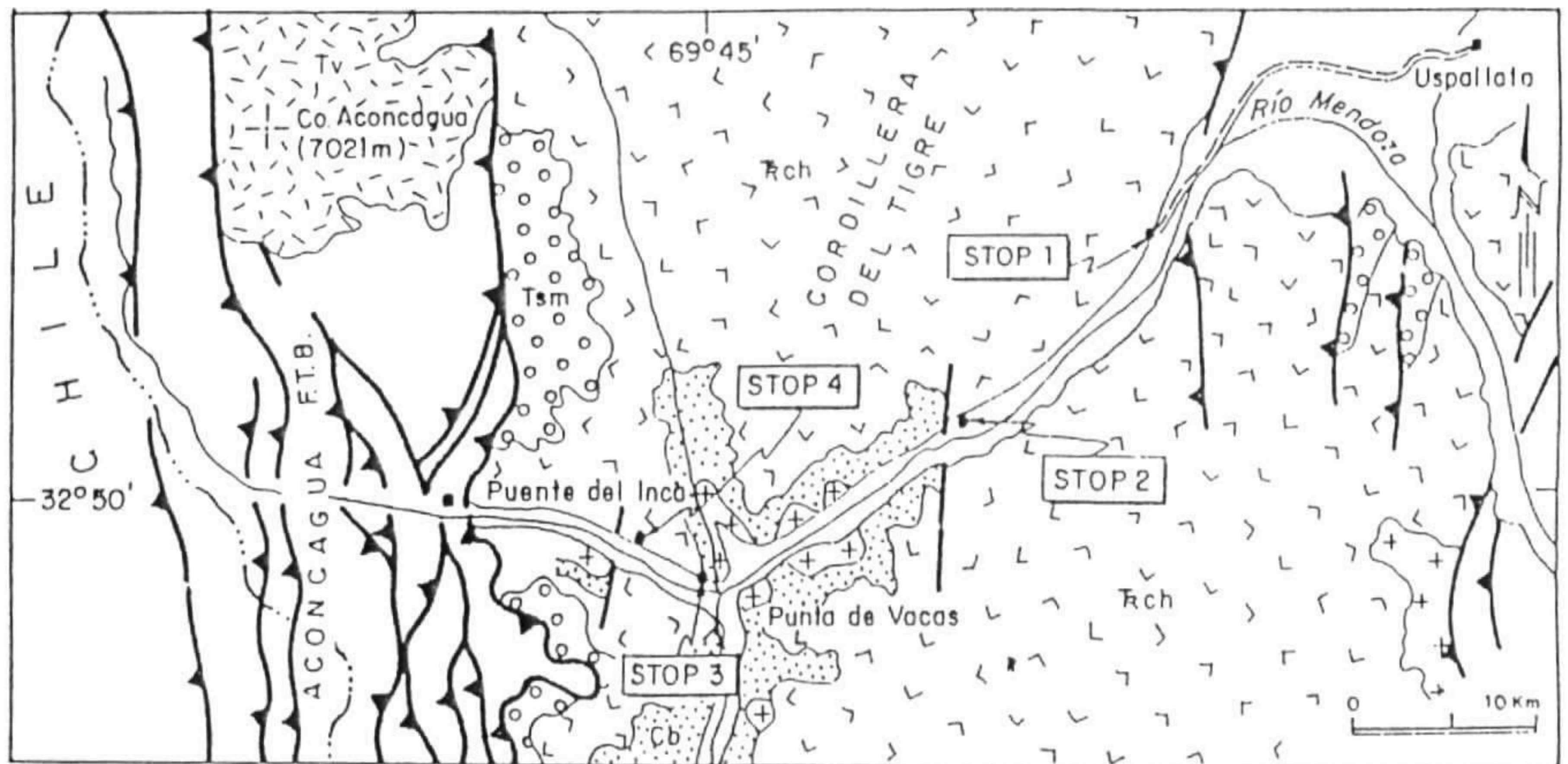


Figure 34: Generalized geologic map of the High Andes. Stippled pattern: Carboniferous strata; crosses: Early Permian granites; Trch: Choiyoi Group; Tv: Farellones Formation; Tsm: Santa María Conglomerates.

STOP 2. Polvaredas

This stop provides a good example of the Gondwanic tectonics. A strike-slip fault puts in contact the western facies of the Carboniferous deposits with the pyroclastic sequences of the Choiyoi Group. The fault trace was intruded by a rhyolitic dike of Triassic age, that excludes an Andean reactivation of the fault.

The angular unconformity that separates the Carboniferous and the Choiyoi Group represents the San Rafael diastrophic phase of Middle Permian age. The Carboniferous rocks has contact metamorphism produced by several intrusives of Early Permian age.

The Frontal Cordillera, between Punta de Vacas and the Uspallata valley, has a simple Andean structure. All the Late Paleozoic-Triassic rocks of the Cordillera del Tigre (figure 34) have been passively transported

to the east, with a detachment located on the Carboniferous shales.

STOP 3. Punta de Vacas

At this stop it can be seen in the foreground the Tupungato volcano (6,800 m a.s.l.). This is the first active volcano south of the flat-slab segment of the Central Andes, and it is located about 40 km south of Punta de Vacas. The linear trend of rio Tupungato is also controlled by a Gondwanide fault.

STOP 4. Casa de Puquios

This is one of the four shelters on the Argentine side preserved since the late XVIII century. In this shelter overnights Charles Darwin during his crossing of

Paso de la Cumbre in 1835 (see figure 1, and also Darwin 1846 for a picturesque description of the place).

STOP 5. Cerro Penitentes

This is the thrust front of the Aconcagua fold and thrust belt (figure 35). Middle to Late Jurassic limestones overrides the thick Santa Maria conglomerates of Early to Middle Miocene age. These conglomerates are unconformably overlying marine and continental Jurassic strata. The Penitentes overthrust dips from 5° to 22° to the west, and erosion is almost forming a klippe on the top of Cerro Visera. The frontispiece photo of this guide illustrates a 22° footwall ramp along this thrust developed in the Santa Maria Conglomerates further north.

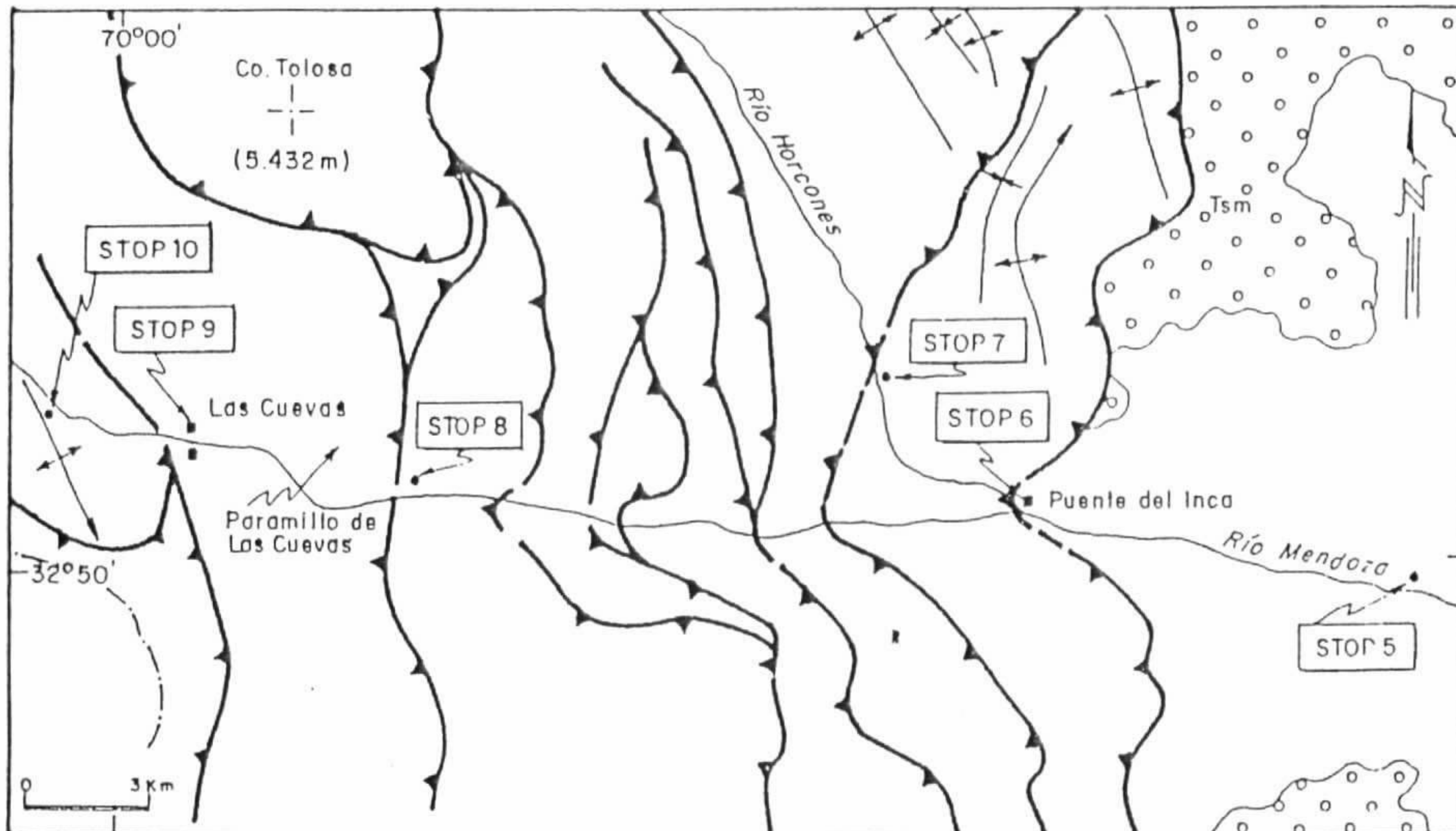


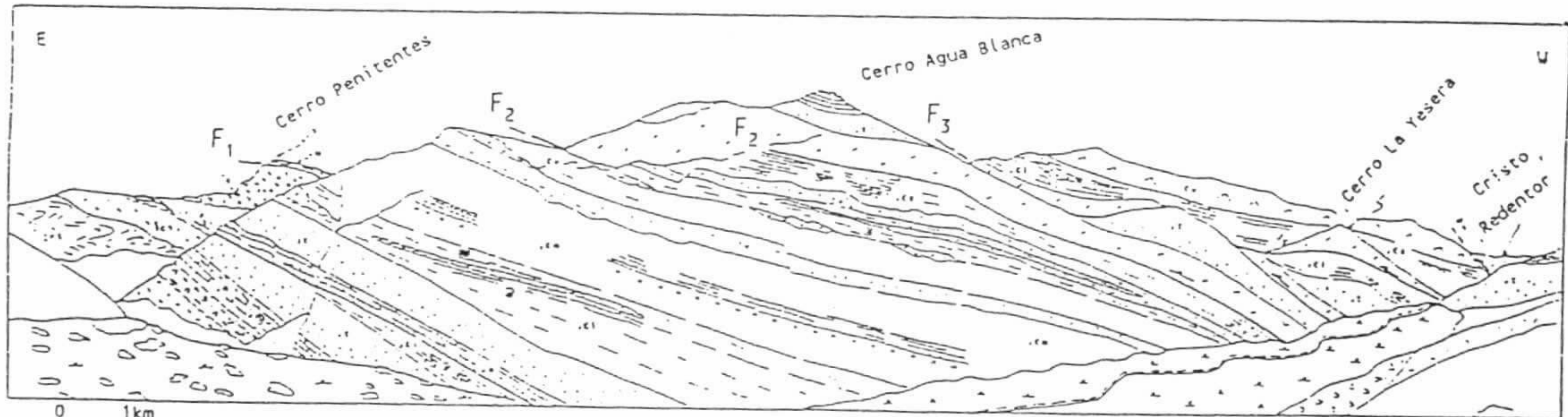
Figure 35: Structural sketch of the Aconcagua fold and thrust belt.

STOP 6. Puente del Inca

This is the most classic section of the High Andes. Compare the evolution of the knowledge since Darwin and Stelzner (see figures 1 and 2) with the present interpretation of figure 36.

The section shows the autochthon represented by Carboniferous hornfels, thin pyroclastic deposits of

Choiyoi Group and Jurassic limestones and conglomerates of proximal facies and small outcrops of marine Early Cretaceous; the first thrust plate composed by Middle to Late Jurassic marine and continental deposits and Early Cretaceous continental to transitional marine deposits; and the second thrust plate represented by Late Jurassic gypsum at the base and Titho-Neocomian continental and marine strata.



ACONCAGUA REGION

Figure 36: Panoramic view of Puente del Inca section with the present structural interpretation. Crt: Alto Tupungato Formation (Carboniferous), Trch: Choiyoi Group (Triassic), Jm: La Manga Formation (Middle Jurassic), Jt: Tordillo Formation (Late Jurassic), JKi: Early Titho-Neocomian deposits, JKm: Middle Neocomian deposits, JKs: Late Neocomian deposits, Tc: Santa Maria Conglomerates (Miocene), Tv: Puente del Inca Trachyte (Miocene).

All these sequences are intruded by thick Miocene dikes of trachyte (15 Ma). In the first thrust plate are seen basaltic and andesitic lenses interbedded in the sequence that are more abundant in the western-most thrust sheets (Ramos 1985a, b).

STOP 7. Quebrada de Los Horcones

At this stop (figure 35), there is a magnificent view of the Pared Sur (south wall) of the Aconcagua (7,021 m a.s.l.). The wall is formed by volcanic and breccia flows of andesitic composition of the Farellones Formation (15 to 9 Ma, Ramos and Yrigoyen 1987). On the western side of the valley, there is an imbrication of Jurassic continental red beds and Early Cretaceous limestones. On the eastern side the diapiric effects of the Late Jurassic gypsum of the Auquilco Formation produced the complex structure of Cerro Panta. To the south, there are visible the imbricates of the second to fourth thrust sheets repeating the different Titho-Neocomian units.

STOP 8. Paramillo de Las Cuevas

At this altitude, it can be seen that the Quebrada de Navarro thrust dips more than 80° to the west (figure 35). This is the result of the different underlying

imbricates that have rotated this thrust. (The shelter is similar to, and as old as Casa de Puquios).

STOP 9. Las Cuevas

The Neocomian limestones overrides Late Jurassic-Early Cretaceous red beds. The thickness of these continental and volcanoclastic deposits exceeds several times the normal thickness of these units, indicating their proximity to the volcanic arc. The carbonates bear *Olcostephanus* sp. of Late Valanginian age.

A rock avalanche was produced from one of the volcanoclastic members of the Mesozoic deposits.

STOP 10. Cristo Redentor

A complex out-of-sequence thrust folded and thrust the red beds and volcanoclastic rocks of the Early Cretaceous Cristo Redentor and Juncal Formations over the Neocomian limestones. The thick pile of Early Cretaceous rocks is deformed in an anticline structure.

To the north, along the Cordillera del Limite, interbedded limestones and volcanics are representing the Neocomian deposits in the westernmost thrust sheet.

DAY 8. THE PRINCIPAL CORDILLERA AT THE CHILEAN SLOPE

(by C. Mpodozis)

The Principal Cordillera corresponds to the highest Andean peaks along the Chile-Argentina border. The Chilean side is made up by gently folded, Mesozoic (Early Cretaceous) and Tertiary (Miocene) volcano sedimentary formations, intruded by Tertiary (Miocene) granodioritic stocks. The whole sequence is thrust eastward over the Jurassic-Early Cretaceous sedimentary formations of the Aconcagua fold and thrust belt seen between Las Cuevas and Puente del Inca). The Pucuro fault, major structural discontinuity separates it from the Coastal Cordillera.

The main components of the geological history of the Chilean part of this segment of the Andes (27°-33°S) (Segment B of Mpodozis and Ramos 1990) are: 1) in the coast, the Pichidangui suspect terrane. 2)

development, in the Jurassic, of a subduction related magmatic arc (Coastal Cordillera) and towards the foreland, a back-arc sedimentary stretch (Aconcagua platform). 3) During the Early Cretaceous, a large subsiding volcanic zone, the Central Chile "aborted" marginal basin or intra-arc basin, was formed behind the inner arc. 4) This basin tectonically collapsed during the Late Cretaceous. 5) In the Cretaceous-Tertiary, the area witnessed a progressively eastward migration of magmatic activity and deformation. 6) Magmatism vanished in the Late Miocene as a consequence of the shallowing of the subduction angle.

The Pichidangui terrane (see figure 38) is a part of yet unknown extension that seems to have been

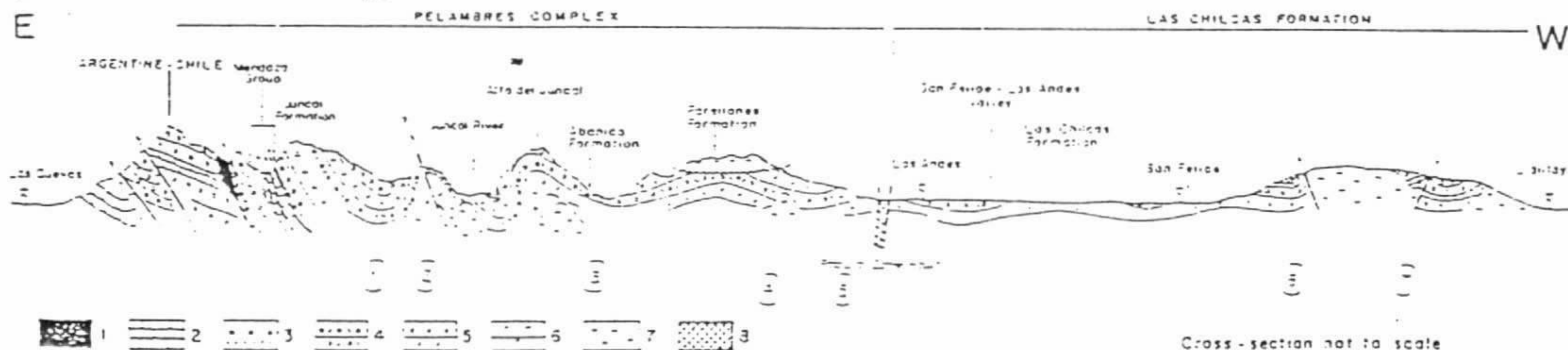
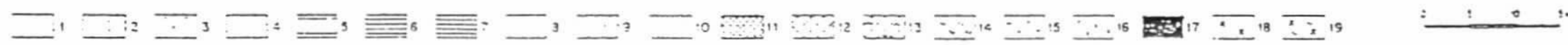
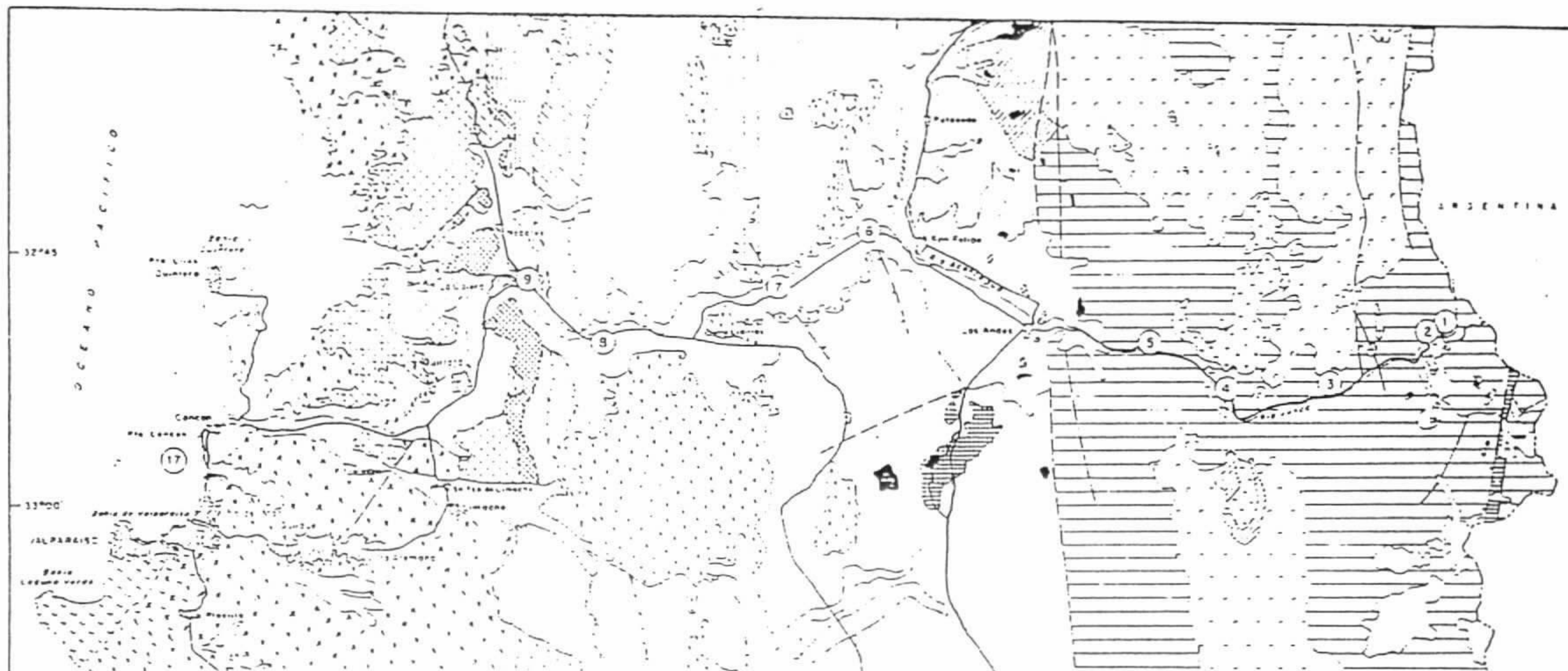


Figure 37: a.- Geologic map of the Aconcagua river area. Quaternary: 1. Alluvial deposits; Miocene-Pliocene: 2. Coastal marine sediments; Miocene: 3. Farellones Formation; Late Cretaceous: 4. Viñitas Formation; Early Cretaceous: 5. Pelambres Complex (Abanico and Juncal Formations), 6. Mendoza Group, 7. Lo Valle Formation, 8. Las Chilcas Formation, 9. Veta Negra Formation, 10. Lo Prado Formation; Jurassic: 11. Cerro La Calera Formation, 12. Aijal Formation; Triassic-Jurassic?: 13. El Cajón Formation; Paleozoic?: 14. Metamorphic rocks of the Quintay Formation; Granitoids: 15. Upper Miocene, 16. Oligo-Miocene, 17. Cretaceous, 18. Jurassic, 19. Paleozoic (Rivano et al. in prep.).
 b.- Schematic section between Llaillay and Portillo illustrating the increase of deformation from west to east. 1. Gypsum; 2. Carbonate rocks; 3. Conglomerates and sandstones; 4. Volcaniclastic rocks; 5. Andesites and tuffs; 6. Rhyolites; 7. Intrusive granitoids; 8. Cataclastic rocks (Rivano et al. in prep.).

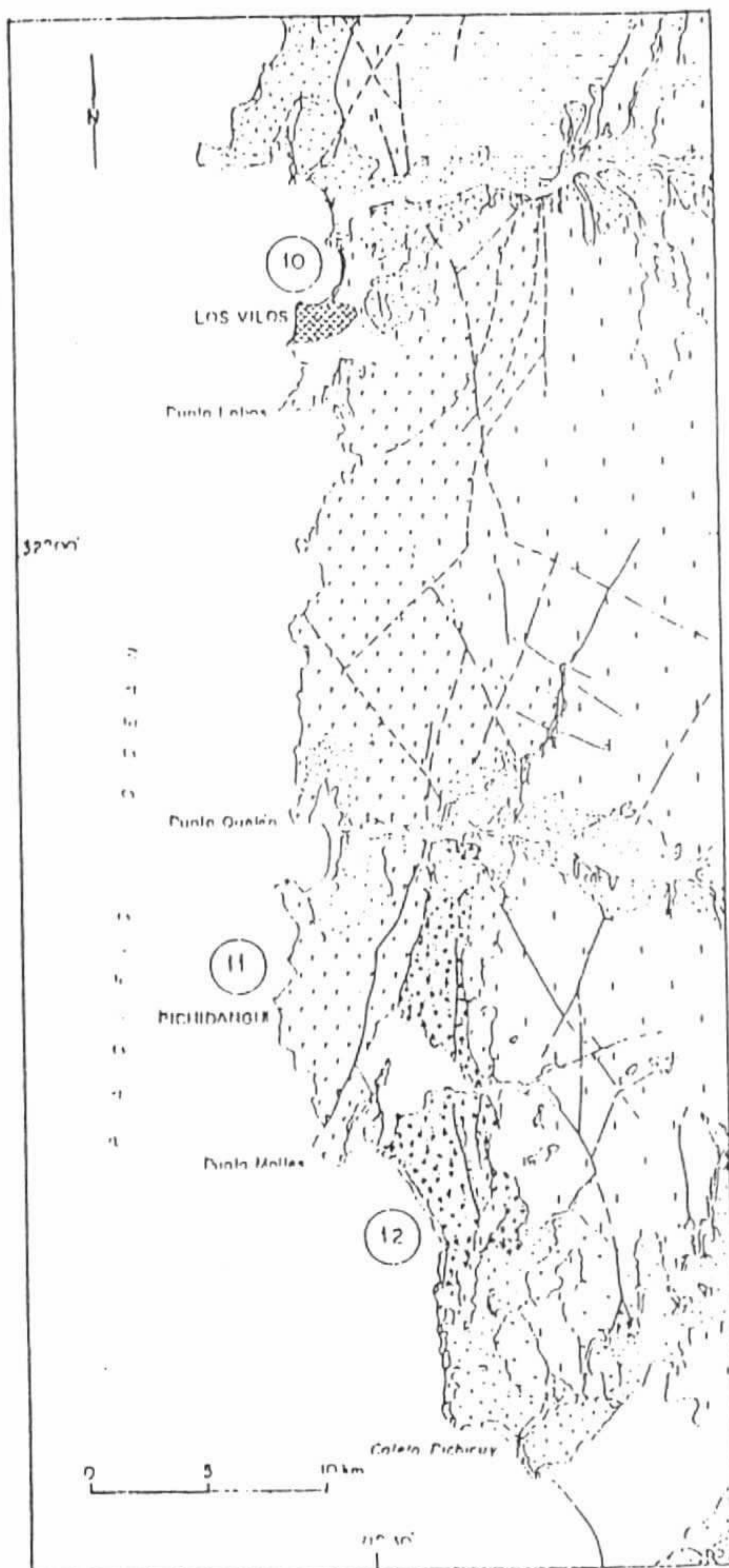
V.A. Ramos (1990)

emplaced by margin-parallel strike-slip motion in the Late Triassic-Early Jurassic (Forsythe et al. 1986). It includes a Devonian-Early Carboniferous turbidite sequence (Arrayán-Los Vilos Formation) and a Late Triassic-Early Jurassic volcanic and sedimentary sequence (El Quereo, Los Molles, and Pichidangui Formations, Cecioni and Westerman 1968, Rivano and

Sepúlveda, in prep., figure 39). Strike slip motion along the Chilean coast was accompanied, in Argentina, by the development of Triassic rift basins (Ramos and Kay 1990). They succeeded the Choiyoi magmatism at the end of the Gondwanide history of this Andean segment.

The oldest, "in situ", post Pichidangui sequences in the Coast Cordillera are the Ajial and Cerro Calera formations that consist chiefly of rhyolitic and pyroclastic rocks, which were erupted during an interval of Early Jurassic volcanism (Thomas 1958, Piracés 1977). Volcanic eruptions were partly submarine as indicated by the presence of interbedded Bajocian limestones (figure 40). At the same time, large gabbro to granite plutons were emplaced in the coastal region (Rivano et al. 1985). These plutons yield K/Ar ages ranging from 191 to 138 Ma (Munizaga and Vicente 1982, Rivano et al. 1985, Hervé et al. 1985). In the back-arc region to the east, a Liassic to Dogger marine transgression initiated as a clastic-carbonate platform that developed over the Late Paleozoic igneous basement of the Frontal Cordillera.

Uplift during Late Jurassic caused a change to subaerial conditions, as it is indicated by the Horqueta Formation in the Coastal Cordillera (Piracés 1977).



LEGEND

- | | | |
|---------------------|-------------------------|---|
| PICHIDANGUI TERRANE | [Cross-hatched pattern] | Los Vilos Formation
(Devonian - Early Carboniferous) |
| | [Dashed pattern] | El Quereo Formation
(Anisian) |
| | [Dotted pattern] | Pichidangui Formation
(Upper Triassic) |
| | [Stippled pattern] | Los Molles Formation
(Upper Triassic - Lower Jurassic) |
| | [Horizontal lines] | Jurassic granitoids |
| | [Vertical lines] | Jurassic volcanics |
| | [Diagonal lines] | Terrace deposits |
| | [Blank] | Quaternary |

Figure 38: Geologic map of the Los Vilos-Los Molles region, Coastal Cordillera, north of Valparaíso (Rivano et al. in prep.).

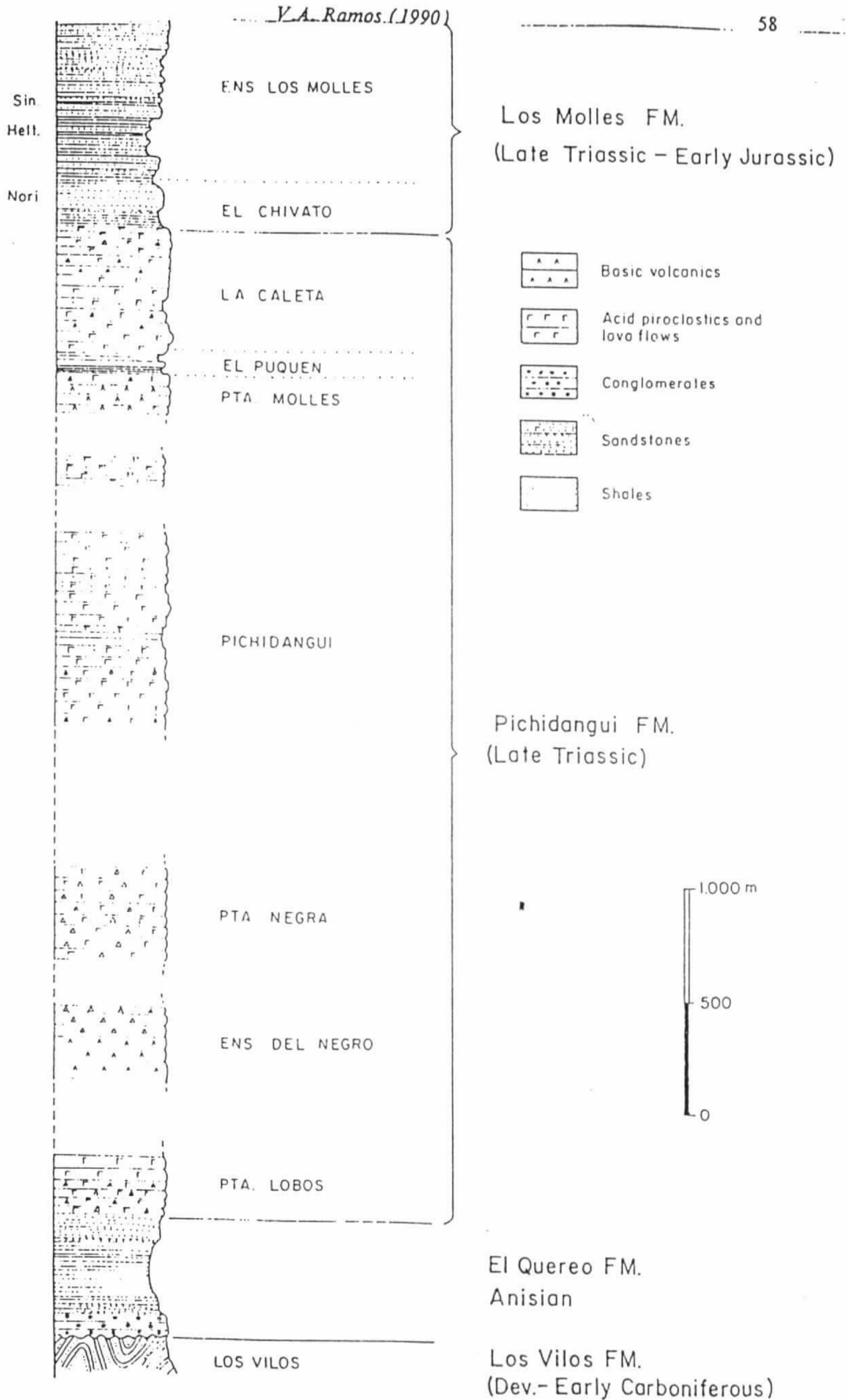


Figure 39: Stratigraphic section along the coast between Los Vilos and Pichidangui

Meanwhile in the back-arc region, an Oxfordian marine regression is suggested by thick evaporite units such as the Auquilco gypsum, and overlying upper Jurassic continental red beds. These sediments were derived by erosion of volcanic rocks of the Coastal Cordillera.

The sea advanced over the Aconcagua platform during the Early Cretaceous (Ramos 1985 a, b). This Early Cretaceous was followed by: a) a noticeable decrease of plutonism in the Coastal Cordillera, where only small stocks of this age are found just to the east of the Jurassic magmatic belt (Nasi 1984; Rivano and Sepulveda 1986); b) a progressive change in the composition of volcanism to andesites and flood basalts, interbedded with marine carbonate rocks (Lo Prado and Veta Negra Formations) having low Sr^{87}/Sr^{86} initial ratios (Piracés 1976; Levi and Aguirre 1981; Nasi 1984; Aberg et al. 1984); and c) an eastward expansion of this volcanism into the Aconcagua platform in which the Early Cretaceous lavas of the Los Pelambres Group interfinger with Neocomian limestones along the Chilean-Argentine border. Aberg et al. (1984) and Levi and Aguirre (1981) interpreted the widespread volcanic activity of the Early Cretaceous as taking place in a short-lived "aborted" marginal basin of Hauterivian-Albian age. The term aborted was used by Aberg et al. (1984) to denote a zone where large volumes of basalts and andesites were erupted through a thin, attenuated continental crust which did not evolve into an oceanic crust floored basin such as that in the southernmost Andes of Tierra del Fuego (Dalziel et al. 1974). In Central Chile a high thermal gradient associated with subsidence caused pervading "burial" metamorphism of the volcanic pile. At the end of the Early Cretaceous the basin was filled with coarse red conglomerates interbedded with lavas and limestones (Las Chilcas Formation, Thomas 1958; Rivano et al. in prep.).

Sometime during the Late Cretaceous, the basin collapsed and subsequent deformation seems to have resulted in the beginning of thrusting of the Cretaceous volcanic pile towards the east over the sediments of the Aconcagua platform. Large Late Cretaceous batholiths were emplaced along the axis of the foregoing volcano-tectonic rift (Rivano et al. in prep.). Despite the fact that there is not clear record of Late Cretaceous sediments or volcanism, a belt of Paleocene granitoids was emplaced along the western foothills of the Principal Cordillera. An even younger belt (Miocene) of granodioritic stocks intruded further to the east, consorted with the Miocene volcanics of the Farellones Formation (Mpodozis and Ramos 1990). This unit, which overlies the Early Cretaceous volcanics of the Pelambres Group, represents the youngest volcanic episodes recorded in the Principal Cordillera. Miocene shallowing of the subduction angle resulted in the shut-off of the magmatism (Jordan et al. 1983a, b; Kay et al. 1987) and beginning of deformation in the Precordillera and Sierras Pampeanas.

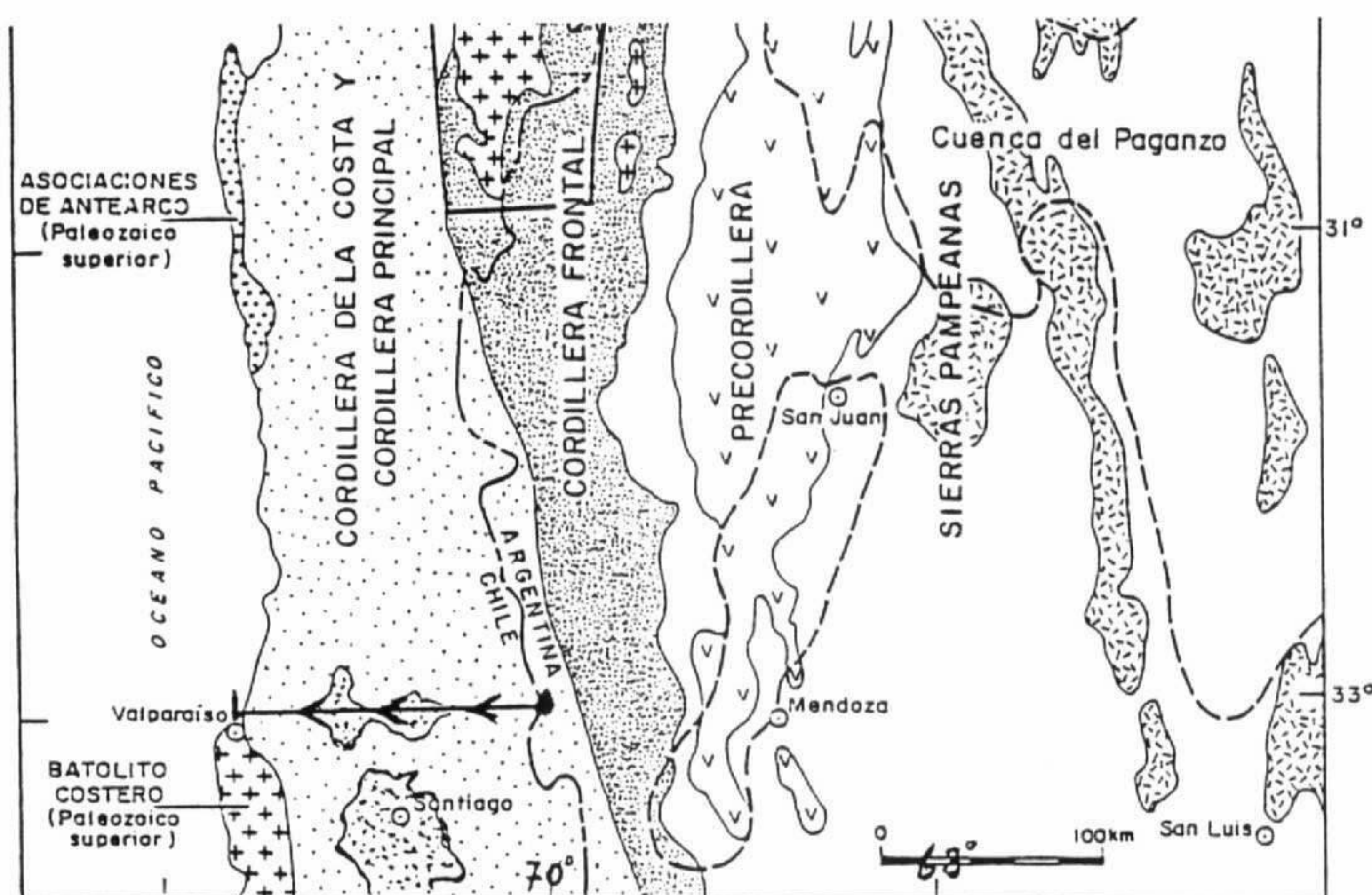
References - v. Anexo I

V SIMPOSIO DE ESTUDIOS TECTONICOS
(Gramado, RS-Brasil)

ANEXO VI

GUIA DE EXCURSION PORTILLO - VIÑA DEL MAR

Estructura y Evolución Tectónica de la Cadena Andina a los 33° lat.s.



Preparada por : Estanislao Godoy Pirzio-Biroli
(Servicio Nac. de Geología y Minería)

1 y 2 Diciembre 1995

I. INTRODUCCION

Los Andes al oeste de su divisoria de aguas muestran, en esta latitud, un predominio de rocas ígneas y volcanoclásticas jurásicas y cretácicas. Las de edad cretácica afloran en la Cordillera Principal y serán visitadas el primer día. Las jurásicas constituyen gran parte de la Cordillera de la Costa, aquí ya desdibujada como unidad orográfica, y -con la cooperación de Silke Gawlick- serán recorridas el sábado 2 de Diciembre. Como última detención de dicho día tendremos ocasión de observar, al oeste de las raíces del arco Jurásico y bañados por el generalmente poco (oceano) Pacífico, gneisses del gran evento térmico Pérmico-Triásico. Otras rocas sílicas asociadas a esta fusión cortical masiva por aislamiento termal del manto sublitosférico (Provincia magmática ácida Choiyoi, fig. 1) constituyen el borde oriental de este orógeno mesozoico : la Cordillera Frontal (TR/Pz en figura 2).

PROVINCIAS MAGMATICAS ACIDAS Y EVOLUCION TECTONICA DE LOS ANDES

C. Mpodzis y S. Kay. Rev. Geol. de Chile, 17, 2, 153-180, 1990

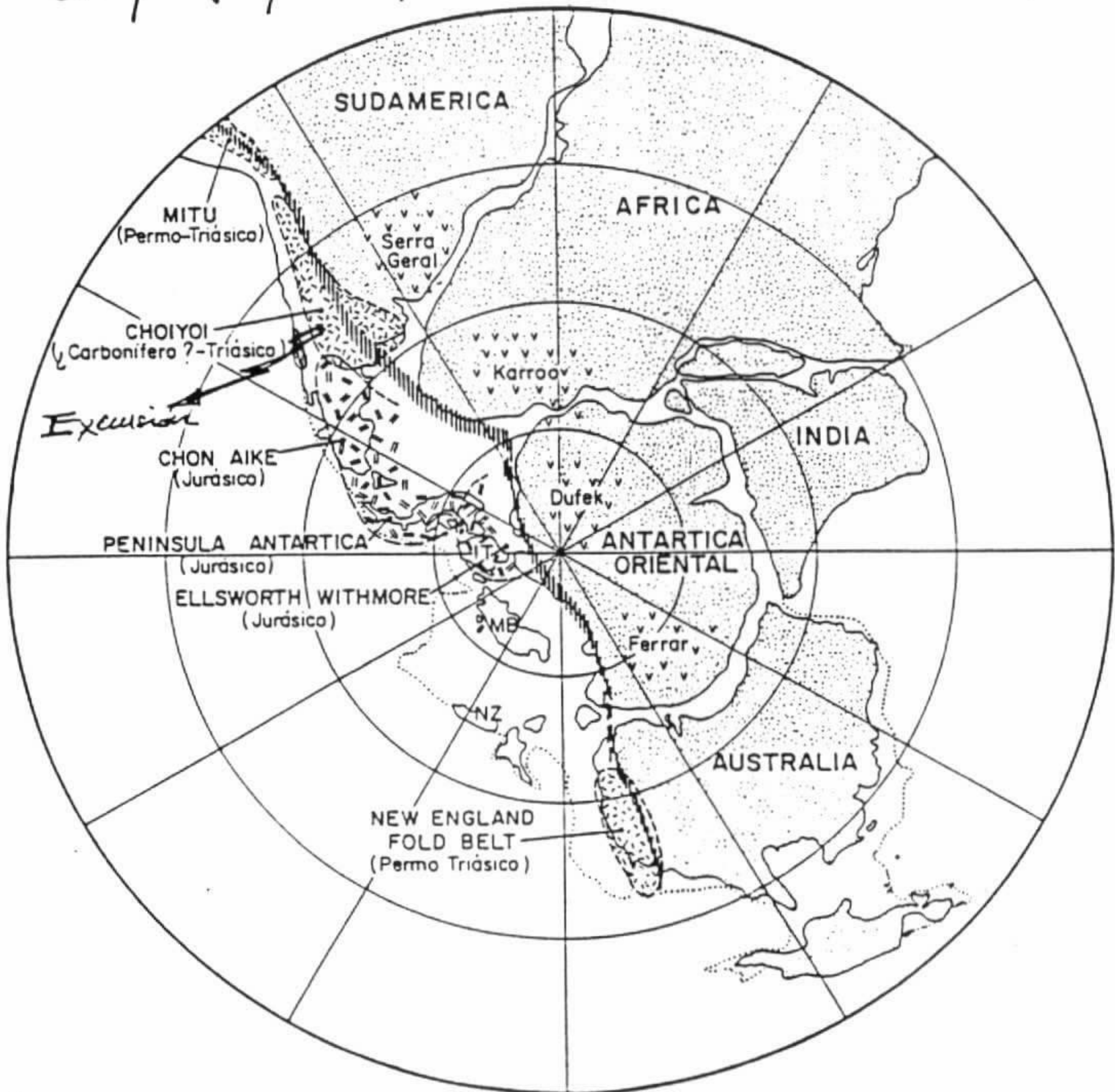
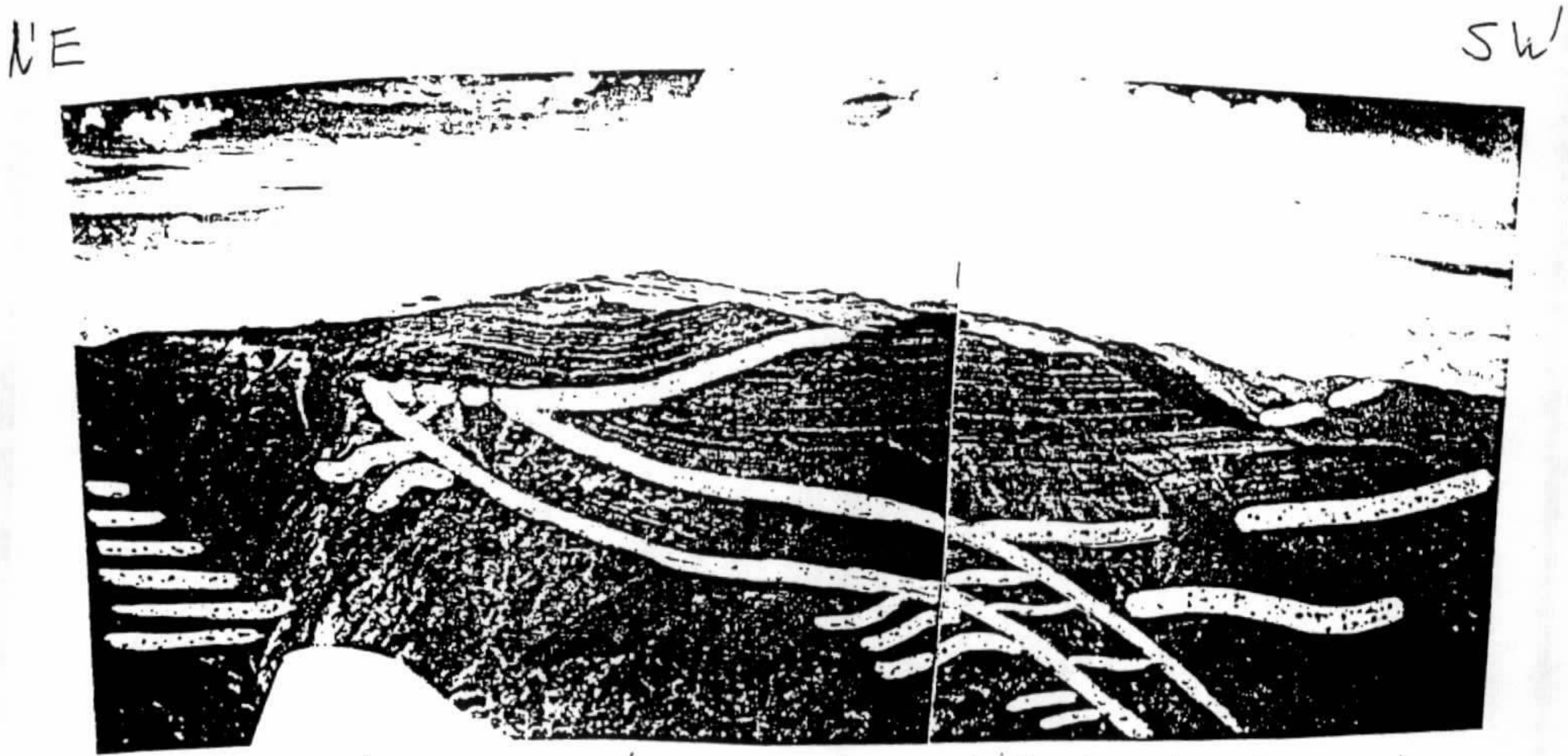


FIG. 1. Distribución de las provincias magmáticas ácidas en el margen de Gondwana entre Perú y Australia. Estas se desarrollan, de preferencia, sobre la franja de terrenos exóticos y bloques microcontinentales, acrecionados al supercontinente en el curso del Paleozoico. Al este de los terrenos acrecionados, sobre el núcleo cratónico predominan las provincias basálticas (Karroo, Serra Geral). IT: Isla Thurston; MB: Tierra de María Byrd; NZ: Nueva Zelanda. Reconstrucción de Gondwana a los 240 Ma. según Lawver *et al.* (1989).

II. LA CORDILLERA PRINCIPAL, VERTIENTE OESTE.

El corrimiento fuera de ~~se~~ ^{su} secuencia ilustrado en figura 2 y detallado en la figura 3 es un elemento mayor de la cadena. Tal como muestra el perfil esquemático de la figura 4, sobrepone las rocas del arco cretácico - neógeno? (Fm. Abanico = Fm. Pelambres = Fm. Juncal) sobre las previamente plegadas y corridas (Malm-Cretácico inf.) del tras-arco aconcagüino. Cubierto por coluvios rojos finos en la vertiente argentina, aflora en las nacientes del río Juncal, 10 km al sur de nuestro recorrido.

Un segundo accidente inverso, probablemente enraizado en la Zona de Debilidad Pocuro, se expresa como una zona triangular que, en su techo, despega hacia el oeste ignimbritas miocenas (20-18 Ma) basales de la Formación Farellones (fig. 4 y 5 / foto adjunta, obtenida por N. Muñoz y R. Fuenzalida -Sipetrol- desde una avioneta al sur del punto 3).



Vista hacia el extremo norte del Cordón Los Españoles.
 La Formación Abanico aflora concordante bajo las lavas de Farellones, excepto cerca de la base de la zona triangular.

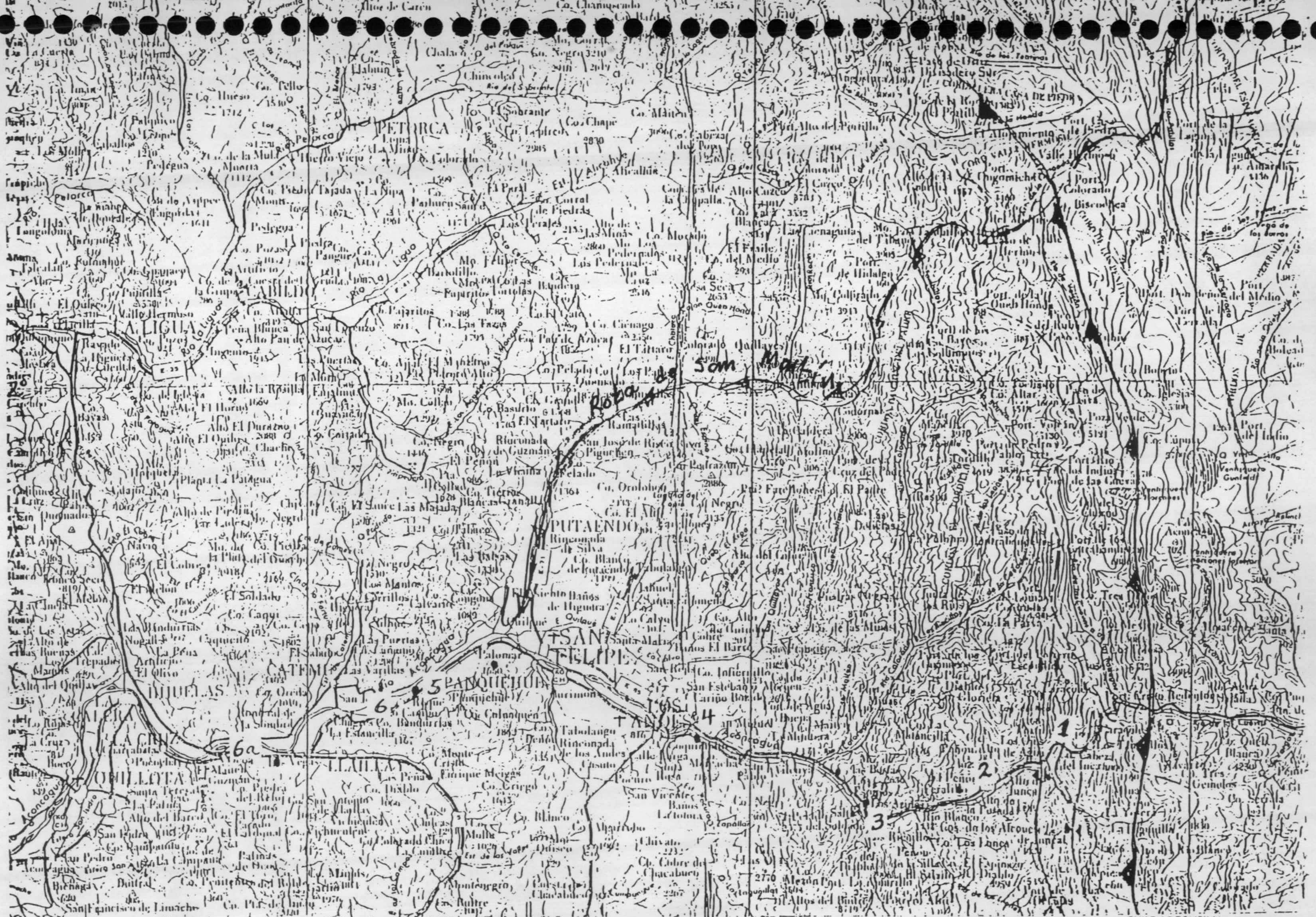


Figura 2

Zona de
estabilidad Pucón

10 Km
1:500,000

CHILE-ARGENTINA

15°

71°

45°

30°

15°

70°

Ramos, Hiram Aguirre-Ulloa, Godoy y LoForte (1990)
 Actas II, 10 Cong. Geol. Argentino, San Juan 43-46

Mussi (1985)
 (Licencia UBA)

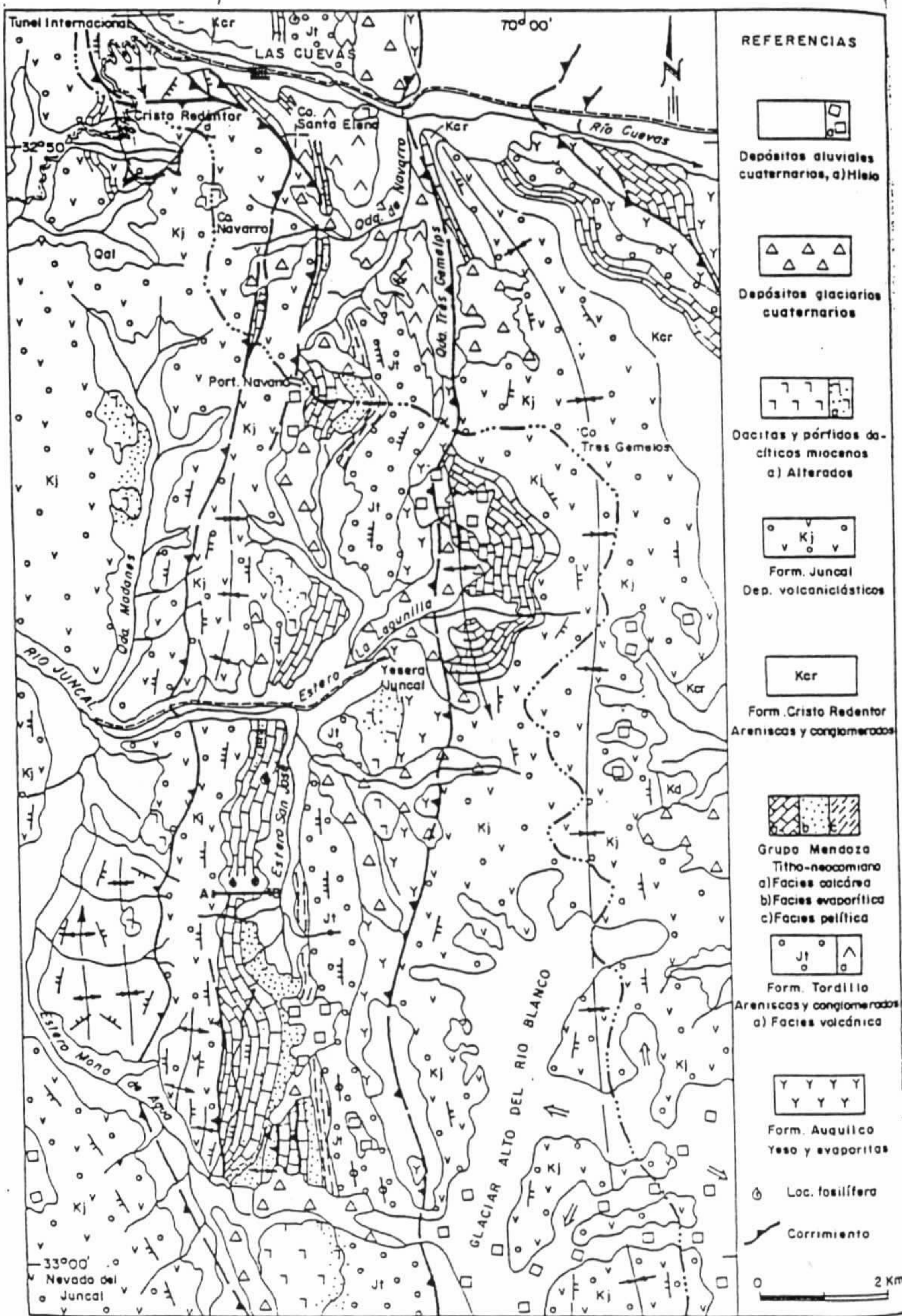


Figura 3

Zona de Destrucción Pócura

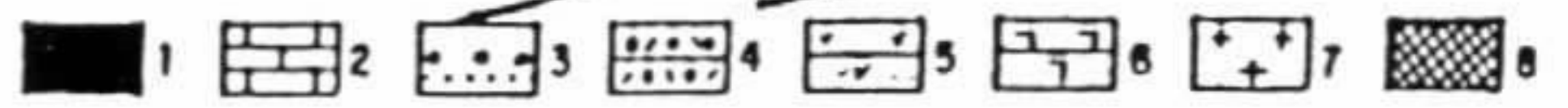
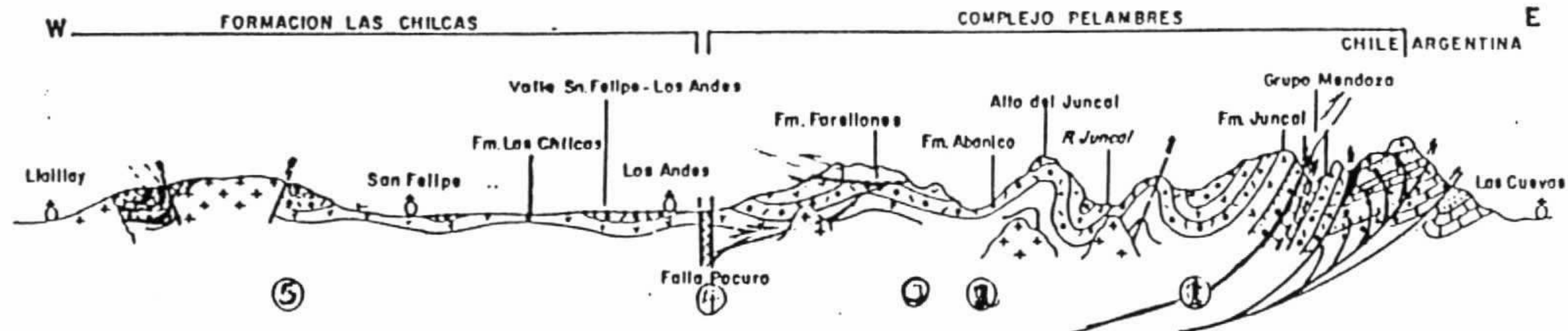
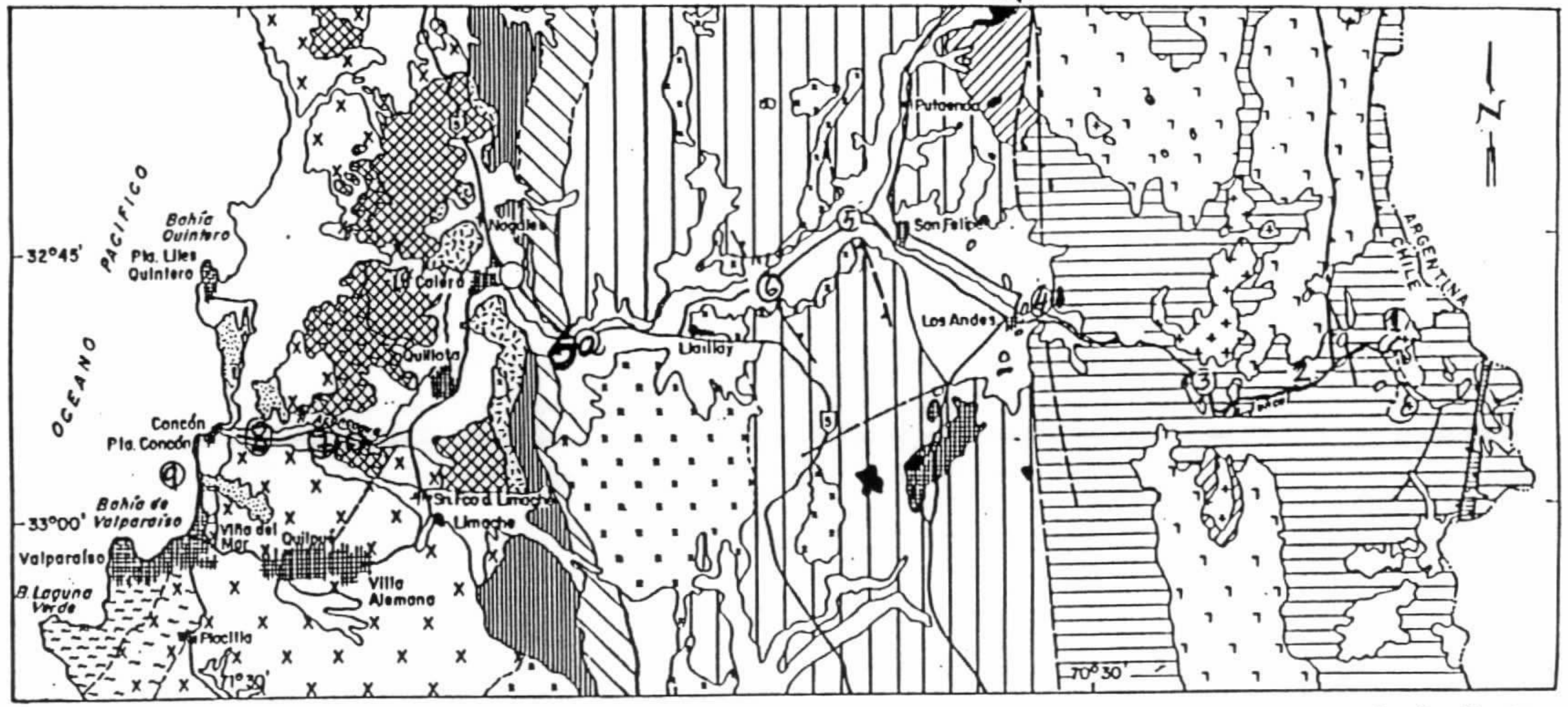


Figura 24: Mapa geológico y sección estructural según Rivano et al., (en prep.). 1: Cuaternario; 2: Dep. marinos costeros; 3: F. Farellones (Mioceno); 4 F. Viñitas (Cretácico sup.); 5: CRETACICO INFERIOR: 5: Complejo Pelambres (Fms. Abanico y Juncal); 6: Gr. Mendoza); 7 F. Lo Valle; 8: F. Las Chilcas; 9: F. Veta Negra; 10: F. Lo Prado; 11: F. Cerro La Caler (Jurásico) 12: F. Aijal (Triásico - Jurásico); 13: F. El Cajón; 14 F. Quintay (Metamorfitas paleozoicas); Granitoides: 15 Mioceno superior; 16: Oligo-mioceno; 17: Cretácico; 18: Jurásico; 19: Paleozoico.

no a escala!
1993

Mientras la edad de la deformación es principalmente Oligoceno a Mioceno inferior en la Faja Plegada y Corrida, en el arco cretácico - neógeno ocurrió a fines del Mioceno y se asocia a intrusivos sincinemáticos con razones La/Yb que suben, en 2 Ma, de 10 a 60, lo cual implica un acelerado aumento del espesor cortical.

La deformación que originó el pilar en compresión del punto 5 es post-cretácica inf., probablemente ligada a la miocena tardía recién mencionada. Igual edad deben tener los corrimientos de vergencia oeste propuestos en el perfil de la figura 6, zona a visitar el segundo día.

III. LA EXCURSION

1er día

Parada 1a.- Laguna del Inca (2.880 m)

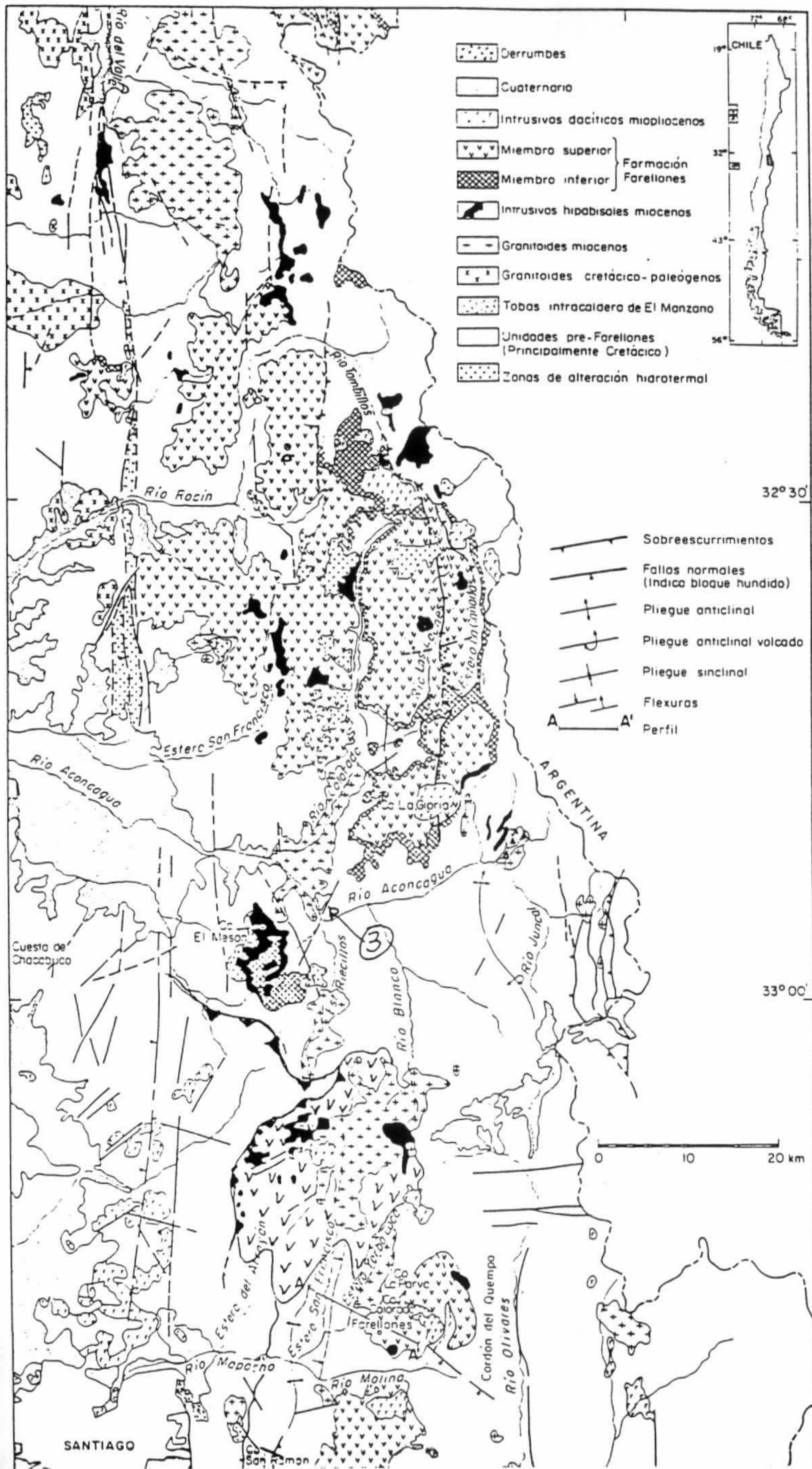
El valle glacial que aloja este lago fue represado por un gran derrumbe. Este provino, al retirarse el hielo y volverse inestables las laderas, desde las lavas y tobas andesíticas neocomianas que afloran en las superficies estructurales de sus acantilados orientales (fig. 7 y 8). El depósito principal se adosó a la morrena lateral derecha del valle, bajo la cual desagua el lago y fue luego removilizado aguas abajo (Unidad Ib). La unidad III es reciente y ha sido reconocida como remoción en masa incluso por los autores que describen todo el relleno como morrénico.

Parada 1 b.- Cuesta del Juncalillo

Junto con reconocer el intenso fracturamiento y estriamiento no-glacial de los fragmentos de andesitas epidotizadas en el corte del camino, desde este punto podremos observar -hacia el sur- el anticlinal del Alto del Juncal. Este pliegue, con intrusión sincinemática de pórfido dacítico (19 Ma) en grietas de tensión de su núcleo, se amortigua hacia el norte y vuelca al este hacia el sur del cerro homónimo.

Parada 2.- El Peñón

Una corta caminata hasta la desembocadura de esta quebrada permite observar buenos afloramientos de diversos tipos de tobas brechosas y andesitas filonianas. El nombre toba brechosa (o brecha tobácea si predominan los clastos angulosos) se aplica a rocas formadas a partir de diversos tipos de flujos de detritos asociados a un ambiente volcánico. Capas de litarenita corresponden a tobas de cristales retrabajadas (tufitas).



Modificado de: Pivano S., Godoy F., Vergara, H. y Villaruel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34°S). Rev. Ser. de Geol. 17, 2, p. 205-214.

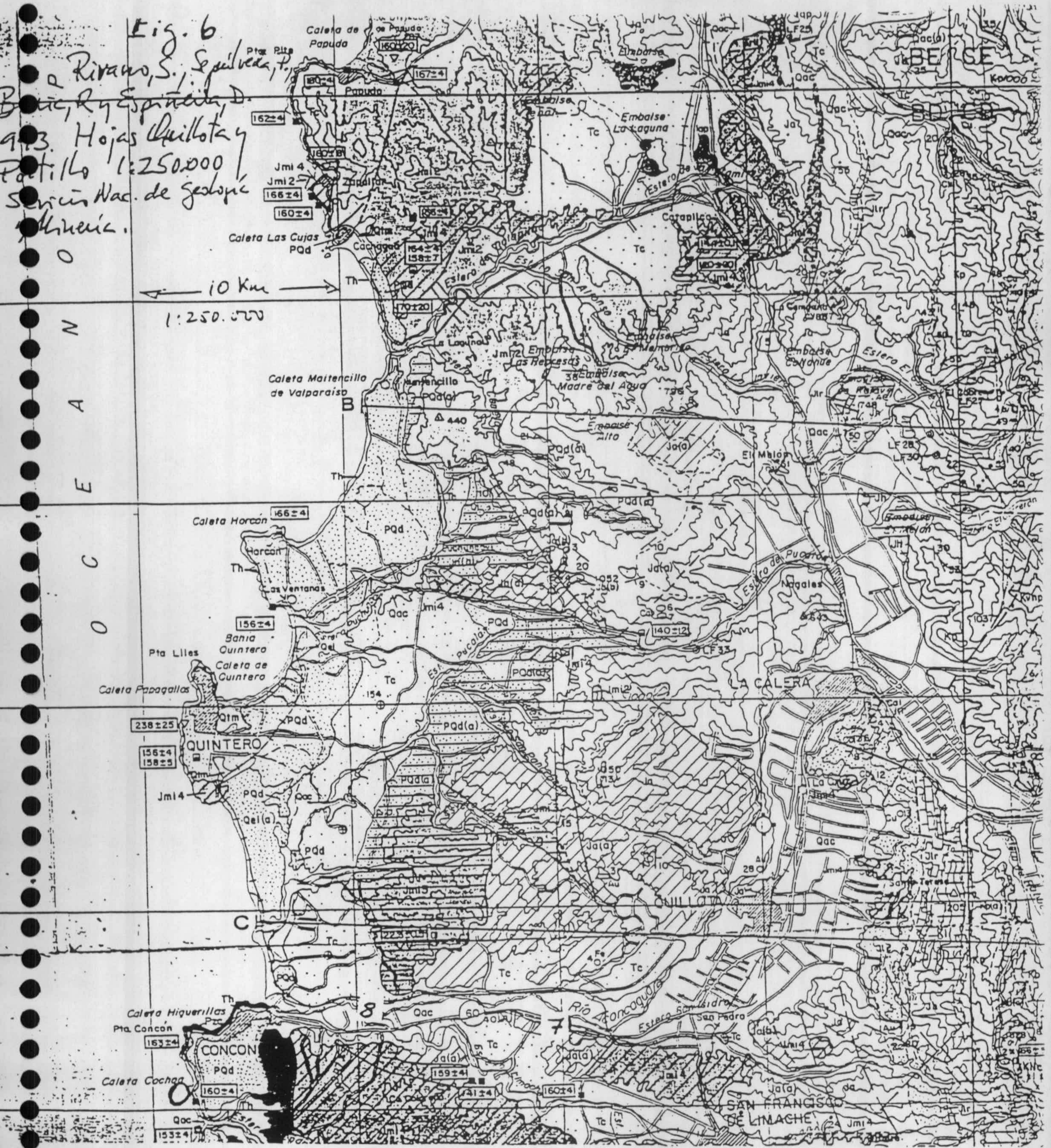
FIG. 5 Esquema de la Cordillera de los Andes de Chile Central (32° y 33° S) y tributarios de la Formación Farellones (Baza, 1980, bajo.)

Fig. 6

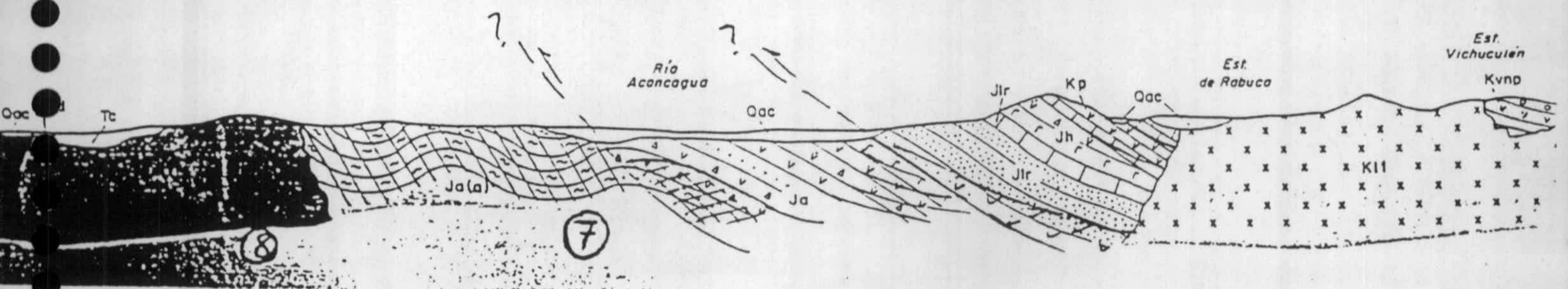
Rivano, S., Espilveda, P.
B. R. y Espilveda, D.
9.3. Hojas Quillota y
Paitillo 1:250.000
Servicio Nac. de Geología
Minería.

10 Km
1:250.000

O C E A N O

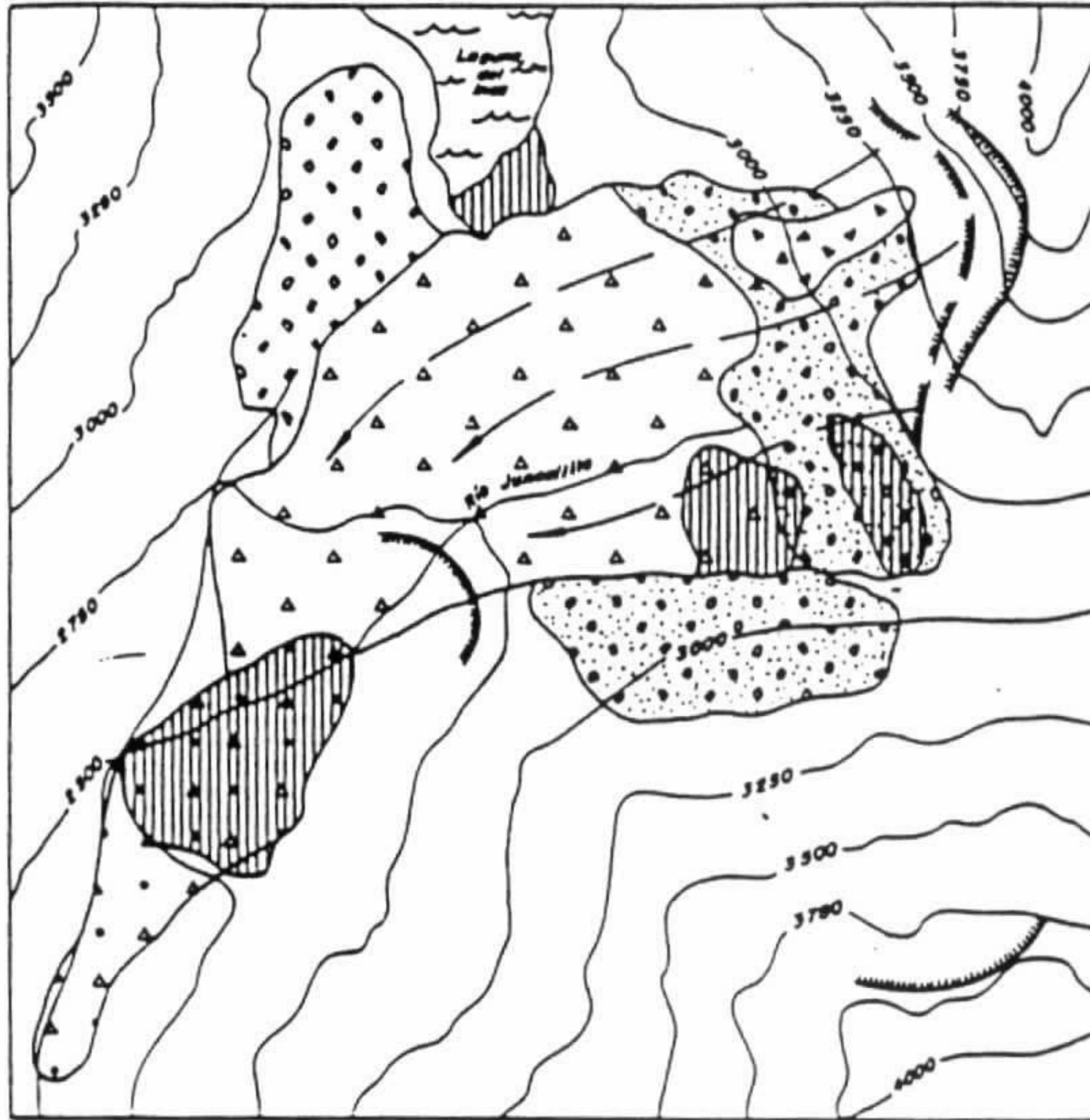


9



Estanislao Godoy, Luis Lara e Ignacio Ugalde

"Derrumbes de Cerro Holocenos en los Andes Centrales de Chile"
 7º An. Geol. Chilena 1, p. 310-314., 1994



LEYENDA

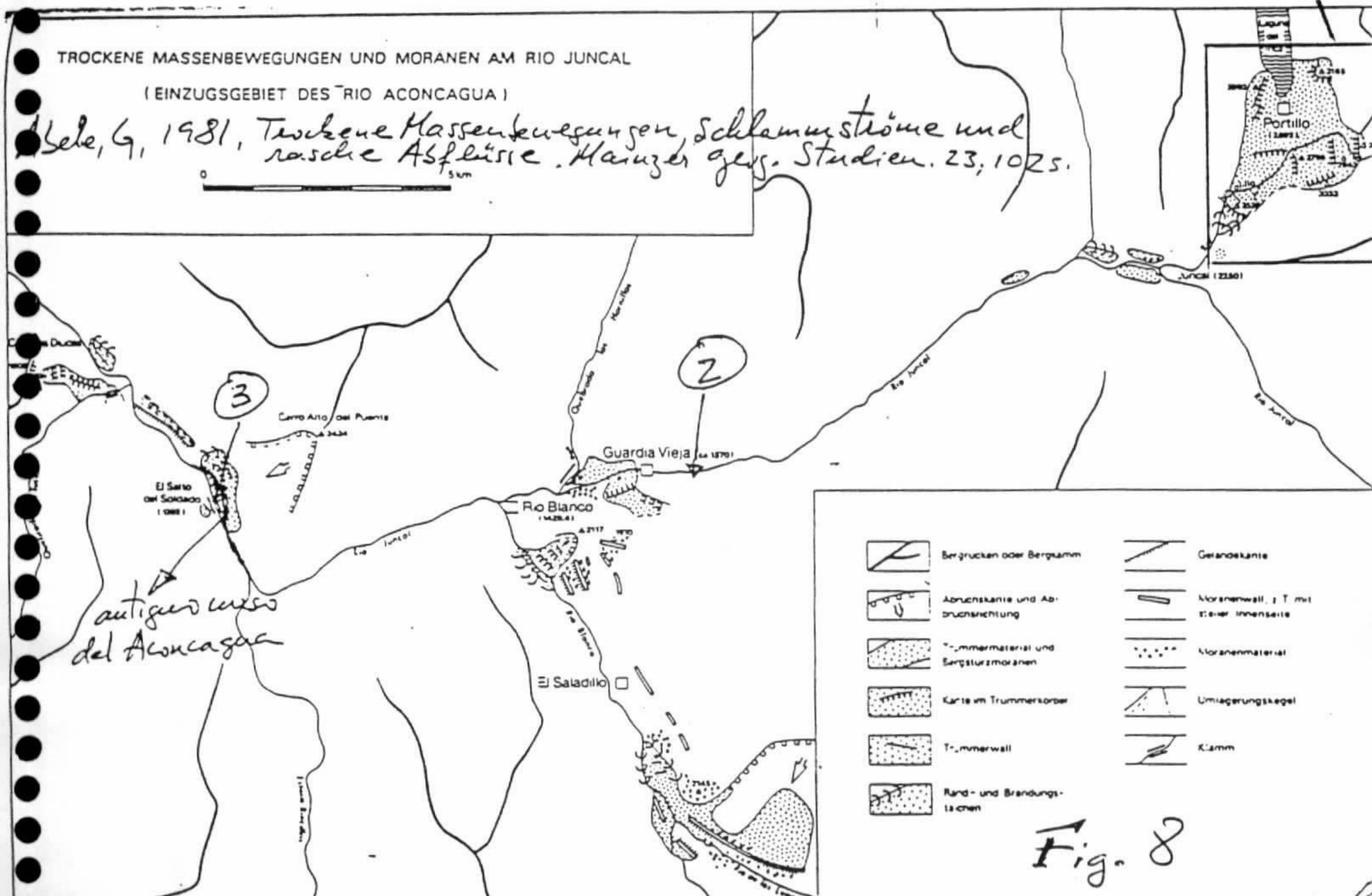
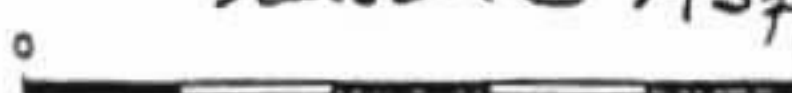
- Derrumbe salvial ocultas
- Fluvio - lacustre
- Unidad III
- Unidad II
- Unidad I a
- Unidad I b
- Morena lateral
- Escarpa de derrumbe

Fig. 7

TROCKENE MASSENBEWEGUNGEN UND MORANEN AM RIO JUNCAL

(EINZUGSGEBIET DES RIO ACONCAGUA)

Bebe, G., 1981, Trockene Massenbewegungen, Schlammströme und rasche Abflüsse. *Manuscr. geogr. Studien*. 23, 1025.



- Bergrücken oder Bergkamm
- Abbruchkante und Abbruchrichtung
- Trümmersmaterial und Bergsturzmoränen
- Kante im Trümmerskörper
- Trümmerwall
- Rand- und Brandungsflächen
- Gerandekante
- Moränenwall, T mit Steilinnenseite
- Moränenmaterial
- Umlagerungskegel
- Kamm

Fig. 8

Es posible que la edad de estas rocas sea Cretácico superior pero no se descarta un largo hiatus con reinicio de la depositación vocaniclástica en el Neógeno.

Almuerzo "donde el Guatón" (ojalá que hagan precio especial por ser un grupo numeroso)

Parada 3.- Salto del Soldado

Después de una breve detención frente al valle del río Blanco, por donde Uds. entrarán en 3 días más para visitar la mitad norte de un gran yacimiento de pórfido plioceno de cobre, pararemos en un nuevo depósito de remoción en masa. Compuesto en gran parte por granodiorita de grano fino y pórfido dacítico triturados con alteración argílica, logró desviar el curso del río Aconcagua y tallar así la actual garganta. Saltando sobre ella cuenta la leyenda un soldado español logró arrancar de los, seguramente con razón, enfurecidos mapuches. Se ruega no intentar imitar al legendario conquistador.

Parada 4.- Zona de debilidad Pocuro

Una alta densidad de diaclasamiento en pórfido andesítico marca aquí este recto lineamiento. Coincide con el borde occidental de la Cordillera Principal, no así con la ubicación de la anomalía de Bouger. Al norte del Aconcagua (fig. 5) esta posible zona de falla aloja intrusivos hipabisales miocenos y una avanzada alteración hidrotermal. Esta estructura aún poco estudiada en detalle puede representar el borde invertido de la cuenca cretácica-neógena de Pelambres-Abanico).

Parada 5.- Cerro La Giganta

Hemos atravesado la ciudad de Los Andes y nos encontramos al sur-oeste de San Felipe y frente a la desembocadura del Putaendo en el Aconcagua. Por este valle bajó, hace 180 años, el Ejército Libertador después de un largo rodeo del cerro Aconcagua por el norte (ruta en figura 2).

Por el flanco oriental del cerro La Giganta una falla inversa de manto 70° al SW origina un sinclinal al montar granitoides de 100-117 Ma sobre calizas estromatolíticas a oncolíticas de la Formación Las Chilcas (calizas de Ñilhue en fig 9). Como no hubo tiempo para contactar al dueño y el mundo es ancho y ajeno intentaremos (de permitirlo la hora del día) acercarnos a la estructura ilegalmente, caminando.

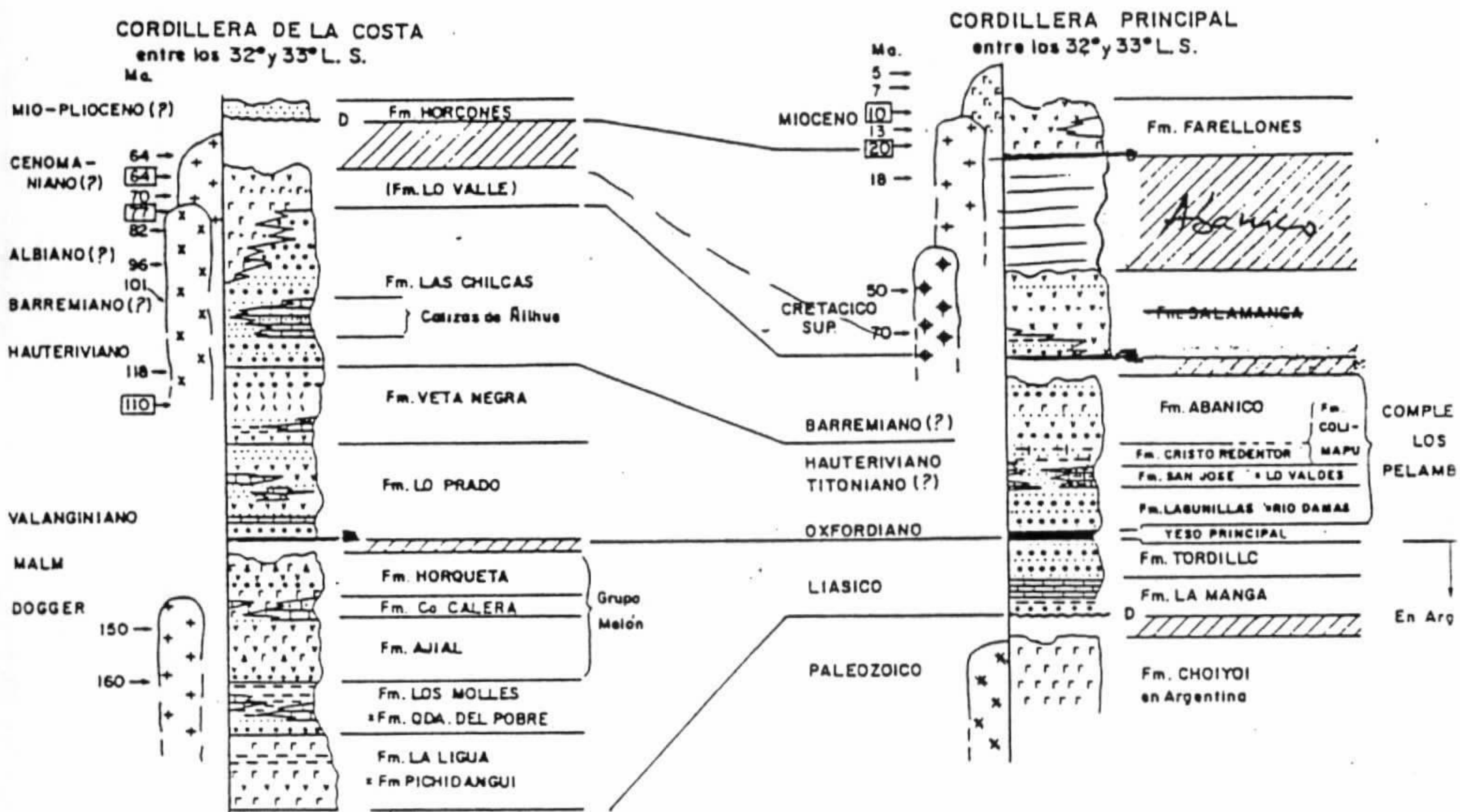


Fig. 9. Columnas estratigráficas generalizadas de Chile, entre los 32 y 33° S.

Parada 6.- Falla El Carbón

Nos encontramos ahora en el borde occidental del pilar en compresión, ahora asociado a un sinclinal levemente volcado y calizas despedazadas a lo largo de la traza de la falla.

Via San Felipe nos dirigimos ahora a Termas de Jahuel para yantar, beber y dormir.

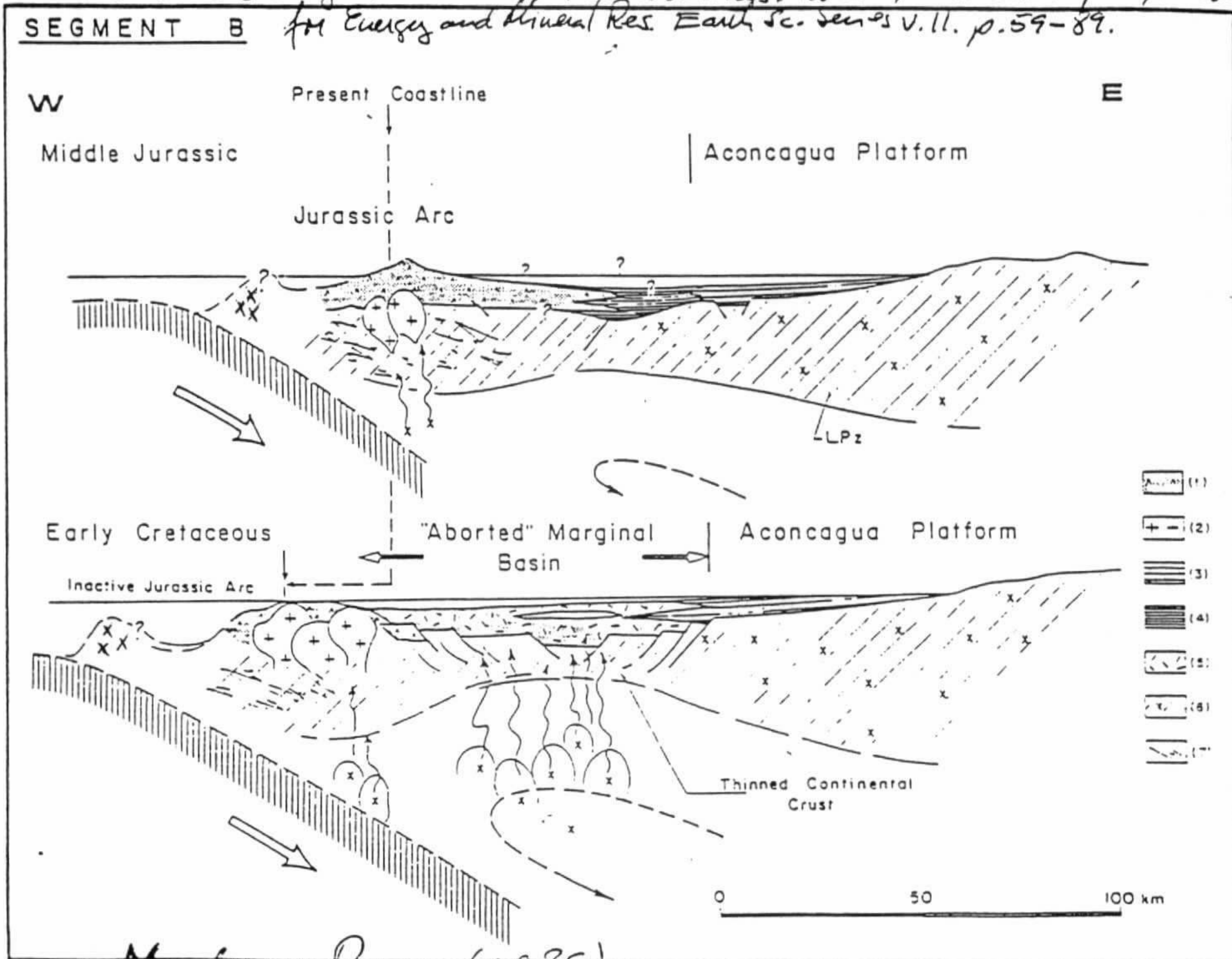
20 Día

Parada 6a Puerta oeste de túnel La Calavera

La mayor parte de las rocas del Cretácico inferior en el borde costero de Chile entre los 32° y los 25° corresponden a potentes coladas y cuerpos hipabisales de andesitas basálticas. Debido a este gran espesor y su carácter geoquímico poco diferenciado han sido interpretadas, junto con las volcánicas de la subyacente Formación Lo Prado (fig. 10 y 11), como producidas en una cuenca marginal abortada (Levi y Aguirre, 1981, *Enialic spreading subsidence in the Mesozoic and Paleogene Andes of central Chile. Jour. Geol. Soc. London, 138, 75-81.*)

Las coladas (filones manto?) que aquí observamos son de una variedad que contiene fenocristales de > 2cm. Se las ha llamado ocoitas por constituir el tipo más frecuente en el Miembro Ocoa (superior) de la Formación Veta Negra (nombre de la cadena al N del Aconcagua).

geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Houston, Texas. Circumpacific Conference for Energy and Mineral Res. Earth Sc. Series V. 11. p. 59-89.



M. P. Ramos (1989)

Figure 10 Paleogeographic sections for Jurassic-Early Cretaceous of central Chile. Segment B (lat. 27°-35°S): (1) Jurassic felsic volcanic rocks; (2) granitoid plutons; (3) marine and continental sediments of the Aconcagua platform; (4) deep-basin sedimentary facies; (5) Early Cretaceous volcanic infill (andesites and basalts) of the central Chile "aborted" marginal basin; (6) late Paleozoic plutonic-volcanic basement of the Cordillera Frontal; and (7) late Paleozoic basement.

Andes of Chile and Argentina

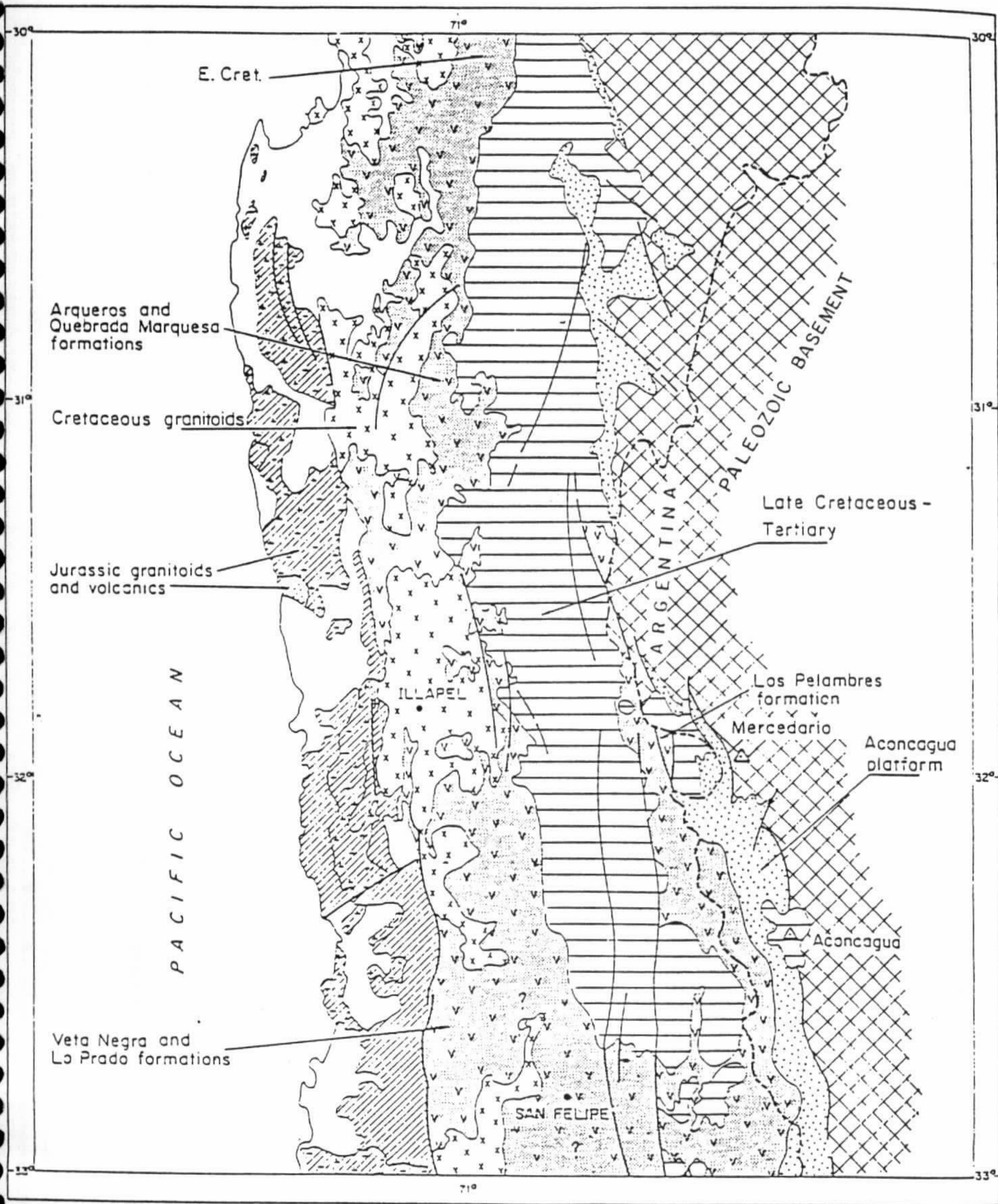


Figure 11. Distribution of the Early Cretaceous "aborted" marginal basin volcanic rocks (shaded area) in central Chile (lat. 30°-33°S). After Rivano and Sepúlveda (1986), Rivano et al. (in preparation), and Ramos (1985a).

A las 10:00 Silke, geóloga bávara-chilena de la Compañía de Cementos Melón, nos espera cerca de La Calera para mostrarnos **facies carbonatadas jurásicas**. Quedó de traer su propia guía de excursión. Contrató además un almuerzo a las 14:00 por sólo US \$ 4.00.

Parada 7.- **Rautén**

Las rocas volcanoclásticas del Jurásico medio (Formación Ajial) presentan aquí una esquistosidad subvertical que se ha interpretado como originada por deformación contemporánea a la intrusión de dioritas y gabros del Jurásico superior. Un modelo similar, pero con efectos más espectaculares, ha sido propuesto para explicar los granitoides cretácicos foliados de la Zona de Falla Atacama, 800 km más al norte.

Parada 8.- **6 km al este de Concon**

Ultima detención antes de la anhelada llegada al Pacífico. Los granitoides jurásicos que aquí afloran ocupan el lugar que más al norte tiene un prisma de acreción devónico-carbonífero, discordante bajo secuencias pérmicas-triásicas de rift o ante-arco inmaduro.

Parada 9.- **Punta al norte de Reñaca**

Las tonalitas y granitos gneissicos que afloran desde Concon al sur han sido datados por Rb-Sr en 299 Ma. Una datación U-Pb al sur de Valparaíso da 309 Ma. Edades jurásicas tardías obtenidas por K-Ar se interpretan como rejuvenecidas.

Estas rocas han sido añadidas en los perfiles de la figura 10. Tal como se adelantó en la Introducción, forman parte de la gran masa ígnea silíceo formada, principalmente desde el Pérmico al Triásico, por fusión parcial de la corteza. Se las encuentra hoy separadas de sus hermanas en la Cordillera Frontal debido a los procesos de extensión y de magmatismo de arco que han acompañado a este margen activo desde fines del Triásico, parte de los cuales originaron las rocas que pudimos visitar en esta corta excursión.

Esta programación para el segundo día permite llegar con calma al **Hotel Marina del Rey en Viña del Mar** y luego contemplar la puesta de sol. Lamentablemente el guía debe volver a Santiago para volar al día siguiente a Copiapó. Adeus.

ANEXO VII

VISITA AL LA FORMACIÓN CERRO CALERA

2.12.1995

GUIA SILKE GAWLICK

INTRODUCCION:

El perfil a visitar se ubica en la cordillera de la costa a unos 120 km al norte de Santiago, en el cerro La Calera, al lado de la ciudad La Calera.

En esta localidad esta expuesto el Jurásico marino del Bajociano medio a superior de la Formación Cerro Calera (Piracés, 1977),

El Jurásico en la cordillera de la costa esta constituido (de la base hasta el techo) por:

- | | |
|---|---|
| 1. Formación Ajial
volcánica subaérea y marina | Post-Pliensbachiano - Bajociano
medio |
| 2. Formación Cerro Calera
sedimentaria marina | Bajociano medio- Post
Bajociano superior |
| 3. Formación Horqueta
volcánica subaérea | Post-Bajociano superior
Titoniano? |

1. Formación Ajial:

Thomas (1958) originalmente definió esta formación agrupando una secuencia de lavas queratófiricas con intercalaciones de tobas, brechas y rocas sedimentarias lenticulares. Subyace a una gruesa serie de brechas y tobas con intercalaciones de arenisca, que clasificó como base de la Formación Melón.

Carter & Aliste (1962) integraron por los efectos de mapeo la serie de brechas, tobas y areniscas de la base del Miembro Nogales de la formación Melón a la Formación Ajial. Gawlick (en prep.) define como techo de la Formación Ajial las ultimas lavas y lavas brechosas depositadas, asociándolas al mismo evento volcánico efusivo, que produjo las lavas de la Formación Ajial.

Ambiente: Se puede observar la interacción entre un volcanismo efusivo, sobre todo subaéreo y submarino hacia el techo con la presencia de calizas y areniscas fosilíferas.

2. Formación Cerro Calera:

Piracés (1976) asignó este nombre a la secuencia marina que se apoya concordantemente sobre las lavas de la Formación Ajial y subyace concordantemente a las lavas, brechas y sedimentos rojos de la Formación Horqueta.

Rivano (en prep.) unió las Formaciones Ajial, Cerro Calera y Horqueta como grupo, porque según el la Formación Cerro Calera no corresponde a un horizonte continuo entre las Formaciones Ajial y

Horqueta, sino se acuña al N de la cuesta El Melón.
La Formación Cerro Calera esta constituido por (Piracés, 1977):

1. Una secuencia inferior, el **Miembro La Cruz**, de sedimentos volcanoclásticos y marino-semipelágicos. El espesor máximo de 960 mts. se desarrolla en el cerro La Calera. Estudios anteriores (Covalan en Thomas 1958, Covachevich & Piracés 1976) indican una edad restringida al bajociano medio, pero nuevos hallazgos de ammonites en los sedimentos del miembro La Cruz (Gawlick, en prep.) indican una edad Bajociano superior a este miembro.

2. Una secuencia superior, el **Miembro Los Rodeos**, de sedimentos carbonatados y clásticos. El espesor máximo de > 160 mts. se desarrolla en el cerro La Calera, donde no aflore su techo. En la base se dispone una delgada capa de conglomerados cuarzo-feldespáticos con microclina, descrita por Levi (1960) en cerro Navío, de amplia distribución en el área y tomado por Piracés (1977) como nivel guía.

En el miembro Los Rodeos se ubican los yacimientos de caliza que han sido explotadas en el cerro La Calera, y se siguen explotados en los cerros Navío y Patagua 15 km al Norte de La Calera.

En el cerro La Calera se depositaron principalmente sedimentos carbonatados con sedimentos clásticos secundarios. Las calizas son micritas, calizas arenosas finas y solamente secundariamente hay calizas de ooides y peloides.

Estas ultimas forman los mantos de alta ley en las minas actuales, donde las calizas están constituidas principalmente por ooides y peloides, que forman dos mantos, separados por una secuencia de areniscas volcanoclásticas y tobas.

Puntos de visita:

Miembro la Cruz:

1: Sedimentos volcanoclásticos depositados como high density turbites

2: sedimentos limolíticas fosilíferos del Bajociano superior con ammonites (Stephanoceras, Megasphaeroceras), representando la sedimentación en la cuenca.

Miembro Los Rodeos:

3: conglomerado cuarzo-feldespático con Microclina de la base del miembro Los Rodeos.

4: calizas oolíticas y areniscas calcáreas con estratificación cruzada de sedimentos de barras cerca de la costa.

DISCUSION:

El miembro La Cruz representa el desarrollo de una cuenca tras arco a partir del Bajociano medio con un arco volcánico ubicado al Oeste en la cordillera de la costa.

Con la depositación del miembro Los Rodeos se marcó un cambio importante en el desarrollo de la cuenca, depositándose ahora sedimentos de un ambiente costero y calcáreo. Esta regresión culmina con el comienzo del volcanismo efusivo de la Formación Horqueta. Además se observa cambios importantes de facies, indicando la siguiente paleogeografía:

Una costa ubicada en de N y NW (Patagua) con el desarrollo de barras en un ambiente somero cerca de la costa, profundizándose hacia el S (La Calera) donde se depositaron calizas micriticas. Mas al S el espesor de las calizas disminue a unos pocos metros y predominan sedimentos volcanoclásticos parecidos a los del miembro La Cruz.

La Formación Cerro Calera muestra un ciclo completo de una cuenca, desde su formación hasta su desaparición.

REFERENCIAS:

Carter, W. & Aliste, N. (1962): Geology and ore deposits of the Melón Quadrangle. Valparaíso and Aconcagua Provinces. Chile. Inf. inéd. IIG.

Covachevich, W. & Piracés, R. (1976): Hallazgo de ammonites del Bajociano Superior en la Cordillera de la Costa de Chile central entre la cuesta El Melón y Limache. 1er. Congr. Geol. Chileno. 18 p.

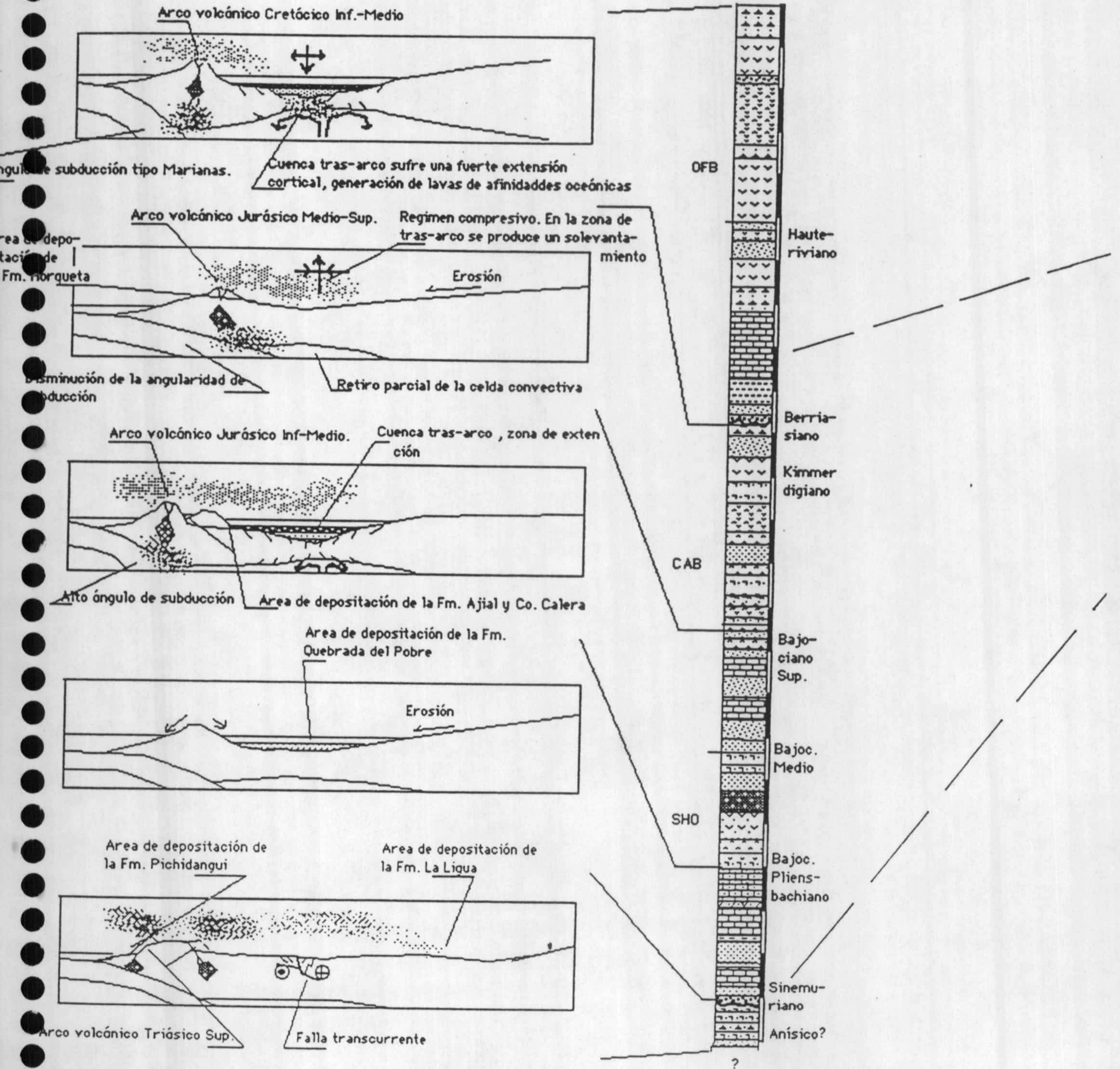
Levi, B. (1960): Estratigrafía del Jurásico y Cretácico. Inf. de la Cordillera de la Costa, entre lat. 32°40' y 33°40', Univ. de Chile, Inst. Geol., Publ. n. 16, p 219-269, Santiago.

Piracés, R. (1977): Geología de la Cordillera de la Costa entre la cuesta El Melón y Limache, Región de Aconcagua. Memoria inéd., Univ. de Chile, 118 p. Santiago.

Rivano, S. (inéd.): Geología de la hoja Quillota. Ser. Na. Geo. Min., Santiago.

Thomas, H. (1958): Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Bol. 2, Inst. Invest. Geol. 86 p., Santiago.

Formaciones triásicas-jurásicas
de la Cordillera de la Costa
Flanco oriental



Cancino (1992)