



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas
Laboratorio de Tectónica Andina

**EL MESOZOICO DEL SISTEMA SUBANDINO DE
BOLIVIA: EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y
SÍNTESIS DE LA CUENCA**

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencia Geológicas

María Elena Juana Kusiak

Directores de tesis: **Dr. Victor Ramos**
Dra. Annie Arnaud

Lugar de trabajo: Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.)
Universidad Joseph Fourier (U.J.F.)

Buenos Aires, 2008

INDICE

RESUMEN	4
ABSTRACT	6
RESUME	8
AGRADECIMIENTOS	10
DEDICATORIA	12
LISTA DE FIGURAS Y CUADROS	13
1. INTRODUCCIÓN	18
1.1. Objetivo de la tesis	18
1.2. Metodología empleada	19
1.3. Antecedentes geológicos de las cuencas mesozoicas	23
2. SÍNTESIS GEOLÓGICA Y CONTEXTO ESTRUCTURAL DE BOLIVIA	25
2.1. Marco geológico	25
2.2. Provincias geológicas	25
2.3. Aspectos paleogeográficos de Bolivia	27
3.- ESTRATIGRAFIA DEL MESOZOICO	30
3.1. Cuenca jurásica de Villamontes	32
3.1.1. <i>Columna estratigráfica del Río Parapeti</i>	33
3.1.2. <i>Columna estratigráfica de la quebrada Los Monos</i>	33
3.1.3. <i>Columna estratigráfica Río Pilcomayo</i>	36
3.1.4. <i>Columna estratigráfica Río Pajonal</i>	38
3.1.5. <i>Secuencias de Prerift</i>	41
3.1.6. <i>Secuencias de Sinrift</i>	51
3.1.7. <i>Secuencias de Postrift</i>	71
3.1.8. <i>Correlación estratigráfica regional de la cuenca de Villamontes</i>	80
3.2. Cuenca cretácica de Santa Cruz	82

3.2.1.	<i>Secuencias de Prerift</i>	83
3.2.2.	<i>Secuencias de Sinrift</i>	90
3.2.3.	<i>Secuencias de Postrift</i>	101
3.2.4.	<i>Correlación estratigráfica regional de la cuenca de Santa Cruz</i>	107
3.3.	Cuenca cretácica del Beni.....	108
3.3.1.	<i>Secuencias de Prerift</i>	108
3.3.2.	<i>Secuencias de Sinrift</i>	112
3.3.3.	<i>Secuencias de Postrift</i>	114
3.3.4.	<i>Correlación estratigráfica regional de la cuenca del Beni</i>	117
4.	LA CUENCA MESOZOICA	119
4.1.	Cuenca jurásica de Villamontes.....	121
4.1.1.	<i>Área sur de la cuenca</i>	122
4.1.2.	<i>Área central de la cuenca</i>	123
4.1.3.	<i>Área norte de la cuenca</i>	128
4.2.	Cuenca cretácica de Santa Cruz.....	131
4.2.1.	<i>Área del depocentro principal de la cuenca de Santa Cruz</i>	132
4.2.2.	<i>Área del Boomerang</i>	136
4.3.	Cuenca cretácica del Beni.....	142
5.	MAGMATISMO MESOZOICO EN EL SUBANDINO	145
5.1.	Características petrográficas de los basaltos.....	147
5.2.	Geoquímica de las muestras utilizadas	149
5.3.	La edad de los basaltos.....	154
5.3.1.	<i>Basalto Camiri</i>	154
5.3.2.	<i>Basalto Entre Ríos</i>	155
5.3.3.	<i>Magmatismo en el Subandino Norte</i>	158
5.4.	Conclusiones	160
6.	CONCLUSIONES FINALES	161
7.	BIBLIOGRAFIA	163

EL MESOZOICO DEL SISTEMA SUBANDINO DE BOLIVIA: EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y SÍNTESIS DE LA CUENCA

RESUMEN

El objetivo del presente estudio ha sido analizar las secuencias mesozoicas del Subandino boliviano y poder caracterizar el tiempo de formación, la geometría de los sistemas de rift, y la relación entre diversos afloramientos mesozoicos pobremente correlacionados para reconstruir su paleogeografía e identificar los eventuales depocentros que regularon su sedimentación.

A fin de poder cumplir con estos objetivos se han efectuado prolijos levantamientos de campo, combinados con el estudio detallado de los perfiles de pozos que habían atravesado las secuencias mesozoicas, los que fueron analizados con las herramientas convencionales. La información obtenida fue complementada con la información sísmica disponible, que permitió la correlación espacial y temporal de los datos del subsuelo.

La presencia de derrames basálticos en la comarca, en especial en el Subandino Sur agrupados en los Basaltos Entre Ríos y Camiri, permitió mediante su datación Ar-Ar, desechar edades triásicas más antiguas que se habían obtenido por métodos de menor precisión, y confirmar la edad de estas volcanitas como jurásica inferior. Estos basaltos eojurásicos que alcanzaron una superficie de más de 30.000 kilómetros cuadrados, muestran la importancia de estas efusiones de intraplaca, que permitieron caracterizar el sistema de rift subandino. La asignación temporal, junto con su distribución geográfica y sus características geoquímicas, han permitido correlacionar estos basaltos como pertenecientes a la Provincia Magmática Centro Atlántica (CAMP), desarrollada durante la fragmentación de Pangea. Esta vinculación permite confirmar la extensión de esta importante *Large Igneous Province (LIP)* hasta el sur de Bolivia, resaltando la importancia de este evento extensional. Las edades absolutas de $204,03 \pm 1,38$ Ma, y de $181,50 \pm 0,90$ Ma obtenidas para los Basaltos Camiri y Entre Ríos respectivamente, correspondientes al Hetangiano y Toarciano, han permitido datar con precisión las unidades sedimentarias portadoras.

El análisis estratigráfico y las correlaciones locales y regionales permitieron reconocer la existencia de tres depocentros mesozoicos en el Subandino boliviano, y su continuación en la llanura Chaco-Beniana adyacente. El depocentro más antiguo se desarrolló en el Subandino Sur y corresponde a la cuenca de Villamontes. Su relleno por las secuencias de synrift y los basaltos tholeiíticos asociados está representado por el Basalto Camiri, la Formación Ipaguazu, la Formación San Diego, el Basalto Entre Ríos y la Formación Tapehua. Las secuencias de subsidencia térmica (*sag*) se corresponden con las sedimentitas eólicas de la Formación Castellón y la Formación Ichoa.

En la región del Subandino Centro representada por la cuenca de Santa Cruz se depositaron en un ambiente extensional activo la Formación Yantata y el miembro inferior de la Formación Cajones de edad cretácica. Estas secuencias son cubiertas en discordancia por el miembro superior de la Formación Cajones correspondiente a la

facies de subsidencia térmica. La correlación de las secuencias de postrift de la cuenca de Villamontes con las de prerift de la cuenca de Santa Cruz, que infrayacen a las secuencias cretácicas de la Formación Yantata y al miembro inferior de la Formación Cajones, permite identificar una migración de los eventos extensionales de sur a norte.

En el Subandino Norte se ha identificado la cuenca mesozoica de Beni, constituida por depósitos de synrift de la Formación Eslabón y cubiertas por las secuencias de subsidencia térmica de la Formación Flora, ambas unidades fuertemente truncadas por la deformación orogénica andina. La correlación entre las unidades de la cuenca del Beni correspondiente a las Formaciones Eslabón y Flora con las unidades equivalentes de la cuenca de Santa Cruz, Formaciones Yantata y Cajones, permite reconstruir la paleogeografía cretácica para la región subandina. Las andesitas del Campaniano asociadas a la Formación Eslabón en la cuenca del Beni permitieron identificar un magmatismo contemporáneo a los depósitos de *synrift* del Subandino Norte, mucho más jóvenes que las unidades reconocidas en la cuenca de Villamontes.

El análisis estratigráfico detallado, combinado con una evaluación tectosedimentaria de los diferentes depocentros, ha permitido identificar una serie de cuencas diacrónicas de rift en un neto desarrollo de intraplaca, en un tiempo crucial para la paleogeografía de América del Sur. Los eventos extensionales iniciales del Jurásico basal se asocian a la ruptura y desmembramiento del Pangea, mientras que los cretácicos estarían vinculados a la apertura del Atlántico Sur a estas latitudes.

Palabras claves: Bolivia, Subandino, Mesozoico, *rift*, extensión, migración, cuencas diacrónicas.

THE BOLIVIAN MESOZOIC SUBANDEAN SYSTEM: SEDIMENTARY EVOLUTION AND BASIN SYNTESIS

ABSTRACT

The objectives of the present study were to analyze the Mesozoic sequences of the Bolivian Subandean Region that have been assumed for years as part of an extensional system. It was necessary to establish the relationships among different poorly correlated Mesozoic outcrops, to reconstruct their paleogeography and identify the eventual depocenters that have regulated their sedimentation. The age of the different units was a key to reconstruct the original geometry of the rift systems.

In order to accomplish these objectives, detailed surveys on selected outcrops in the field have been carried out in combination with precise studies of numerous well-logs that have intersected the Mesozoic sequences, which were analyzed with conventional tools. The information obtained was supplemented by the available seismic information that allowed space and time correlation of subsurface data.

The basaltic flows, especially in the south Subandean region as part of the Entre Ríos and Camiri Basalts, were dated by Ar-Ar in different minerals. The new data permitted to disregard previous older Triassic ages that have been obtained by less precise methods, and confirm the Early Jurassic age of the basalts. These basalts covered more than 30,000 square kilometers, which indicate the importance of the intra-plate volcanic activity that was associated with the Subandean rift system. Temporal assignment together with their geographical distribution and geochemical characteristics show a strong correlation with the basalts of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) developed during the Pangea break-up. These relationships confirm the huge extension of this important *Large Igneous Province (LIP)* that reached the southern part of Bolivia highlighting the importance of this extensional event. Absolute ages of 204.03 ± 1.38 Ma, and 181.50 ± 0.90 Ma obtained for Camiri and Entre Ríos Basalts, allowed accurate dating of interfingering sedimentary units that were assigned to the Hettangian and Toarcian stages, respectively.

The stratigraphic analysis and local and regional correlations recognize the existence of three Mesozoic depocenters in the Bolivian Subandean Region and their continuation into the adjacent Chaco and Beni plains. The most ancient depocenter was developed in the South Subandean Region and corresponds to the Villamontes Basin. The synrift sequences and associated tholeiitic basalts in this depocenter are represented by the Camiri Basalt, Ipaguazu Formation, San Diego Formation, Entre Ríos Basalt and Tapehua Formation. Thermal subsidence sequences (*sag phases*) are represented by the aeolian sandstones of the Castellón and Ichoa Formations.

The depocenter of the central Subandean Region corresponds to the Santa Cruz Basin, developed in an active extensional environment where the Yantata Formation and the lower member of the Cajones Formation of Cretaceous age represent the syn-rift deposits. Such sequences are unconformably covered by the upper member of the Cajones Formation deposited in the thermal subsidence phase. Correlation of the Cretaceous sequences of the Yantata Formation and the lower member of the Cajones Formation which were the post-rift sequences of the Villamontes Basin with the pre-rift

of Santa Cruz Basin, show the migration of the extensional events from South to North along the Subandean System.

In the North Subandean Region, the Beni Mesozoic Basin has been identified, composed of syn-rift deposits of the Eslabón Formation and covered by thermal subsidence sequences of Flora Formation, both units highly truncated by the Andean orogenic deformation. The correlation between the Eslabón and Flora Formations of the Beni Basin with the equivalents Yantata and Cajones Formations of the Santa Cruz Basin, allows reconstructing the Cretaceous paleogeography for the Subandean Region. Campanian andesites associated with the Eslabón Formation in the Beni Basin show a contemporaneous magmatism in the North Subandean syn-rift deposits, much younger than the basaltic units at the Villamontes Basin.

The detailed stratigraphic analysis in combination with a tecto-sedimentary evaluation of different depocenters permitted the identification of a series of rift diachronic basins in an intraplate setting during a critical stage of South American paleogeography. Initial extensional events from the basal Jurassic are associated with the Pangea break-up and subsequent extension during the Cretaceous is linked to the opening of the South Atlantic Ocean at these latitudes.

Keywords: Bolivia, Subandean, Mesozoic, rift, extension, migration, diachronic basins.

LE MESOZOIQUE DU SYSTEME SUBANDIN DE BOLIVIE: EVOLUTIÓN SEDIMENTAIRE ET SYNTHÈSE DE BASSIN

RESUME

L'objectif de cet étude a été d'analyser les séquences mésozoïques du Subandin Bolivien et de pouvoir caractériser les périodes de formation et la géométrie du systèmes de rift. Il se fonde sur les relations entre différents affleurements mésozoïques, antérieurement mal corrélés, pour reconstruire la paléogéographie et identifier les éventuels dépôts-centres qui ont régulé la sédimentation.

Afin de pouvoir atteindre cet objectif, on a effectué des observations très détaillées d'affleurements et une étude détaillée de logs de surface levés dans les séquences mésozoïques, et qui ont fait l'objet d'une analyse au moyen des outils conventionnels. L'information obtenue a été couplée avec les données sismiques disponibles, ce qui a permis de réaliser une corrélation spatiale et temporelle des données du sous-sol.

L'existence de coulées basaltiques, spécialement dans le Subandin Sud (groupe des Basaltes Entre Rios et Camiri), a permis, au moyen de datations Ar/Ar, de rejeter les âges triasiques obtenus antérieurement par des méthodes moins précises, et de confirmer un âge jurassique inférieur pour ces volcanites. Les âges absolus obtenus pour les Basaltes Camiri et Entre Rios, respectivement de $204,03 \pm 1,38$ Ma et de $181,50 \pm 0,90$ Ma, correspondant à l'Hettangien et au Toarcien, ont permis de dater avec précision les unités sédimentaires dans lesquelles ils sont inclus. Ces basaltes jurassiques, qui recouvrent une surface de plus que 30.000 km^2 , soulignent l'importance des effusions intra-plaques qui ont affecté le système du *rift* Subandin. La caractérisation temporelle précise, la distribution paléogéographique et les caractéristiques géochimiques, permettent de préciser que ces basaltes appartiennent à la Province Magmatique Centro Atlantique (CAMP), développée pendant la fragmentation de la Pangée. Ce résultat permet de considérer que l'extension de cette importante *Large Igneous Province* (LIP) atteint le Sud de la Bolivie, et souligne l'importance de cet événement extensif.

L'analyse stratigraphique et les corrélations locales et régionales ont permis de reconnaître l'existence de trois dépôts-centres mésozoïques dans le Subandin Bolivien, et sa continuité dans la plaine Chaco-Beni adjacent. Le dépôt-centre le plus ancien se développe dans le Subandin Sud et correspond au bassin de Villamontes. Son remplissage par les séquences *synrifts* et les basaltes tholéiitiques associés est représenté par les formations Basalte Camiri, Ipaguazu, San Diego, basalte Entre Rios et Tapequa. Les séquences contemporaines de la subsidence thermique (*sag*) correspondent aux sédiments éoliens des Formations Castellón et Ichoa.

Dans la région du Subandin Central, représentée par le bassin de Santa Cruz, se sont déposés, en environnement extensionnel actif, la Formation Yantata et le membre inférieur de la Formation Cajones d'âges créacés. Ces séquences sont recouvertes en discordance par le membre supérieur de la Formation Cajones, correspondant au *faciès* de subsidence thermique. La corrélation des séquences *postrift* du bassin de Villamontes avec les séquences *prerift* du bassin de Santa Cruz, qui sont situées au-dessous des séquences créacées de la Formation Yantata et du membre inférieur de la Formation

Cajones, permet de caractériser une migration des événements extensifs du Sud au Nord.

Dans le Subandin Nord, on identifie le bassin mésozoïque du Beni, constitué par les dépôts *synrift* de la formation Eslabón, qui sont recouverts par les séquences liées à la subsidence thermique de la Formation Flora. Les deux unités sont fortement affectées par la déformation orogénique andine. La corrélation entre ces unités du bassin du Beni, correspondant aux Formations Eslabón et Flora, avec les unités équivalentes du bassin de Santa Cruz, Formations Yantata et Cajones, permet de reconstruire la paléogéographie crétacée de la région subandine. Les andésites du Campanien, associées à la Formation Eslabón dans le bassin du Beni, ont permis d'identifier un magmatisme contemporain des dépôts *synrift* du Subandin Nord, plus récent que celui des unités reconnues dans le bassin de Villamontes.

L'analyse stratigraphique détaillée, combinée avec une évaluation tectono-sédimentaire des différents dépôts-centres, a permis d'identifier une série de bassins diachroniques durant le *rifting* et qui se sont développés en contexte intra-plaque, lors d'une période cruciale dans l'évolution paléogéographique de l'Amérique du Sud. Les événements extensifs initiaux, au début du Jurassique, sont associés à la rupture et au démembrement de la Pangée, tandis que les événements crétacés sont liés à l'ouverture de l'Atlantique Sud à ces latitudes.

Mots-clefs : Bolivie, Subandin, Mésozoïque, *rift*, extension, migration, bassins diachroniques.

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar debo agradecer a ANDINA y REPSOL-YPF la oportunidad de haber trabajado con la geología de Bolivia, desde que fui por primera vez al campo recibí un fuerte impacto y motivación para comprender, investigar y resolver todas las preguntas que se me presentaban.

El agradecimiento más profundo es para mis directores y co-directores de Francia y Argentina.

En especial al Dr. Georges Mascle de la Universidad Joseph Fourier, quien es uno de los geocientistas mas importantes que ha dado el Laboratorio de geodinámica de Cadenas Alpinas, quien me dio la oportunidad de realizar esta tesis en Grenoble aportando toda la ayuda necesaria en lo administrativo y lo técnico, y fue una fuente continua de aporte y motivación al conocimiento, con calidez humana, comprensión, paciencia y amistad.

Al Dr. Victor Ramos quien me conoce desde mi Tesis de Licenciatura y sugerido por el Dr. Georges Mascle, fue la mejor elección realizada en la Universidad de Buenos Aires como director y consejero de estudios. En primer lugar por los conocimientos impartidos en las materias que dicta con alto contenido técnico y académico y su incansable dedicación a la ciencia. Es uno de los pilares que tiene la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales para la formación académica doctoral en Ciencias Geológicas, y además porque confió en mí y supo sacar el potencial y encanto por la geología que tengo, y dentro de las limitaciones de tiempo y trabajo supo combinar exigencia y ayuda constante para lograr el objetivo alcanzado con ética y profesionalismo.

A la Dra. Annie Arnaud quien me brindó ideas y aportó experiencia y conocimiento desde el inicio de esta tesis. Y al Dr. Christophe Basile quien se incorporó en la última etapa.

A todos los profesionales y asistentes del Laboratorio de geodinámica de Cadenas Alpinas de Grenoble, quienes siempre me han dado una cordial bienvenida y la asistencia técnica necesaria, especialmente a Peter van der Beek y Bardhyl Muceku.

Y a todos los profesionales y asistentes del Laboratorio de Tectónica Andina del Departamento de Geología de Buenos Aires, en especial a la Dra. Graciela Vujovich y al Dr. Ernesto Cristalini.

Finalmente a los profesionales y asistentes de Andina y Repsol YPF que, me acompañaron en los distintos viajes al campo, en especial al Ing. Hugo Guerra.

A todo el personal jerárquico de Repsol YPF que autorizó y brindó el apoyo para que este estudio tan importante para la empresa y la geología de Bolivia se realizaran, especialmente al Ing. Luis Ayestarán, a Francisco Dezelalija, al Dr. Tomás Zapata, a Raúl Comeron, a Héctor González Gómez y a Richard Lolley.

Por último y en forma muy especial a mi esposo el Dr. David Zubieta Rossetti con quien tengo la posibilidad de discusiones geológicas día a día, enfrentando nuevas ideas con su conocimiento de la geología, sumados a la contención y ayuda, cuando de por medio esta la responsabilidad del trabajo y la familia. David estaré eternamente agradecida.

DEDICATORIA

Dedico todo mi esfuerzo y objetivo alcanzado en esta Tesis a la memoria de mi Padre ADAN KUSIAK y a mis hijos Josefina y Andrés.

LISTA DE FIGURAS Y CUADROS

Figura 1. Mapa de ubicación de la región estudiada.	19
Figura 2. Mapa de la región estudiada, localidades y accidentes geográficos... ..	20
Figura 3. Mapa de ubicación de las provincias geológicas de Bolivia.....	26
Figura 4. Mapa de ubicación de las cuencas mesozoicas.....	30
Figura 5. Cuadro estratigráfico regional del Mesozoico Subandino boliviano.....	31
Figura 6. Detalle del mapa geológico del Subandino Sur y columnas estratigráficas....	32
Figura 7. Ubicación de la sección en el Angosto del río Parapetí.....	33
Figura 8. Detalle del muestreo realizado en la sección estratigráfica del río Parapetí....	34
Figura 9. Localización de la quebrada Los Monos.....	35
Figura 10. Sección estratigráfica en el flanco oriental de la serranía Aguarague....	35
Figura 11. Columna estratigráfica de la quebrada Los Monos.....	36
Figura 12. mapa geológico de la serranía Aguarague y el angosto de Villamontes.....	37
Figura 13. Sección estructural sobre el angosto del río Pilcomayo.....	37
Figura 14. Columna estratigráfica del angosto del río Pilcomayo.....	38
Figura 15. Detalle de la ubicación de la secuencia del río Pajonal....	39
Figura 16. Columna estratigráfica del río Pajonal.....	40
Figura 17. Contacto neto erosivo entre las Formaciones Tapehua y Cangapi.....	42
Figura 18. Contacto entre las Formaciones Cangapi y Vitiacua en el río Pilcomayo....	43
Figura 19. Areniscas con estratificación, parte inferior de la Formación Cangapi....	43
Figura 20. Calizas con estratificación y niveles de chert, de la Formación Vitiacua....	47
Figura 21. M-PG-23. <i>Boundstone</i> pelletoidal, dolomitizado. Microesparita.....	48
Figura 22. LM-PG-29 Dolomía recristalizada, microesparítica.....	48
Figura 23. LM-PG-30 Fangolita dolomitizada, micrítica.....	49
Figura 24. Calizas rosadas a marrón amarillentode la Formación Vitiacua.....	49
Figura 25. M-PG-25 Toba silicificada. Trizas y fragmentos pumíceos silicificados.....	50

Figura 26. Localización de puntos geológicos sobre el río Parapeto.....	52
Figura 27. Areniscas de la Formación Tapehua con alteración de rocas magmáticas....	53
Figura 28. Fragmentos de rocas basálticas en la base de la Formación Tapehua.....	54
Figura 29. Afloramiento del Basalto Camiri, en el río Parapeto.....	54
Figura 30. Mapa isopáquico no restituído de la Formación Ipaguezu.....	57
Figura 31. Mapa de afloramientos de basaltos en la cuenca jurásica de Villamontes....	62
Figura 32. Mapa isopáquico de la Formación Tapehua.....	65
Figura 33. Contacto entre la Formación Tapehua y la Formación Cangapi.....	66
Figura 34. Clastos de basalto alterados en la parte inferior de la Formación Tapehua ..	66
Figura 35. Contacto erosivo entre la Formación Tapehua y la Formación Vitiagua.....	67
Figura 36. Areniscas castaño rojizas de la Formación Tapehua en el río Pilcomayo....	68
Figura 37. Esquema del pozo SMT-X1 donde se observan las secuencias de prerift....	70
Figura 38. Mapa isopáquico de la Formación Castellón	72
Figura 39. Bancos de areniscas de la Formación Castellón en el río Pilco mayo	73
Figura 40. Areniscas y limolitas multicolores, de la Formación Castellón.....	74
Figura 41. Areniscas de la Formación Castellón en la sección del río Parapetí.....	74
Figura 42. Mapa isopáquico de la Formación Ichoa	76
Figura 43. Afloramiento de areniscas de la Formación Ichoa.....	77
Figura 44. Areniscas de la Formación Ichoa, en las cercanías de la ciudad de Camiri..	78
Figura 45. Estratificación entrecruzada de alto ángulo en la Formación Ichoa	79
Figura 46. Contacto erosivo entre la Formación Ichoa y la Formación Petaca.....	80
Figura 47. Correlación estratigráfica regional de la cuenca jurásica de Villamontes	81
Figura 48. Mapa geológico con localidades de afloramientos del Subandino Centro....	83
Figura 49. Columna estratigráfica en la quebrada Elvira	84
Figura 50. Contacto entre la Formación Ichoa y la Formación Elvira, en el río Piray...	85
Figura 51. Estratificación entrecruzada, de la Formación Ichoa en el Río Elvira.....	88
Figura 52. Estratificación entrecruzada en la Formación Ichoa en el Río Botellas.....	89

Figura 53. Afloramientos de las Formaciones Yantata y Cajones en el río Botellas	91
Figura 54. Formación Yantata en el río Botellas.....	92
Figura 55. Mapa isopáquico de la Formación Yantata.....	93
Figura 56. Sección de la Formación Cajones sobre el río Piray.....	95
Figura 57. Mapa isopáquico de la Formación Cajones, (Kusiak y Zubieta, 2003).	96
Figura 58. Diversidad de formas cementadas de la Formación Cajones en el río Piray	97
Figura 59. Afloramiento de la Formación Cajones, en la quebrada Botellas.....	98
Figura 60. Formas observadas en estratos de la Formación Cajones en el río Elvira. ...	98
Figura 61. Tonalidades y contactos erosivos en areniscas de la Formación Cajones	99
Figura 62. <i>Gasteroclupea branisai</i> proveniente de Cayara, (Gayet et al., 1993).....	100
Figura 63. Ejemplares de cf. <i>Saltasaurus</i> sp, fémur (Gutiérrez, y Marshall, 1994).....	102
Figura 64. Esquema del pozo RGD- 67.....	103
Figura 65. Mapa isopáquico del miembro inferior de la Formación Cajones	104
Figura 66. Mapa isopáquico del miembro superior de la Formación Cajones.....	104
Figura 67. Sección estratigráfica de la cuenca de Santa Cruz en el área de Mamoré. .	105
Figura 68. Sección superior de la Formación Cajones en el río Piray.....	106
Figura 69. Colores motedos de la Formación Cajones en el río Elvira.	106
Figura 70. Sección estratigráfica de la cuenca cretácica de Santa Cruz.....	107
Figura 71. Mapa isopáquico de las Formaciones Eslabón y Flora.	108
Figura 72. Mapa isopáquico de la Formación Beu del Subandino Norte.....	109
Figura 73. Mapa geológico con localidades de afloramientos del Subandino Norte. ...	110
Figura 74. Sección estratigráfica regional del Subandino Norte.....	118
Figura 75. Esquema transversal a la parte profunda de la cuenca de Villamontes.....	122
Figura 76 Sección estratigráfica D-D' del extremo sur de la cuenca de Villamontes.	123
Figura 77 Sección estratigráfica B-B' en el área central de la cuenca de Villamontes.	124
Figura 78 Sección sísmica 4541-20 transversal a la cuenca de Villamontes.	125
Figura 79 Sección estratigráfica A-A' en el área central de la cuenca de Villamontes	126

Figura 80 Sección sísmica 4559-20 transversal a la cuenca de Villamontes.	127
Figura 81. Sección sísmica 5013-21 en el área norte cuenca de Villamontes.....	128
Figura 82 Sección estratigráfica Izozog Z-Z' área norte de la cuenca de Villamontes.	129
Figura 83 Sección estratigráfica Y-Y' entre las cuencas Villamontes y Santa Cruz ...	130
Figura 84 Sección sísmica N-S 4068-29 en el sur de la cuenca de Santa Cruz.....	131
Figura 85. Sección sísmica compuesta SW-NE en la cuenca de Santa Cruz	133
Figura 86. Detalle de la sección sísmica compuesta con el amarre del pozo LPÑ-X2.	134
Figura 87. Sección sísmica compuesta NW-SE en la cuenca de Santa Cruz.	135
Figura 88. Sección sísmica compuesta SW-NE cuenca de Santa Cruz, Boomerang...	137
Figura 89. Línea 3434-26 N-S, secuencias mesozoicas en el área del Boomerang.	138
Figura 90 Sección estratigráfica Boomerang C-C', variación de espesores de sinrift.	139
Figura 91 Sección estratigráfica Boomerang D-D' en el norte del Boomerang.....	140
Figura 92. Modelo esquemático de la cuenca de rift cretácica de Santa Cruz	141
Figura 93. Mapa isopáquico de las secuencias cretácicas del Subandino Norte.	142
Figura 94. Sinopsis de principales elementos geológicos mesozoicos, Perú y Bolivia	143
Figura 95. Esquema paleogeográfico maastrichtiano del norte de América del Sur....	144
Figura 96. Área de influencia de los Basaltos Entre Ríos y Camiri, Subandino Sur ...	145
Figura 97. Muestra del Basalto Entre Ríos con nicoles cruzados.	148
Figura 98. Muestra del Basalto Camiri con nicoles cruzados	148
Figura 99: Mapa de ubicación de las muestras datadas del Basalto Entre Ríos.....	150
Figura 100. Localización de puntos geológicos sobre el río Parapetí	150
Figura 101: Diagrama de tierras raras normalizado al manto primitivo.....	151
Figura 102: Diagrama de tierras raras normalizado al condrito	153
Figura 103: Rocas basálticas mesozoicas de Bolivia en el diagrama Tb-Th-Ta.	153
Figura 104: Ubicación de los basaltos en la provincia magmática centro atlántica	154
Figura 105: Edad de la isócrona obtenida sobre la pasta de la muestra BER.....	156
Figura 106. Las diferentes edades del espectro obtenidas en los 8 pasos sucesivos	157

Figura 107: Lámina delgada de roca volcánica intrusiva en la Formación Tequeje 159

Figura 108: Análisis de dataciones realizadas en muestras de los cuerpos intrusivos.. 159

Cuadro 1: Análisis de muestras representativas de los basaltos subandinos..... 152

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Objetivo de la tesis

El presente estudio de las cuencas mesozoicas desarrolladas en el ámbito del Subandino boliviano y la Llanura Chaco-beniana tiene como objetivo la caracterización de los procesos extensionales, su edad, y desarrollo paleogeográfico para la comprensión de los controles que han actuado durante el Mesozoico en la evolución del sector Subandino.

El estudio queda así localizado en un área que se extiende desde el noroeste en la zona de influencia de los ríos Flora, Colorado, Enatagua, Yanamayu y Eslabón, pasando al área central subandina. Ésta está comprendida desde la intersección del Subandino Norte con la región del Boomerang-Mamoré hasta un área que bordea al río Piray y las quebradas de Elvira y Botellas (7), y que culmina en las regiones de Mairana y Abapó. Al sur de estas localidades y en el ámbito del Subandino Sur en las áreas del Angosto del Parapeti (1), Camiri (4), Salinas hasta la región de Villamontes, Angosto del Pilcomayo, y en las áreas de Entre Ríos y Suaruro en el extremo occidental (Figuras 1 y 2).

Con la excepción de las secuencias aflorantes en el Subandino Centro, se hace notar que el conocimiento de estas cuencas mesozoicas en todo el ámbito subandino presentaban un cuadro cronoestratigráfico muy pobre. No se encontraban estudios actualizados que permitieran elaborar un esquema estratigráfico que explicara las relaciones entre estas secuencias y sus variaciones o equivalentes laterales, contándose sólo con descripciones lito-estratigráficas.

Las explicaciones de los procesos de rifting mencionados en diversas investigaciones previas no tenían un adecuado sustento cronoestratigráfico, que tuviese como marco el contexto geológico de Bolivia. Las observaciones que se venían realizando no explicaban en el ámbito del Subandino, las relaciones entre las distintas secuencias mesozoicas a lo largo de su desarrollo, existiendo incongruencias en la edad de los basaltos sinextensionales asociados, así como en la edad y desarrollo de sus depocentros. Por eso el presente estudio permitiría aportar y enriquecer un conocimiento comprensivo de la geología de Bolivia dentro de un marco tectónico adecuado.

Este aporte de índole académica es también importante en el ámbito petrolero, dado que una adecuada interpretación de la edad y paleogeografía de estos depósitos, dentro del marco del desarrollo de las cuencas mesozoicas de esta región, contribuirá a definir las características y evolución de secuencias de reservorios de interés económico en toda la zona comprendida por este estudio del Subandino boliviano.

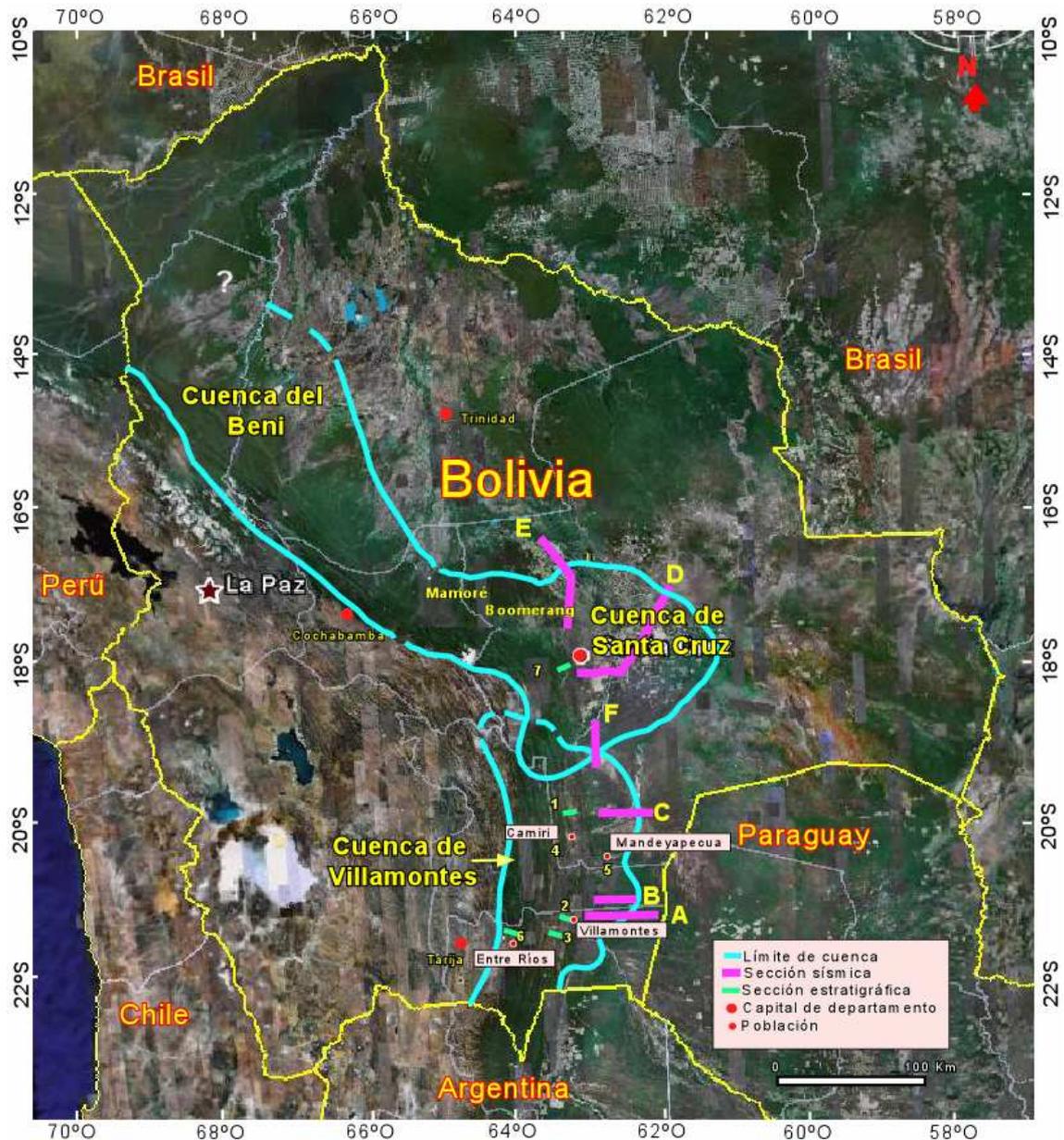


Figura 1. Mapa de ubicación de la región estudiada con la identificación de las Secciones estratigráficas levantadas: 1) Angosto del Parapeti, 2) Villamontes, 3) Quebrada de Los Monos, 6) Río Pajonal y 7) Quebrada Elvira. Afloramientos analizados: 4) Serranía de Carhuaycho, 5) Mandeyapeuca. Secciones sísmicas: A) Villamontes Línea 4541-20, B) Villamontes Línea 4559-20, C) Línea 5013-21, D) Línea Compuesta SW-NE Amboró-Espejos-Montero 3174-26, 3178, 1654, 6881 y 6036, E) Boomerang Tramo NW-SE línea bo90-05 y tramo N-S línea 3434-26 y F) Abapó Línea N-S 4068-29.

1.2. Metodología empleada

La metodología empleada abarcó distintos tipos de trabajos, que incluyen estudios de gabinete, de campo y de laboratorio. Estas se pueden resumir en las siguientes etapas.

c) Se realizaron las correlaciones regionales correspondientes al área central de Bolivia, entre el Subandino y la llanura del Chaco adyacente, integrando la interpretación con datos del subsuelo donde existen gran cantidad de pozos exploratorios y de desarrollo. Las observaciones de columnas estratigráficas en el área del Sistema Subandino, ubicadas al suroeste de la ciudad de Santa Cruz de la Sierra fueron en esta etapa de máxima prioridad.

e) Se utilizaron para la confección de las correlaciones perfiles sísmicos, diagrfías, datos de control geológico de informes de pozos e información obtenida de un estudio sistemático realizado con los perfiles de buzamiento del área central. El *software* utilizado es el *Geology Office* de *Geroframe 4.2* de Schlumberger.

d) Se levantaron en el campo tres secciones estratigráficas principales, realizándose una descripción de las diferentes litologías y se obtuvieron muestras de las rocas volcánicas asociadas. Durante el relevamiento de campo de los afloramientos visitados, se puso especial atención en la obtención de muestras de rocas ígneas en la región de Camiri y en el levantamiento y muestreo sistemático de la columna correspondiente a las calizas de la Formación Vitiacua en el área de Villamontes con el objetivo de encontrar elementos que pudieran aportar datos paleontológicos como petrográficos de un contenido mineralógico y grado de alteración aceptable para realizar una datación y esclarecer la edad propuesta para esta formación.

Los trabajos comprendieron el relevamiento de la Formación Ichoa en cortes de la ruta nueva a Camiri en las inmediaciones de la localidad de Abapó (figura 2); toma de muestras de afloramientos de rocas ígneas en el río Parapetí y en el flanco oeste de la serranía de Carahuaicho (véase ubicación en las figura 1 puntos 1 y 4 del mapa); levantamiento de una columna completa de unidades aflorantes en el río Parapetí, en la sección más angosta del río que corta el flanco este del anticlinal de Camiri; relevamiento de unidades aflorantes y recolección de muestras de la Formación Castellón en el área de Salinas a lo largo del camino hacia Villamontes; levantamiento de otra columna completa de unidades aflorantes en la quebrada de Los Monos, relevamiento de unidades aflorantes en el Angosto del río Pilcomayo y levantamiento de una nueva columna completa de unidades aflorantes en el área del Puente del río Pilcomayo. Durante estos levantamientos se recolectaron un total de 54 muestras para su posterior análisis.

e) Se dataron muestras de los basaltos de la región por el método Ar-Ar en el Laboratorio de Actlabs Pacific Pty Ltd (Actlabs = Activation Laboratories) y muestras de areniscas de las Formaciones Tapehua y Castellón por el método de trazas de fisión en circones en el Laboratorio de Geodinámica de Cadenas Alpinas de la de la Universidad Joseph Fourier, Grenoble, Francia.

Las dataciones radimétricas ^{40}Ar - ^{39}Ar del Basalto Entre Ríos y el Basalto Camiri se realizaron sobre cristales de plagioclasa de la pasta que presentaban menor grado de alteración, utilizándose varias decenas de miligramos. Los cristales fueron calentados entre ocho u trece pasos sucesivos con temperaturas variables entre 650 C° y 1400 C° , durante un tiempo mínimo de 12 minutos.

La isócrona obtenida es el mejor tratamiento para la relación ^{40}Ar - ^{39}Ar porque permite calcular la composición isotópica del argón inicial no radiogénico que fue

atrapado dentro de la muestra en el momento en que el sistema se cerró, lo que permite corregir la edad con estos valores. Para la obtención de la recta que define la isócrona son necesarios como mínimo tres puntos que correlacionen cumpliendo con rigurosas condiciones estadísticas.

Para los cálculos del espectro por el contrario se asume que la relación de los isótopos de argón (^{40}Ar - ^{39}Ar) atrapados tienen la composición de la atmósfera moderna $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar} = 295,5$. Estos pasos de calentamiento para la muestra determinan un espectro de edades concordantes entre sí, pudiéndose definir un plateau, estadísticamente válido.

El estudio de las trazas de fisión se realizó en once muestras en el laboratorio de la Universidad Joseph Fourier para obtener resultados de trazas de fisión en circones correspondientes a las secciones de Río Parapetí, Río Pilcomayo y La Anta. En el capítulo correspondiente se analizan los resultados obtenidos. Las muestras fueron datadas por el método de detector externo con un valor de $z = 141,0 + 4,5$ (vidrio monitor CN1). Las edades fueron calculadas como edades centrales con un error de una desviación estándar.

Los resultados obtenidos se compararon con otras dataciones de basaltos de Bolivia realizados por otros autores y se efectuó un análisis del magmatismo subandino asociado a estas cuencas y su relación o similitud con otros eventos de provincias magmáticas conocidas en este sector del continente.

f) Se realizaron análisis geoquímicos de las muestras datadas, en especial por elementos mayoritarios y trazas, a fin de caracterizar el ambiente de formación y conocer sus características tectónicas. Estos resultados se volcaron a diagramas de discriminación para conocer detalles de su evolución petrológica y geoquímica.

g) Se realizó un análisis de perfiles de pozos de las secuencias mesozoicas en áreas críticas seleccionadas y se efectuaron correlaciones estratigráficas transversales al depocentro de cada cuenca. Las correlaciones se construyeron utilizando pozos en áreas específicas donde se contaban con datos de superficie que permitieran caracterizar las secuencias interpretadas y los datos de curvas que sirvieran para realizar el amarre con las secciones sísmicas. Esto permitió conocer las variaciones, los cambios laterales y de espesor los que fueron corroborados en parte por las observaciones de superficie.

h) Se seleccionaron e interpretaron las secciones sísmicas equivalentes o cercanas a las correlaciones realizadas, construyendo un diagrama que permitiera interpretar el esquema geotectónico estudiado. Para ello se realizó un estudio regional de las líneas disponibles siguiendo en una primera etapa la secuencia mesozoica en todo el ámbito del estudio, verificando su espesor con pozos y columnas de superficie. Posteriormente se realizó el amarre con la sísmica utilizando datos de *check-shot* o registros de perfil sísmico de pozos que presentaban una ley de velocidades con un control de buena calidad tanto para la región de Santa Cruz como para la de Villamontes.

i) Se construyeron mapas isopáquicos de las diferentes unidades mesozoicas estudiadas. Para la confección de los mismos se utilizaron tanto los datos de perfiles de subsuelo como los de las columnas de superficie levantadas en este estudio y todas aquellas disponibles en los informes de las distintas campañas realizadas por YPF. Esto

permitió cubrir áreas donde no se disponían datos de subsuelo y también corroborar con los datos en zonas de mayor información dentro de la industria petrolera. El *software* utilizado es el *CPS3* de *GeroFrame 4.2* de Schlumberger.

En esta etapa se efectuó un control de la coherencia entre los resultados de los mapas, las correlaciones efectuadas y las líneas sísmicas estudiadas. Estos mapas no presentan restitución palinospástica, sino que reflejan los espesores observados en sus posiciones actuales. Asimismo se tuvo en cuenta en la utilización de los datos aquellos pertenecientes a columnas completas, para evitar zonas donde las secuencias superiores estuvieran erosionadas como consecuencia de la reestructuración durante la orogenia andina.

j) Se realizó la integración de los resultados de la sísmica con la estratigrafía, los mapas isopáquicos y los eventos magmáticos que concluyeron con la identificación de los depocentros y su geometría. Sobre esta base se intentó establecer un modelo tectónico que explicara los datos obtenidos y permitiera una comprensión regional dentro del contexto general de la evolución tectónica de Bolivia.

k) El presente informe trata de reunir los datos más significativos obtenidos de la región, así como su interpretación geológica a través de un modelo evolutivo, que explique la evolución de los sistemas extensionales mesozoicos dentro del marco regional de la evolución de los Andes a estas latitudes.

1.3. Antecedentes geológicos de las cuencas mesozoicas

La mayoría de los estudios sobre las secuencias mesozoicas del Subandino boliviano están relacionados a las campañas realizadas por los geólogos de YPFB (Yacimientos Petrolíferos Fiscales de Bolivia), siendo los más abundantes los referidos al Grupo Tacurú y concentrados en el Subandino Centro. Muchos de ellos establecen relaciones entre unidades del Subandino Norte o involucran las unidades del Subandino Sur dentro de un mismo contexto de grupo en un marco de connotaciones estratigráficas. A partir de la década de los 90 el Dr. Thiery Sempere (ORSTOM) comienza a establecer las bases para su estudio estratigráfico y plantea alternativas dentro de un marco tectónico y magmático, con estudios y resultados más relacionados a la Cordillera Oriental y Altiplano que a la faja subandina y a la llanura adyacente.

Se realiza a continuación una reseña de los trabajos vinculados a las secuencias mesozoicas del Subandino boliviano ordenados cronológicamente.

Correspondió a Mather (1922) realizar las primeras descripciones litológicas y sedimentológicas de unidades encontradas en el ámbito del Subandino boliviano correspondientes al Mesozoico. Posteriormente Padula (1956) y Padula Reyes (1958) definieron como Grupo Tacuru y Formación Tacuru a las secuencias mesozoicas del Subandino Centro y Sur.

Chamot y Perry (1962) describieron los diferentes miembros de la Formación Surutu, correspondiendo los miembros medio y superior de la misma a las actuales Formaciones Ichoa y Yantata respectivamente. Posteriormente en la quebrada Espejos en el anticlinal Terebinto del Subandino Centro (véase ubicación en la Figura 2) Suárez

Roca (1962) estudió las secuencias mesozoicas correspondientes a las Formaciones Yantata e Ichoa, a las que denominó como Formación Cangapi y Formación Cajones. Vargas et al. (1966) y Vargas y Mariaca (1967) describieron las secuencias mesozoicas del sector central y austral del Subandino Norte.

Rollano Barrero (1971a) propuso una nomenclatura para la estratigrafía del sector Subandino Sur boliviano. Ponce de León et al. (1972) describieron la geología de las Sierras Subandinas del Norte poniendo énfasis en las secuencias mesozoicas. Años más tarde Reyes (1974) extendió regionalmente la división de unidades estratigráficas cretácicas consideradas en el Subandino Centro a las unidades cretácicas del Subandino Sur. En esos años Lopez Murillo (1975) realizó descripciones estratigráficas de las unidades mesozoicas encontradas en los ríos Alto Moile, Alto Eterasama, Ichoa, Alto Beni y Tequeje del Subandino Norte. Por otro lado, Pareja et al. (1978) mantuvieron nominaciones diferentes para las unidades mesozoicas del Subandino Centro y Sur. Oller (1984) en su tesis de grado sobre la geología y estratigrafía del Subandino Norte realizó valiosas descripciones de la sección basal fluvial y las secuencias eólicas de la Formación Beu.

En un trabajo de índole más general Riccardi (1988) estableció comparaciones estratigráficas regionales entre las distintas formaciones cretácicas de la faja subandina.

Aguilera (1989) hizo un análisis actualizado de la Formación Cajones del Subandino Centro en el que estudió aspectos litológicos, estratigráficos, paleogeográficos y enfatizó en los temas de interés económico como reservorio de hidrocarburos. Sin embargo correspondió a Sempere (1990) proponer nuevos esquemas comparativos para los cuadros estratigráficos de Bolivia. Oller y Sempere (1990) en un trabajo general de las secuencias fluvio-eólicas de los Andes y del Subandino de Bolivia sugirieron procesos de rifting para las secuencias atribuidas al Triásico Medio-Jurásico. Zubieta Rossetti y Sandi (1994) realizaron un estudio regional del área “Boomerang-Chapare” para mostrar las relaciones existentes entre las secuencias sedimentarias que se desarrollaron en estas áreas.

Lopez Pugliessi (1995) y Murillo y Lopez Pugliessi (1995) redefinieron el Grupo Tacurú de las Sierras Subandinas de Bolivia de acuerdo a lo aprobado en el Primer Conclave Estratigráfico de YPFB en 1971, estableciendo para este grupo las secuencias de las Formaciones Tapehua, Castellón, Ichoa y Yantata, comprendidas entre el Basalto Entre Ríos y la Formación Cajones. Este mismo autor redefinió las “areniscas *te con leche*” de Padula y Reyes (1958) como Formación San Diego (Lopez Pugliessi, 1995).

Sempere (1995) en un trabajo sobre la evolución fanerozoica de Bolivia estableció que el rifting pérmico superior-triásico que se desarrolló diacrónicamente en la Cordillera Oriental del Perú se extendió a Bolivia en el Triásico-Jurásico medio. Este mismo autor resaltó la importancia de los procesos extensivos y el magmatismo asociado, y realizó comparaciones de las efusiones conocidas destacando el basalto de Tarabuco y asimilando su edad y ocurrencia a la del Basalto Entre Ríos (Sempere et al., 1998).

Sandi (1998) estableció las relaciones entre las Formaciones Yantata y Cajones del Boomerang Hills con los afloramientos de la serranía de Espejos. Posteriormente

Sempere et al. (2002) realizó una síntesis de los datos provenientes de las cuencas sedimentarias mesozoicas de los Andes de Perú y Bolivia y de su magmatismo asociado donde indicó que el margen sudoccidental de Gondwana fue sometido a dos episodios principales de estiramiento litosférico durante el intervalo pérmico superior-cretácico medio, donde sintetizó los procesos de rifting y generalizó la ubicación del sistema de rift del Pérmico superior-Jurásico medio con su eje en la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia.

A pesar de la existencia de numerosos estudios previos no había hasta el presente un análisis comprehensivo de las secuencias mesozoicas de la región subandina boliviana, que permita dilucidar su distribución, características tectonoestratigráficas, y los controles paleogeográficos de sus diferentes sucesiones.

2. SÍNTESIS GEOLÓGICA Y CONTEXTO ESTRUCTURAL DE BOLIVIA

2.1. Marco geológico

La geología de Bolivia representa un elemento de interés regional por la evolución que exhibe dentro del marco tectónico y el gran desarrollo de su cordillera andina, que constituyen las raíces corticales de mayor volumen y acortamiento de los Andes Centrales de Sudamérica. Desde este punto de vista los trabajos publicados sobre la geología de Bolivia están desarrollados en función de diversas provincias geológicas definidas con un criterio estructural en algunos casos y tectónico-geomorfológico en otros, pudiéndose destacar los trabajos publicados por Baby et al. (1989, 1993, 1995 y 1997), Roeder (1982, 1988, 1995), Suárez Soruco (2000), Sempere et al. (2002, 2003) y Zubieta (2002).

Otro aspecto importante es el paleogeográfico, que ha generado numerosos análisis de interés regional como los trabajos de Dalmayrac (1980), Eyles y González Bonorino (1994), Díaz Martínez et al. (1999), Ramos y Aleman (2000), y Suárez Soruco (2000).

La evolución geológica de Bolivia y de los Andes Centrales durante los últimos 500 Ma fue controlada en gran parte por la geodinámica del margen pacífico del Gondwana occidental. Los estratos fanerozoicos se depositaron en ambientes principalmente marinos hasta el Triásico Inferior, y predominantemente continentales con posterioridad. Sin embargo, seis transgresiones marinas restringidas ocurrieron en el Cretácico superior-Daniano y una en el Mioceno superior (Sempere, 1995). Estos rasgos y los marcados cambios en los ambientes de sedimentación muestran la importancia del estudio de las cuencas mesozoicas dentro del marco geológico de Bolivia.

2.2. Provincias geológicas

Las grandes provincias geológicas reconocidas en Bolivia son la Cordillera Occidental, el Altiplano, la Cordillera Oriental, los Sistemas Interandino y Subandino, y las Cuencas o Llanuras del Chaco y del Beni (Figura 3).

La Cordillera Occidental (Roeder 1988 y 1995) corresponde al arco volcánico cenozoico, que se caracteriza por sus estrato-volcanes, varios de los cuales son activos. El volcanismo se ubicó en la posición actual en el Mioceno Superior – Plioceno.

El Altiplano es una gran estructura estudiada por diversos autores a partir del modelo propuesto por Isacks (1988) que sobre la base de evidencias geofísicas y modelos conceptuales postuló la existencia de un levantamiento tectónico que se generó mediante un atenuamiento litosférico, complementado por un apilamiento tectónico asociado a las láminas de corrimiento. Mertmann et al. (2001) y Elger et al. (2001) propusieron edades de generación de esta estructura sobre la base de análisis de edades de enfriamiento mediante trazas de fisión en apatitas y circones.

La Cordillera Oriental se inicia al noroeste, como prolongación de la misma cadena en el Perú y continúa hacia el sur, ingresando en territorio argentino. Es la cordillera con las mayores elevaciones del territorio boliviano, las que alcanzan altitudes cercanas a los 6500 metros sobre el nivel del mar, presentando sectores con nieves eternas y desarrollo de glaciares, Apolobamba, Cordillera Real, Quimsa Cruz, Karikari, y otras (Suarez Soruco, 2000).

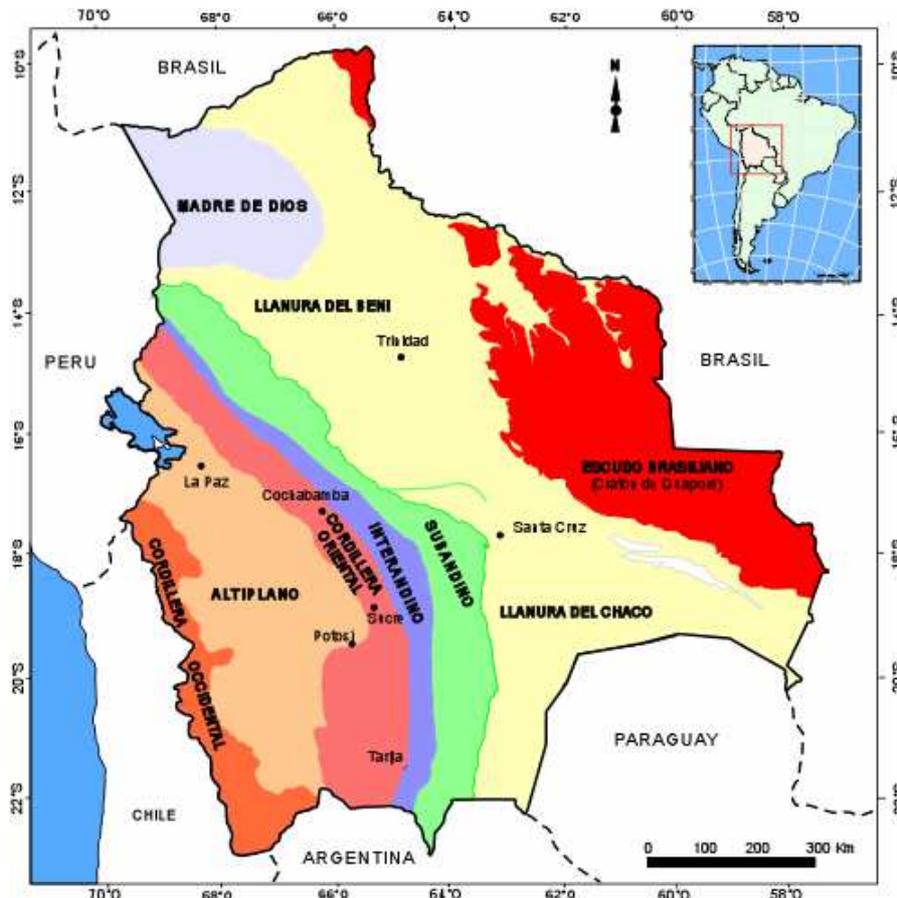


Figura 3. Mapa de ubicación de las provincias geológicas de Bolivia.

La Cordillera Oriental de Bolivia es una estructura de piel gruesa, caracterizada por una zona de transporte de láminas de corrimiento, donde la cuña de basamento que produjo su acortamiento no aflora (Mc Quarrie, 2002). Jacobshagen et al. (2002) demostraron la existencia de una deformación paleozoica superior sobre la base del

estudio de las asociaciones leptometamórficas y anquimetamórficas de las rocas del Paleozoico inferior, que indicaron una edad de 320-290 Ma para la fase compresiva que afectó a esta cordillera. Este metamorfismo orogénico indica para la cuenca neopaleozoica una subsidencia por carga tectónica que permite interpretar la cuenca carbonífero-pérmica como una cuenca de antepaís.

En la parte occidental de la Cordillera Oriental se encuentra la faja plegada y corrida de Huarina, originada por la deformación del Paleozoico Inferior y reactivada durante la orogenia Andina (Suarez Soruco, 2000).

El Sistema Interandino de Bolivia corresponde a una estrecha faja de las Sierras Subandinas (*sensu lato*), que constituye un sistema de transición entre la Cordillera Oriental y la Faja Subandina. Se caracteriza por tener mayor altura y rocas más antiguas en superficie de edad ordovícica, que implican niveles de despegue más profundos que el Sistema Subandino *sensu stricto* (Kley et al., 1997).

El Sistema Subandino definido por (Ahlfeld y Branisa, 1960) posee las rocas más antiguas de edad silúrico-devónicas siendo el desarrollo de la faja de deformación subandina mucho más extenso y con espesores considerables de las cuencas extensionales mesozoicas que luego fueron sometidas a compresión e inversión tectónica durante la orogenia andina.

Las cuencas o llanuras del Chaco y del Beni constituyen una de las tres grandes provincias geomorfológicas de Bolivia y se corresponden con las actuales cuencas de antepaís (Sempere, 1995).

Las cuencas actuales del Chaco y del Beni, donde la deformación andina todavía se está propagando, son un remanente no deformado de una cuenca aún mayor que corresponde a los sectores subandinos de Perú, Bolivia y norte de Argentina. Los procesos extensionales que culminaron en la apertura del Atlántico Sur desde el Jurásico alto disectaron y disminuyeron los viejos depocentros paleozoicos. La parte occidental se vio involucrada en un sistema tectónico asociado al margen pacífico (Sempere, 1994). Una sedimentación más reducida pero con una considerable pedogénesis ocurrió en las cuencas subandinas del Chaco y del Beni desde el Jurásico alto hasta el Oligoceno temprano (Sempere, 1995).

El sector boliviano del Cratón de Guaporé representa tan solo el borde occidental del protolito cratónico de Sudamérica, conocido como el Escudo Central Brasileño. La historia geológica de esta provincia muestra una complejidad de eventos metamórficos, ígneos y tectónicos (Suarez Soruco, 2000). En las serranías Chiquitanas al noreste de Santa Cruz aflora una secuencia sedimentaria marina, no fosilífera, formada por rocas carbonáticas en la base, clástica gruesa en la parte media y predominantemente pelítica en la parte superior. Esta secuencia fue reunida por Hess (1959) bajo el nombre de Grupo Tucavaca.

2.3. Aspectos paleogeográficos de Bolivia

En el Paleozoico Inferior los mares procedentes del actual margen pacífico dejaron su impronta en la geología de Bolivia encontrándose depósitos de plataforma

del Cámbrico superior en el sector sur de la Cordillera Oriental, cercanos al límite con Argentina. Al oeste de Cochabamba están representados por la Formación Avispas caracterizada por evaporitas y conglomerados rojos (Suarez Soruco, 2000) los que son interpretados como etapa de synrift.

Bolivia estaba localizada próxima o en el extremo sur del dominio de subsidencia paralelo al margen pacífico de América del Sur durante la mayor parte del Ordovícico tardío hasta el Paleógeno. En este intervalo de tiempo las principales transgresiones marinas ingresaron a Bolivia desde el noroeste (Sempere, 1995). Sin embargo, depósitos maestrichtianos equivalentes, se encuentran en el noroeste de Argentina representados por las Formaciones Lecho, Yacoraite, Tunal y Olmedo y en los estratos de Quebrada Blanca en Poquis y en la base areno-conglomerádica de la Formación Pajonales del norte de Chile (Sempere, 1997).

La deformación compresiva asociada al desarrollo de cuencas de antepaís durante el Paleozoico inferior y superior registrado en la Cordillera Oriental de la parte central y sur del Perú (Laubacher, 1978; Soler y Bonhomme, 1987), es conocida también en Bolivia en afloramientos a lo largo del borde norte del lago Titicaca (Martínez, 1980), que corresponden a depósitos del Devonico Superior y Carbonífero.

Entre el Ordovícico y el Silúrico-Devónico se genera un elemento positivo conocido como la faja plegada y corrida de Huarinas y se produce un cambio sustancial de la paleogeografía.

La cuenca de antepaís se inicia en el Silúrico (Isaacson y Díaz Martínez, 1994) como consecuencia del apilamiento tectónico asociado a la orogenia oclóyica (Suárez Soruco, 2000).

En las secuencias clásticas de los depósitos de antepaís del Devonico Superior aparecen hacia el techo las primeras evidencias de glaciación (Díaz Martínez et al., 1999). Hacia el sur de Bolivia las glaciaciones comenzaron en el Carbonífero Inferior.

A fines de Carbonífero Superior se vuelve a tener extensión detrás del arco. Díaz Martínez et al. (1999), propusieron un dominio de transtensión a partir de la subducción oblicua. Durante este lapso de tiempo carbonífero-pérmico, se desarrollaron las calizas con fusulinas de la Formación Copacabana (Grader et al., 1999), con una máxima expansión de la ingesión marina propuesta por Dalmayrac et al. (1980) que alcanza gran parte de Bolivia para el Pérmico inferior que se agrupa actualmente en el Grupo Copacabana.

La sedimentación en el periodo Pérmico medio a Triásico inferior incluye depósitos aluviales a lacustres, evaporitas, (Megard, 1978; Rosas et al., 1997) y rocas magmáticas (Noble et al., 1978; Kontak et al., 1985) que constituyen las Formaciones Mitu y Pucara, descritas en el sur de Perú, que se corresponden en la zona andina de Bolivia con la Formación Sayari (Oller et al., 1990; Sempere, 1990).

La deformación paleozoica superior observada en la Cordillera Real, y la existencia de una deformación paleozoica superior en la Cordillera Oriental Jacobshagen et al. (2002) en parte está relacionada a una deformación compresiva intensa en el sector norte de los Andes a los 7° Sur (Dalmayrac et al., 1980), que se

podría correlacionar con la deformación San Rafael conocida en la parte centro oeste de Argentina (Ramos 1999).

En las áreas que abarcan el Subandino Sur y Llanura del Chaco, la plataforma carbonática del Grupo Copacabana (Pensilvaniano a Pérmico inferior) pasa lateralmente a areniscas fluvio-eólicas de la Formación Cangapi (Sempere, 1995). En los grábenes localizados en el sector norte de la Cordillera Oriental, se observa una transición rápida a lutitas negras sobreyacentes. La Formación Vitiacua del sur de Bolivia consiste en lutitas negras. Carbonatos silíceos (principalmente calizas y dolomitas con chert frecuente), pelitas rojo oscuro y areniscas subordinadas), que conforman una sucesión de somerización (Sempere, 2003). Esta relación sugiere la consideración de los depósitos marinos restringidos de la Formación Vitiacua, como parte de la transgresión correspondiente al evento Copacabana coherente con los fósiles marinos del Pérmico inferior asociados por Sempere et al, 1992 a la secuencia V2 de la Formación Vitiacua.

La estratigrafía en el periodo comprendido entre el Triásico medio-Jurásico medio es replanteada en este trabajo, este intervalo había sido resumido por Oller y Sempere (1990) como un proceso inicial de rifting durante el Triásico medio-tardío basado en una edad K-Ar triásica media a superior para el Basalto Entre Ríos, que ha sido nuevamente datado para este estudio arrojando una edad jurásica inferior alta.

En este estudio se postula la idea de dos procesos de rift diferentes para este lapso de tiempo: uno como lo propusieron Oller y Sempere (1990) que abarca el periodo Triásico medio a superior que está relacionado con los depósitos mencionados por Sempere et al. (2003), localizados en el sinclinal Uyuni-Incapampa en el ámbito de la Cordillera Oriental. En estos depósitos se encontraron huellas de edad triásica inferior a media que cronoestratigráficamente serían más viejos que las sedimentitas rojas de la Formación Ipaguazu, que tiene un contacto discordante con la Formación Vitiacua de edad pérmica. Si se tiene en cuenta que en este trabajo de acuerdo a las dataciones realizadas en las unidades subsecuentes, la Formación Ipaguazu sería más joven y su edad correspondería al Jurásico Inferior y conformaría junto con los depósitos de la Formación Tapehua las facies de sinrift del segundo proceso mencionado.

La finalización del rifting de este segundo proceso en la cuenca de Villamontes localizada en el Subandino Sur y la llanura adyacente está registrada por los depósitos de las Formaciones Castellón e Ichoa. Como lo mencionan Oller y Sempere (1990), esta sedimentación fluvial y eólica subsecuente fue controlada por la subsidencia postrift, produciendo la centralización de las grandes extensiones eólicas depositadas durante parte del Jurásico (Oller y Sempere, 1990).

La extensa distribución de la Formación Ichoa sobrepasando los límites de la cuenca de Villamontes, y alcanzando el ámbito de la cuenca de Santa Cruz, esta relacionada también a que durante su depositación ya había comenzado a levantarse el alto de Izozog generando el límite observado en superficies de *onlap* en la sísmica y una erosión bien marcada en el extremo sureste de la llanura del Chaco.

Durante el Cretácico una nueva reactivación de los procesos de rift ocurre en el dominio del subandino central y partes adyacentes de las cuencas del Chaco y del Beni, donde los depósitos de las Formaciones Ichoa y Beu constituirían las secuencias de prerift para las cuencas de Santa Cruz y Beni. Estas están caracterizadas por numerosos

depósitos clásticos, con niveles de chert en la sección inferior, correspondientes a las Formaciones Yantata, Eslabón y niveles clásticos con intercalaciones calcáreas de la sección inferior de la Formación Cajones, vinculados en este trabajo a las facies de sinrift, y depósitos clásticos con intercalaciones calcáreas correspondientes a las Formaciones Cajones superior y Flora asociadas a la etapa de enfriamiento.

Este episodio campaniano-maestrichtiano es contemporáneo con una importante transgresión del norte o noroeste correspondiente al dominio del Altiplano Boliviano, que permitió la depositación de facies marinas restringidas a lacustres en facies carbonáticas, localmente ricas en materia orgánica (Gayet et al., 1993).

Finalmente las facies clásticas y marinas restringidas depositadas en el ámbito del Altiplano culminan con depósitos de las mismas características que alcanzan estadios del Paleógeno mostrando una restricción de estas cuencas hacia esa región.

3.- ESTRATIGRAFIA DEL MESOZOICO

En el presente estudio se definen tres cuencas mesozoicas: la cuenca jurásica de Villamontes en el Subandino Sur, la cuenca cretácica de Santa Cruz en el Subandino Centro y la llanura del Chaco y la cuenca del Beni en el Subandino Norte y la llanura del Beni (Figura 4).

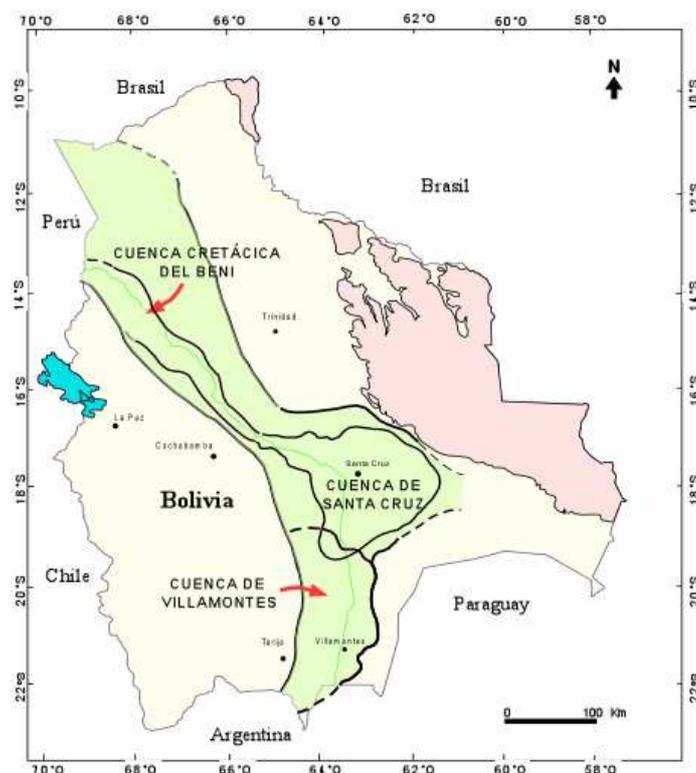


Figura 4. Mapa de ubicación de las cuencas mesozoicas definidas en el área de estudio. Los afloramientos del Mesozoico identificados en la faja subandina que alcanzan la llanura chaco-boliviana son los involucrados en estas cuencas.

La estratigrafía de las secuencias del Mesozoico en la parte externa de la cuenca del antepaís andino es conocida a través de la estratigrafía tradicional. En ella se

identifican diferentes unidades formacionales que abarcan todo el Subandino y llanura en su conjunto (Figura 4). La correspondencia de los equivalentes laterales al norte y las secuencias basales al sur del área de estudio se detallan en la Figura 5.

La identificación de estas unidades a nivel regional, está basada principalmente en las características litológicas y sólo la Formación Cajones, presentaba una datación precisa aportada por fósiles. A partir de este estudio con los resultados obtenidos en la datación realizada en el Basalto Entre Ríos por el método Ar-Ar y en las arenas de las Formaciones Tapeucia y Castellón por el método de trazas de fisión en circón se actualizó el cuadro cronoestratigráfico de las unidades mesozoicas presentado en la Figura 5.

EDAD (Ma)	SERIE	SUBANDINO SUR	SUBANDINO CENTRO	SUBANDINO NORTE
30	NEÓGENO Oligoceno sup.	Fm. Petaca	Fm. Petaca	Fm. Bala
60	CENOZOICO PALEÓGENO			
60	Maastrichtiano		Fm. Cajones sup. Fm. Yanata	Fm. Flora
90	Campaniano		Fm. Cajones inf.	Fm. Eslabón
120				
150	superior	Fm. Ichoa	Fm. Ichoa	Fm. Beu
180	medio	Fm. Castellón Fm. Tapeucia		
210	inferior	Basalto Entre Ríos Fm. San Diego Fm. Ipaguazu Basalto Camiri		
240				
270	Artiskiano Sakmariano	Fm. Vitiacua Fm. Cangapi	Fm. Elvira Fm. Cangapi	Fm. Bopi Fm. Copacabana

Figura 5. Cuadro estratigráfico regional del Mesozoico, correspondiente al Subandino boliviano.

La distribución de la secuencia basal del Mesozoico en el Subandino Sur (cuenca de Villamontes) está restringida a la sección mas profunda de esta cuenca donde las sedimentitas de la Formación Ipaguazu yacen sobre la Formación Vitiacua, mientras que las Formaciones Tapeucia y Castellón subsiguientes yacen sobre las Formaciones Vitiacua en el área de Villamontes y Cangapi en el extremo oriental y sección norte de esta cuenca. En la sección de la llanura central (cuenca de Santa Cruz), la secuencia basal del Mesozoico está representada por la eolianitas de Formación Ichoa, que tienen una amplia distribución regional y yacen sobre las sedimentitas fluviales de la Formación Elvira de edad atribuida al Permo-Triásico. En el área del Boomerang, esta unidad se asienta en discordancia sobre diferentes unidades del Paleozoico, particularmente sobre secuencias preservadas del Carbonífero y Devónico. En el Subandino Norte la secuencia basal del Mesozoico corresponde a la Formación Beu, que es el equivalente en esta región a la Formación Ichoa, y yace sobre secuencias paleozoicas de edades más jóvenes en la sección interna del Subandino y progresivamente más viejas hacia el sector oriental.

Las Formaciones Yantata y Cajones, tienen también una amplia distribución regional, y presentan similar distribución (López Murillo, 1975; López Murillo y López Pugliesi, 1995). La Formación Yantata suprayace la Formación Ichoa, que tiene equivalencia lateral con la Formación Beu en el Subandino norte y el contacto superior es concordante con la Formación Cajones.

En el Subandino Norte, la Formación Yantata es correlacionable con la Formación Eslabón (Oller y Franco, 1981) y está cubierta por la Formación Flora equivalente a la Formación Cajones (Oller, 1984), cuya edad fue constatada por *Gasteroclupea branisae* Signeaux como cretácica superior y permite establecer la equivalencia regional entre las unidades del Subandino norte con la Formación El Molino del Altiplano (López Murillo y López Pugliesi, 1995).

3.1. Cuenca jurásica de Villamontes

Las secciones estratigráficas estudiadas están localizadas en el río Parapetí, que corta la estructura Camiri, de la serranía Sararenda, el angosto del río Pilcomayo, la quebrada Los Monos en la serranía Aguarague y la sección del río Pajonal en la serranía Castellón. La localización de los sitios donde se realizó la búsqueda de afloramientos de rocas magmáticas, están asociados al reconocimiento realizado en el curso del río Parapetí, en la serranía de Carohuaycho y sobre los escasos afloramientos de rocas permo-triásicas en la serranía Mandeyapeca; y en la senda Alto Lajitas al este de Suaruro donde se recolectó la muestra del Basalto Entre Ríos que fue datada (Figura 6).

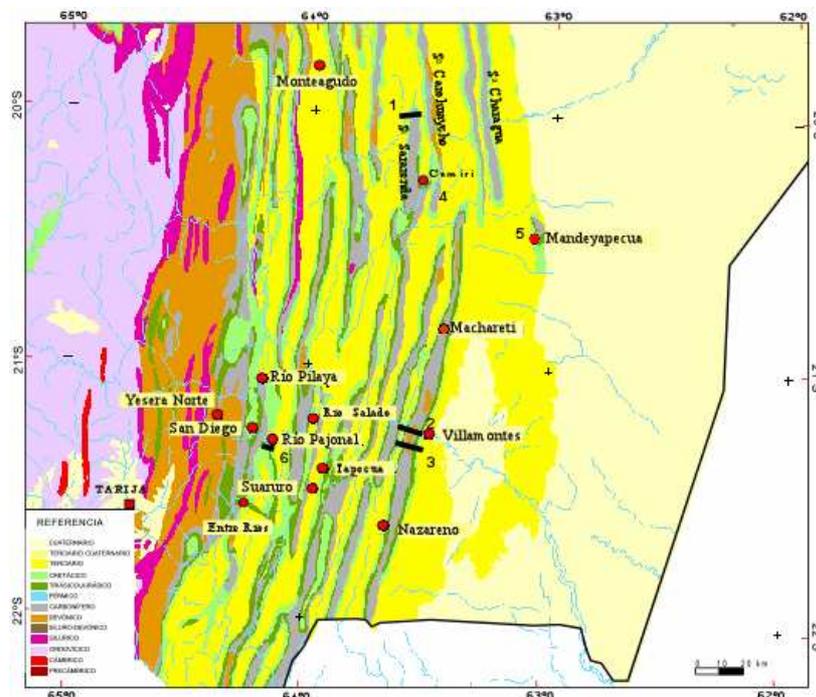


Figura 6. Detalle del mapa geológico del Subandino Sur y localización de columnas estratigráficas. (1) sección ubicada en el angosto del río Parapetí, serranía de Sararenda, (2) sección en el angosto del río Pilcomayo y (3) sección en la quebrada Los Monos, ambas en la serranía de Aguarague y (6) sección del río Pajonal. Los puntos (4) y (5) corresponden a los sitios visitados para obtener muestras de rocas magmáticas.

3.1.1. Columna estratigráfica del Río Parapetí

La sección estratigráfica del angosto del río Parapetí está localizada a 8 km de la ciudad de Camiri (Figura 7). El reconocimiento se realizó en el flanco occidental de la serranía de Sararenda, que contiene la serie completa de unidades que abarcan desde el tope del Devónico correspondiente a la Formación Iquiri, hasta la base del Terciario representada por la Formación Petaca.

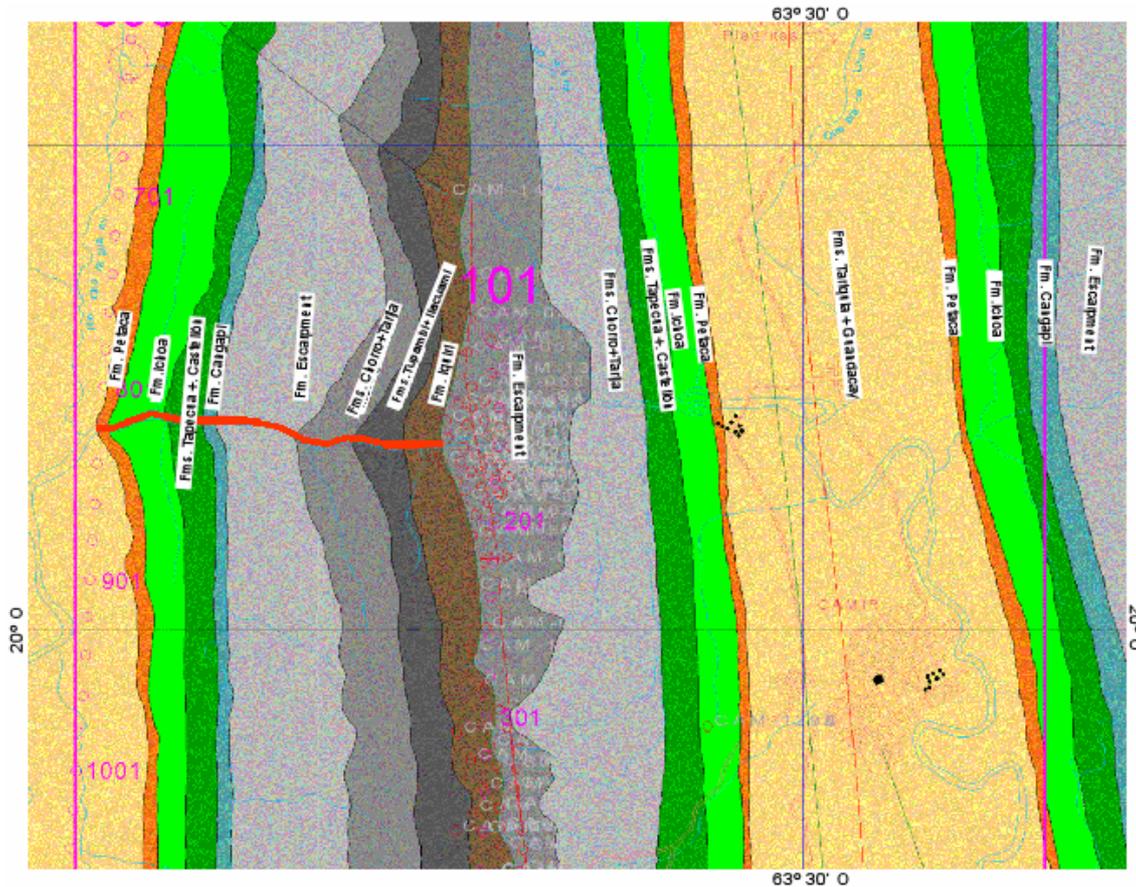


Figura 7. Ubicación de la sección en el Angosto del río Parapetí, sobre el flanco occidental de la estructura Camiri, en la serranía de Sararenda.

La columna estratigráfica de la sección del río Parapetí, contiene a las Formaciones Iquiri, Saipuru, Tupambi, Itacuami, Chorro, Taiguati, Escarpment, Cangapi, Tapeuca, Castellón, Ichoa y Petaca (Figura 8).

3.1.2. Columna estratigráfica de la quebrada Los Monos

La quebrada Los Monos es un afluente del río Pilcomayo que presenta buenas exposiciones de las secuencias del Devónico superior, Carbonífero, Pérmico y Mesozoico. Está localizada al suroeste de la ciudad de Villamontes (Figura 9).

La sección levantada sobre la quebrada Los Monos está controlada con el relevamiento de 26 puntos geológicos referenciados con GPS (Figura 10).

La columna estratigráfica de la quebrada Los Monos contiene a las Formaciones Los Monos, Itacua, Tupambi, Itacuami, Chorro, Taiguati-Tarija, Escarpment, San Telmo, Cangapi, Vitiacua y Tapequa (Figura 11).

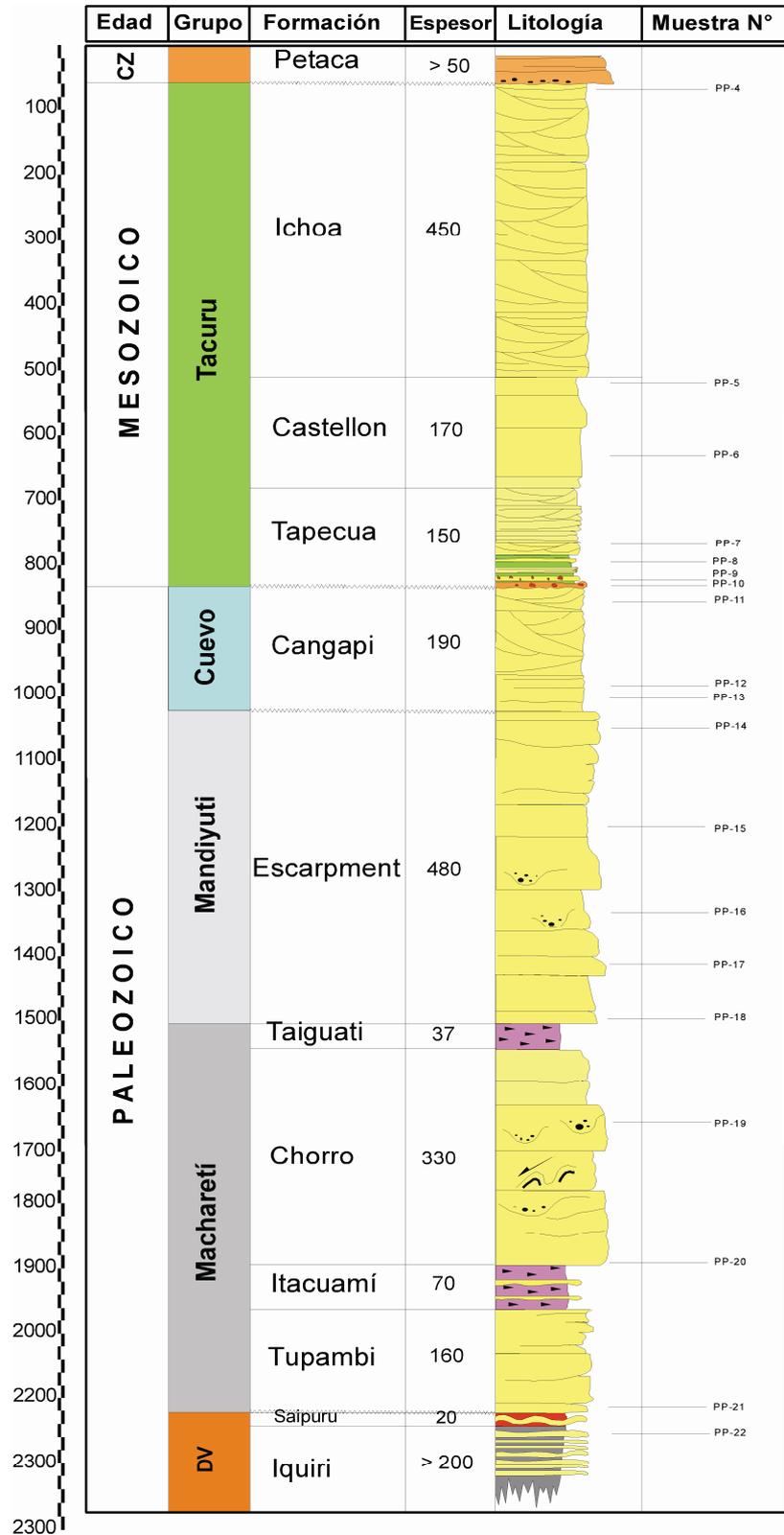


Figura 8. Detalle del muestreo realizado en la sección estratigráfica del río Parapetí.

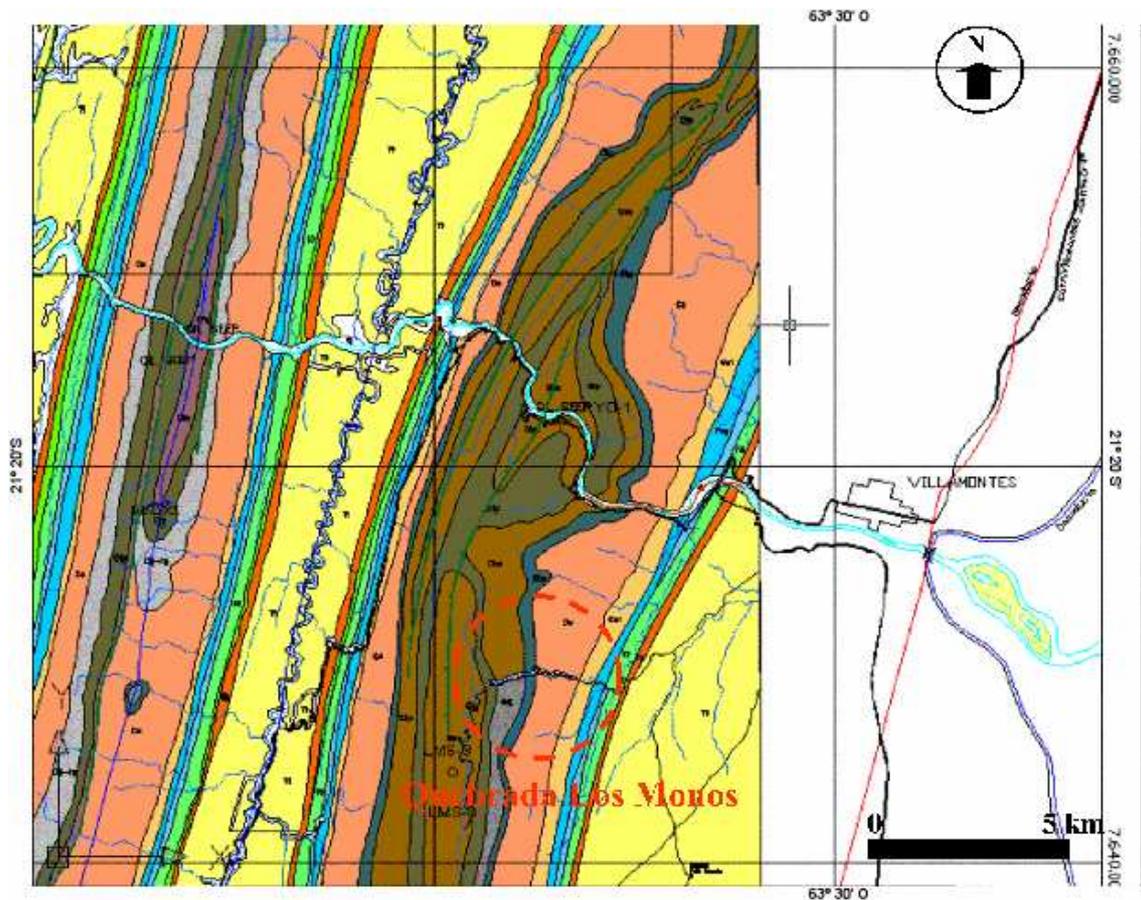


Figura 9. Localización de la quebrada Los Monos en el mapa geológico de la serranía de Aguarague, al oeste de la ciudad de Villamontes. En el núcleo del anticlinal aflora la Formación Los Monos. La trayectoria de la sección de la quebrada levantada está contenida en círculo rojo.

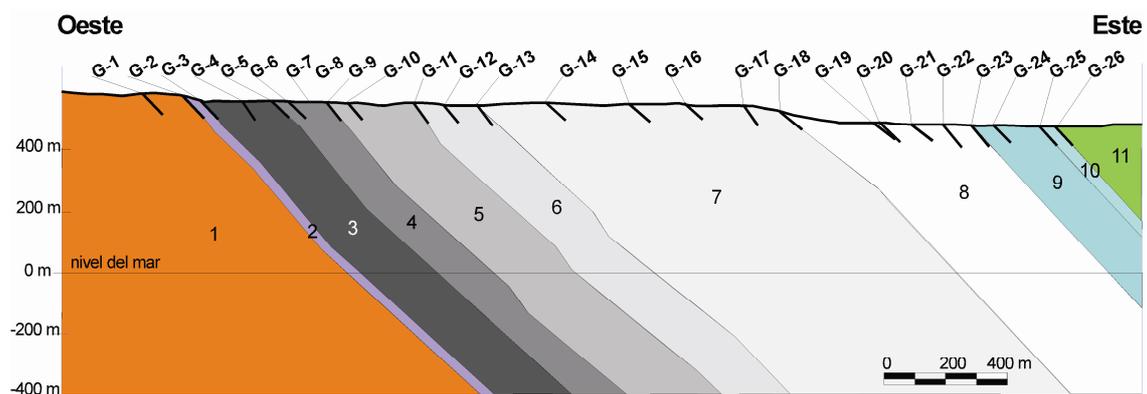


Figura 10. Sección estratigráfica levantada en el flanco oriental de la serranía Aguarague y localización de los puntos geológicos de observación. La sección contiene a las Formaciones Los Monos (1), Itacua (2), Tupambi (3), Itacuamí (4), Chorro (5), Tiguati (6), Escarpment (7), San Telmo (8) del Carbonífero, Cangapi (9) y Vitiacua (10) del Permo-Triásico, y Tapequia (11) del Mesozoico.

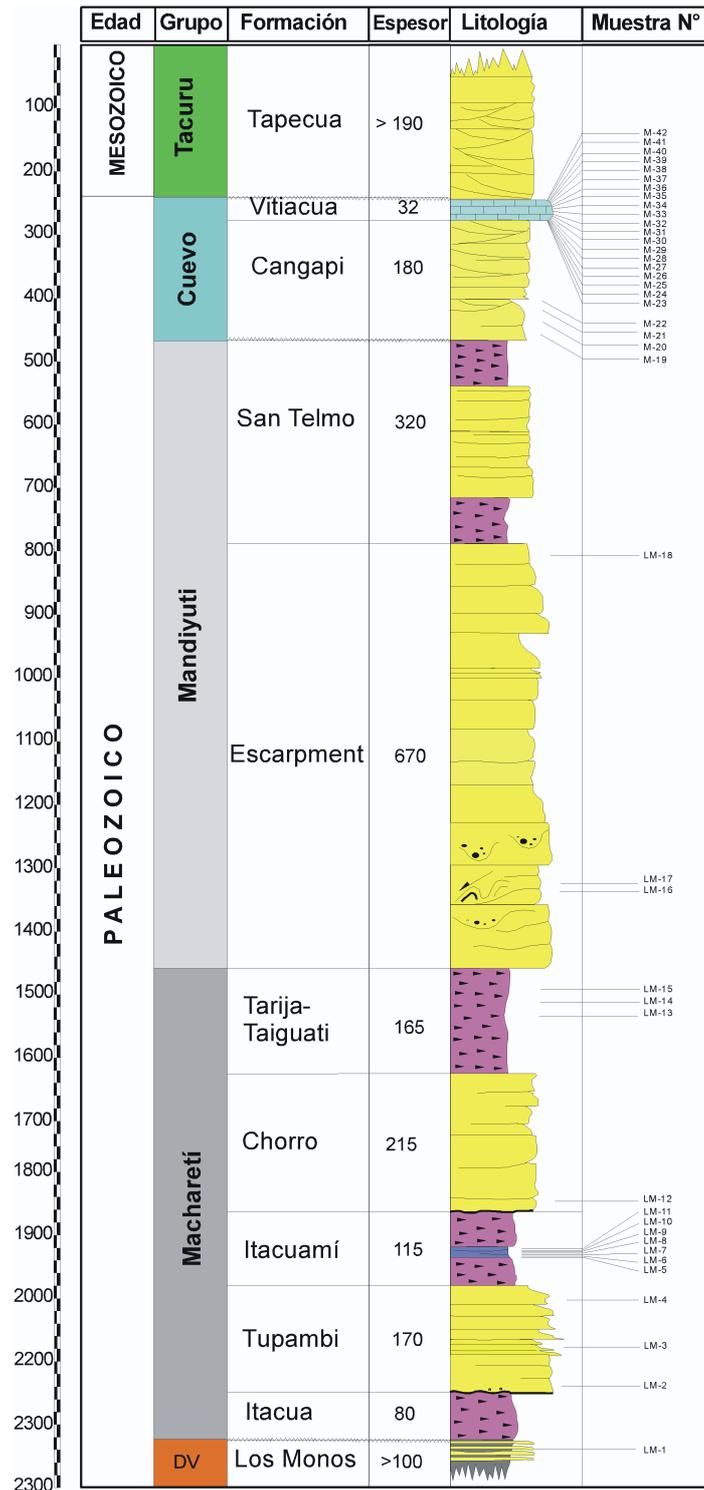


Figura 11. Columna estratigráfica de la quebrada Los Monos y ubicación de las muestras analizadas. Los espesores están en metros.

3.1.3. Columna estratigráfica Río Pilcomayo

El reconocimiento de esta sección se realizó sobre el flanco oriental de la serranía de Aguarague (Figura 9). La sección incluye la base del Terciario, representado por la Formación Petaca.

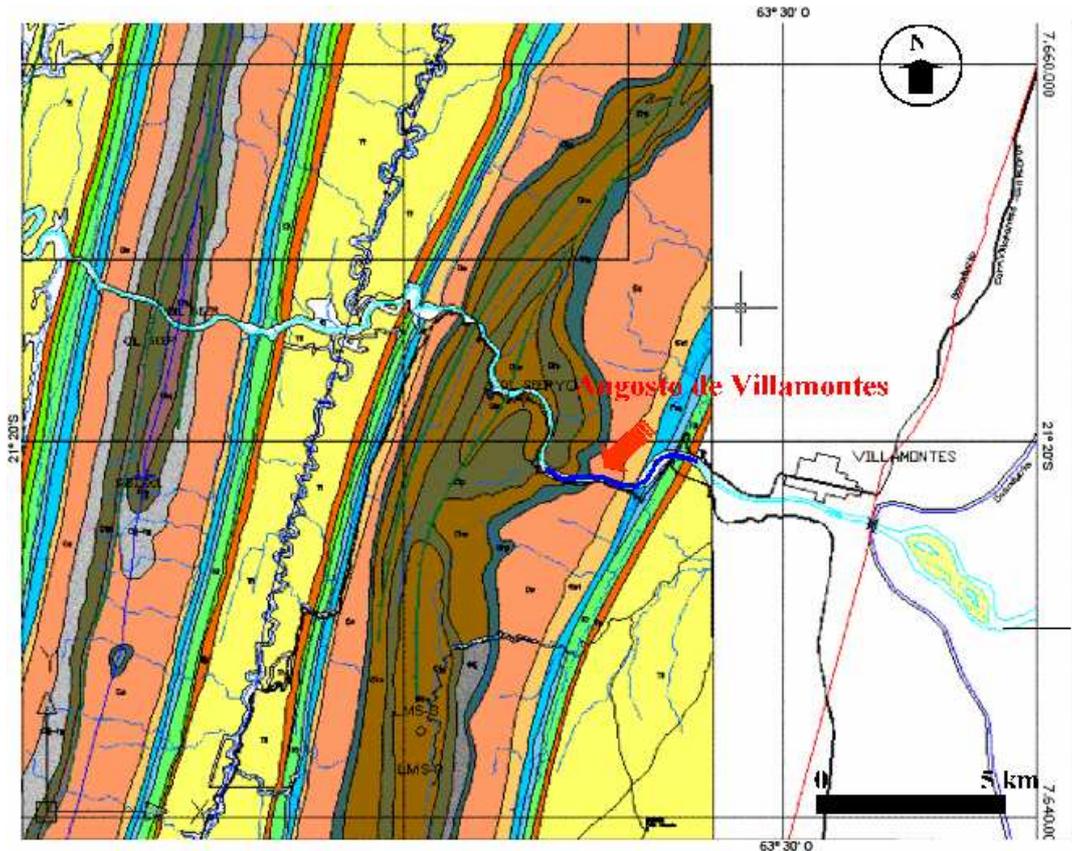


Figura 12. Detalle del mapa geológico de la serranía Aguarague y el angosto de Villamontes. En el núcleo de la serranía afloran sedimentitas pertenecientes a la Formación Los Monos. En color azul se resalta la trayectoria correspondiente a la sección estructural de la Figura 13.

El itinerario de la sección sobre el angosto del río Pilcomayo contiene 27 puntos de control geológico que se identifican en la sección estructural sobre el flanco oriental de la serranía de Aguarague (Figura 13).

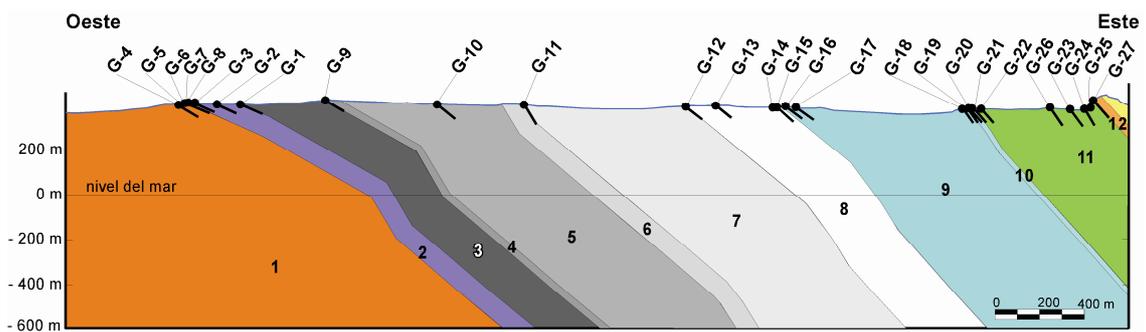


Figura 13. Sección estructural sobre el angosto del río Pilcomayo. Se identifican las siguientes Formaciones: (1) Los Monos, (2) Itacua, (3) Tupambi, (4) Itacuamí, (5) Chorro, (6) Taiguati, (7) Escarpment, (8) San Telmo, (9) Cangapi, (10) Vitiacua, (11) Tapecua-Castellón-Ichoa y (12) Petaca. La trayectoria de la sección se indica en color azul en el mapa geológico de la figura 12.

La columna estratigráfica de la sección del río Pilcomayo contiene a las Formaciones Los Monos, Itacua, Tupambi, Itacuami, Chorro, Taiguati, Escarpment, San Telmo, Cangapi, Vitiacua, Tapecua, Castellón, y Petaca (Figura 14).

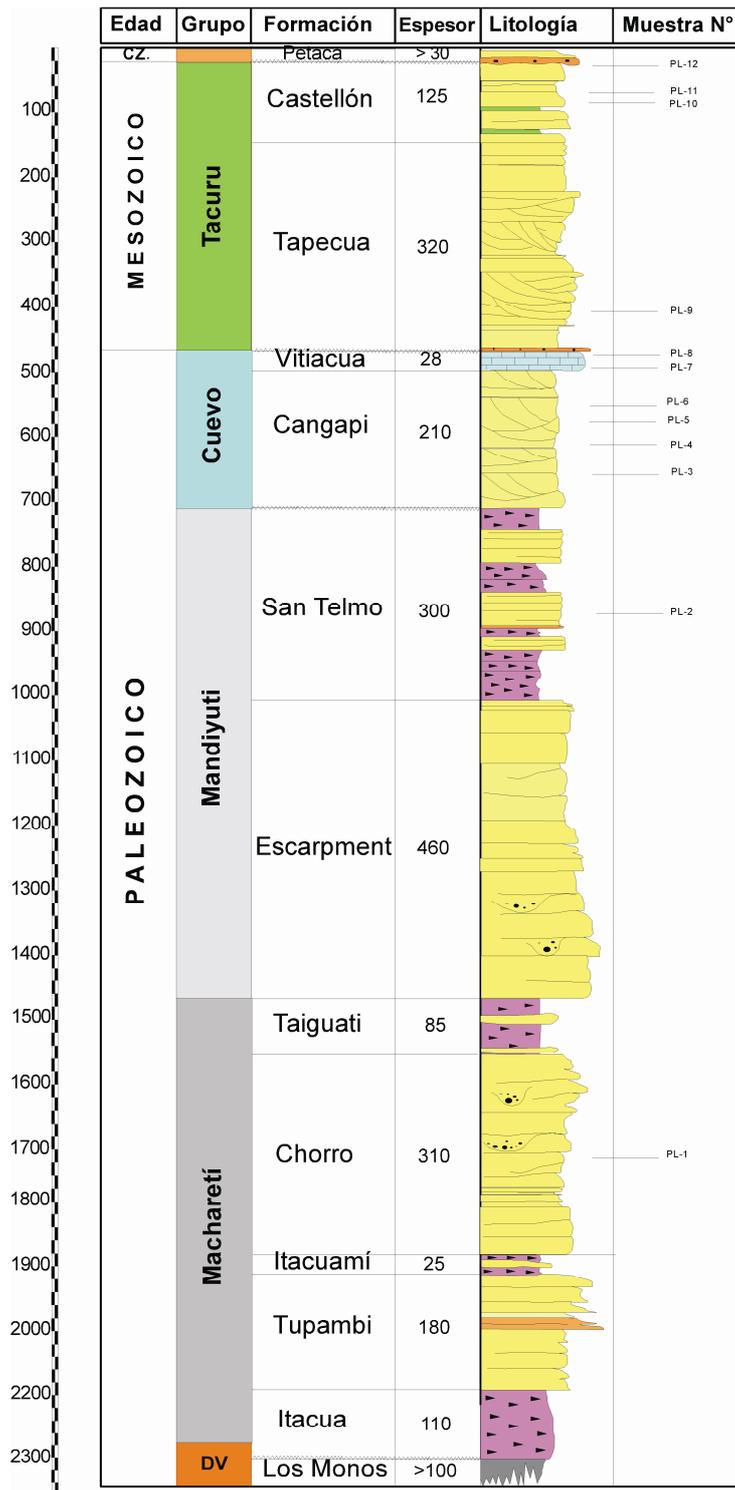


Figura 14. Columna estratigráfica del angosto del río Pilcomayo, en la serranía de Aguarague. Los espesores están en metros.

3.1.4. Columna estratigráfica Río Pajonal

Esta columna se encuentra localizada en la parte interna del Subandino Sur (Figuras 15 y 16), cercana a otra secuencia conocida como Anticlinal Castellón donde se destaca la presencia del Basalto Entre Ríos.

Las secuencias de sinrift comienzan con un nivel de yeso y margas rojas correspondientes a la Formación Ipaguazu seguidas por una sucesión de limolitas rojas oscuras laminadas, areniscas arcillosas rojas de grano fino, en partes entrecruzadas y arcillas y margas laminadas.

En la sección superior de esta secuencia y por debajo del Basalto Entre Ríos, se encuentran las areniscas de color gris marrón a gris violeta grano medio a grueso con incipiente laminación y entrecruzamiento de la Formación San Diego.

Por encima del basalto comienza una sucesión de bancos gruesos de areniscas entrecruzadas rojizas, y rojo violáceas de grano fino a medio, alternando con capas gruesas y delgadas de lutitas rojo vivo y rojo violáceas de la Formación Tapehua, esporádicamente intercaladas con areniscas entrecruzadas. La secuencia continúa con arenisca rojo claro y gris amarillentas con intercalaciones de capas de limolitas de la Formación Castellón.

La columna mesozoica culmina con las areniscas con entrecruzamiento de mayor ángulo, de un medio eólico, de grano medio, bien redondeado, cuarzosas, con matriz limosa y color dominante rojo de la Formación Ichoa.

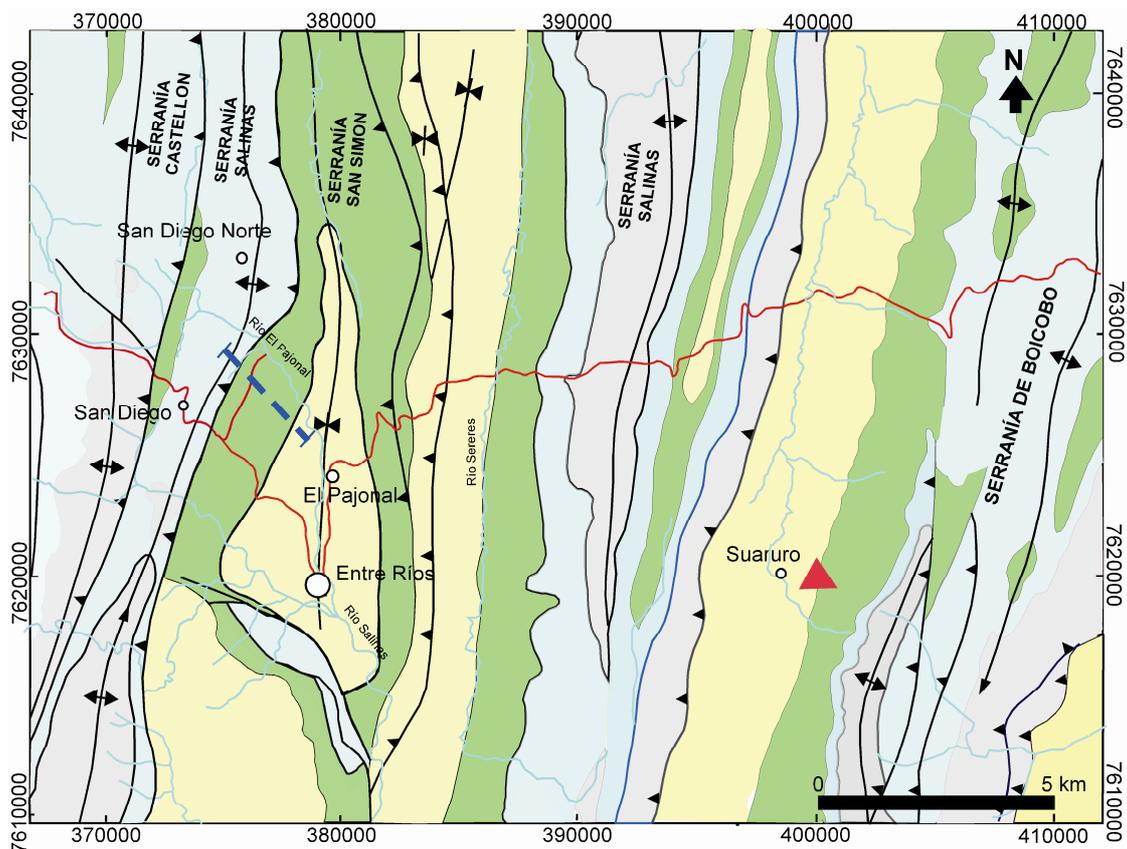


Figura 15. Detalle de la ubicación de la secuencia del río Pajonal en el Subandino Sur, señalada en color azul. El triángulo rojo en las proximidades de la localidad de Suaruro corresponde al sitio donde se tomó la muestra del basalto Entre Ríos datada para este estudio.

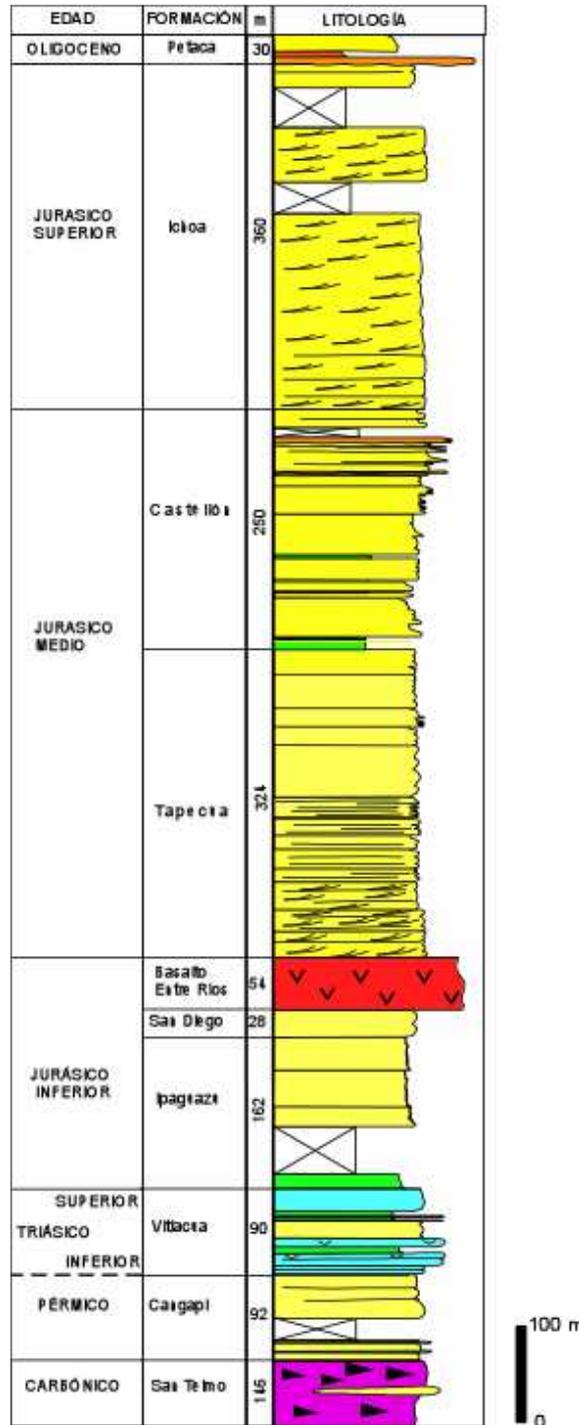


Figura 16. Columna estratigráfica del río Pajonal con amplio desarrollo de las secuencias mesozoicas en el Subandino Sur. En color violeta: diamictias, amarillo: areniscas, celeste: carbonatos, verde: arcilitas y limolitas, rojo: basaltos y anaranjado: conglomerados.

Tanto en la columna estratigráfica del río Parapetí como en la columna de la quebrada Los Monos y en la sección del río Pilcomayo las secuencias devónicas iniciales correspondientes a las Formaciones Los Monos, Iquiri, Saipuru, y las secuencias carboníferas del Grupo Macharetí, Formaciones Itacua, Tupambi, Itacuami, Chorro, Tarija, Taiguati y del Grupo Mandiyuti, Formaciones Escarpment y San Telmo, no se describen en detalle dado que no son el foco del presente trabajo.

La primer secuencia de interés para este estudio es la de la Formación Cangapi, que en la sección del río Parapetí se asienta en discordancia sobre la Formación Escarpment, y en el angosto del río Pilcomayo y la quebrada Los Monos se asienta en discordancia sobre la Formación San Telmo.

3.1.5. Secuencias de Prerift

FORMACIÓN CANGAPI

Nombre y localidad tipo

Esta formación incluye a los sedimentos que se desarrollan entre la Formación San Telmo y las calizas de la Formación Vitiacua. El nombre de “Cangapi” fue aplicado para estos sedimentos por Hayes en 1925, quien describe a esta unidad como “Areniscas gris verdosas bandeadas y finamente laminadas, de color rojo, con una marcada estratificación entrecruzada en la base. El lugar tipo es el curso superior del río Parapetí, cerca de la localidad El Tunal en la serranía de Sararenda, a unos 35 Km al sur de la ciudad de Camiri”.

Distribución

La Formación Cangapi está ampliamente distribuida en el Subandino Sur, está compuesta por areniscas gris anaranjadas a amarillentas y rojizas. Contiene granos de cuarzo bien redondeados y limpios, tiene cemento calcáreo y silíceo. Se describen además niveles conglomerádicos finos que gradan hacia el tope a areniscas laminadas de grano fino.

En la sección del río Parapetí la Formación Cangapi se asienta en discordancia sobre la Formación Escarpment. Está conformada íntegramente por areniscas bien estratificadas de color verde amarillento y marrón rojizo, se observan bandas bicolors como una característica típica de esta unidad. El límite entre las Formaciones Escarpment y Cangapi está marcado por un cambio en la estratificación fina y laminada de la Formación Cangapi y los bancos de areniscas de grano medio a grueso de aspecto masivo de la Formación Escarpment.

Las areniscas presentan en partes grano de cuarzo medio a grueso, y en ocasiones intercalan con areniscas de grano fino. La estratificación es planar y en sectores entrecruzada. Las capas tienen espesores variables entre algunos decímetros, alcanzando también estratificación en bloques.

El tope de la Formación Cangapi está conformado por areniscas marrón rojizo y blanquecino verdosas con bandeamiento y estratificación entrecruzada tabular. El contacto con la Formación Tapehua es irregular y erosivo (Figura 17).



Figura 17. Contacto neto erosivo entre las Formaciones Tapecua y Cangapi en la sección observada en el angosto del río Parapetí.

En el angosto del río Pilcomayo la Formación Cangapi se asienta en concordancia sobre la Formación San Telmo. Está compuesta predominantemente por areniscas de color rosado y marrón rojizo, son de grano fino a medio, selección pobre a regular, bandeada, con estratificación entrecruzada, los bancos delgados tienen estratificación irregular y aspecto masivo. Se observan concreciones calcáreas asociadas a delgados niveles que aparecen más duros y resistentes a la erosión.

En la parte superior de la Formación Cangapi se desarrollan areniscas que intercalan bancos de areniscas de color gris blanquecino de grano fino y areniscas rosadas, en partes deleznales. El contacto con la formación suprayacente es irregular y está definida por el primer banco de caliza de la Formación Vitiacua (Figura 18).

En la quebrada Los Monos la Formación Cangapi se asienta en concordancia sobre la Formación San Telmo y está conformada por areniscas de grano fino a medio, de color gris blanquecino, rosado y marrón rojizo, los bancos presentan bandas de colores amarillo y rosado, la estratificación entrecruzada es de alto ángulo (Figura 19).

Las areniscas tienen granos bien redondeados, presentan selección buena a regular, algunos bancos contienen cemento calcáreo y matriz arcillosa. Son comunes las capas friables con bandas rojas y gris amarillentas.



Figura 18. Contacto neto entre las Formaciones Cangapi y Vitiacua en la margen oriental del río Pilcomayo, Villamontes.



Figura 19. Areniscas con estratificación entrecruzada de alto ángulo, parte inferior de la Formación Cangapi.

En la parte media de la Formación Cangapi se observan intercalaciones de areniscas de grano fino a muy fino, con estratificación fina en bandas rosadas y rojizas, en partes lenticular.

En la parte superior de la Formación Cangapi delgados niveles de areniscas marrón oscuro de grano fino y muy cementadas de sílice, presentan estratificación lenticular con base irregular. Se intercalan con paquetes de areniscas limosas de grano muy fino. Algunos niveles posiblemente calcáreos están actualmente silicificados.

En la sección del río Pajonal la sección de la Formación Cangapi se compone de areniscas blancas a amarillentas, bien estratificadas de grano medio y cemento calcáreo. En la base presenta bancos de areniscas gruesas entrecruzadas con bandeamiento rojo y blanco amarillento.

Ambiente de depositación

Las características sedimentológicas sugieren un ambiente fluvial con extensos canales cuyos sedimentos constituyen una sucesión de parasecuencias estrato y granodecrecientes para la parte inferior de la secuencia, y un ambiente deltaico para la parte superior. Las arenas se componen de material clástico retrabajado, muy maduro proveniente del Carbonífero.

Edad

Sandi (1989) dio a conocer un fósil de una especie de artrópodos conchostracos, *Wetlugites* sp., encontrada en el anticlinal de Morteros en fangolitas de la Formación Cangapi, en las proximidades de la ruta que une Santa Cruz con Sucre. Este fósil de amplio rango de vida, es comparado con *Wetlugites pronus* Novozhilov, del Triásico inferior de Rusia. Sin embargo Di Pasquo (en Gutiérrez et al., 2006) reafirma la edad pérmica temprana de esta unidad basada en las asociaciones palinológicas de las unidades infrayacentes de edad carbonífera superior en el anticlinal de San Pedro y en el río Carapari, en territorio argentino.

En la Formación Cangapi no se han encontrado fósiles guías y en consecuencia su edad es inferida entre el Pérmico Medio y Superior por su posición estratigráfica y la edad de la secuencia basal de la Formación Vitiacua definida por Sempere (1991) como pérmica inferior.

FORMACIÓN VITIACUA

Nombre y localidad tipo

La descripción original proviene de Mather (1922): “Esta formación ha sido observada en la parte norte de la sierra de Aguarague y su probable equivalente ha sido mapeado en dos localidades en la parte norte de la sierra de Charagua”.

Esta formación incluye a finas capas resistentes de *chert*, calizas y limolitas, que están inmediatamente sobre la Formación Cangapi, Mather (1922) aplicó para esta unidad el nombre de *Vitiacua limestone and chert*.

La localidad tipo es la parte occidental de la garganta a través de la cual el río Vitiacua atraviesa la serranía de Aguarague. En este afloramiento la Formación Vitiacua consiste de capas delgadas de sílice y caliza silíceas separadas por delgadas capas de arcilla.

La caliza y sílice en la localidad tipo de la garganta Vitiacua es la misma Formación a la que Steinmann et al. (1904) aplicó el nombre de Horizonte Calcáreo-dolomítico. Aunque Steinmann describió esta formación como cretácica sobre la evidencia de fósiles que él encontró en otras localidades. Las colecciones más amplias descritas por Bonarelli (1913), indicaron que ellas serían correlacionables con el Liásico europeo y podrían ser consiguientemente consideradas como Triásico tardío o Jurásico temprano.

Distribución

Se distribuye en el Subandino Sur y Cordillera Oriental Sur. Sus afloramientos más representativos se encuentran en el flanco occidental de la Sierra de San Antonio, al NO de Machareti. Su contacto inferior es concordante con la Formación Cangapi y el límite superior es discordante con la Formación Ipaguazú.

En las laderas occidentales de la serranía de Aguarague las capas delgadas de sílice de la Formación Vitiacua (Mather, 1922) tienen sólo un poco más de 5 metros. En la parte norte de la sierra de Charagua, al oeste de Tacurú, muchas capas de caliza gris clara, cristalina gruesa, están expuestas en la garganta de la quebrada de Tacurú. La caliza tiene dos metros de espesor intercalado entre areniscas infrayacentes y lutitas suprayacentes. No contiene sílice en este lugar, pero dispersa entre los cristales de calcita hay numerosos granos de cuarzo blanco, bien redondeados.

En la región de Villamontes tiene afloramientos expuestos en la ladera oriental del río Pilcomayo, en la quebrada de Los Monos y en el angosto de Nazareno, camino Sanandita – Palos Blancos.

En la sección del río Pajonal la Formación Vitiacua presenta calizas silicificadas, separadas por delgadas capas de lutitas rojas y coronan esta secuencia areniscas macizas y un delgado banco de limolitas rojas.

En la quebrada Los Monos el contacto de la Formación Cangapi con la Formación Vitiacua se encuentra oculto, y el primer nivel observado es calcáreo con fragmentos de chert y luego sigue una intercalación de calizas rosadas y calizas arenosas amarillentas, con concreciones y venas de chert.

Hacia la parte media disminuye el espesor de los bancos de calizas y hay un nivel con concreciones muy grandes. Luego siguen intercalaciones de niveles lutíticos con calizas rosadas y niveles con concreciones. En el contacto con la Formación Tapehua es a través de un nivel característico de conglomerado que en esta quebrada tiene el aspecto de una brecha.

El conglomerado está compuesto por areniscas de grano fino a grueso, con matriz silícea. Los fragmentos de chert de color amarillo grisáceo a rosado son

angulosos, de hasta 9 cm de diámetro. Por encima de este nivel de dos metros de espesor, se desarrollan areniscas marrón rojizas de grano fino, mala selección, con matriz arcillosa, algo calcáreas, en la parte inferior se describen esporádicos fragmentos angulares de chert de hasta 4 cm de diámetro.

Características litológicas y ambiente de depositación

La Formación Vitiacua está constituida por areniscas, arcillitas, calizas y margas calcáreas, grises, negruzcas, violácea, ricas en chert (Aguilera, 1990). Este autor estudió las muestras recolectadas en las localidades de Alarache, ubicada a 98 km al SSE de Tarija y en Yesera Norte, a 33 Km al NEE de esta ciudad.

La sección de Alarache se encuentra en el flanco occidental del sinclinal asimétrico de Emborozú y en el perfil de Yesera Norte se hallan una serie de sinclinales sobrepuestos y fallados. La Formación Vitiacua se depositó en una cuenca donde los carbonatos se presentan facies de ambientes supra e intertidales (areniscas calcáreas y silíceas, calcretos, estromatolitos, evaporitas, margas con grietas de desecación, calcilutitas con estratificación paralela fina, dolomitizadas) y de ambiente subtidal o de plataforma interna (calcilutitas y lutitas negras finamente estratificadas).

La Formación Vitiacua en la región de Tarija, petrográficamente presenta: arenitas, limonitas, arcillitas, dolopelitas, calcipelitas (*mudstone*), calcarenitas oolíticas y ftanitas; la influencia de algas en la formación de las rocas calcáreas es evidente, lo cual está corroborado por las laminaciones estromatolíticas. Los procesos diagenéticos que afectaron estas rocas fueron: compactación, recristalización, dolomitización y silicificación. Los sedimentos de esta formación, se depositaron en una cuenca carbonatada en ambiente supratidal y de plataforma interna, constituyendo secuencias transgresivas y regresivas. La dolomita por lo general se encuentra en ambiente supratidal, asociada a evaporitas. La fracción arcillosa en las rocas pelíticas es montmorillonítica y en las calcáreas es illítica, seguidas en menor proporción por clorita interestratificados. El medio calcáreo puede haber producido la neoformación de illita. La presencia de montmorillonita podría indicar además un aporte piroclástico (Aguilera, 1990).

Una de las localidades donde se observa una secuencia completa salvo en los primeros metros que se encuentra oculto el contacto con la Formación Cangapi, es en la quebrada de Los Monos donde la Formación Vitiacua esta compuesta por calizas en partes silicificadas por procesos diagenéticos. Son de color rosado, gris blanquecino y amarillento, son duras y compactas, con estratificada lenticular. En la parte basal se observa concentraciones de chert de color gris oscuro, distribuida en forma de rosario (Figura 20).

De la observación realizada en estos afloramientos se extractan tres muestras (LM-PG-23, LM-PG-29 y LM-PG-30) representativas para esta secuencia (Figuras 21, 22 y 23). Los cortes delgados de estas muestras indicarían una sucesión de facies correspondientes a un medio progresivamente menos profundo de ubicación litoral donde el limite inferior de la agitación de las olas es sobrepasado y la influencia del hidrodinamismo se hace cada vez más importante, de esta manera el material es

constantemente removido, se frena la micritización y los granos tienden a ser subsféricos.

Es notable la presencia de gran cantidad de concreciones distribuidas en bancos decimétricos frecuentes en la parte media de la secuencia (Figura 24). Este carácter observado en todos los afloramientos de la región de Villamontes, puede ser asociado a una disminución en la energía de sedimentación.

Esta secuencia de la Formación Vitiacua de acuerdo a la discusión y conclusiones realizadas por Sempere et al. (1992) correspondería a la tercera pulsación V3 de la gran transgresión reconocible en distintos afloramientos dispersos y aislados característicos de esta formación en el Subandino sur, con un espesor promedio de 30 metros en las secciones analizadas de la quebrada de Los Monos y del río Pilcomayo.



Figura 20. Calizas con estratificación irregular, presenta intercalaciones de chert gris oscuro, parte inferior de la Formación Vitiacua.

Ardaya (1989) describió para la Formación Vitiacua en los recortes del pozo San Martín-X1, ubicado a 6 km de la quebrada Camatindi en la Llanura Chaqueña, para el tramo 2680-2690 mbbp 80 % de cuarzo (75% ámbar y rojizo, 25% hialino y blanquecino), predominantemente grueso, escasas fracciones muy grueso a medio; 15% de limolita arenosa calcárea rosada y morada, y 5 % de fragmentos angulosos de pedernal blanquecino. En el tramo 2695-2700 mbbp, se recuperó un 30% de fragmentos angulosos de pedernal blanco, blanquecino rosado y oscuro, los cuales son típicos y determinantes de esta formación (Véase el esquema del pozo SMT-x1 de la Figura 37 en el ítem de las descripciones litológicas correspondiente a la Formación Tapequa.

En la interpretación de los registros del pozo SMT-x1, Ardaya (1989) concluyó que para esta unidad en base a una recuperación pobre de calizas (10%), no existe una persistencia litológica lateral entre los afloramientos de la quebrada Camatindi donde observó 5 metros de calizas en la base, y la secuencia vertical del pozo, pero si es posible hacerlo en los pozos perforados más hacia el Este, en la Llanura chaqueta.

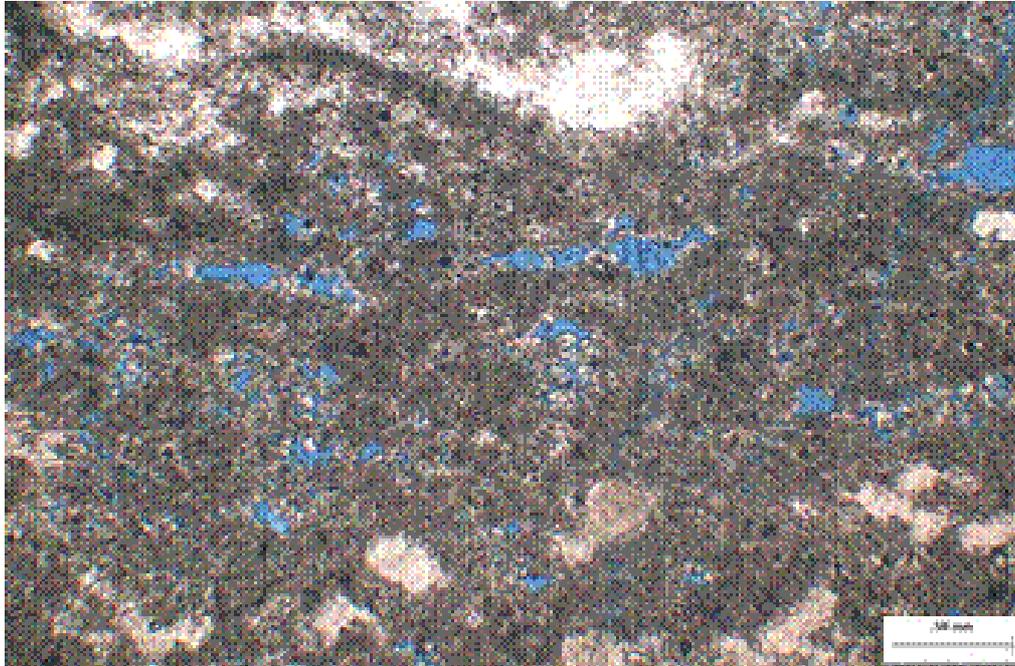


Figura 21. M-PG-23. *Boundstone* pelletoidal, dolomitizado. Microesparita. Calcita como relleno de *vugs*, esparítica. El tamaño de poro corresponde a microporos y mesoporos.

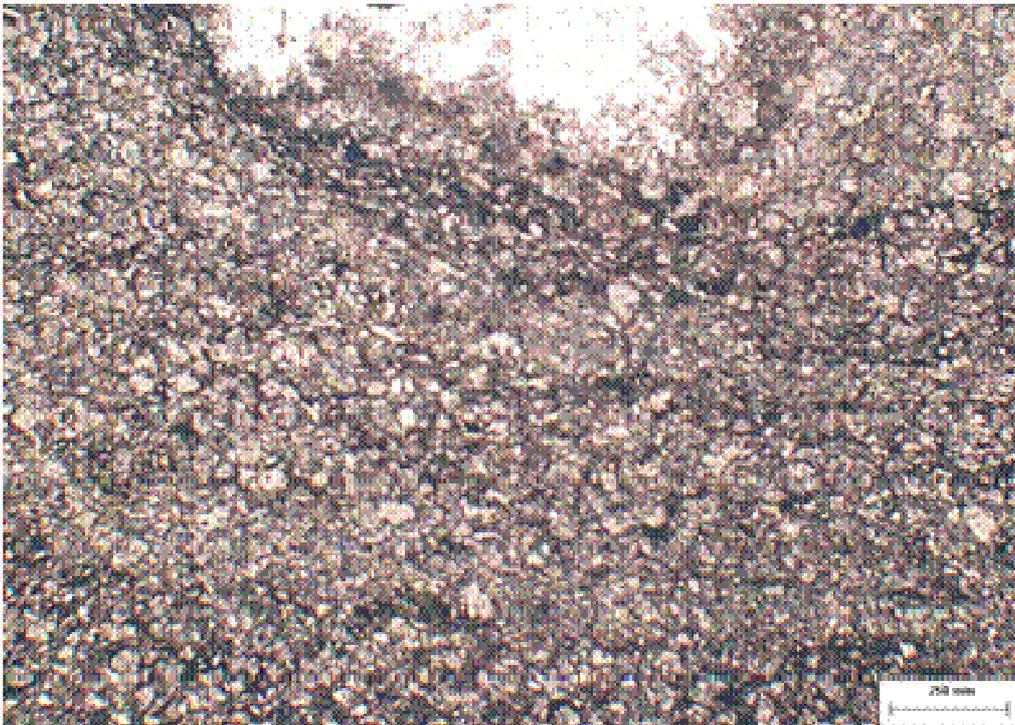


Figura 22. LM-PG-29 Dolomía recristalizada, microesparítica. Abundantes óxidos de hierro (hematita). Nódulos silíceos.



Figura 23. LM-PG-30 Fangolita dolomitizada, micrítica. Presencia reconcreciones con estructura radiada. Microfisuras rellenas con hematita.



Figura 24. Calizas rosadas a marrón amarillento, finamente estratificadas, con delgadas intercalaciones de arcillitas marrón rojizo, en parte media de la Formación Vitiacua.

En los relevamientos realizados en los afloramientos de la Formación Vitiacua en la quebrada de Los Monos se encontró un nivel de tobas asociado al nivel de chert en la sección basal de esta unidad que no pudo ser datado por el grado de alteración que presentaban las muestras enviadas al laboratorio. Una sección delgada de una de estas muestras se observa en la Figura 25. Sin embargo la importancia de una posible datación posterior por el método U-Pb radica en que estos niveles se encuentran la sección basal y aportarían más datos para la dilucidación de la edad absoluta de la Formación Vitiacua.

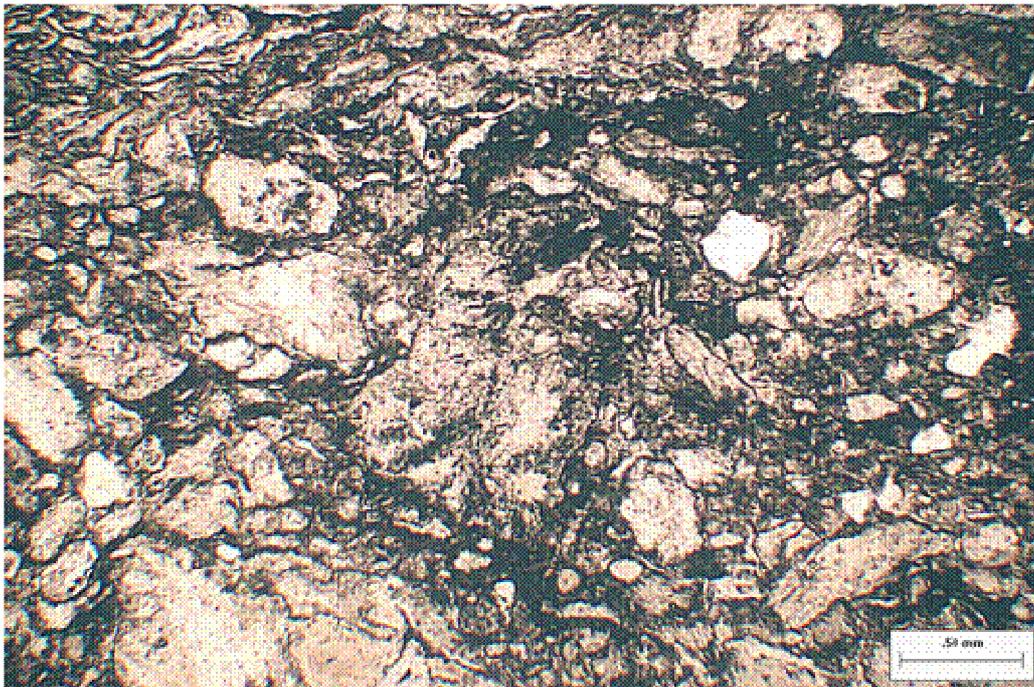


Figura 25. M-PG-25 Toba silicificada. Trizas vítreas y fragmentos pumíceos silicificados. Escasos cristaloclastos de cuarzo de tamaño ceniza fina a media.

Edad

Hoffstetter (1968) establecía: “Muestra 2 (Fm. Vitiacua, Acherai, Camino Sanandita-Palos-Blancos) Dgt. De Madame S. Freneix: *Monotis* sp. aff. *subcircularis* Gabb: Norien sup. d'Amérique du Nord, d'Amérique du Sud (Pérou, Bolivie) et de Timor. Diffère de *Monotis subcircularis* typique par les caractères suivants: une convexité apparemment plus faible; des crochets plus petits, moins renflés; le sinus de l'aile postérieure de la valve gauche moins profond; la costulation radiale plus fine et plus dense. Des caractères différentiels de même ordre éloignent les spécimens boliviens examinés de ceux du Trias du Pérou figurés par E. Jaworski (N. Jahrb. Min., Beil. Bd. 47, 1922, p. 105, pl. IV, fig.1-4). Ces formes péruviennes ont été décrites sous le nom de *Pseudomonotis ochotica* (KEYS) *densistriata* TELLER, puis attribuées par I. Ichikawa (Paleontografica, Ed 999, Abt. A, 1958, p. 179) à l'espèce *Monotis* (*Entomonotis*) *timorica* ICHIKAWA 1958. Enfin G. E. G. Westermann (Journ. Paleont., vol. 36, N° 4, 1962, p. 781; pl. 115, fig. 6-9; pl. 116, fig. 1-8; pl. 117, fig. 1-5) considère cette dernière espèce comme probablement identique à *Monotis subcircularis* Gabb 1864, du Norien sup. de Californie. Conclusion: le fossile indique un âge du Trias supérieur, très probablement Norien (II exclut donc l'âge crétacé parfois attribué à la

Fm Vitiacua). Muestra 1 (*Fm Vitiacua*, Angosto de Nazareno, camino Sanandita - Palos Blancos). Echantillon dégagé et étudié par Madame Freneix: Un seul échantillon bivalve endommagé; le contour et incomplet, l'extrémité antérieure n'est pas conservée, la charnière n'est pas observable. L'échantillon n'a pu être identifié à une espèce connue il peut s'agir d'une espèce inédite? Une forme de comparaison assez proche est *Barbosaia* (?) *gordoni* MENDES 1954 de la Série Passa Dois (Permien) du Brésil; mais cette dernière est de forme subtriangulaire, beaucoup plus courte, et elle présente des carènes plus saillantes. On ne peut donc pas en tirer de conclusion stratigraphique précise. Toutefois, cette forme parle en faveur d'un âge assez ancien de la *Fm. Vitiacua*, et exclut l'hypothèse d'un âge crétacé » (correspondencia a C. Reyes del 09 de Abril de 1968).

En Acherai sobre la margen derecha del río Pilcomayo, sobre el camino Sanandita-Palos Blancos se citan pelecípodos correspondientes a *Monotis* (*Entomonotis*) *subcircularis* Gabb, junto con peces asignados a *Dipnoi* (fragmento de diente), *Actinopterygii* (escamas, dientes y fragmentos de mandíbula), cf. *Birgeria stensio* (Beltan et al. 1987). Estos autores asignan una edad noriana superior, dado que *Monotis* (*Entomonotis*) *subcircularis* Gabb, es una forma característica del Triásico superior del Pacífico Sur y particularmente de los Andes.

La Formación Vitiacua según Sempere et al. (1992) es el resultado de una transgresión producida durante tres pulsaciones (V1, V2 y V3). Sobre la edad de estas pulsaciones estos autores establecen, de base a tope: V1, no se registró la presencia de fósiles; V2, en la base *Coelacanthus* cf. *C. Granulatus* Ag. (rodado en el río Condado de Alarache). En la base de este nivel se recuperaron dos muestras conteniendo esporas y granos de polen, entre los que se distinguen *Lueckisporites virkkiae*, *Klausipollenites schaubergeri*, *Lueckisporites taeniaeformis*, *Corisaccites alutas*, *Weylandites magnus* y otras especies que caracterizan el Pérmico superior. Finalmente el pulso V3, en el que es frecuente el hallazgo del pelecípodo *Monotis* (*Entomonotis*) *subcircularis* Gabb del Triásico superior.

Sin embargo esta forma sería correspondiente a *Monotis* (*Pacimonotis*) *sucircularis* Gabb que lo circunscribiría al Pérmico superior o Triásico inferior (Suárez Soruco, 2000).

3.1.6. *Secuencias de Sinrift*

BASALTO CAMIRI

Nombre y localidad tipo

La mención más antigua conocida del Basalto Camiri corresponde a un informe inédito de la *Bolivian Gulf Oil Company* (1964) citado por Saavedra et al. (1986) y posteriormente utilizada en las discusiones sobre la edad de los basaltos y sus relaciones estratigráficas por Sempere et al. (1992), Lopez-Murillo y Lopez Pugliessi (1995), Sempere et al. (1998), Sempere et al. (2002 y 2003) y Bertrand et al. (2005).

La localidad tipo es el afloramiento que está localizado 8 km al sureste de la ciudad de Camiri sobre el río Parapetí (véase Figura 26).

Distribución

En la zona de Camiri se observa la presencia de un afloramiento de basalto en el flanco occidental de la serranía de Carahuaycho. Durante el itinerario realizado sobre el río Parapetí, se identificó en el punto geológico (1) afloramiento de areniscas alteradas, de color rojo violáceo conteniendo fragmentos de basaltos alterados. Esta ubicación de acuerdo al mapa geológico de la zona (Figura 26) corresponde estratigráficamente a la parte inferior de la Formación Tapeuca. Si bien no se identificó en éste punto la presencia in situ de rocas magmáticas, las areniscas podrían corresponder a la base del Mesozoico, rocas en las que se ha observado una aureola de alteración térmica (Figura 27). Los fragmentos de rocas magmáticas contenidas en las areniscas presentan un marcado estado de alteración (Figura 28).

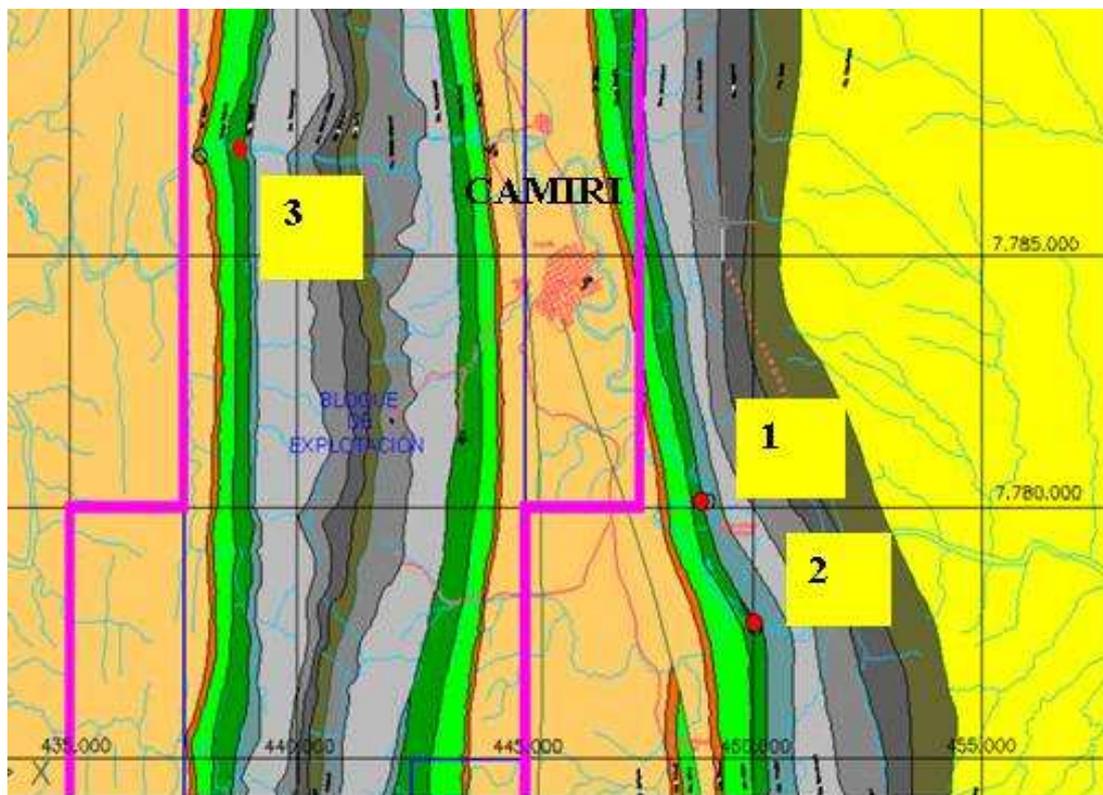


Figura 26. Localización de puntos geológicos sobre el río Parapetí, donde se identificó: (1) sedimentos afectados por magmatismo en la serranía de Carahuaycho, (2) un afloramiento de rocas magmáticas en una franja longitudinal a orillas del río Parapetí y al sudoeste de la Ciudad de Camiri, correspondiente al basalto Camiri (3) punto geológico en la base de la Formación Tapeuca conteniendo un conglomerado basal con clastos alterados de rocas ígneas.



Figura 27. Afloramiento de areniscas castaño rojizas y amarillo blanquecinas de la Formación Tapequa. En la parte media y superior del afloramiento se observa roca alterada de color rojo violáceo, producido por la presencia de rocas magmáticas.

El punto geológico (2) corresponde al sitio donde afloran rocas magmáticas, conocidas como el Basalto Camiri (Figura 29), el afloramiento está localizado a 8 km al sureste de la ciudad de Camiri. No se observa el contacto de este cuerpo con las rocas sedimentarias que la limitan. No existen argumentos para confirmar si se trata de una colada o representa un filón capa de roca magmática intruida en sedimentitas del Mesozoico. El punto (3) corresponde al sitio donde se identificó el conglomerado basal de la Formación Tapequa en la sección levantada en el río Parapetí.

El basalto del río Parapetí tiene un color gris oscuro algo verdoso, el espesor estimado es de 3 a 4 metros. No es posible observar la relación con las rocas que lo limitan.

Una de las características de este afloramiento del Basalto Camiri es el diaclasamiento que presenta. Estas diaclasas se pueden observar en la Figura 29, en la parte central de la fotografía donde se encuentra como referencia la piqueta.



Figura 28. Fragmentos de rocas basálticas dispersos en un afloramiento de areniscas cerca de la base de la Formación Tapeuca. Los fragmentos presentan una fuerte alteración.



Figura 29. Afloramiento del Basalto Camiri, en el cauce del río Parapetí, serranía de Carohuaycho.

Edad

Una edad antigua K-Ar inédita correspondiente a una datación de la *Bolivian Gulf Oil Company* (1964) del Basalto Camiri citada por Saavedra et al. (1986), Sempere et al. (1992), Lopez-Murillo y Lopez Pugliesi (1995) era de 233 Ma. Sin embargo las edades radimétricas de las muestras del Basalto Camiri (Bo991105-1 H30 y M1664) datadas por el método $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por Bertrand et al. (2005) arrojaron valores más jóvenes de $189,5 \pm 1,4$ Ma y $200,0 \pm 2,7$ Ma (edad de plateau con un error de ± 2 sigma); $198,4 \pm 2,6$ y $184,4 \pm 1,2$ Ma (Gas total con error de ± 2 sigma). Estos autores concluyen en su análisis geocronológico que el valor más probable sería de $203,7 \pm 4,1$ Ma correspondiente a la primera muestra.

La edad radimétrica para el Basalto Camiri obtenida en el presente estudio por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ es de $204,03 \pm 1,38$ Ma para la muestra PRO2 de los afloramientos descritos en el río Parapetí. Esta edad ha sido obtenida mediante los pasos segundo al undécimo que determinaron la edad del plateau de esta muestra y que tomando un promedio de las once mediciones indica $204,03 \pm 1,38$ Ma (véase detalle en el Capítulo Magmatismo en el subandino sur).

FORMACIÓN IPAGUAZU

Nombre y localidad tipo

La referencia original proviene de Padula y Reyes (1958), para referirse a “*los sedimentos constituidos por margas rojas a moradas, con intercalaciones de margas verdes y areniscas margosas de coloración rojo amarillento, que siguen concordantemente a calizas del Horizonte Calcáreo-Dolomítico (Formación Vitiacua), mediante bancos de yeso con delgadas intercalaciones de margas violetas, rojo ladrillo y verde, se los ha designado Margas Multicolores en territorio argentino y dentro del ambiente geológico subandino. Estos sedimentos en la zona citada están cubiertos discordantemente por las Areniscas Superiores del Terciario*”.

Teniendo en cuenta que la denominación de “*Margas Multicolores*” no se ajustaba a las leyes de nomenclatura, Padula y Reyes (1958) denominaron a estos sedimentos Formación Ipaguazu, dado su desarrollo en la quebrada homónima, sita en la serranía de Suaruru y donde esta corta al anticlinal Ipaguazu.

En la descripción litológica realizada por Padula y Reyes (1958) para la Formación Ipaguazu, hace referencia que en territorio argentino está caracterizada por “*areniscas arcillosas, en partes entrecruzadas, arcillas y margas laminadas. Estos sedimentos contienen una gran proporción de yeso y su coloración de conjunto es rojo oscuro. El yeso es dominante sobre el material clástico en los 100 metros basales, constituyendo bancos que se destacan morfológicamente conjuntamente con los bancos calcáreos de la Formación Vitiacua*”.

En territorio boliviano y dentro del mismo ambiente geológico, sedimentos similares están confinados a una zona cuyo límite oriental coincide con la serranía Suaruru-Sararenda, hasta la localidad de Boicobo, donde continua hacia el noroeste para

pasar muy próximo y al naciente la localidad de Monteagudo. Al oeste de este límite su espesor aumenta de unos pocos hasta 400 metros.

Oller y Sempere (1990) describieron a la Formación Ipaguazu como capas rojas fluviales a lacustres, localmente con capas de yeso y halita, depositadas en un estrecho graben de dirección nor-nordeste, que son sobrepuestos por flujos basálticos de más de 130 m de espesor total asignados al Basalto Entre Ríos.

La Formación Ipaguazú desarrollada en la zona de estudio está constituida por areniscas, margas y lutitas basales sobre las que yace anhidrita con lentes de yeso y halita, que pasa hacia arriba a areniscas rojas con intercalaciones de lutitas.

López Puigliesi (1995) proponen restringir el nombre de Formación Ipaguazu de Padula y Reyes (1958) para la secuencia de areniscas de ambiente fluvio-lacustre.

Distribución

Los sedimentos de la Formación Ipaguazu ocupan el extremo sur oeste del área de estudio, conformando una cuenca elongada, limitada por fallas distensivas norte-sur, conformando un hemigraben que contiene en su interior sedimentos con un espesor máximo de 450 metros (Figura 30).

En las localidades tipo de anticlinales Ipaguazu y Río Salado, sierras de Suaruru y Salinas respectivamente, el límite inferior de estos sedimentos esta definido por la presencia de calizas de la Formación Vitiacua.

El límite superior esta marcado por las areniscas “te con leche” de la Formación San Diego que la separan cuando estan presentes con una notable alteración de la colada del Basalto Entre Ríos. En las localidades donde no se encuentran presentes la Formación San Diego o el Basalto Entre Ríos restringidos a la parte mas profunda de la cuenca el límite superior es el conglomerado basal de la Formación Tapequa.

Según Reyes (1978) esta unidad litoestratigráfica se encuentra mayormente desarrollada en Bolivia, pero penetra en territorio de Argentina, desde la sierra de Balapuca-Las Pavas hacia el oeste donde se halla ubicada la parte más profunda de la cuenca triásica y también cretácica.

La cuenca de la Formación Ipaguazu es bastante restringida dentro del subandino sur con su secuencia de mayor espesor localizada en el sector mas profundo de la cuenca del rift jurasico (Figura 30). El eje de esta cubeta pasaría al este de la serranía de Los Cinco Picachos dentro del territorio argentino.

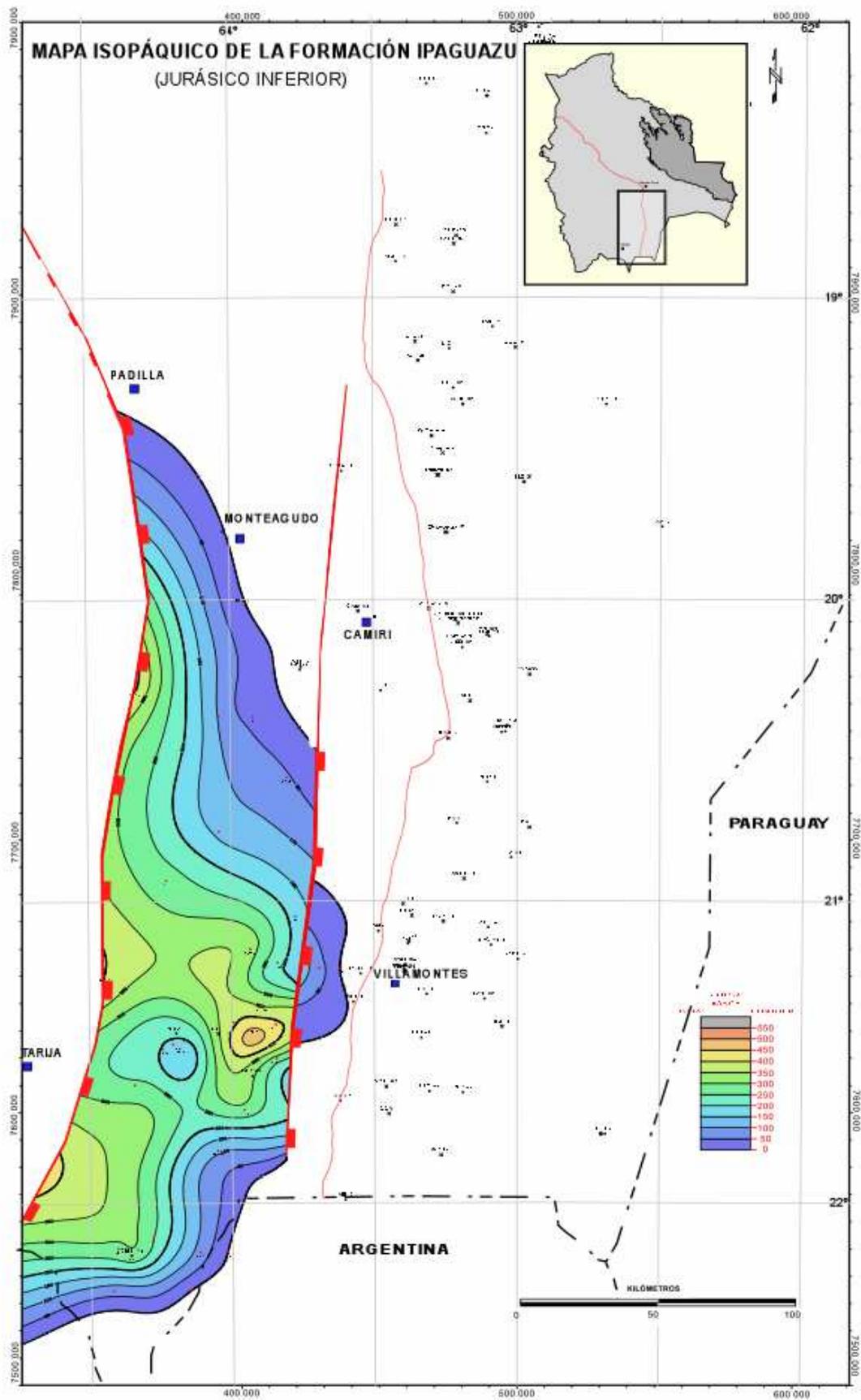


Figura 30. Mapa isopáquico no restituído de la Formación Ipaguzú.

Características litológicas y ambiente de depositación

La Formación Ipaguazu está caracterizada por areniscas arcillosas, en partes entrecruzadas, arcillas y margas laminadas. Estos sedimentos contienen una gran proporción de yeso y su coloración de conjunto es rojo oscuro. El yeso es dominante sobre el material clástico en los 100 metros basales, constituyendo bancos que se destacan morfológicamente en forma conjunta con los bancos calcáreos de la Formación Vitiacua. En la zona tipo de Entre Ríos esta unidad está compuesta de abajo hacia arriba, por margas y lutitas rojas y algunas margas arenosas a las que se superponen potentes paquetes de anhidrita pura que llegan a alcanzar hasta 140 metros de potencia con raras intercalaciones de una marga arenosa yesífera de color rojo chocolate.

En ciertas áreas de la parte más profunda de la cuenca, como en San Simón, siguen sobre la anhidrita hasta 26 metros de sal de roca. Superpuesta a esta unidad se observan areniscas pardo rojizas hasta amarillentas de color “té con leche”, muy calcáreas que varían en conjunto de espesor de lugar a lugar sobre las que se apoya la colada del Basalto Entre Ríos. El espesor medido en este sector alcanza los 400 metros.

En la parte más austral de Bolivia y sobre la misma frontera, así como en el sector de Argentina, esta unidad litoestratigráfica no se halla expuesta con las características descritas anteriormente, sino que sólo está representada por una sección de lutitas y margas con algunas escamas de yeso en la parte basal. En el corte del río Lipeo, serranía de los Cinco Picachos, alcanza su mayor espesor reconocido en territorio argentino con 120 metros.

Edad

Tasch (1987) identificó un conchostráco recuperado del pozo Carandaiti No. 2, de YPFB a 2.592 m de profundidad, ejemplar que le fuera facilitado por la Gulf Oil Co., como *Cyzicus (Leiotheria)* sp., de edad tatariana (Pérmico superior terminal). Este dato no se considera determinante para la afirmación de esta edad.

La discusión propuesta sobre la edad de la Formación Ipaguazu (Sempere et al., 2003) sugiere como una alternativa la datación obtenida de improntas de tetrápodos primitivos halladas en el sinclinal Uyuni-Incapampa situado en el ámbito de la Cordillera Oriental. En una sucesión granodecreciente roja de aproximadamente 400 m de espesor correspondiente en este caso a la Formación Sayari (Sempere et al., 1998), se adscribió por sus facies a la Formación Ipaguazu. Estas huellas fueron dejadas por una *manus* (mano) y un *pez* (pie) derechos de un arcosaurio, *Chirotherium bartthii* Kaupp, del Triásico inferior y medio (Escitiano superior a Anisiano).

Es muy probable que la secuencia donde fueron encontradas estas improntas tenga una relación más cercana con depósitos de areniscas y pelitas fluviales rojizas descritas en el ámbito de la Cordillera Oriental-Altiplano, en la Formación Tiquina, asignadas al Triásico inferior a medio sobre la base de estas huellas.

Se considera que la Formación Ipaguazu podría tener una edad más joven jurásica inferior basal, siendo restringida principalmente al Subandino Sur, donde está

en contacto discordante con las calizas de la Formación Vitiacua, por su posición estratigráfica con respecto al Basalto Camiri, y su asociación a las coladas del Basalto Entre Ríos desarrollados en la cuenca de Villamontes, con edades que van del Jurásico inferior alto al Jurásico medio.

FORMACIÓN SAN DIEGO

Nombre y localidad tipo

Padula (1956) había denominado a la secuencia desarrollada entre el calcáreo de la Formación Vitiacua y el Basalto Entre Ríos como “Margas Multicolores”. Estas corresponderían a la unidad basal de su Grupo Tacuru que incluía a los sedimentos comprendidos entre el calcáreo de Vitiacua y la base de la Formación Petaca.

Sin embargo, Padula y Reyes (1958) propusieron posteriormente la denominación de Formación Ipaguazu en remplazo de Margas Multicolores para la secuencia desarrollada entre las calizas de Vitiacua y la colada del Basalto Entre Ríos, fijando como localidad tipo, el desarrollo de esta unidad en la quebrada homónima situada en la serranía de Suaruro y donde se corta el anticlinal de Ipaguazu y como localidad paratipo el anticlinal de Río Salado, sobre la serranía de Salinas, donde se corta el camino Tarija-Villamontes.

López Pugliesi (1971) oficializó en el primer Cónclave Estratigráfico de YPFB la denominación de Formación San Diego, que en su informe Estratigrafía del Subandino Sur del Río Parapetí (1968) propusiera para las hasta entonces denominadas “areniscas té con leche” por los geólogos de YPFB que trabajaron en esta área durante los años 50 y 60; y le dieron este nombre sobre la base de su color, a la parte superior de la secuencia de la Formación Ipaguazu en su contacto con la colada del Basalto Entre Ríos.

Este autor propone como localidad tipo a la secuencia que está ubicada en las cercanías del pueblo de San Diego ubicado en el camino que conduce de Tarija a Villamontes, en el flanco occidental del anticlinal de Castellón donde totaliza alrededor de 100 m de espesor.

Distribución

La Formación San Diego tiene una distribución restringida a la parte mas profunda de la cuenca jurásica de Villamontes preservada por la presencia del Basalto Entre Ríos. En la localidad de San Diego entre Castellón y Narvárez Tarija-Villamontes, tiene una excelente exposición a lo largo del camino, destacándose de los sedimentos infra y suprayacentes.

El desarrollo de esta unidad en las Sierras Subandinas está confinado a una zona cuyo límite oriental coincide con las serranías de Suaruro-Huacaya hasta la localidad de Boicobo, donde continúa hacia el noroeste en la serranía de Yanguillo, al sur del Cañon de Heredia. En el pozo Monteagudo-X1 las Formaciones Ipaguazu y San Diego no

están presentes. Al oeste de este límite el espesor de ambas unidades aumenta notablemente hasta 400 metros.

Características litológicas y ambiente de depositación

Son areniscas de color castaño rosado (tonalidad beige) con granulometría desde gruesa a fina, subredondeada a redondeada y mal seleccionada. Presentan en general escasa matriz, con esporádicas hojuelas de mica y sectorialmente cemento calcáreo. Representan un ambiente de depositación con fuerte influencia eólica, en contraste con el ambiente fluvio-lacustre en que se depositaron los sedimentos infrayacentes.

El tope de estas areniscas está dado por su contacto con la colada del Basalto Entre Ríos. Según los análisis petrográficos aportados por la tesis de Félix Jiménez (1961), el tope de esta unidad sufrió metamorfismo de contacto. En la medida que se avanza hacia la base, este metamorfismo se pierde totalmente. El contacto basal entre estas dos secuencias es claro, debido a que se observa un fuerte contraste litológico.

El contacto de la Formación San Diego con las areniscas rojas y micáceas infrayacentes de la Formación Ipaguazu es concordante y claro, consecuencia de las distintas características del ambiente en que se depositaron (Lopez Pugliesi, 1995).

Edad

La presencia de esta secuencia y su distribución regional está relacionada a la preservación del Basalto Entre Ríos. A la luz del conocimiento actual no es posible asignarle una edad. Las areniscas no son fosilíferas y las investigaciones palinológicas han dado resultados negativos. Por simples correlaciones estratigráficas regionales se asume el criterio que tendrían una edad entre la del Basalto de Entre Ríos y la de la Formación Vitiacua, actualmente asignada al Pérmico-Triásico (López Pugliesi, 1995).

Con los resultados de la datación del Basalto Entre Ríos de edad jurásica inferior alta y el Basalto Camiri del Jurásico basal, se aproxima la edad de las areniscas de la Formación San Diego a una edad jurásica inferior cercana a la subyacente Formación Ipaguazu.

FORMACIÓN ENTRE RÍOS

Nombre y localidad tipo

La referencia original proviene nuevamente de Padula y Reyes (1958) quienes describen a estas rocas volcánicas como las coladas basálticas de Entre Ríos. Ahlfeld (1946) observó en la cuenca de Entre Ríos los afloramientos más australes de un dique melafírico que parece corresponder al Basalto Entre Ríos, al sur de Salinas unos 40 Km de la localidad de Entre Ríos, cerca de la mina de sal gema situada en esa región.

Sempere y Soler (1992) mencionaron una primera intercalación volcánica (A), cuya potencia total puede sobrepasar los 100 metros, y que estaba constituida de

potentes coladas del Basalto Entre Ríos, (equivalentes en esta área al basalto de Tarabuco) y que se ubicaban encima de las capas rojas fluviales o lacustres con intercalaciones evaporíticas de la Formación Ipaguazu en la faja subandina, (y de la Formación Sayari en la Cordillera Oriental) de edad aproximada triásica media, depositadas en grábenes de orientación generalmente noroeste, localmente como en Entre Ríos nornoroeste. Estos basaltos habían dado edades K-Ar en roca total comprendidas entre 233 y 45 Ma. La edad K-Ar más antigua ubicada en el límite Triásico-medio-Triásico superior, estaba de acuerdo con los datos estratigráficos y constituyó una buena aproximación de la edad de emplazamiento de este volcanismo. Los basaltos del episodio A son químicamente muy parecidos y tienen composiciones típicas de basaltos toleíticos intracontinentales. Los datos disponibles no son suficientes para definir un modelo genético preciso, pero se puede inferir el origen por un débil porcentaje de fusión de un manto lerzolítico con espinelo. Basaltos de la misma edad y de composiciones parecidas han sido descriptos tanto en el Perú central y sur, así como en grábenes triásicos del oeste de Argentina (e.g., la cuenca de Cuyo, cerca de Mendoza, 235 Ma, Ramos y Kay 1991) y de Chile central (e.g., en la Formación Pichidangui).

La localidad tipo está situada 60 km en línea recta al este de Tarija, sobre el camino a Villamontes, en el tramo Entre Ríos-Sereré.

Distribución

Las coladas de basalto se distribuyen en la parte occidental del Subandino. Se extienden hacia el norte hasta la latitud de la localidad de Monteagudo sobre el río Acero, en la serranía de Coscotoro, donde tiene un espesor de 22 metros y por el sur hasta las localidades de Entre Ríos y Palos Blancos, en la serranía de Suaruro. Los máximos espesores se localizan en el sector norte sobre la serranía de San Juan del Piray, donde las coladas de basaltos alcanzan espesores de hasta 130 m; en la serranía de San Diego tienen 90 metros y en la serranía Santiago, en el extremo sur, los espesores medidos alcanzan a 84 metros (Figura 31). Estas serranías están localizadas en el borde interno del Subandino, cerca del límite de la zona de transición a la Cordillera Oriental de Los Andes. Al oeste de la serranía de Machareti los espesores son del orden de los 30 metros. Hacia el sector oriental, la presencia de basaltos alcanza como máximo la serranía de San Antonio.

A su vez, Ayaviri (1964) había notado que sobre una superficie aparentemente erosionada de la parte más alta de la Formación Ipaguazu, yace una colada basáltica denominada Basalto Entre Ríos, cuyos afloramientos se encuentran en la parte occidental de la faja subandina, extendiéndose más ampliamente en dirección norte-sur que en el sentido-este oeste. En el Río Pilaya llega hasta el sinclinal de San Josecito, se encuentra en Yocoporo y está muy bien desarrollado en el río Pilcomayo.

En la senda Alto Lajitas, aproximadamente 5 km al este de la localidad de Suaruro, fue tomada la muestra que se dató en el presente estudio donde se encuentran afloramientos aislados que en dirección norte se extienden en una franja con un espesor promedio de 30 metros.

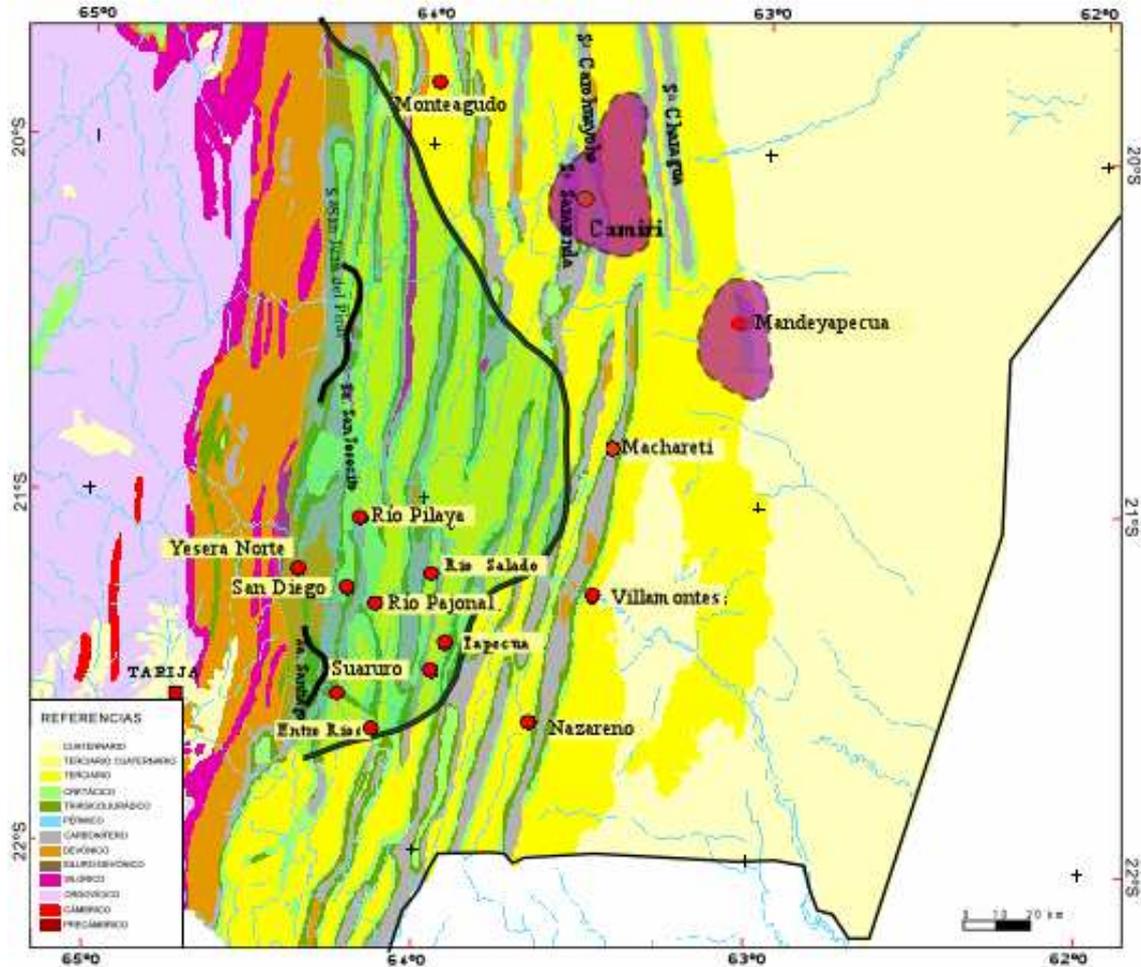


Figura 31. Mapa de afloramientos de basaltos en la cuenca jurásica de Villamontes. En color morado los Basaltos Camiri y Mandeyapecua, y en color verde el area de distribución del Basalto Entre Ríos con los máximos de espesores de 130 m en la serranía San Juan del Pirai, 90 m en San Diego y 84 metros en la serranía de Santiago.

Características petrográficas

El Basalto Entre Ríos presenta un color gris negruzco caracterizado por una textura microcristalina, donde sus constituyentes principales son la augita, olivina y óxidos de hierro como minerales máficos; la plagioclasa está presente en cantidades moderadas y quizás escasos residuos de feldespato. La cantidad de olivino quizás no sea suficiente como para llamar basalto olivínico de acuerdo con Ayaviri (1964).

Sempere y Soler (1992) describen a estos basaltos con textura dolerítica compuestos por plagioclasa cálcica y clinopiroxeno milimétricos o una textura traquítica con fenocristales de plagioclasa cálcica y olivino en una matriz microgranular con plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos. Se encuentran generalmente alterados a serpentina, clorita, calcita, arcillas, óxidos de hierro.

En la muestra obtenida sobre la serranía de Yanguillo se diferencié microscópicamente un 20% de tablillas con de feldespato que destacan sobre la pasta

microcristalina por su brillo vítreo. Tiene textura porfírica formada por fenocristales de plagioclasa y piroxeno con pasta microcristalina de tipo intergranular. Los fenocristales de plagioclasa, representan el 90%, están frescos, con una concentración de 46% de albita.

Edad

La edad y el tipo de manifestaciones del Basalto Entre Ríos fueron inciertos y controvertidos hasta el presente estudio, dadas por métodos que arrojaron resultados aparentes y por el grado de alteración de las muestras utilizadas.

Sempere et al. (1998) habían afirmado sobre la base de la distribución de los afloramientos de los basaltos en el Subandino chaqueño que se ponía de manifiesto la existencia de dos unidades arealmente distintas. Sobre esta base recomendaron que en adelante se distinga entre el Basalto Camiri, al noreste, y el Basalto Entre Ríos al suroeste. Mientras que el primero, era todavía poco estudiado, y correspondía probablemente a una colada que descansaba directamente sobre la Formación Vitiacua y que había proporcionado una edad aparente de 233 Ma según las dataciones de la *Bolivian Gulf Oil Company* listadas en Sempere et al. (1992) y por López Murillo y López Pugliesi (1995), el último correspondería a un filón capa (*sill*) de grandes dimensiones que puede sobrepasar los 130 m de espesor. Pese a que fue considerado como una colada en la gran mayoría de los estudios posteriores, Padula y Reyes (1958) ya habían reconocido su carácter intrusivo en algunos afloramientos.

El Basalto Entre Ríos generalmente bastante alterado, proporcionó edades aparentes de 108 y 104 Ma según dataciones de la *Bolivian Gulf Oil Company* listadas en Sempere et al. (1992) y por López Murillo y López Pugliesi (1995), y otras edades aún más jóvenes. Es muy importante recalcar que los filones capa basálticos de Tarabuco y de Entre Ríos tienen exactamente la misma composición química correspondiente a una toleita continental (Soler y Sempere, 1993), intruyen a estratos mesozoicos, alcanzan espesores similares, y están arealmente separados por la estrecha faja Interandina donde sólo afloran rocas anteriores al Triásico. En conjunto, estos elementos sugieren fuertemente que ambos basaltos formaban un solo filón capa gigante antes de la deformación andina. La edad aparente de su emplazamiento de 171 Ma en Tarabuco estaría confirmando que los basaltos de Entre Ríos por correlación podrían tener 171 Ma, y los de Camiri serían más antiguos con 233 Ma, y que según estos autores corresponden a eventos magmáticos distintos, separados por varias decenas de millones de años.

En observaciones más recientes realizadas por Sempere et al. (2003) corrigieron las interpretaciones de los Basaltos Tarabuco y Entre Ríos como pertenecientes a un filón capa gigante y los interpretaron como un apilamiento de coladas individuales por la presencia de niveles de facies alternativamente vesiculares y masivos de estos basaltos.

La edad radimétrica Ar-Ar de la isocrona construida para la muestra del Basalto Entre Ríos obtenida en esta tesis es de $181,50 \pm 0,90$ Ma (Jurásico inferior alto, Toarciano). Esta importante datación estaría de acuerdo con las estimaciones realizadas por Sempere et al. (1998) y constituye junto con la datación del Basalto Camiri (204,03

$\pm 1,38$ Ma) un evento magmático importante que puede ser considerado dentro de la *Central Atlantic Margin Province* (CAMP) definida por Marzoli et al. (1999). De acuerdo a Olsen (1997) este evento correspondería a las efusiones basálticas que marcan el desmembramiento de Laurasia de Gondwana y habría comenzado a los 200 Ma.

Los nuevos datos obtenidos en ambos basaltos permiten hacer una aproximación de edades más precisa para las unidades encontradas en la columna del Mesozoico del Subandino boliviano de la cuenca de Villamontes y a la vez integrarlos a un episodio mayor de amplia distribución regional.

FORMACIÓN TAPECUA

Nombre y localidad tipo

Corresponde a López Pugliesi (1971) elevar de rango a la unidad basal de la Formación Tacurú que hasta ese momento se consideraba como miembro inferior, y denominarlo Formación Tapequa. Se consideró como localidad tipo de esta unidad el flanco occidental de la serranía de Suaruru, donde la corta el camino de Tarija a Villamontes, en el lugar denominado Alto de Tapequa. El espesor de ella en esta localidad es de 206 metros y presenta una excelente exposición de acuerdo con Rollano (1971a).

Son areniscas de color rojo anaranjado, de grano grueso, medio y fino, redondeado y esférico y muestran selección según planos de graduación. El componente clástico mayoritario es el cuarzo. Es notable la presencia de cuarzo ambarino y en menor proporción de cuarzo ahumado. La matriz de estas areniscas está constituida principalmente por arcilla-limo probablemente ferruginoso y el cemento es calcáreo. Todo el desarrollo de esta unidad muestra laminación entrecruzada y, como en el caso de la Formación Taputá, término actualmente en desuso, equivalente a la Formación Ichoa, los bancos de entrecruzamiento son potentes. Está limitada en su tope por la Formación Castellón. Su base apoya sobre el Basalto Entre Ríos, y las Formaciones San Diego, Ipaguazú, Vitiacua, Cangapi y Escarpment. Esta unidad está bien desarrollada al sur del camino de Camiri a Sucre.

Distribución

La base de esta formación apoya discordantemente sobre el Basalto Entre Ríos o en las diferentes unidades del Grupo Cuevo, generalmente mediante un nivel conglomerádico en el que predominan clastos de basalto, cuarcitas o calizas. En situación normal de secuencia, su techo está limitado concordantemente por la Formación Castellón y en ausencia de esta unidad, por la discordancia pre-terciaria que la pone en contacto con la Formación Petaca, Conglomerado Galarza o Areniscas Superiores (López Murillo y López Pugliesi (1995).

Su distribución areal abarca desde más allá de la frontera con la Argentina, hasta las inmediaciones del río Parapeto, variando en espesor desde pocos metros hasta más de 450 metros (Figura 32).

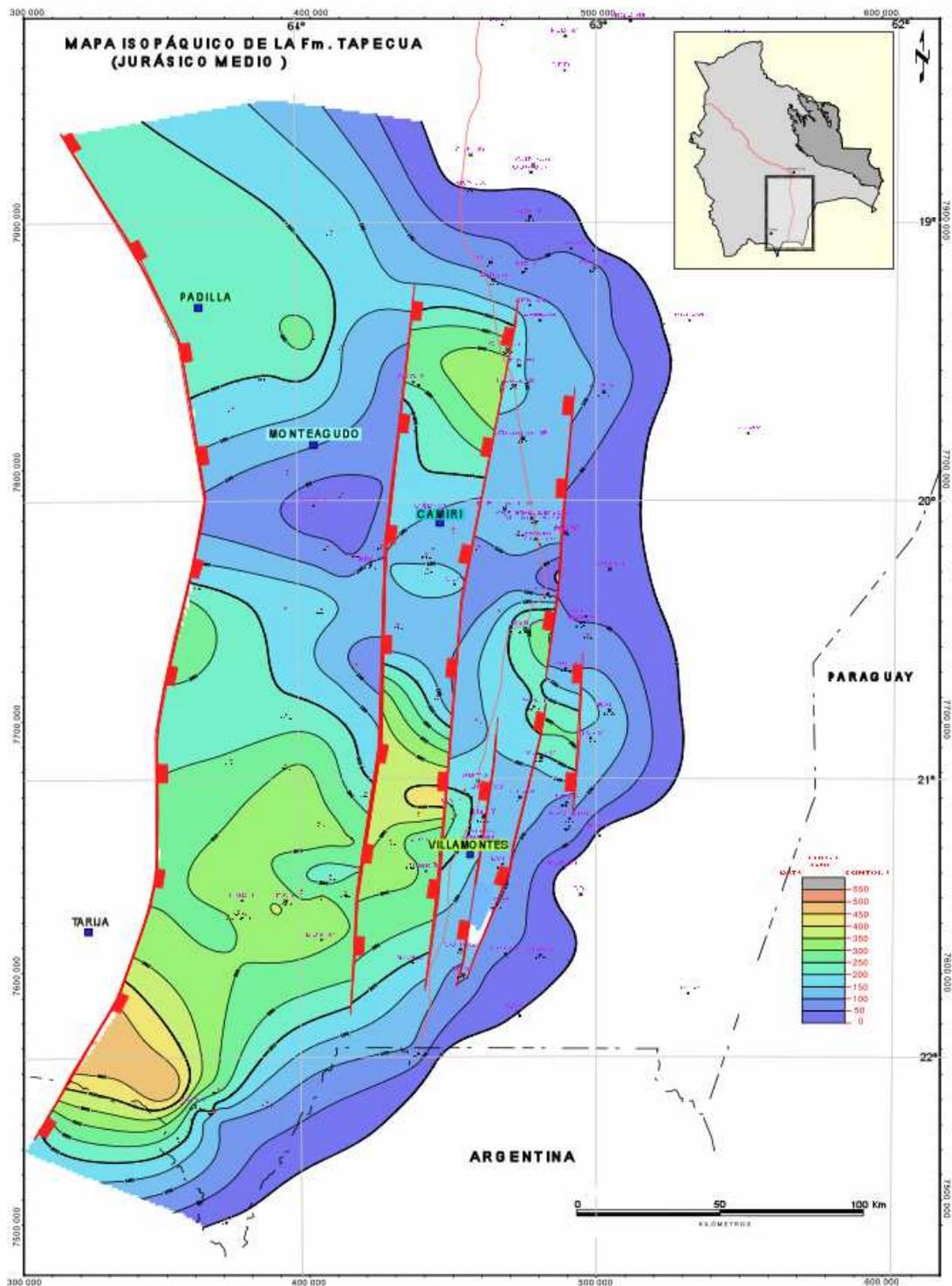


Figura 32. Mapa isopáquico de la Formación Tapecua.

En la columna levantada en el angosto del río Parapetí la Formación Tapecua muestra en la base una arenisca rojiza con clastos de basalto alterado como si fuera una brecha. Por encima de este contacto con la Formación Cangapi se observa un nivel violáceo con el aspecto de un intrusivo muy alterado similar a los niveles que se observan río abajo en la serranía de Carohuaycho.

En la sección angosta del río Parapetí, la Formación Tapecua se asienta en discordancia erosiva sobre la Formación Cangapi, y está compuesta por una arenisca conglomerádica basal, conteniendo clastos dispersos y subangulares de basaltos de hasta 20 cm de diámetro. Los clastos están distribuidos en una matriz areno-limosa, muy dura asociada a cemento calcáreo. Este conglomerado tiene un espesor de 2,3 m (Figura 33).



Figura 33. Contacto irregular entre en conglomerado basal de la Formación Tapecua y las areniscas de la Formación Cangapi.

Por encima del conglomerado se desarrolla una arenisca castaño rojiza, con matriz arcillosa, de 3 a 4 m de espesor, contiene clastos dispersos de basaltos alterados (Figura 34).



Figura 34. Clastos de basalto alterados de hasta 20 cm de diámetro dispersos en una arenisca fina, matriz areno-limosa, localizada en la parte inferior de la Formación Tapecua.

Intercalaciones de limolitas y arcilitas multicolores y capas delgadas de areniscas de grano fino, con abundante matriz arcillosa se desarrollan por encima del segundo nivel de arenisca conglomerádica en esta sección del río Parapetí. Las areniscas de la parte superior son de color gris verdoso a castaño rojizo, presentan grano fino a grueso, con predominio de fino a medio y buena selección.

En el área de Iquitinti, las rocas jurásicas del Grupo Tacurú sólo están representadas por la parte inferior de la Formación Tapehua. Sus afloramientos están restringidos a los pequeños cauces donde, por su dureza y resistencia a la erosión, forman ligeros resaltes en la topografía.

La Formación Tapehua se relaciona con la Formación Petaca mediante una discordancia de erosión, la que en el área se evidencia no sólo por el reducido y variable espesor de la Formación Tapehua, sino porque también hay un cambio brusco en la litología de ambas formaciones (López Murillo, 1978).

En la Quebrada de Los Monos la discordancia en la base es muy notoria sobre la Formación Vitiagua y se destaca la presencia de un nivel conglomerádico en el contacto con clastos de calizas (Figura 35). El contacto con la Formación Tapehua es a través de un nivel característico de conglomerado que en otras secciones que corta esta quebrada tiene el aspecto de una brecha.



Figura 35. Contacto erosivo entre la Formación Tapehua y la Formación Vitiagua, donde se puede observar el conglomerado basal.

El conglomerado está compuesto por areniscas de grano fino a grueso, con matriz silícea. Los fragmentos de chert de color amarillo grisáceo a rosado son angulosos, de hasta 9 cm de diámetro. Por encima de este nivel de dos metros de espesor, se desarrollan areniscas castaño rojizas de grano fino, mala selección, con matriz arcillosa, algo calcáreas, en la parte inferior se observan esporádicos fragmentos angulares de chert de hasta 4 cm de diámetro.

Por encima de las calizas de la Formación Vitiacua en las inmediaciones del puente sobre el río Pilcomayo se observa un sector cubierto seguido por la Formación Tapequa. Esta unidad conformada por areniscas castaño claro a rojizo de grano fino a muy fino, tiene en general buena selección, con granos subredondeados a redondeados. Presenta estratificación entrecruzada (Figura 36) y un fino bandeamiento de hasta 10 cm de espesor.

El contacto de la Formación Tapequa con la Formación Vitiacua esta cubierto, a la altura del puente del río Pilcomayo, pero las descripciones de Lowther (1959) hacen referencia a un conglomerado tipo brechoide que incluye en la formación infrayacente.



Figura 36. Areniscas castaño rojizas con estratificación entrecruzada y en partes con bandeamiento fino, correspondientes a la parte media de la Formación Tapequa, en la orilla norte del río Pilcomayo.

Características litológicas y ambiente de depositación

La Formación Tapequa, en general, comienza con un conglomerado fino a mediano, constituido mayormente por fragmentos de rocas calcáreas de la Formación Cangapi, que pasa a un conglomerado grueso, en el cual dominan los fenoclastos de la Formación Vitiacua; concreciones nodulares silíceas intactas, fragmentos subangulosos, de areniscas calcáreas de color castaño claro y rosado, fragmentos angulosos de limonitas silicificadas de color gris y castaño, de pedernal córneo, etc. Hacia arriba siguen areniscas calcáreas de color rojizo. El pase de la sección conglomerádica a la sección de areniscas es gradual, y los clastos del conglomerado van disminuyendo y haciendo más pequeños hacia arriba, a la vez que su matriz areno-arcillosa aumenta en porcentaje. Las areniscas no tienen estratificación visible, y son de color rojo oscuro. En algunas secciones, la parte superior de estas areniscas presenta zonas verdosas en forma de grandes manchones irregulares, como si esas partes hubieran sufrido algún proceso de reducción después de haberse litificado.

Los sedimentos de la Formación Tapehua corresponden a depósitos de playa que rápidamente han sido rebasados por las aguas de un mar transgresivo. En el río Pilcomayo estas facies por sus características podrían corresponder a un depósito de acreción vertical como ser una barra de un ambiente litoral que en su culminación presentan laminación fina y bandeamiento, como han sido interpretadas por López Murillo (1978) para quien pertenecerían a facies de playa. No se puede descartar que estos depósitos pudieran representar un *backshoreface* con influencia eólica.

Una de las características observadas en la sección media de la secuencia de la Formación Tapehua en el angosto del río Parapetí, es la presencia de bancos rojizos de areniscas finas a medianas con estratificación entrecruzada planar y bancos de areniscas rojizas más claras con ondulitas que hacia la sección superior pasan a una sucesión de pelitas rojizas y violáceas que podrían corresponder a facies de playa.

La Formación Tapehua en su localidad tipo del Alto de Tapehua, está representada litológicamente por areniscas rojas y anaranjadas, con variaciones subordinadas al amarillo o blanco; de grano fino hasta grueso, redondeado esférico y distribuido en bandas delgadas de buena selección. La presencia de matriz arcillosa es frecuente en los términos basales de la formación, disminuyendo o desapareciendo hacia arriba, mientras que la presencia de cemento calcáreo es normal en todo su desarrollo. En toda su extensión regional muestra laminación fina, presentándose en bancos gruesos con marcado entrecruzamiento (López Murillo y López Pugliesi (1995).

Una característica de esta formación es que no tiene un espesor uniforme, sino que presenta un marcado adelgazamiento hacia el norte. El máximo espesor ha sido medido en la quebrada de Iguaitinti en donde alcanza los 30 metros y de los cuales ocho corresponden al conglomerado basal. El mínimo espesor se observa en una pequeña quebrada al norte del área y es de 7 metros, incluyéndose en ellos la parte basal conglomerádica. En las demás secciones, el espesor total de esta unidad se mantiene dentro de los 20 metros. En la quebrada de Iguaitinti, el conglomerado basal de la Formación Tapehua contiene los clastos de mayor tamaño del área y, en ese lugar, la parte conglomerádica manifiesta una cierta disposición en capas porque los clastos están ordenados en una alternancia de partes gruesas y finas (López Murillo, 1978).

En las secuencias estudiadas los espesores menores fueron distinguidos al norte y en el sector oriental de la cuenca. Espesores de hasta 320 metros en el área de Villamontes y espesores mayores de 324 metros para el área del Pajonal y en el extremo occidental de la cuenca como se observa en el mapa isopáquico de la Formación Tapehua (Figura 32).

En la quebrada Camatindi, Ardaya (1989) describió para la Formación Tapehua areniscas de color castaño anaranjadas, friables, de grano fino a medio y buena selección, predomina el cuarzo ambarino, y matriz arcillosa. Presenta laminación, estratificación paralela y entrecruzada. El estudio analiza los recortes del pozo San Martín -X1, ubicado a 6 km de la quebrada Camatindi en la Llanura Chaqueña, para el tramo 2485-2490 m b.b.p. con 10 % de cuarzo (90% ámbar y 10% hialino) 35% de arenisca rosada, calcárea, fina a media con motas oscuras y selección regular. 50 % de limolita arenosa rosada y limolita castaño rosada y 5 % de arcillita castaño rojiza y rojiza con presencia de fragmentos blanquecinos calcáreos.

En los registros del pozo SMT-x1 (Figura 37) describió en el tramo 2630-2667 mbbp, un esquema tipo campana que indicaría un flujo granocreciente. En el tramo 2667-2680 m b.b.p., el esquema es cilíndrico y dedujo un flujo de grano uniforme de buena selección. Para el tramo 2680-2690 m .b.b.p, definió un esquema de embudo que indica un estrato con flujo granocreciente. Para todo el tramo asignado a la Formación Tapehua interpretó un diagrama de dispersión de energía muy variable de 6 a 20°, que refleja un ambiente de sedimentación agitado.

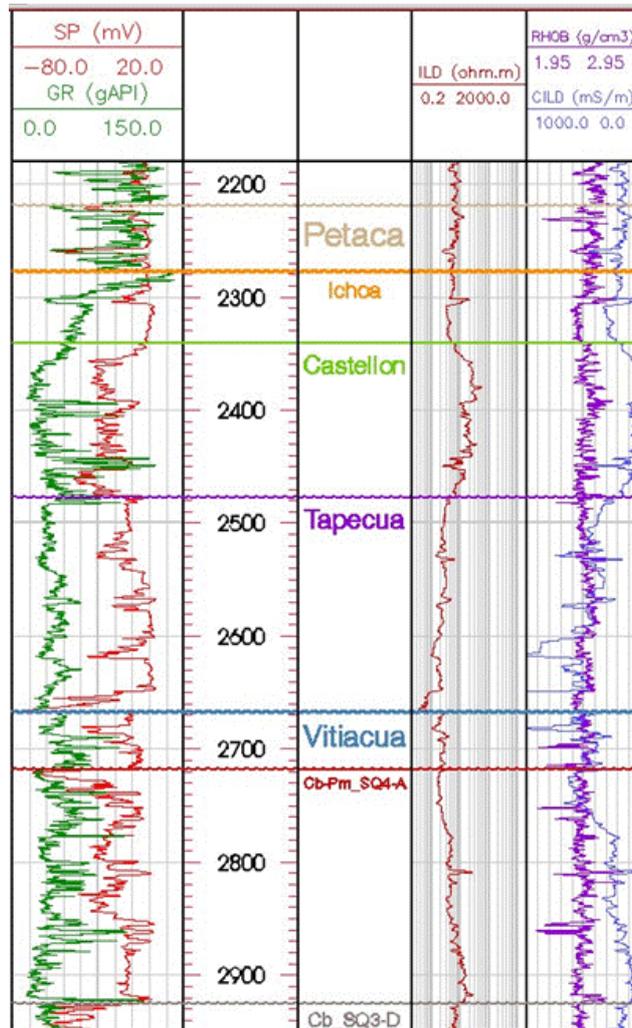


Figura 37. Esquema del pozo SMT-X1 donde se observan las secuencias de prerift de las Formaciones Cangapi y Vitiacua, la secuencia de sinrift de la Formación Tapehua y las secuencias de postrift de las Formaciones Castellón e Ichoa.

Edad

No se conocen fósiles de esta unidad. La edad asignada en el léxico Estratigráfico de Bolivia es triásica o jurásica superior. Teniendo en cuenta la reciente datación Ar-Ar del Basalto Entre Ríos de edad jurásica inferior alta (Toarciano), se debe descartar la edad triásica previamente postulada.

En una muestra PR-7, cuyos clastos fueron datados por trazas de fisión en zircón, correspondiente a la columna levantada en el río Parapetí se determinó una edad media de 180 ± 27 Ma, determinada sobre 7 granos de zircón. Finalmente la muestra LA-8 de la quebrada La Anta con solo 3 granos arrojó también una edad muy coherente con la anterior de 181 ± 38 Ma. Ambos datos son coherentes y determinan una edad post-jurásica inferior para esta unidad.

Sobre la base de la coherencia de los datos obtenidos se puede postular una edad jurásica media para la Formación Tapehua.

3.1.7. Secuencias de Postrift

Las secuencias de postrift de la cuenca de Villamontes están representadas por los extensos depósitos de la Formación Castellón que no se ven afectados por las fallas extensionales acaecidas en la etapa de synrift, donde sus espesores decrecen hacia los extremos sin mayores resaltos o son afectados por erosión, y los depósitos eólicos de la Formación Ichoa ampliamente extendida en todo el Subandino y la llanura del Chaco.

FORMACIÓN CASTELLÓN

Nombre y localidad tipo

La descripción original de estas limolitas y pelitas multicolores es atribuida a Ayaviri (1967), aunque corresponde a López-Pugliesi (1971), proponer la denominación de Formación Castellón para el miembro medio de la ex Formación Tacurú. Se considera como localidad tipo la cuesta de Castellón, al oeste de Entre Ríos, sobre el camino de Tarija a Villamontes.

En general el contacto entre la Formación Tapehua y la Formación Castellón es descripto como concordante y gradacional, porque como la primera presenta una sucesión de areniscas y limolitas rojizas y la segunda comienza con areniscas que gradan a una sucesión de pelitas y limolitas multicolores, no parecieran haber grandes cambios ambientales entre estas dos unidades.

Distribución

Muestran excelentes afloramientos de esta unidad, todas las quebradas y ríos aledaños al camino de Tarija a Villamontes que cortan a la serranía de Castellón, Santa Ana y del Pajonal. El espesor a lo largo del camino varía gradualmente en un rango que va desde los 400 m hasta los 50 metros. Los mayores espesores de esta secuencia se localizan en el depocentro occidental (Figura 38).

Esta unidad del Grupo Tacurú está bien desarrollada al sur del río Grande. Está casi exclusivamente integrada por pelitas multicolores en la zona de Camiri-Oquitas-Salinas. Está limitada en su tope por la Formación Ichoa y al sur del río Pilcomayo por la base de la Formación Petaca. Su base apoya, en la parte centro-sur de su área de

influencia, sobre la Formación Tapeuca, y en la zona septentrional, sobre las Formaciones Vitiacua, Cangapi y Escarpment (Ayaviri, 1967).

En el área del puente del río Pilcomayo (Figura 39), el efecto de la erosión terciaria elimina íntegramente a la Formación Ichoa y una parte de la Formación Castellón, que tiene un espesor preservado de 125 m.

Esta secuencia de la Formación Castellón está compuesta por areniscas castaño claro a rojizas, de grano fino, subredondeadas a subangulares, y de regular a buena selección, con estratificación en bancos gruesos y en partes masiva. Presenta capas de arcillitas de color pardo chocolate, no calcáreas, que intercalan con delgadas niveles de areniscas limo-arcillosas.

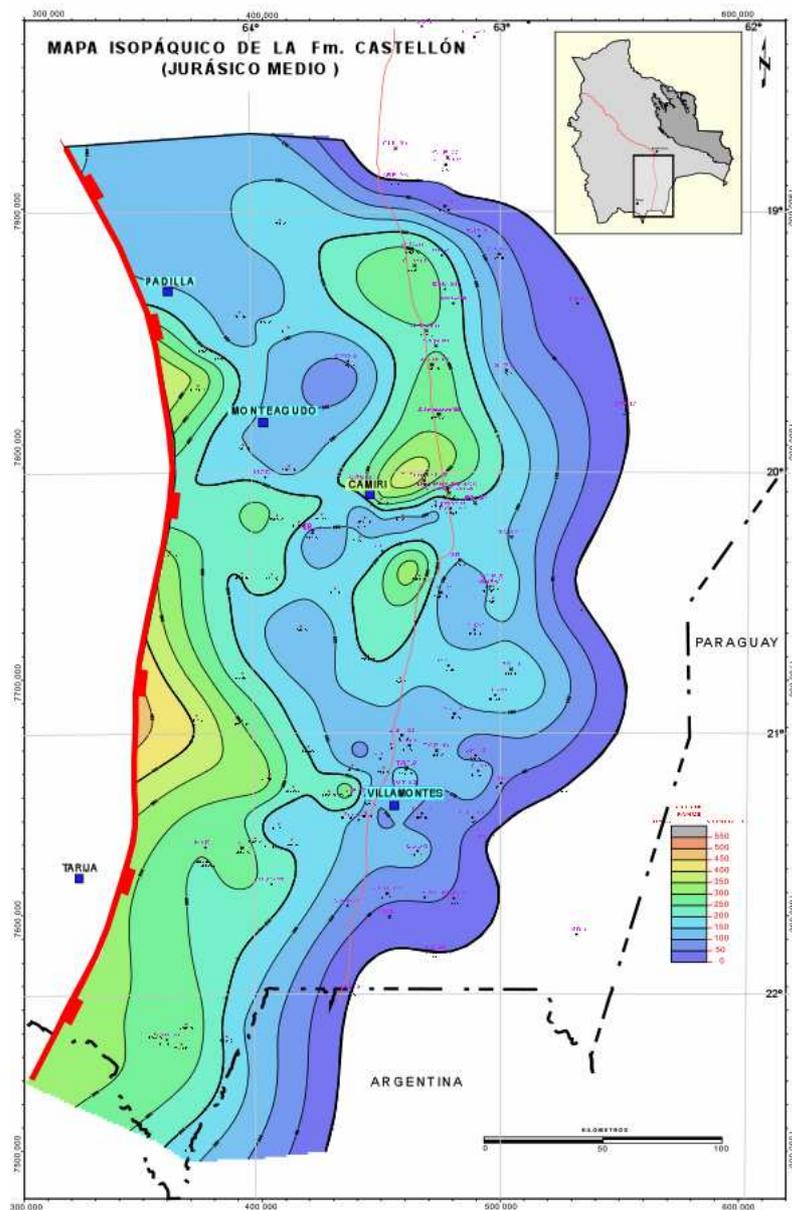


Figura 38. Mapa isopáquico de la Formación Castellón, donde se observa que los mayores espesores de estas facies de *postrift* colmatan los hemigrábenes formados en la fase de sinrift previa de la cuenca jurásica de Villamontes.



Figura 39. Potentes bancos de areniscas de la Formación Castellón en las proximidades del puente sobre el río Pilcomayo, con estratificación paralela y en partes masiva. El contacto de la Formación Petaca con las areniscas de Castellón es erosivo.

Características litológicas y ambiente de depositación

En la localidad tipo, la parte baja está formada por areniscas amarillentas, blanquecinas y rosadas, estratificadas normalmente en bancos gruesos, a veces con entrecruzamiento diagonal o tabular. Entre los bancos de areniscas intercalan lutitas y margas rojas y violetas en capas delgadas. El grano de las areniscas hacia la parte basal es por lo general medio a fino, subanguloso a subredondeado y regularmente seleccionado. Hacia los términos superiores aparecen conglomerados y fragmentos de lutitas rojas ubicados preferentemente en la base de los bancos de areniscas, las cuales se hacen de grano más grueso y finamente conglomerádicas y friables, conservando la estratificación normal con entrecruzamiento local de tipo diagonal. En el tope aparecen bancos gruesos de areniscas rojas, de grano medio a fino con esporádicos rodados de cuarcita. De un modo general, presentan matriz arcillo-limosa y cemento calcáreo (Ayaviri, 1967).

Las variaciones faciales de esta unidad sugieren un ambiente lacustre restringido para las facies típicas encontradas en el área de Salinas (Figura 40) y fluvio-eólico para la facies arenosas encontradas en la sección superior de esta secuencia y descriptas para el anticlinal Castellón.



Figura 40. Areniscas y limolitas multicolores, en la parte inferior de la Formación Castellón, flanco occidental de la serranía de Salinas.

En la sección del río Parapetí las areniscas de la Formación Castellón son amarillentas y blanquecinas, de grano medio a fino, bien redondeado, con estratificación paralela y cemento calcáreo (Figura 41).



Figura 41. Banco de areniscas de la Formación Castellón con estratificación fina paralela y láminas cementadas con carbonatos en la sección del río Parapetí.

El contacto con la unidad infrayacente Tapehua no se observa en este lugar. Los cuerpos de areniscas de color blanquecino y gris verdoso, presentan granos de cuarzo

ámbar, bien redondeados a subredondeados, buena selección y muy poco consolidadas, son limpias y friables.

En la quebrada Camatindi, Ardaya (1989) describió para la Formación Castellón areniscas calcáreas lilas, de grano fino y areniscas grisáceas blanquecinas, con leve tono verdoso, rosado, grano fino y medio, algo laminadas, con bandas rosadas e intercalaciones de delgados niveles de arcillitas rojizas.

En los recortes del pozo San Martín -X1, ubicado a 6 km de la quebrada Camatindi en la Llanura Chaqueña, describió para el tramo 2380-2385 m b.b.p. 40 % de cuarzo (80% ámbar y 20% hialino) 50% de arenisca blanquecina, fina, subredondeada con buena selección, 30 % de limolita arenosa castaña oscura, con manchas blanquecinas, 10 % de arcillita castaña rojiza y castaña rojiza oscura a morada, y 15 % de caliza amorfa blanquecina.

En los registros del pozo SMT-x1 dijo que la determinación del contacto Castellón /Tapehua, se vio facilitada por la reacción de cada una de las curvas que presentan cada una de estas formaciones, para la primera unidad, las vibraciones del “GR” y “SP” y resistividades, son completamente diferentes a las de Tapehua que muestran pulsaciones más tranquilas y constantes.

Edad

La presencia de ostrácodos de las familias Limmocytheridae, Cyprididae y Darwinulidae de la Formación Castellón fueron estudiados Pinto y Sanguinetti (1987) y atribuidos al Cretácico inferior. Estos autores realizaron una correlación con ostrácodos de Rio Andar de Serra de la cuenca de Reconcavo-Tucano de Brasil y de la parte inferior del Grupo Cocobeach de la cuenca de Gabon. Las especies de ostrácodos descritas en el trabajo corresponden a nuevas especies de *Bisulcocypris lacinata boliviana* sp., *B. truncata* sp., *B. castellanensis* sp., *B. cabimovae* sp., *Darwinula cf. oblonga* Ruemer, *D. cf. Leguminella* Forbes, *D. cf. contrata* Mandelstam, *D. cf. Barabiskensis* Mandelstam, *?Ilhasina* sp.. A su vez registraron conchóstracos correspondientes a *Estheriella* sp., asociación que corresponde también al Cretácico inferior.

Tres muestras fueron datadas de la Formación Castellón en el presente estudio por trazas de fisión en circones con resultados relativamente coherentes y cercanos entre si. La muestra PL-11 del Río Pilcomayo sobre la base de 7 granos con una edad media de 224 ± 28 Ma y una leve dispersión de los granos individuales. La muestra PL-12 proveniente de unos aproximadamente 50 metros más arriba con una edad media mucho más joven determinada sobre la base de una decena de granos en 173 ± 19 Ma (véase ubicación en la sección correspondiente a la columna río Pilcomayo de la Figura 14).

Teniendo en cuenta la edad determinada previamente para la Formación Tapehua por el mismo método sobre dos muestras de diferentes lugares arrojando datos muy coherentes y similares, se puede postular la validez de esta segunda muestra para asignar a la Formación Castellón una edad mínima correspondiente también al Jurásico Medio.

FORMACIÓN ICHOA

Nombre y localidad tipo

El nombre de esta secuencia proviene de la localidad del río Ichoa, afluente del río Ichilo, en el área de influencia de la zona subandina de la serranía La Sarca, donde se observan las mejores exposiciones. La referencia original proviene de la quebrada Elvira, donde fue descrita como una arenisca roja de grano fino a medio, en capas de espesor medio a grueso y con abundante estratificación entrecruzada por Chamot y Perry (1962).

Distribución

La Formación Ichoa es la unidad de mayor distribución en todo el Sistema Subandino y la llanura del Chaco (Figura 42). Sus mayores espesores se encuentran en el Subandino Sur alcanzando 600 metros en el depocentro de la cuenca de Villamontes. Este espesor no se preserva de manera continua debido a la erosión producida por la orogenia andina.

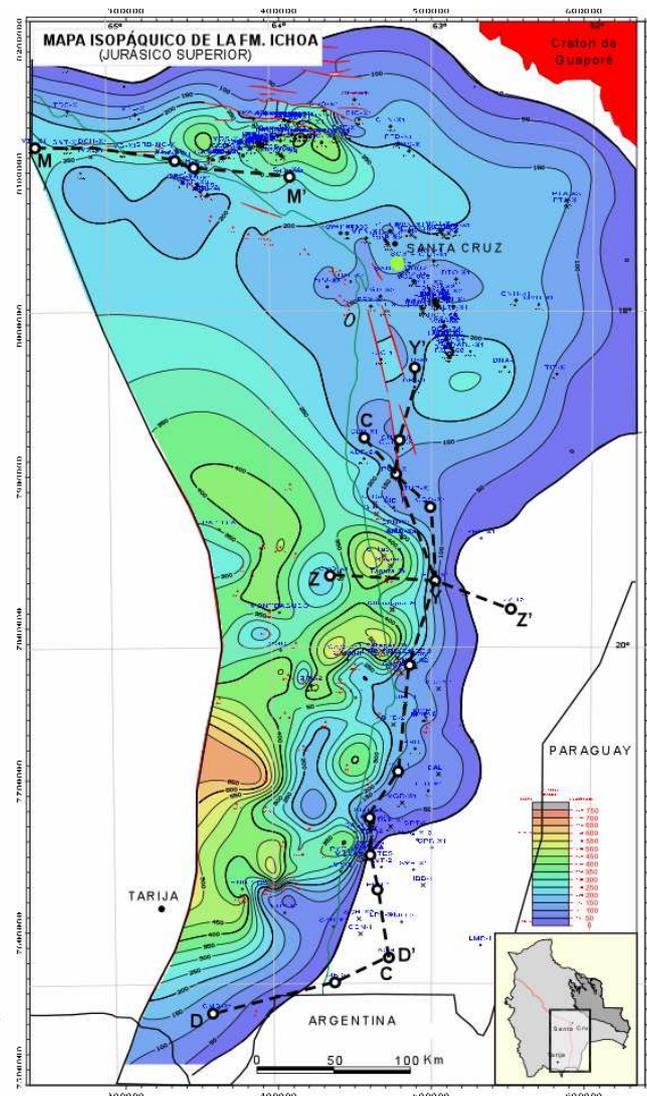


Figura 42. Mapa isopáquico de la Formación Ichoa con las correlaciones estratigráficas en línea punteada de color negro.

Las areniscas blanquecinas de la Formación Ichoa que se exponen en diferentes sectores del camino de Camiri a Santa Cruz (Figura 43) representan una secuencia de fácil identificación por características litológicas y estructuras internas.



Figura 43. Afloramiento de areniscas de la Formación Ichoa, con estratificación entrecruzada tabular de alto ángulo, sobre el camino de Camiri a Río Grande.

Características litológicas y ambiente de depositación

Ardaya (1989) describió en la quebrada Camatindi a la Formación Ichoa conformada por areniscas castaño rojizas y rosadas, friables, de grano medio y cuarzo ámbar, con fuerte entrecruzamiento. En el pozo SMT-X1 el tramo 2305-2310 m con 30% de cuarzo (30% ámbar y 70% hialino) predominante grueso y 70 % de limolita mas arcillita, castaño rojiza y castaño oscura.

El ambiente deposicional de esta formación es continental, con características distintivas de un medio eólico (Figura 44) en la parte superior de la secuencia y fluvio-eólico en la parte inferior.

La información obtenida en afloramientos indica que las progradaciones eólicas del Jurásico en Bolivia, sugieren que las dunas fueron mayoritariamente longitudinales y producidas por vientos del sur-sudoeste (Sempere, 1995).



Figura 44. Areniscas de la Formación Ichoa con bandeamiento, matriz arcillosa y entrecruzamiento tabular, en las cercanías de la ciudad de Camiri.

En la sección levantada en el río Parapetí la Formación Ichoa esta conformada por areniscas de color castaño rojizo de grano muy fino a medio, de regular a buena selección, presenta buena madurez textural y presencia de cuarzo ámbar. La estratificación entrecruzada es una característica de esta unidad. Presenta *sets* de bancos gruesos de areniscas de grano muy fino a medio, en partes contiene matriz limo-arcillosa y con frecuencia se identifican capas con cemento calcáreo mas duras.

En la parte inferior a media de la formación se observan potentes bancos de areniscas castaño rojiza con estratificación plana. Se observa el desarrollo de planos de fractura en dirección oblicua a la estratificación.

En la parte superior de la Formación Ichoa los *sets* de areniscas bandeadas y laminadas, presentan entrecruzamiento tabular bien desarrollado de alto ángulo (Figura 45). Estas eolianitas de grano fino tienen laminación paralela y bandeamiento castaño rojizo y pardo claro.

Los límites de los bancos se identifican en color rojo y la estratificación interna y truncamientos de alto ángulo con color azul. El espesor de estos bancos varía en un rango de 2 a 4 m.

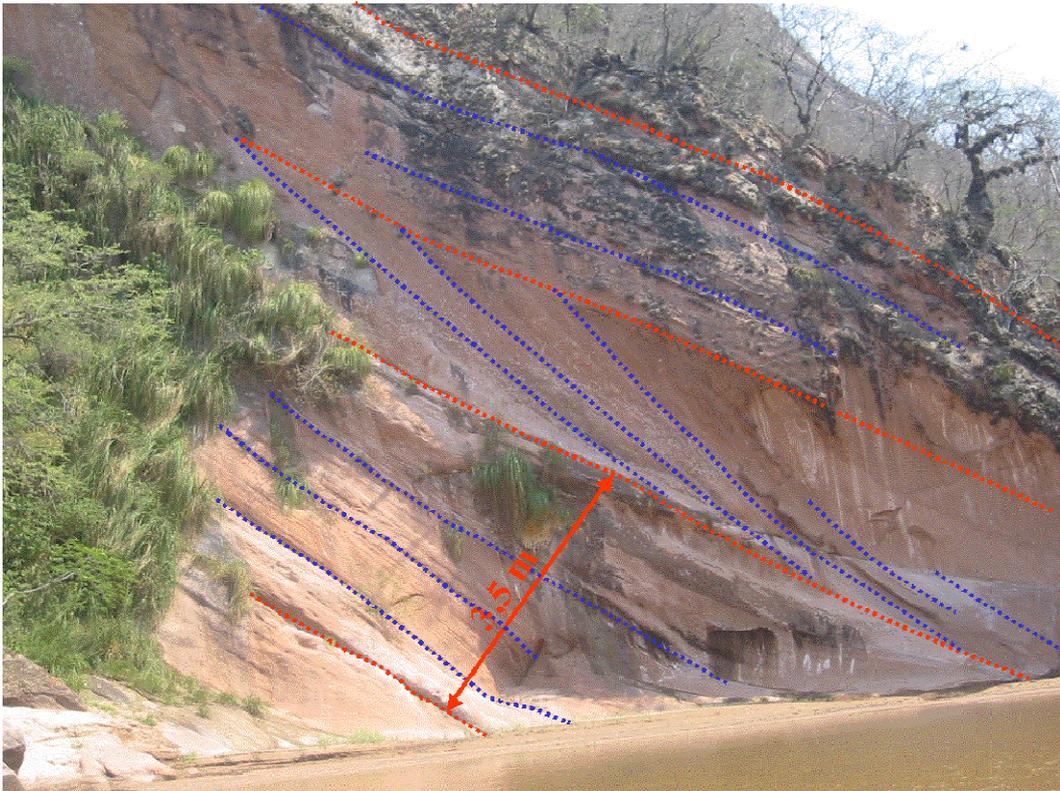


Figura 45. Estratificación entrecruzada de alto ángulo cerca del tope de la Formación Ichoa en el río Parapetí. Los bancos de areniscas tienen espesores que oscilan entre 3 y 4 m.

La secuencia de interés finaliza con la Formación Petaca que esta conformada por un conglomerado basal y areniscas calcáreas con clastos diseminados de chert, cuarcitas y cuarzo. El conglomerado está bien expuesto en las dos márgenes del río Parapetí, tiene un color rosado a castaño rojizo, es en partes calcáreo y extremadamente duro, tiene una potencia variable entre 3 a 4 m (Figura 46).

Los fragmentos y clastos angulosos de chert y areniscas de hasta 30 cm de diámetro están soportados por una matriz areno-limosa, conteniendo granos de cuarzo ámbar y endurecida por cemento carbonático.

Los fragmentos de areniscas castaño amarillentas están soportados por una masa de arenisca de grano fino, contiene abundante cemento calcáreo. Los clastos de areniscas son principalmente angulosos y reflejan un reducido transporte.



Figura 46. Contacto erosivo e irregular entre areniscas de la Formación Ichoa y el conglomerado basal de la Formación Petaca del Terciario.

Edad

No se conocen fósiles de esta unidad. La edad asignada en el Léxico Estratigráfico de Bolivia es triásica o jurásica superior. Teniendo en cuenta la reciente datación Ar-Ar del Basalto Entre Ríos de edad jurásica inferior alta (Toarciano), y las dataciones por trazas de fisión de circones realizadas en las Formaciones Tapehua y Castellón que indican una edad mínima dentro de un rango jurásico medio entre 180 y 160 Ma, la edad propuesta para esta secuencia se ubicaría tentativamente en el Jurásico superior.

3.1.8. Correlación estratigráfica regional de la cuenca de Villamontes

Las características de las secuencias del Mesozoico en perfiles de subsuelo y su relación con las unidades infrayacentes y suprayacentes, se observan en la sección regional norte-sur de la cuenca de Villamontes presentada (Figura 47). En esta se puede observar que las secuencias de sinrift se depositan en discordancia sobre la Formación Vitiacua en la región sur y sudoeste, mientras que hacia el norte lo hacen sobre la Formación Cangapi.

La ausencia de las Formaciones Ipaguazu y San Diego en la posición de la correlación se debe a que el depocentro de las secuencias correspondientes a estas formaciones está localizado al oeste de la línea de correlación, en la parte interna del Subandino Sur.

La Formación Ichoa en la parte sur de la cuenca de Villamontes tiene espesores muy reducidos y también ha sido afectada por la erosión terciaria.

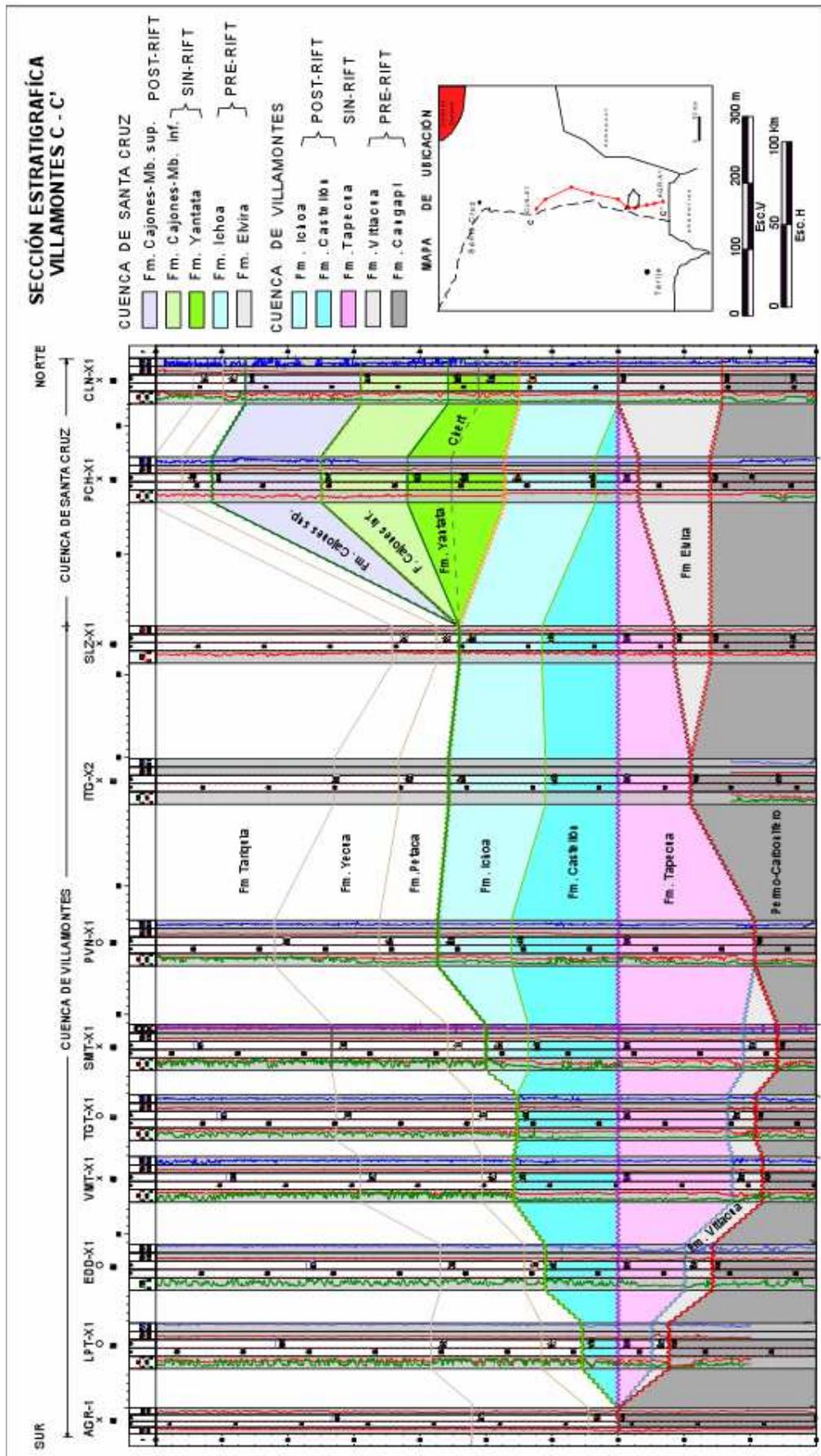


Figura 47. Correlación estratigráfica regional de la cuenca jurásica de Villamontes. Hacia el norte se observa la presencia de las secuencias cretácicas de la cuenca de Santa Cruz. Dentro de las secuencias de preift se identifican las formaciones Elvira, Vitacua y Cangapi.

3.2. Cuenca cretácica de Santa Cruz

Las unidades vinculadas a este segundo proceso de rift relacionado con la migración de los procesos extensionales asociados a un importante atenuamiento litosférico durante el Mesozoico en esta región de Bolivia, tienen importancia también desde el punto de vista petrolero.

Algunas de estas unidades forman parte del controvertido Grupo Tacurú que desde el punto de vista geotectónico no agruparía las mismas formaciones. Las unidades desarrolladas en el Subandino Centro son la Formación Ichoa correspondiente a la etapa de enfriamiento del rift Jurásico del Subandino Sur que colmata y sobrepasa la cuenca de Villamontes extendiéndose particularmente hacia el norte. Esta secuencia forma parte de los depósitos de prerift para la aquí denominada cuenca de Santa Cruz, y tiene su equivalente en el subandino norte en los depósitos eólicos de la Formación Beu.

Las secuencias de sinrift abarcarían la Formación Yantata y la secuencia inferior de la Formación Cajones. La etapa de enfriamiento térmico estaría marcada por los depósitos de la secuencia superior de la Formación Cajones. Sus equivalentes de sinrift y postrift en el subandino norte lo constituyen las Formaciones Eslabón y Flora.

La secuencia mesozoica en el área de influencia del Subandino está caracterizada por depósitos predominantemente clásticos. Uno de los lugares más accesibles para identificar las unidades es la quebrada Elvira (Figura 48), que constituye una de las secciones tipo de la columna mesozoica en la zona del Subandino Centro (Figura 49).

La quebrada Elvira se encuentra en la serranía de Espejos (Figura 48), ubicada en el departamento de Santa Cruz, entre los 17°20' y 18°10' de latitud sur y los 63°20' y 64°30' de longitud oeste. En esta quebrada la base del Mesozoico se apoya en discordancia sobre la Formación Elvira que está conformada por areniscas continentales. El contacto superior constituye una discordancia neta que pone en contacto la secuencia basal de la sedimentación sinorogénica andina.

La secuencia mesozoica se inicia con areniscas deleznales de la Formación Ichoa, de color marrón claro y tonos rojizos que gradan a areniscas cuarzosas de grano medio y tonos blanco amarillentos y rojizos, con estratificación entrecruzada. Sobre una superficie de erosión al tope de la Formación Ichoa, se apoya la Formación Yantata, que consiste de base a tope, de areniscas de granos de cuarzo de tamaño predominantemente medio, muy friables que gradan a niveles de granos más finos que a veces presentan entrecruzamiento incipiente. Hacia la parte superior se observan niveles con concreciones calcáreas. Su base está limitada por una superficie de erosión y le sucede la Formación Cajones que consiste principalmente de areniscas de grano fino a medio de colores rosados, castaños claro y rojizo, con nódulos calcáreos y niveles de paleosuelos hacia la parte media de la sección, y niveles fuertemente calcáreos y concreciones hacia la sección superior.

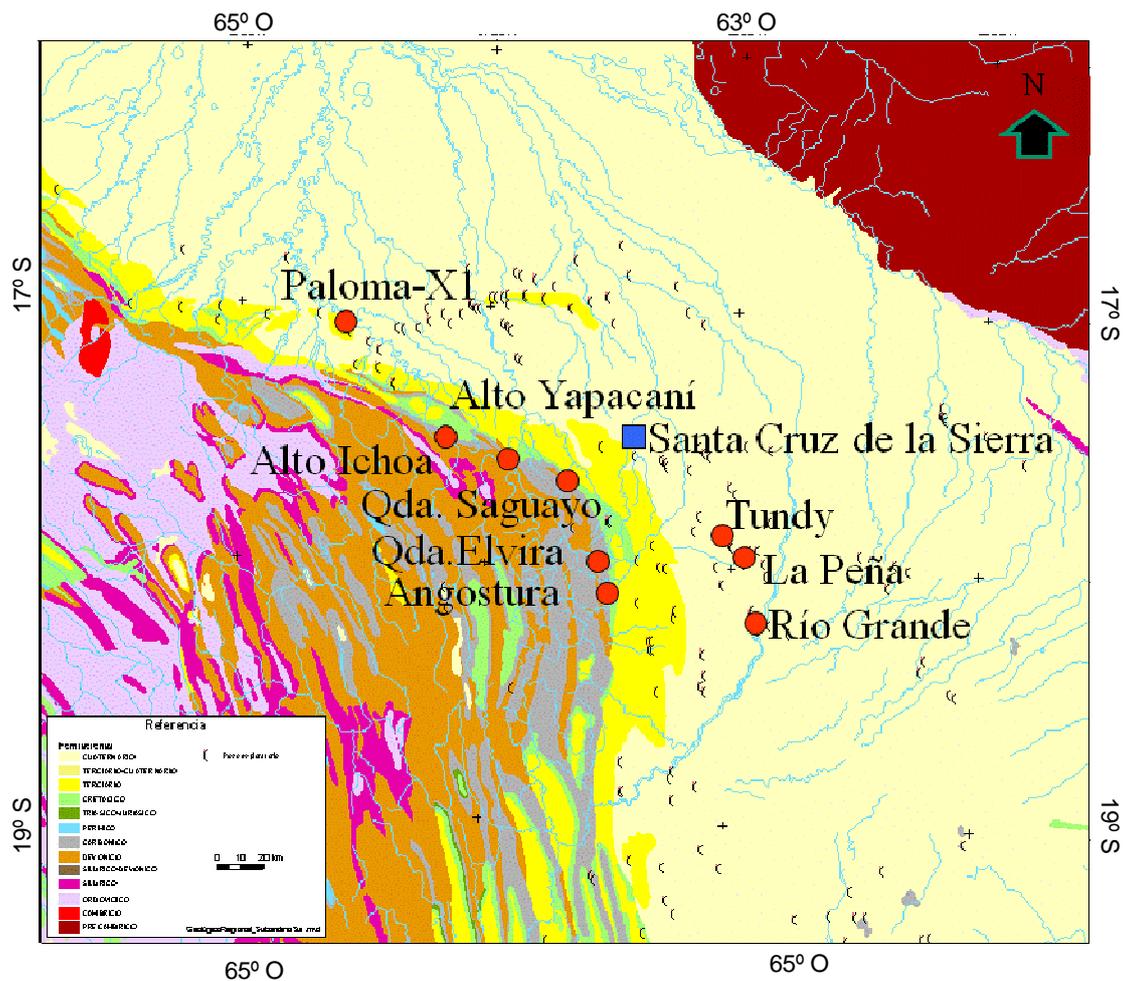


Figura 48. Mapa geológico donde se pueden observar las localidades más importantes de los afloramientos mencionados para las secuencias del Subandino Centro.

3.2.1. *Secuencias de Prerift*

FORMACIÓN ELVIRA

Nombre y localidad tipo

Este término actualmente en desuso, cuya denominación original corresponde a Unterladsteatter (1952) podría ser motivo de revisión. Ha sido considerado equivalente a la Formación Cangapi, unidad ampliamente distribuida en el Subandino Sur. Sin embargo debido a que se observó en la sísmica que correspondería a una secuencia que se encuentra por encima de la Formación Cangapi y con un contacto de carácter erosivo observado en perfiles de subsuelo se ha preferido la denominación de Formación Elvira.

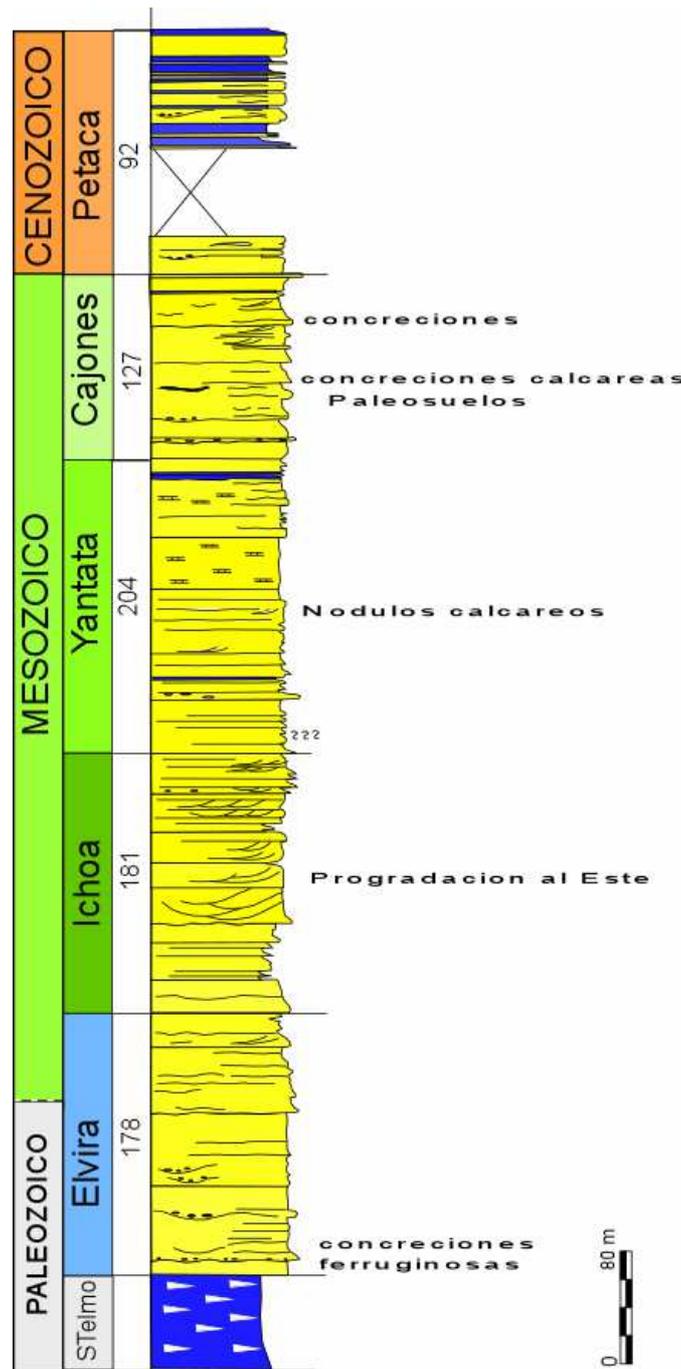


Figura 49. Columna estratigráfica para las secuencias del Mesozoico en la quebrada Elvira (63°35' Longitud W y 18°03' latitud sur, basado en Toledo, 1988).

En términos estratigráficos la secuencia pérmica observada en los dominios de la cuenca de Santa Cruz, sería la secuencia superior de la Formación Cangapi (Cb-Pm_SQ1) o simplemente sería una nueva secuencia (Cb-Pm_SQ2) que podría mantener el nombre de Formación Elvira.

Por lo expuesto se considera a la Formación Elvira como una unidad independiente de la anterior y que tendría su localidad tipo en la quebrada homónima donde el espesor es de 178 metros (véase ubicación en la figura 48).

Distribución

La Formación Elvira aflora en todas las secciones del área denominada Angostura (Figura 50) y en las quebradas de la serranía Espejos, teniendo una variación de espesor notable. El mayor espesor se observa en la quebrada Doce con 220 m, en el río Botellas 163 m, en el río Piray tiene solo 120 m, y en el río Macuñucú 165 metros (Morejón y Gutierrez, 1994).

Esta unidad está limitada hacia el tope por una superficie de erosión con la Formación Ichoa, mientras que la base en el río Piray y la quebrada Doce, está limitada por una falla intra-carbonífera. En los ríos Macuñucu y Botellas la base de la Formación Elvira se apoya sobre una superficie de erosión. La mejor exposición de la discordancia entre las Formaciones Florida y Elvira, es en el río Botellas, donde muy claramente se observa el cambio de facies entre ambas unidades (Morejón y Gutierrez, 1994).

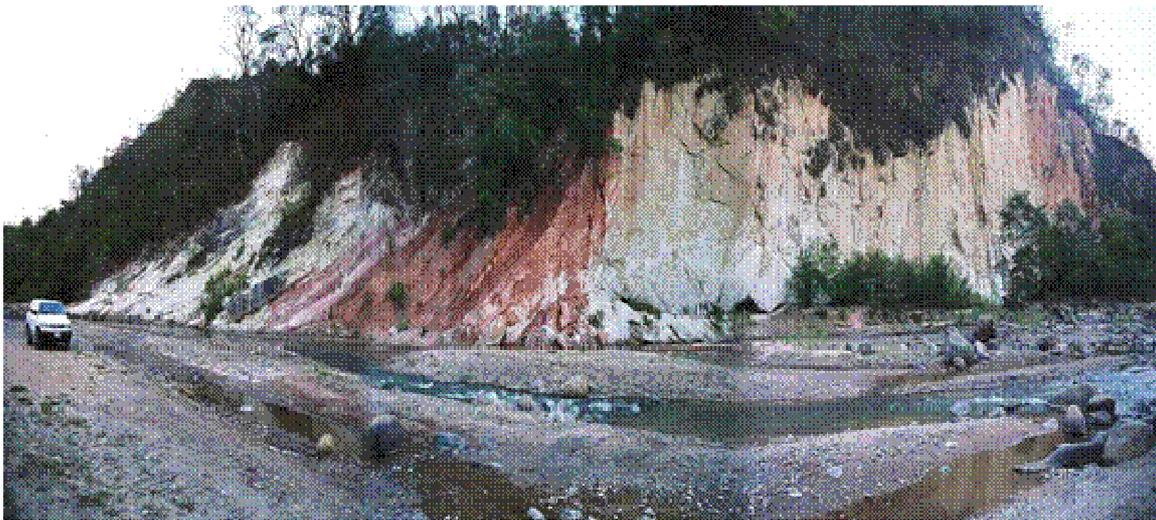


Figura 50. Contacto entre la Formación Ichoa de colores blancos y rojizos a la izquierda y la Formación Elvira de color amarillo tenue a la derecha, sobre el río Piray en el área de la Angostura. Los bancos se encuentran casi verticales por estar próximos a la falla que los pone en contacto con el Devónico hacia la izquierda de la fotografía.

En la zona de la Angostura se observan sus capas muy paradas, con un ángulo máximo de 70° (Figura 50) que decrece hacia el techo de esta unidad, debido a su contacto por falla inversa sobre la Formación Iquiri (Devónico). Se estima que en esta posición la zona de debilidad corresponde a las diamictitas de la Formación San Telmo, que dada la importancia de la falla y la cobertura del contacto es difícil de reconocer, pero a pocos kilómetros en la quebrada Elvira se preservan escasos metros de esta unidad inclusive dos cuerpos arenosos de origen probablemente marino litoral.

Características litológicas y ambiente de depositación

El desarrollo de esta unidad consiste principalmente de conglomerados finos polimícticos a la base, que evolucionan hacia el tope en una secuencia siliciclástica mineralógicamente madura.

La Formación Elvira presenta dos secuencias bien definidas. La secuencia inferior es grano y estratodecreciente, formada por secuencias de primer y segundo orden. La secuencia superior que también muestra un desarrollo grano y estratodecreciente hasta de tercer orden.

Litológicamente la secuencia inferior, consiste de conglomerados polimícticos, decreciendo a areniscas pobremente estratificadas en potentes paquetes de hasta 16 metros. Las areniscas son de cuarzo sacaroidal, de grano medio a fino, de color amarillo moderado, amarillo negruzco y verde oliva claro, poseen estratificación entrecruzada incipiente y escasos nódulos calcáreos.

La secuencia superior es fácilmente diferenciable de la inferior, por el contenido de estructuras sedimentarias notables, tales como estratificación y laminación entrecruzada, paralela, en artesa y paleocanales. Son frecuentes las capas con nódulos calcáreos y niveles ferruginosos de hasta 0,5 metros, observados en la quebrada Doce.

El ambiente deposicional de la Formación Elvira es marino inter a supramareal para la parte inferior y un ambiente mixto para la parte superior (Morejón y Gutierrez, 1994).

Edad

No se conocen fósiles de la Formación Elvira. La edad asignada en el léxico estratigráfico de Bolivia es Carbonífero Superior-Pérmico (Suarez Soruco y Díaz Martínez, 1996).

Teniendo en cuenta su posición estratigráfica por encima de la Formación Cangapi y la edad de la secuencia basal de la Formación Vitiagua definida por Sempere (1992) entre el Pérmico Medio y Superior, podría ser esta unidad un equivalente lateral contemporáneo a la misma, favoreciendo esta hipótesis el mantenerla como una formación independiente.

FORMACIÓN ICHOA

Nombre y localidad tipo

El nombre de esta secuencia proviene de la localidad del río Ichoa, afluente del río Ichilo, en el área de influencia de la zona subandina (serranía La Sarca) donde se observan las mejores exposiciones. La referencia original proviene de la quebrada Elvira, donde se la describe como “una unidad de arenisca roja de grano fino a medio, en capas de espesor medio a grueso y con abundante estratificación entrecruzada” (Chamot y Perry, 1962).

Distribución

La Formación Ichoa es la unidad de mayor distribución en todo el sistema subandino y la llanura del Chaco como se mencionó para la cuenca de Villamontes

donde alcanza sus mayores espesores y constituye la culminación de la etapa de enfriamiento de esta cuenca (véase en el capítulo anterior la Figura 42).

La Formación Ichoa esta ampliamente representada en el área comprendida por la cuenca de Santa Cruz; su distribución en el Subandino Centro abarca el borde externo de las Sierras Subandinas y la Llanura Chaco-Beniana.

En afloramientos del Subandino Centro y en pozos localizados al sur de Santa Cruz de la Sierra, tienen en general espesores variables entre 140 y 200 metros. En pozos localizados en la zona del pie de monte también tienen un espesor similar; en el pozo Puerto Ramos-X1 su contacto inferior es discordante y se asienta sobre la Formación Limoncito del Devónico, mientras que en el pozo Ichoa-X1 sobre la secuencia basal de la Formación Roboré.

En los pozos Surubí-X1 y Paloma-X1 en el área de Mamoré la discordancia pre-mesozoica pone en contacto a la Formación Ichoa con sedimentitas del Silúrico. El contacto superior es concordante con la Formación Yantata.

En el subsuelo de la zona del Boomerang, la Formación Ichoa, tiene espesores que alcanzan los 380 metros. El mapa isopáquico muestra un depocentro en la parte norte (área del Boomerang), mientras que en la zona de Santa Cruz, los espesores en los pozos medidos son de 150 y 180 metros.

En la zona de Santa Cruz el contacto inferior es discordante con la Formación Elvira en perfiles de pozos, el contacto superior es a través de una superficie de erosión con la Formación Yantata.

En la parte distal de la cuenca del antepaís andino, se describe en varios pozos una secuencia basal de la secuencia mesozoica, limolitas y arcillitas de color marrón rojizo con intercalaciones de areniscas feldespáticas de grano fino, friables y de ligera reacción calcárea.

La secuencia basal de la Formación Ichoa, se describe también en pozos distribuidos en el área del Boomerang propiamente dicho y coinciden con ésta secuencia de características litológicas diferentes a la conocida para la Formación Ichoa en la zona subandina. En el pozo Sirari-X1 se describen limolitas y arcillitas de color blanquecino con ligero contenido de carbonatos. En el pozo Víbora-X1 la recuperación de recortes es de areniscas verde claro a blanquecinas, con esporádicas intercalaciones de arcillitas gris verdosas y marrón rojizas.

Características litológicas y ambiente de depositación

Esta secuencia está representada por areniscas rojizas y blanquecinas y granos de cuarzo hialino y ambarino, el grado de selección varía de pobre a buena, con estratificación entrecruzada, en *sets* de uno a dos metros. En los afloramientos de las quebradas Elvira y Botellas se observan facies de grano mediano a grueso, ocasionalmente sabulítico.

La coloración rojiza probablemente se deba a procesos diagenéticos posteriores a la cementación de la roca. Esta observación proviene de que en algunos sectores de los afloramientos mencionados las areniscas son blanquecinas (Figuras 51 y 52).



Figura 51. Estratificación entrecruzada de gran escala, en afloramientos de la Formación Ichoa en el Río Elvira.

El tamaño de grano recuperado en los pozos es generalmente fino a mediano, subredondeado a redondeado con predominio de cuarzo en la composición. En afloramientos se observan facies de grano mediano a grueso, ocasionalmente sabulítico.

Se caracteriza por sus estructuras sedimentarias de gran escala (Figura 52) que con frecuencia se observan en registros de buzamiento y colores rojizos que la diferencian de la secuencia suprayacente de colores amarillos y ocres de la Formación Yantata.

Sobre la base de los registros de buzamiento se interpretó en el pozo Tundy-X2, para la electrosecuencia I (2421,5 a 2375 m) una alternancia de formas canalizadas y otras de relieve positivo que pueden ser asignadas a una sucesión de elementos fluvioeólicos, haciéndose más importantes estos últimos hacia arriba Toselli (2004). Las paleo direcciones del viento, sugeridas por los esquemas de buzamiento, son al SO, mientras que las direcciones de progradación de los elementos fluviales tienden en general a ser al E/SE. La forma de embudo de las curvas del GR (Gamma Ray: indicador de minerales radioactivos, uranio, torio y potasio que son los elementos presentes en minerales de arcillas) sugiere un pasaje gradual de elementos típicamente fluviales a otros predominantemente eólicos, con la consiguiente mejora en la selección, madurez textural y mineralógica y propiedades petrofísicas en general.



Figura 52. Estratificación entrecruzada de origen eólico y variación de colores, rojo y blanco en areniscas de la Formación Ichoa en el Río Botellas.

Para la electrosecuencia II (2375 a 2290 m) interpreta que la sección inferior esta formada en su base por el desarrollo de un importante cuerpo de dunas de 22 m de espesor que permite inferir una paleo dirección del viento al S, en la base y SO en el techo, interpretándose un cuerpo de arena de cresta sinuosa. La presencia de un plano de muy alto buzamiento, ubicado hacia el centro del cuerpo de duna, puede ser adjudicada a fenómenos de deslizamiento de caras frontales. Por su parte la sección superior y, considerando la fuerte actividad de la curva de Dt (Perfil sónico: tiempo de transito en microsegundos que tarda una onda acústica en viajar a través de un pie de formación, por un camino paralelo a la pared del pozo), permite suponer importantes variaciones texturales a lo largo de los 55 m en la cual se desarrolla. Una variación en los componentes litológicos puede ser también deducida de la actividad de la curva de GR (Gamma Ray). De hecho, estas variaciones o alternancias quedan registradas también a través de la gran cantidad de interrupciones que pueden ser observadas en el perfil de buzamientos.

En suma, puede decirse que este intervalo representa una alternancia de depósitos principalmente eólicos con una paleo dirección del viento al SO, intercalados con cuerpos canalizados progradantes al NO. La geometría descrita, la cual difiere con la electrosecuencia anterior en lo relativo a los depósitos fluviales, parece sugerir una leve modificación en la pendiente regional.

En la electrosecuencia III (2290 a 2275 m) la curva de rayos gamma presenta forma cilíndrica, al igual que la del sónico. En cambio, la curva resistiva se muestra con forma de campana. Las inclinaciones aumentan y luego disminuyen, con mínimos de 7°, máximos de 28° y dirección promedio al SO. Lo descrito precedentemente permite interpretar un cuerpo de duna en la base con una paleo dirección del viento hacia el SO, el cual tiende a ser cubierto por elementos más finos sin una estructura interna definida.

Sobre la base de lo conocido para esta secuencia y de acuerdo al análisis realizado en este pozo tomado como referencia para la región del Bloque Grigotá (Área de concesión ubicada en el piedemonte de la serranía de Los Espejos, 30 Km. al sudeste de la Ciudad de Santa Cruz de La Sierra), se arriba a la misma conclusión, de que la Formación Ichoa representa depósitos desarrollados en un ambiente predominantemente fluvial en la base, el cual transicionalmente pasa a principalmente eólico en el techo con intercalaciones de elementos fluviales.

Edad

La edad de la Formación Ichoa fue discutida en el desarrollo de las secuencias de postrift de la cuenca jurásica de Villamontes quedando limitada esta secuencia en base a dataciones de las unidades infrayacentes al Jurásico superior.

3.2.2. Secuencias de Sinrift

Las secuencias de sinrift tienen una amplia distribución en la Cuenca de Santa Cruz y están representadas por las Formaciones Yantata y la secuencia Inferior de la Formación Cajones, que presenta reducciones de espesor en el ámbito del subandino centro respecto a las áreas de piedemonte y llanura adyacentes.

FORMACIÓN YANTATA

Nombre y localidad tipo

Originalmente definida como el miembro superior de la Formación Surutú de Chamot y Perry (1962) y posteriormente elevada a la categoría de formación. La localidad tipo es la quebrada Saguay, Serranía de Espejos, a unos 30 km al oeste de la ciudad de Santa Cruz.

Distribución

La Formación Yantata, también tiene una amplia distribución en la zona de estudio. Su contacto con la Formación Cajones suprayacente no es claramente visible en perfiles de subsuelo, pero es fácilmente reconocible en afloramientos, en la quebrada Botellas, se observa un cambio en la coloración de amarillo a rosado y rojizo (Figura 53).

En el área de la Angostura sobre la carretera a Cochabamba se observan los afloramientos de color amarillo ocre con las intercalaciones de chert en la parte inferior de la secuencia que se encuentra en un paredón sobre el río Piray. Estos afloramientos ocre predominan también en la quebrada Elvira y en el río Botellas (Figura 54)

La Formación Yantata tiene una amplia distribución en el área del Boomerang verificada en una gran cantidad de sondeos exploratorios; su espesor varía entre 40 y

150 m; valores de 45 y 50 m, se registran en el área al norte del Boomerang y de 90 a 145 metros para el área central de esta región.



Figura 53. Afloramientos de las Formaciones Yantata (amarillo) en la parte media de la foto y Cajones (rojizo), en la parte superior del río Botellas.

Regionalmente aumenta sus espesores hacia el sur-sureste del área, mostrando un depocentro en la cuenca de Santa Cruz, donde hallamos valores de 200 m en el pozo Colpa-X1 y 260 metros en Remanso-X1.

El depocentro de la cuenca Yantata tiene una orientación este-oeste en la parte central de la zona de Santa Cruz, donde se registran los mayores espesores de hasta 280 metros. El rumbo del depocentro cambia levemente a noroeste en el área del Boomerang-Mamoré, con espesores de 180 a 200 metros (Figura 57).

Características litológicas y ambiente de depositación

La Formación Yantata está compuesta predominantemente por areniscas amarillentas y blanco-amarillentas, estratificadas a masivas, de grano fino a medio, subangular a subredondeado, y friables. Contiene granos de cuarzo hialino y en parte ambarino, de buena selección, escasa matriz limosa, con frecuencia son calcáreas.

Es común hacia la parte media de este conjunto encontrar capas de aspecto lenticular de pedernal (López Pugliesi y Pareja, 1971), en subsuelo también se identifica en registros eléctricos un nivel resistivo conocido con el nombre de “nivel de chert”, que es un excelente nivel de correlación regional.

Durante la perforación estas areniscas se recuperan como grano suelto de cuarzo hialino y amarillento, fino escaso grueso, subangular y subredondeado de regular a buena selección.

En los afloramientos de las quebradas Botellas y Elvira, éstas areniscas se distinguen por su color amarillo característico y por ser muy friables al tacto. El tamaño de grano es fino a muy fino, bien seleccionado y su composición es rica en cuarzo.

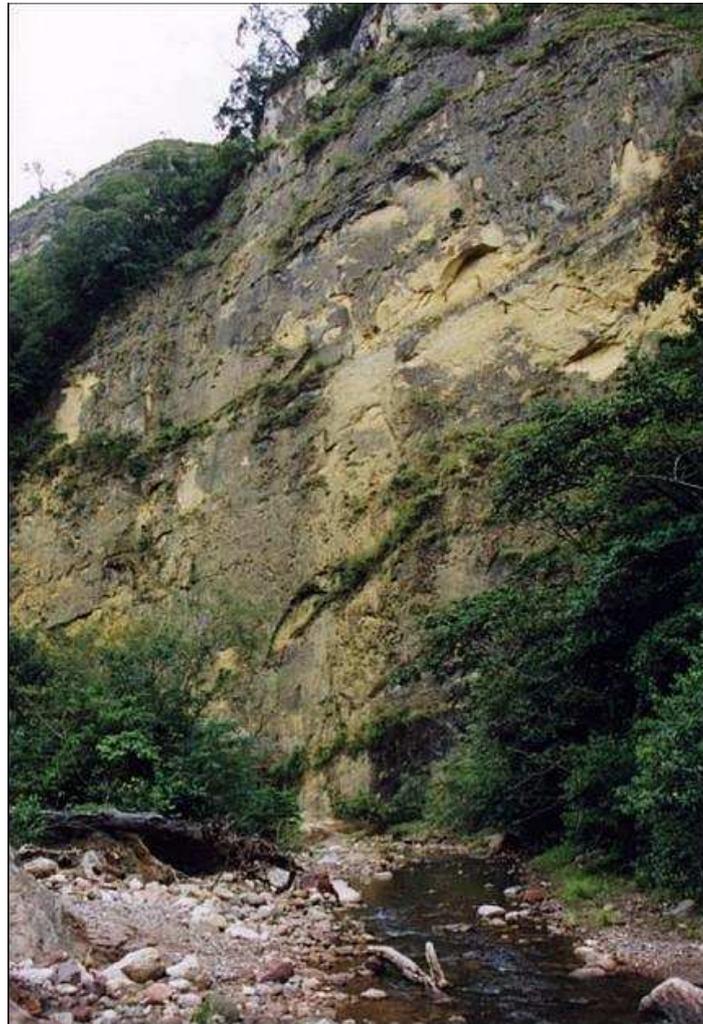


Figura 54. Formación Yantata en el río Botellas, donde se puede observar el intenso color amarillo y la tabularidad de sus bancos, sin características de estructuras sedimentarias visibles.

En afloramientos del río Alto Moile, al igual que en la sección del Alto Yapacaní, la Formación Yantata presenta una coloración rojiza, similar a la Formación Ichoa, su diferencia está basada en la falta de estratificación entrecruzada (López Murillo, 1973).

Sobre la base de los registros de buzamiento Toselli (2004) interpretó que en el pozo Tundy-X2, para la electrosecuencia I (2275 a 2240 m) los esquemas de buzamiento y las interrupciones asociadas parecen indicar que la base esta compuesta por un cuerpo de duna que define una paleo dirección del viento al SO seguida por cuerpos con estructuras entrecruzadas de probable origen fluvial progradantes al noroeste.

Para la electrosecuencia II (2240 a 2189 m) remarca la cantidad de interrupciones y la variación en la dispersión observada en el perfil de buzamientos, la cual puede ser atribuida a variaciones en los niveles de energía del medio sedimentario. Los esquemas que pueden ser reconocidos, los cuales a menudo varían su dirección en 180° , permiten interpretar estructuras de tipo entrecruzadas y hasta posibles efectos de marea, de forma tal que las variaciones de energía expresadas pueden estar asociadas a efectos de acción de olas en una posición intermareal a submareal superior. La aparición de planos de muy bajo buzamiento ($<1^\circ$) apoya la hipótesis del primer paleoambiente descrito, es decir, el intermareal. No descarta que alguna de las interrupciones en los esquemas de buzamiento sea generada por la existencia de elementos bioturbados y la existencia de pequeños canales de mareas (2207 a 2211m).

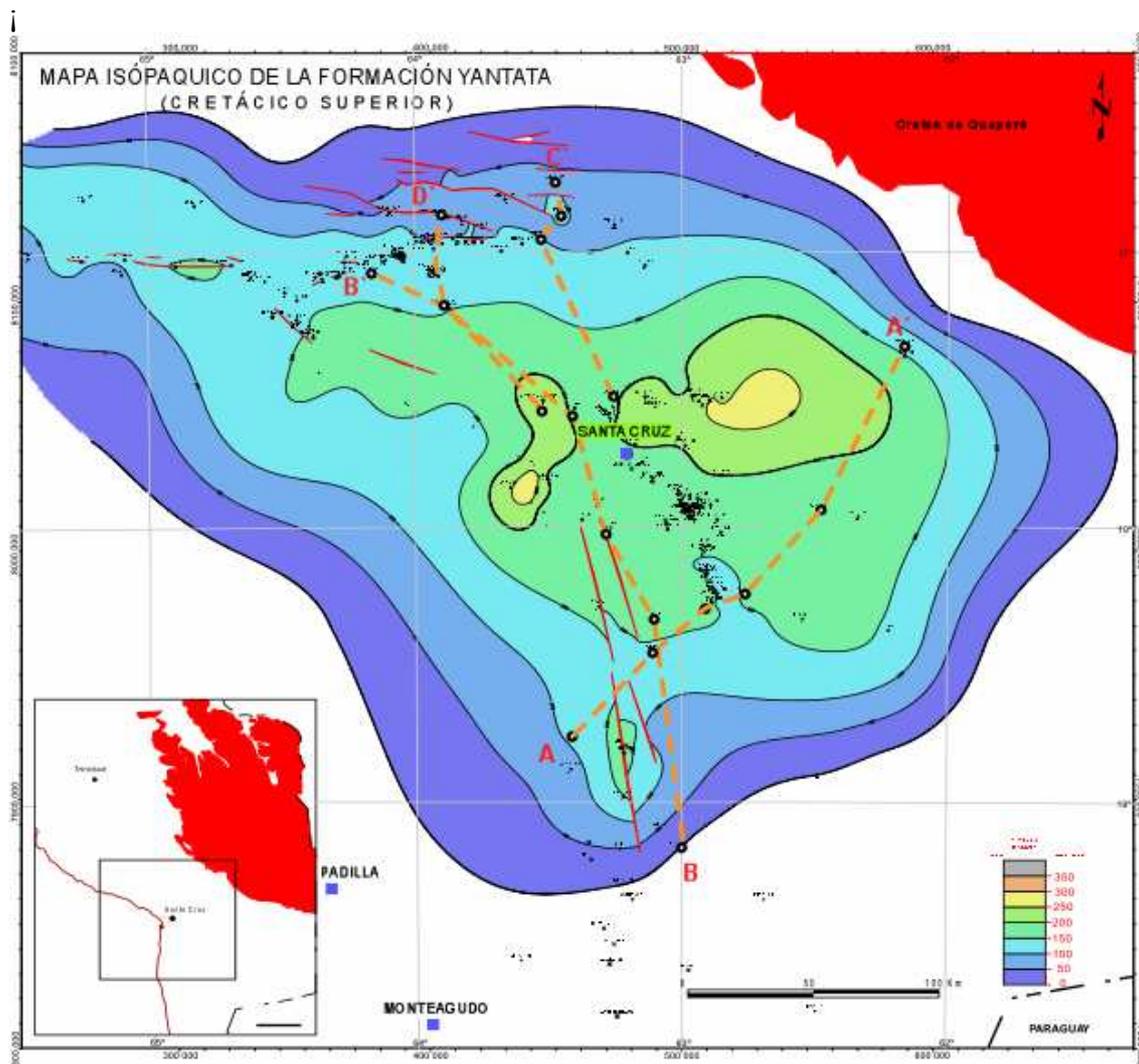


Figura 55. Mapa isopáquico de la Formación Yantata, donde se puede observar el depocentro de la cuenca en el área de Santa Cruz.

En la electrosecuencia III (2189 a 2158 m) marca la culminación de una suma de electrociclos que incluyen a las electrosecuencias I, II y III caracterizado por un mega esquema de embudo desarrollado con la curva de GR (Gamma Ray), entendiéndose que en esta sección deberían desarrollarse los horizontes con las mejores características

petrofísicas. De hecho, la curva del sónico muestra un mega esquema de campana que involucra a las electrosecuencias mencionadas, pudiéndose suponer que las mejores porosidades se ubican hacia el techo de la electrosecuencia III.

Para la electrosecuencia IV (2158 a 2123 m) señala que la escasez de planos de estratificación reconocidos en el perfil de buzamientos, es limitante en cuanto a la caracterización geométrica de esta electrosecuencia. Sin embargo, dice que se verifica un progresivo cambio en los niveles de energía hacia el techo, favoreciendo la depositación de elementos más finos que podrían estar bioturbados, siendo ello responsable del escaso número de planos reconocidos.

En resumen, se concluye que esta unidad, presenta una sección inferior compuesta por las electrosecuencias I, II y III, de carácter regresivo, conformada por depósitos marino someros a litorales, representando la electrosecuencia IV el inicio de una situación transgresiva, o bien, la instalación de un ambiente restringido responsable de la depositación de las pelitas que conforman el techo de esta unidad.

La Formación Yantata está conformada por areniscas que corresponden a facies de playa, que gradan a facies fluviales continentales y eólicas.

Con respecto al ambiente deposicional no siempre se distinguen facies o elementos determinantes y característicos de un ambiente propiamente dicho para las areniscas que conforman la Formación Yantata. En el trabajo de caracterización de reservorios del campo Víbora (Nitec LLC, 1999), se dividió a la secuencia correspondiente a la Formación Yantata en tres miembros: *Lower*, *Middle* y *Upper*. Para los miembros inferior y medio no se disponía de información petrofísica o de coronas suficientes, pero se estimó que estas facies corresponderían a un ambiente eólico, mientras que para el miembro superior con mayor información de coronas se interpretaron facies arenosas fluvio-deltaicas.

Edad

No se conocen fósiles de esta unidad. La edad asignada en el léxico estratigráfico de Bolivia es Cretácico (Suárez Soruco y Díaz Martínez, 1996). Por su equivalencia con la Formación Eslabón una edad tentativa sería atribuirla al Cretácico Superior, Campaniano.

FORMACIÓN CAJONES

Nombre y localidad tipo

El nombre de Formación Cajones fue propuesto por Suárez Roca (1962), siendo la localidad tipo la quebrada de Espejos, en la serranía de Terebinto, 40 km al ONO de Santa Cruz. Los afloramientos de esta unidad se encuentran principalmente en las serranías de Florida, Espejos, Terebinto, La Zarca y La Lluviosa, distribuidas de sur a norte en la zona externa del subandino centro.

Distribución

La Formación Cajones es el equivalente lateral de la Formación Flora descrita al noroeste del área estudiada en la cuenca cretácica del Beni.

En el área del Boomerang el espesor disminuye de sur a norte por los efectos erosivos de la discordancia pre-terciaria. Si bien es la tendencia preponderante para esta secuencia, los espesores oscilan entre 50 y 100 m en la parte central, encontrándose zonas con espesores mayores de hasta 130 m hacia el este-noreste que probablemente tengan que ver con el área de aporte del escudo brasileño; y zonas con espesores menores de hasta 20 metros en los registros de subsuelo para el área occidental del Boomerang.

La Formación Cajones presenta en la zona del Boomerang y áreas circundantes un contenido significativamente alto de componentes minerales ígneos; su origen se debe a la proximidad del escudo brasileño, que representó un borde pasivo de las cuencas mesozoicas, pero con un aporte continuo de minerales provenientes de la descomposición de rocas intrusivas y metamórficas.

Esta secuencia aflora en el área de la Angostura a partir del puente colgante del río Piray, con un espesor aproximado de 230 metros (Figura 56).

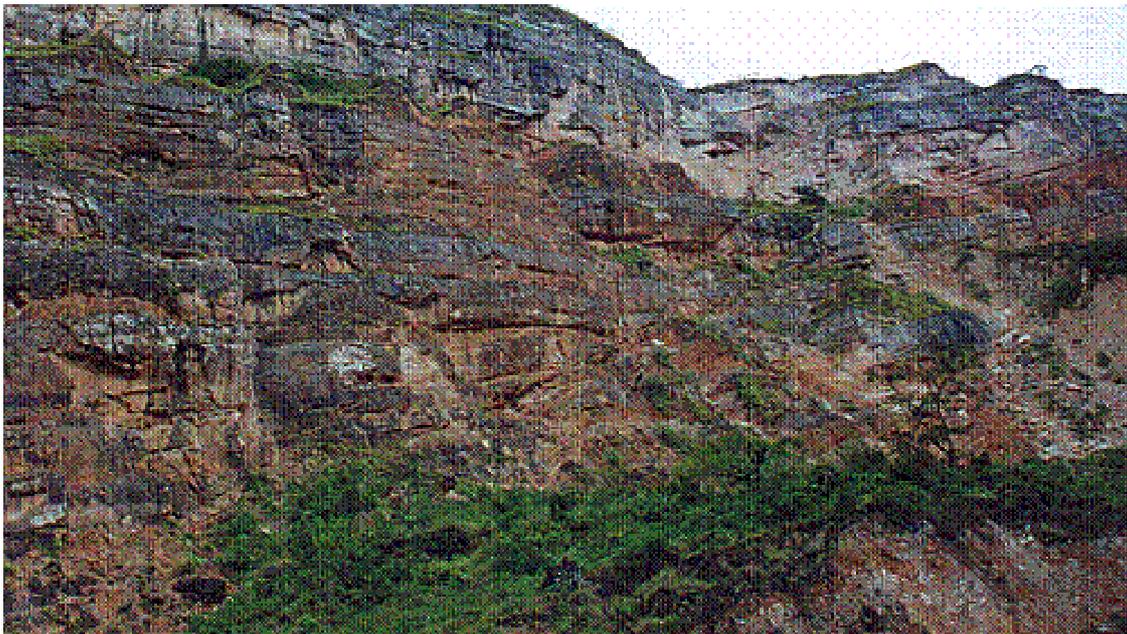


Figura 56. Sección de la Formación Cajones sobre el río Piray afectada por una falla, donde se puede observar la diferencia de coloración entre la secuencia inferior más rojiza y la secuencia superior de color rosado.

En los campos productores del Bloque Grigotá (Área de concesión ubicada en el piedemonte de la serranía de Los Espejos, 30 Km. al sudeste de la Ciudad de Santa Cruz de La Sierra), situados al sur-sureste de Santa Cruz la Formación Cajones (véase mapa

isopáquico, Figura 57), alcanza un espesor en subsuelo que oscila entre los 400 y 450 metros, señalando un depocentro marcado para esta unidad en este sector de la cuenca.

En el río Botellas los afloramientos tienen mayor espesor y una secuencia más completa que se inicia con areniscas calcáreas de grano fino a medio, de colores amarillos tenues y rosados con incremento de colores rojizos hacia la parte superior de la misma. En este tramo abundan las concreciones calcáreas, y se observan niveles de paleosuelos, capas con intensa bioturbación y frecuentes raíces. En menor escala se intercalan niveles calcáreos y niveles conglomerádicos muy finos.

Características litológicas y ambiente de depositación

La Formación Cajones está conformada por areniscas calcáreas, calizas y en menor proporción lutitas. La parte inferior está compuesta por areniscas calcáreas, de color blanquecino amarillento a rosáceo, de grano fino a medio, subredondeado a redondeado y regular selección.

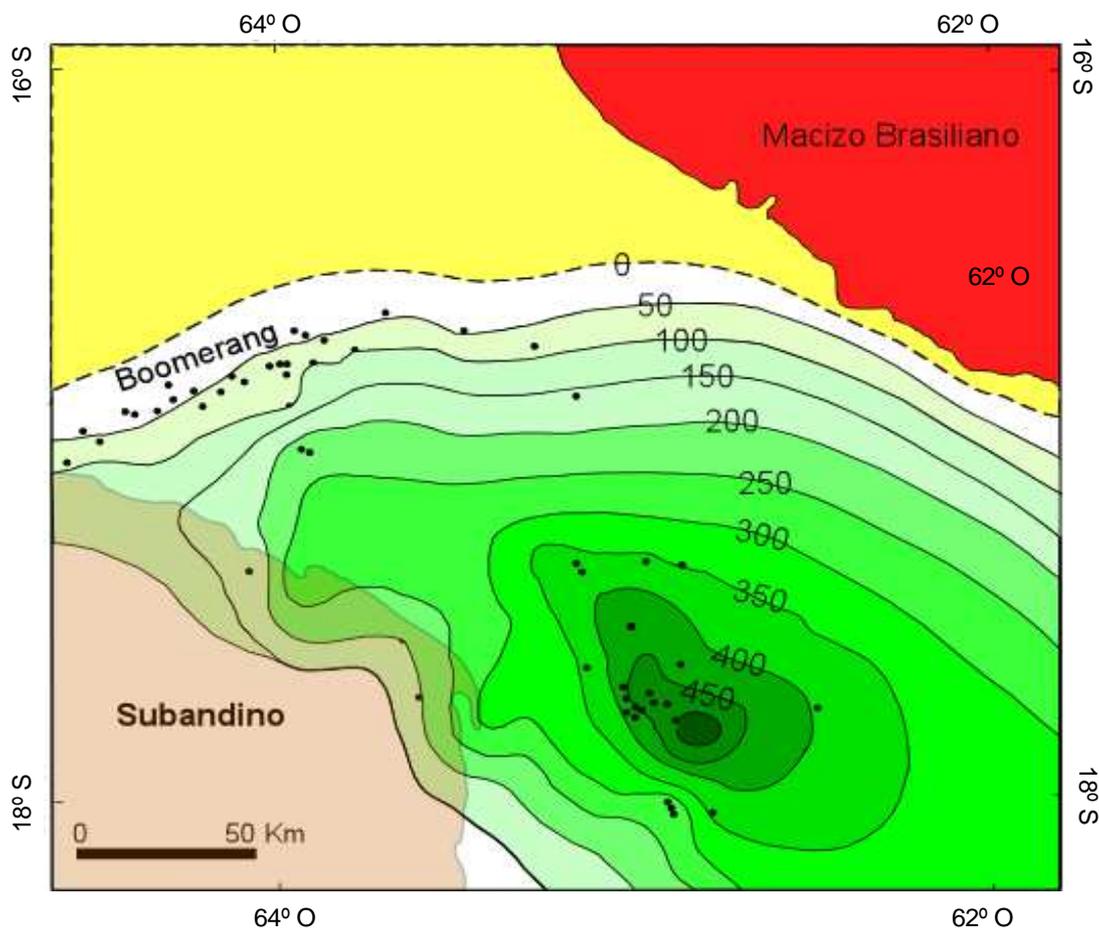


Figura 57. Mapa isopáquico de la Formación Cajones, el depocentro principal se localiza en el área de Santa Cruz (Kusiak y Zubieta Rossetti, 2003).

En la parte media de esta secuencia se observan frecuentemente niveles arenosos con intercalaciones de niveles de paleosuelos, capas con intensa bioturbación y frecuentes raíces (Figuras 58, 59 y 60). En menor escala se intercalan niveles calcáreos

y niveles conglomerádicos muy finos. Hacia los tramos superiores se desarrollan calizas arenosas gris blanquecinas con tono violáceo.

Las descripciones litológicas de pozos del área del Boomerang en general hacen referencias a areniscas calcáreas blanquecinas de aspecto masivo. Estas descripciones coinciden con aquellas realizadas por Suárez Roca (1962) para la parte basal de la Formación Cajones y las de subsuelo de Sandi (1998).

“Una característica distintiva de esta unidad tanto en superficie como en subsuelo es la presencia y diversidad de formas calcáreas que en algunos sectores están bien definidas como concreciones y en otros forman delgadas capas paralelas a la estratificación y tubos verticales que han sido interpretados como paleosuelos (Figuras 59 y 60). Estos paleosuelos indican momentos de estabilidad en la sedimentación de esta unidad.”

Los elementos característicos y distintivos de la Formación Cajones sugieren un ambiente con prolongada exposición subaérea para las capas que predominan en la secuencia intermedia de esta unidad que sumado a la presencia de niveles carbonáticos que se encuentran en la secuencia superior y a los canales observados en algunos afloramientos indicarían un sistema deposicional mixto marino y continental con facies muy variadas de plataforma, *shoreface*, planicie aluvial y deltaicas.



Figura 58. Diversidad de formas en áreas cementadas que parecen tallos o raíces verticales y subverticales, y huellas de invertebrados en estratos de la Formación Cajones en el río Piray.

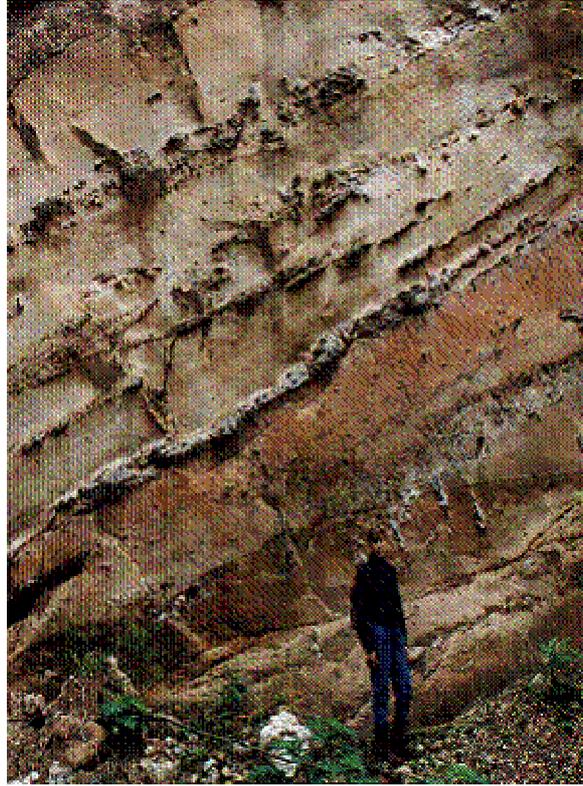


Figura 59. Afloramiento de la Formación Cajones, en la quebrada Botellas. Áreas cementadas en bandas paralelas a la estratificación y tubos verticales asociados a la formación de paleosuelos.



Figura 60. Formas observadas en estratos de la Formación Cajones en el río Elvira. Superficialmente se parece a un sistema de raíces pero los bulbos o protuberancias que se extienden lateralmente parecen estar relacionados a niveles de paleosuelos.

En los afloramientos de la Formación Cajones en la zona del Subandino, generalmente se observan bancos arenosos espesos que decrecen muy sutilmente hacia los laterales. Localmente se distinguen superficies basales erosivas comunes en canales fluviales (Figura 61).

La Formación Cajones ha sido correlacionada a nivel regional con las Formaciones Flora y Eslabón, desarrolladas en el Subandino Norte y con la Formación Tobité de las sierras Chiquitanas en el borde del escudo brasileño y con la Formación Molino de la Cordillera Oriental y Altiplano (Oller, 1991).

En los registros de pozos se observan dos secuencias, una inferior más arenosa con valores de resistividad más elevados y una superior con más intercalaciones arcillosas y valores de resistividad marcadamente inferiores.

En el pozo RGD-68 Toselli (2004) interpretó que la sección inferior representa una secuencia de somerización con el desarrollo de formas positivas. Sobre ésta unidad se interpreta la presencia de depósitos de ambiente mixto, con posible influencia marina entendiéndose una importante participación carbonática, sea ésta en forma de cemento o como bioclastos dada la descripción del control geológico. Podrían estimarse direcciones de progradación al NE y SO, lo que implicaría algún efecto de marea. Las formas canalizadas muestran estructuras entrecruzadas donde algunas interrupciones podrían asociarse a variaciones bruscas en el nivel de energía del medio sedimentario.



Figura 61. Tonalidades rosadas de los bancos arenosos de la Formación Cajones y contactos basales erosivos de canales probablemente fluviales.

Para el pozo RGD-63 concluye que dada la similitud en forma y valor de las curvas de resistividad y SP de éste sondeo comparadas con los TDY-X1, TDY-X2, RGD-45 y LSC-X3 se puede inferir que la unidad inferior representa una secuencia de somerización con el desarrollo de formas positivas. Sobre ésta unidad comienzan a depositarse elementos de ambiente posiblemente mixto, con posible influencia marina entendiéndose una importante participación carbonática, sea ésta en forma de cemento o como bioclastos.

Edad

La Formación Cajones es una de las pocas secuencias datadas con fósiles. En niveles de la Formación Cajones López Murillo (1975) colectó fósiles pertenecientes a *Gasteroclupea branisae* Signeaux (Figura 62) y *Pucapristis branisae* Schaeffer. Esta última forma le confiere una edad maastrichtiana según Gayet et al. (1991).

Los restos de vertebrados corresponden a un fémur tentativamente identificado como cf. *Saltasaurus* sp. (Figura 63) hallado en la quebrada Macuñucu, localizada a 45 Km al oeste de Santa Cruz de la Sierra. El fósil fue encontrado en una arenisca conglomerádica, cerca del tope de la Formación Cajones (Gutiérrez y Marshall, 1994).

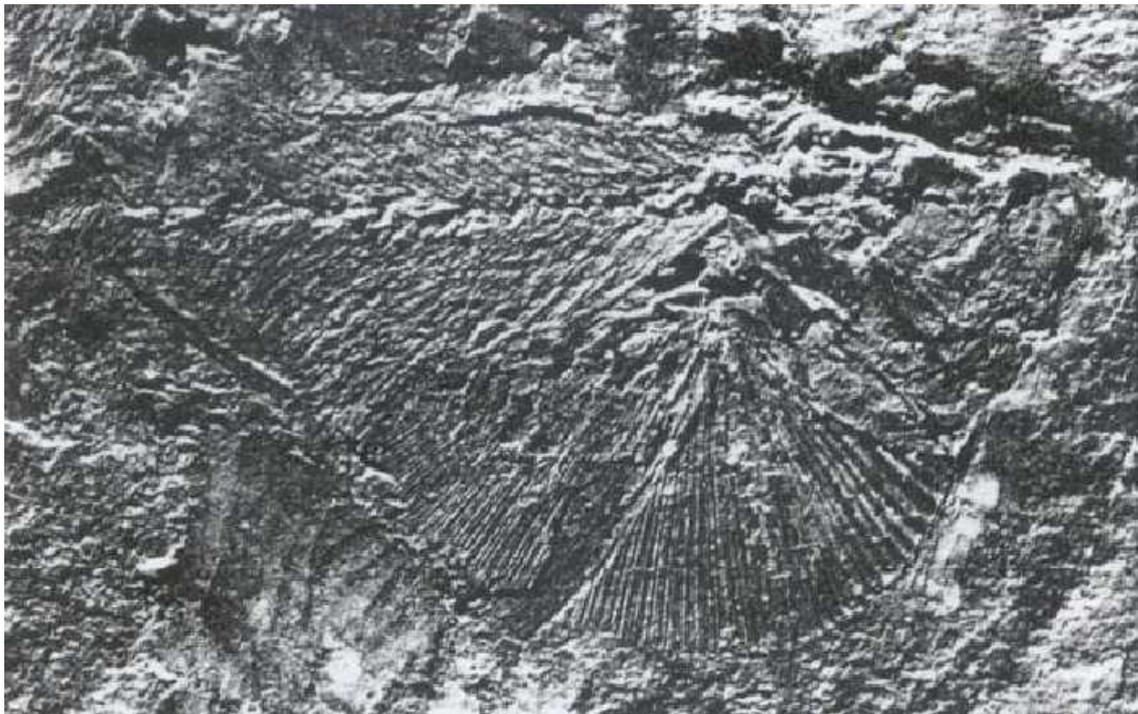


Figura 62. *Gasteroclupea branisai* (x 1,5) proveniente de Cayara (foto de D. Serrate, URA 12 de CNRS, París); los esqueletos completos han sido igualmente encontrados en ciertos niveles de los afloramientos de Agua Clara, cerca de la ciudad de Potosí, (Gayet et al., 1993).

MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN CAJONES

En términos de observaciones realizadas para el análisis de la cuenca, teniendo en cuenta que el miembro inferior de la Formación Cajones muestra variaciones de espesor en la región del Subandino Centro y en el área del Boomerang donde se ve que la secuencia fue depositada durante el fallamiento extensional, se ha realizado el mapeo de espesores por separado para ambos miembros de la Formación Cajones.

Otra característica notable de estas secuencias se observa en las digrafías de subsuelo en áreas del depocentro de la cuenca de Santa Cruz. Por ejemplo en los pozos del campo Río Grande se nota claramente la diferencia entre los depósitos de *sinrift* de la Formación Yantata y el miembro inferior de la Formación Cajones y el miembro superior de la Formación Cajones (Figura 64).

El contacto gradacional entre las secuencias de *sinrift* de la Formación Yantata y el miembro inferior de la Formación Cajones, fue mencionado por Kusiak & Zubieta Rossetti (2003), en un estudio de interpretación de facies de la Formación Cajones realizado en pozos del área del Boomerang.

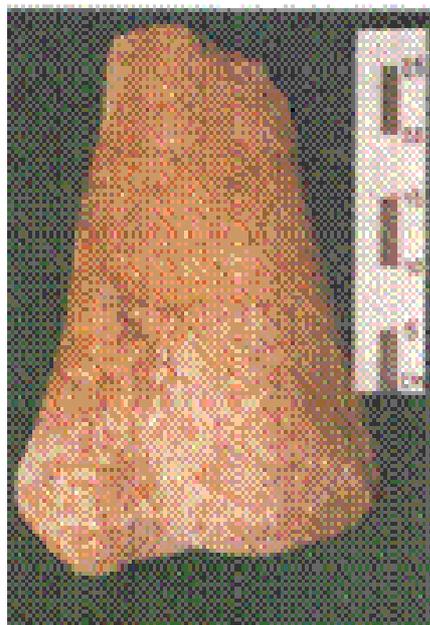
3.2.3. *Secuencias de Postrift*

Las secuencias de postrift depositadas luego del cese del fallamiento extensional reconocidas para la cuenca de Santa Cruz corresponden al miembro superior de la Formación Cajones en el Subandino Centro.

MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN CAJONES

La secuencia superior de la Formación Cajones se caracteriza por su amplia extensión que supera los límites del miembro inferior (Figura 66). Esto se destaca particularmente cuando se pasa de la región del Boomerang al Mamoré. Esta unidad además se ve muy afectada por la erosión previa a los depósitos sinorogénicos terciarios. La disminución del espesor por efecto de la erosión es notable hacia el extremo norte de la cuenca, siendo muy marcada en el área del Mamoré, donde predominan las facies pelíticas de esta secuencia (Figura 67).

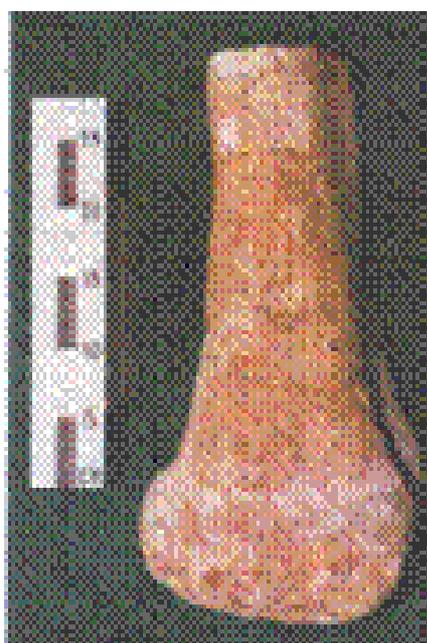
Aguilera y Salas (1989) notan también esta disminución hacia el oeste que la atribuyen al mayor efecto de la discordancia preterciaria en ese sentido.



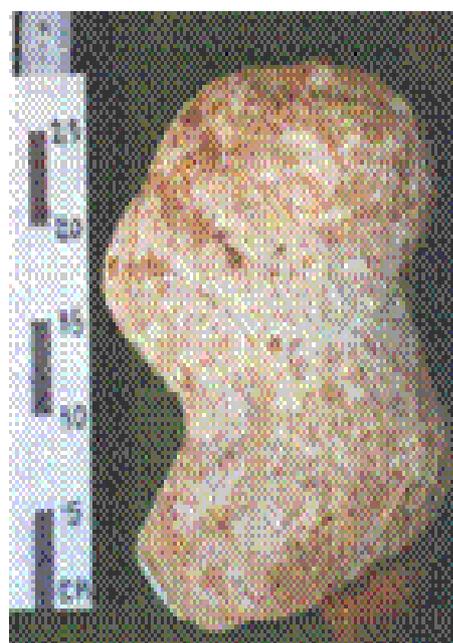
a) Vista anterior



b) Vista posterior



c) Vista lateral derecho



d) Vista distal

Figura 63. a-d) Ejemplares de cf. *Saltasaurus* sp (familia Titanosauridae, infraorden Sauropoda), terminación distal de un fémur derecho (Gutiérrez, y Marshall, 1994).

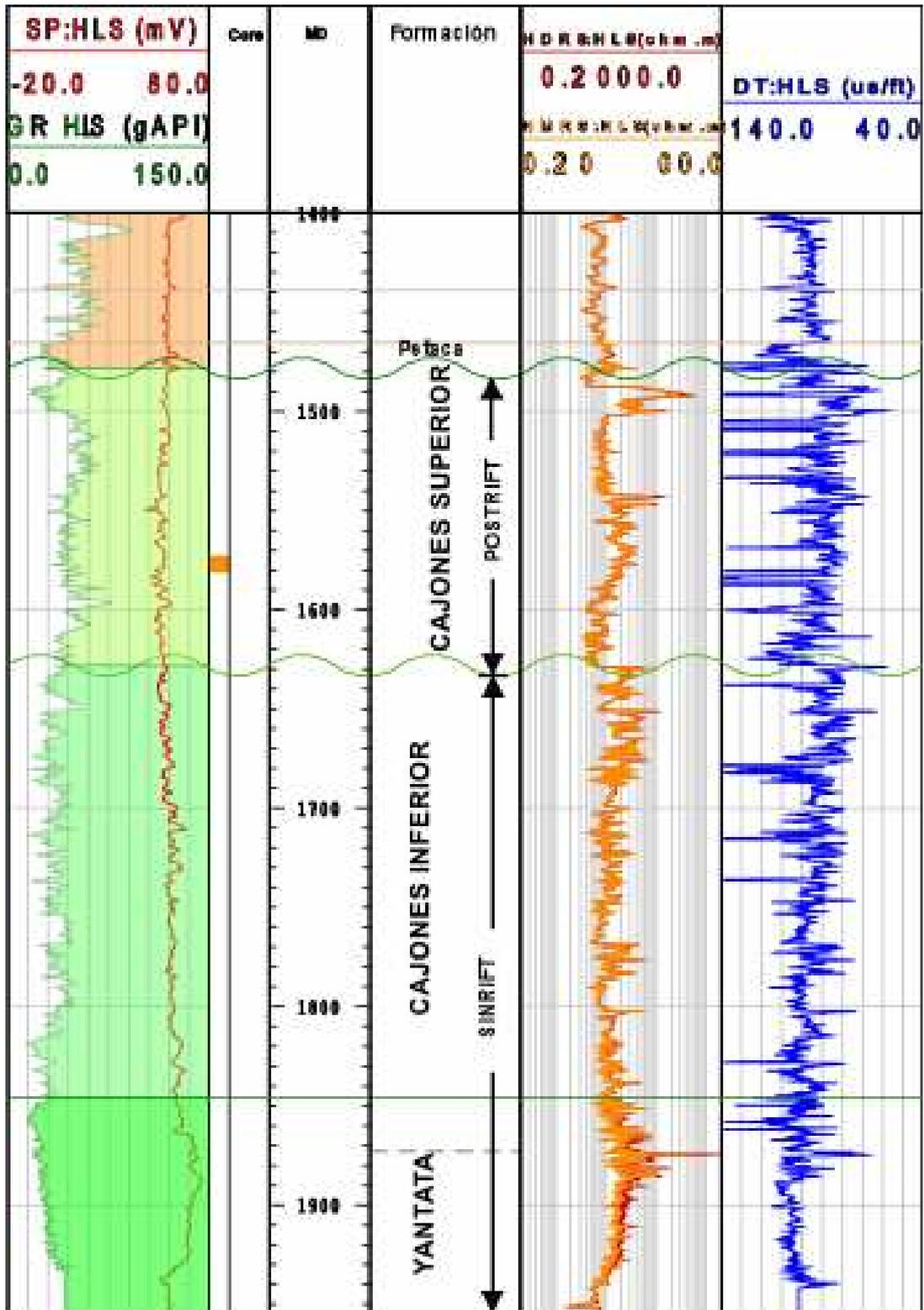


Figura 64. Esquema del pozo RGD- 67 donde se observa la diferencia entre los depósitos de *sinrift* y *postrift* de la de la Formación Cajones.

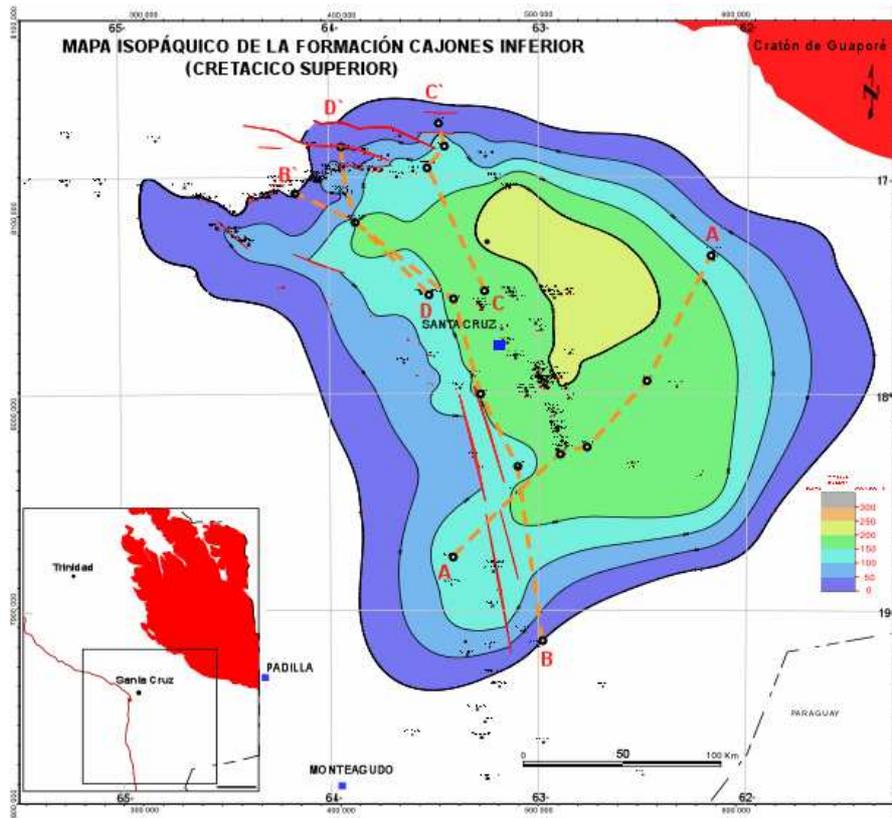


Figura 65. Mapa isopáquico del miembro inferior de la Formación Cajones.

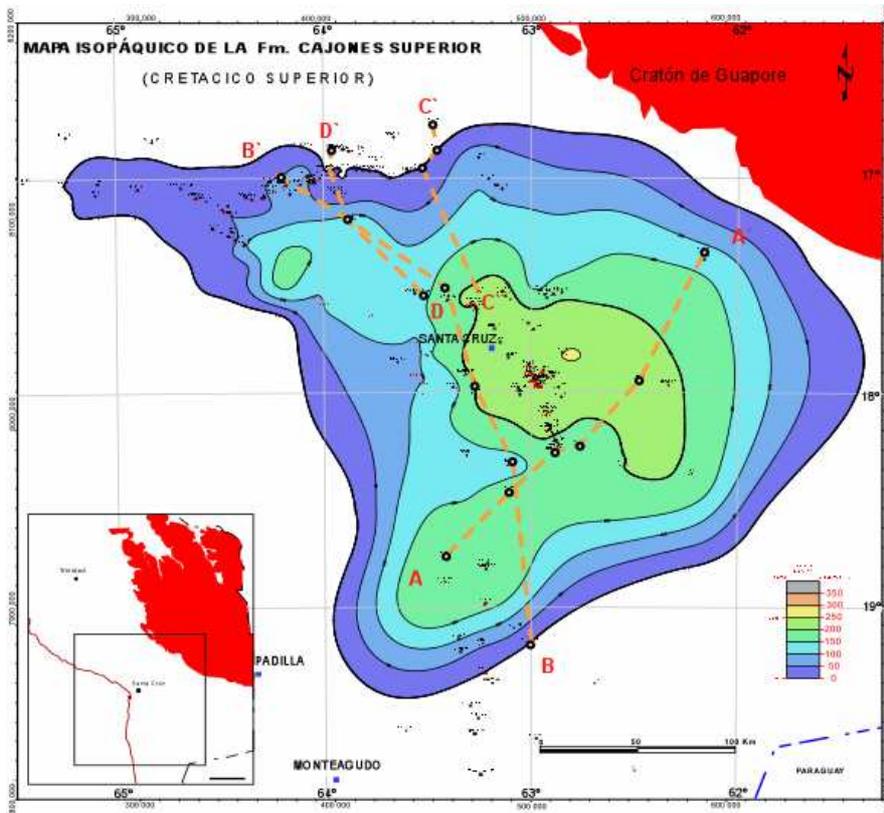


Figura 66. Mapa isopáquico del miembro superior de la Formación Cajones.

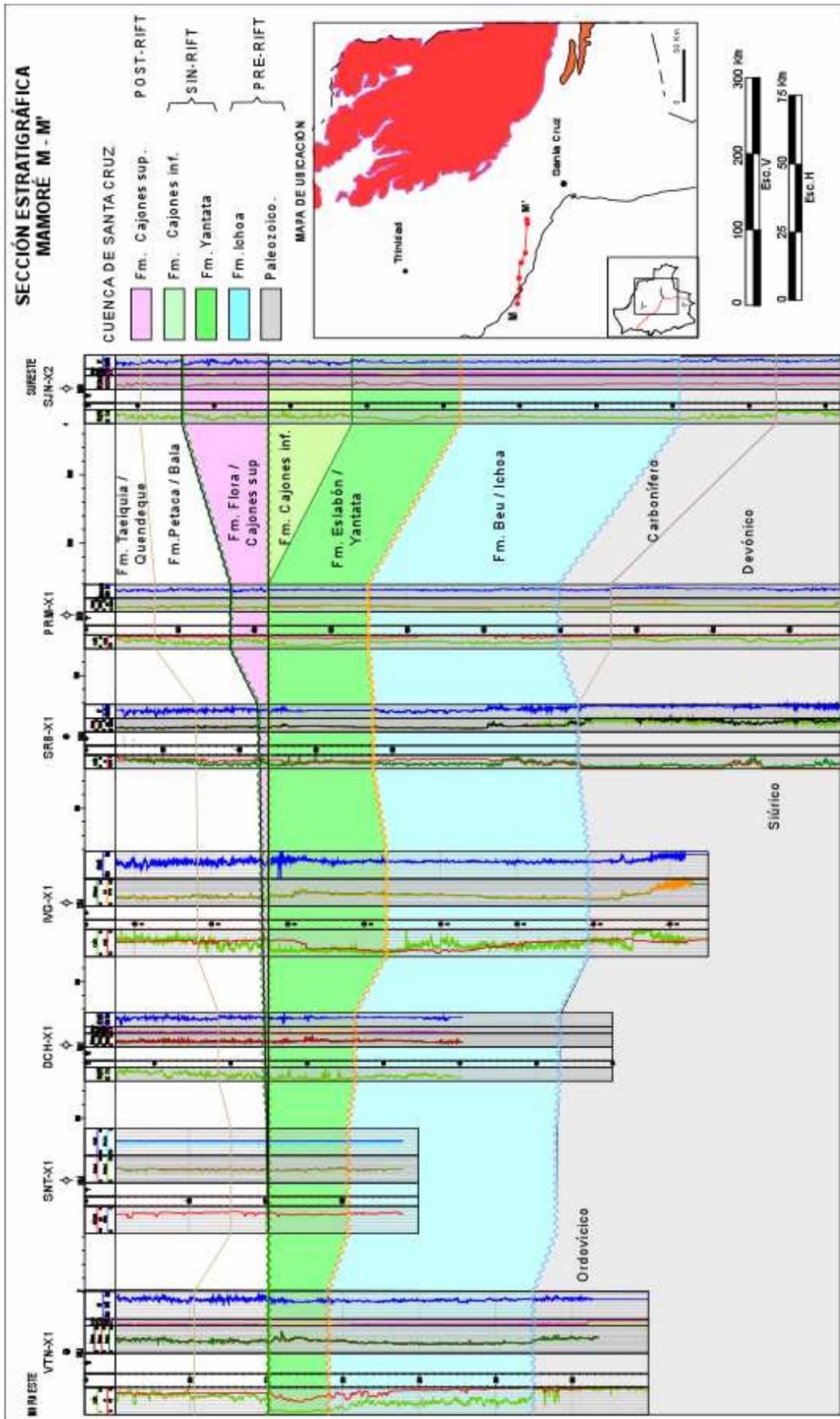


Figura 67. Sección estratigráfica de la cuenca de Santa Cruz en el área de Mamoré. La erosión pre-terciaria afecta a la secuencia superior de la Fm. Cajones. La secuencia de sinrift de la Fm. Cajones Inferior se erosiona en parte por la discontancia post-ruptura.

En el área de la Angostura cercana al depocentro de la cuenca, se observa el predominio de las facies limosas hacia el extremo de la secuencia superior y la secuencia finaliza con facies pelíticas que están en partes cubiertas en el afloramiento y luego se distinguen los niveles conglomerádicos de la Formación Petaca del Terciario (Figura 68).



Figura 68. Sección superior de la Formación Cajones en el Puente colgante sobre el río Piray. A pocos metros hacia la izquierda se hallan los conglomerados basales de la Formación Petaca.

Otra característica muy común que se ha observado tanto en los afloramientos como en testigos de coronas de la secuencia superior de la Formación Cajones, son los colores moteados, rojizos blanquecinos y verdosos (Figura 69).



Figura 69. Colores moteados rojizos y verdosos en estratos de la Formación Cajones en el río Elvira.

3.2.4. *Correlación estratigráfica regional de la cuenca de Santa Cruz*

Las características de las secuencias del Mesozoico en perfiles de subsuelo y su relación con las unidades infrayacentes y suprayacentes, se observan en la sección regional norte-sur de la cuenca de Santa Cruz (Figura 70), donde las secuencias de sinrift se depositan en discordancia sobre la Formación Ichoa.

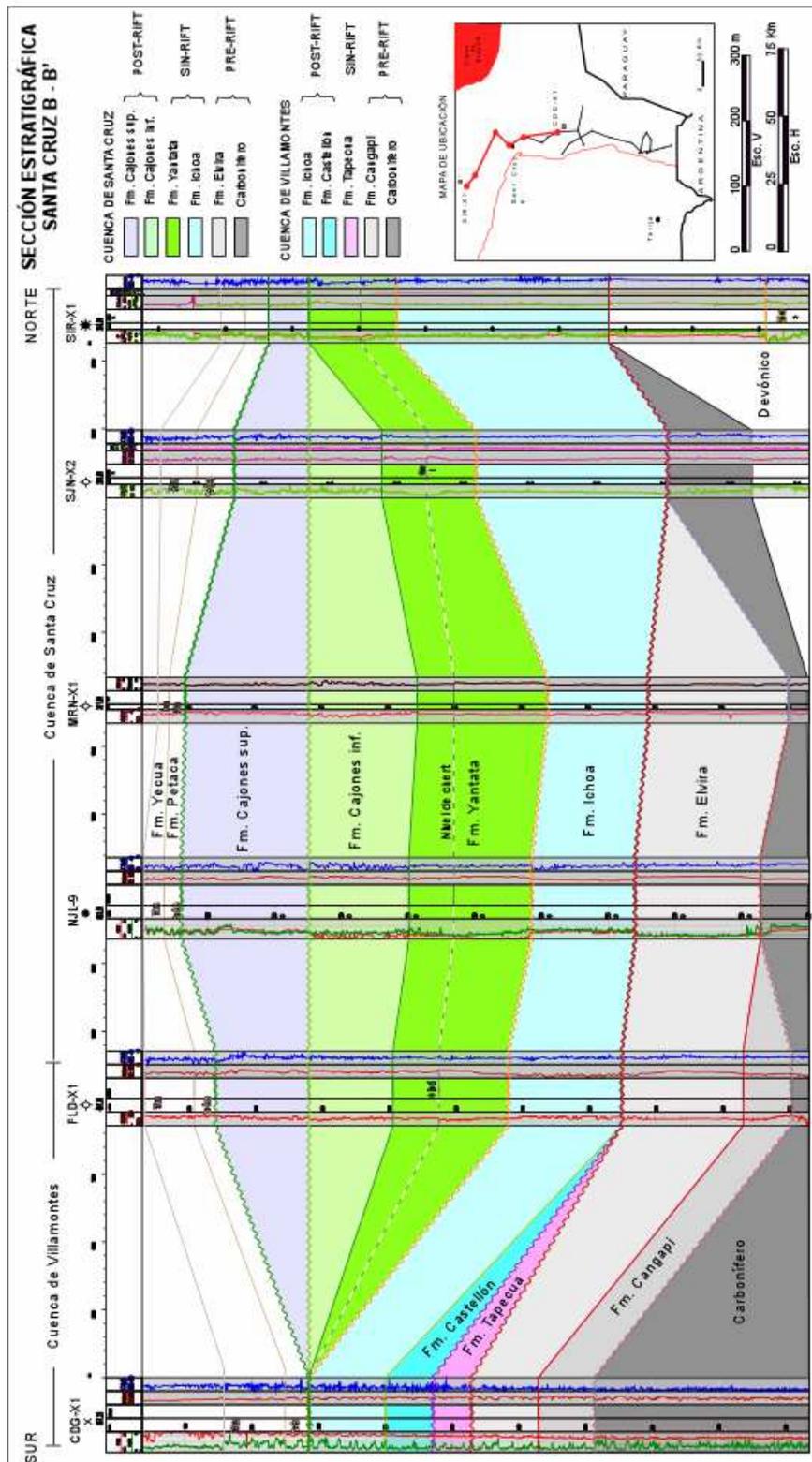


Figura 70. Sección estratigráfica de la cuenca cretácica de Santa Cruz. En el extremo sur de la correlación, el pozo Carandaigua-x1 documenta las unidades jurásicas de la cuenca de Villamontes. Entre las secuencias de preñift se observa el acúmulo de la Formación Cangapi y el desarrollo de la secuencia superior permo-carbonífera de la Formación Elvira, y el aumento de espesor de la Formación Ichoa hacia norte.

3.3. Cuenca cretácica del Beni

Las unidades asociadas a este proceso de rift del Subandino Norte y coetáneo al ocurrido en la cuenca de Santa Cruz durante el Mesozoico, tienen importancia también desde el punto de vista petrolero.

La secuencia mesozoica que comprende al Subandino Norte comienza con los depósitos de prerift correspondientes a la Formación Beu.

Las secuencias de sinrift están representadas por la Formación Eslabón y la etapa de enfriamiento térmico estaría marcada por los depósitos de la Formación Flora que están erosionados en parte de la secuencia en algunos sectores y en otros totalmente por la discordancia preterciaria (Figura 71).

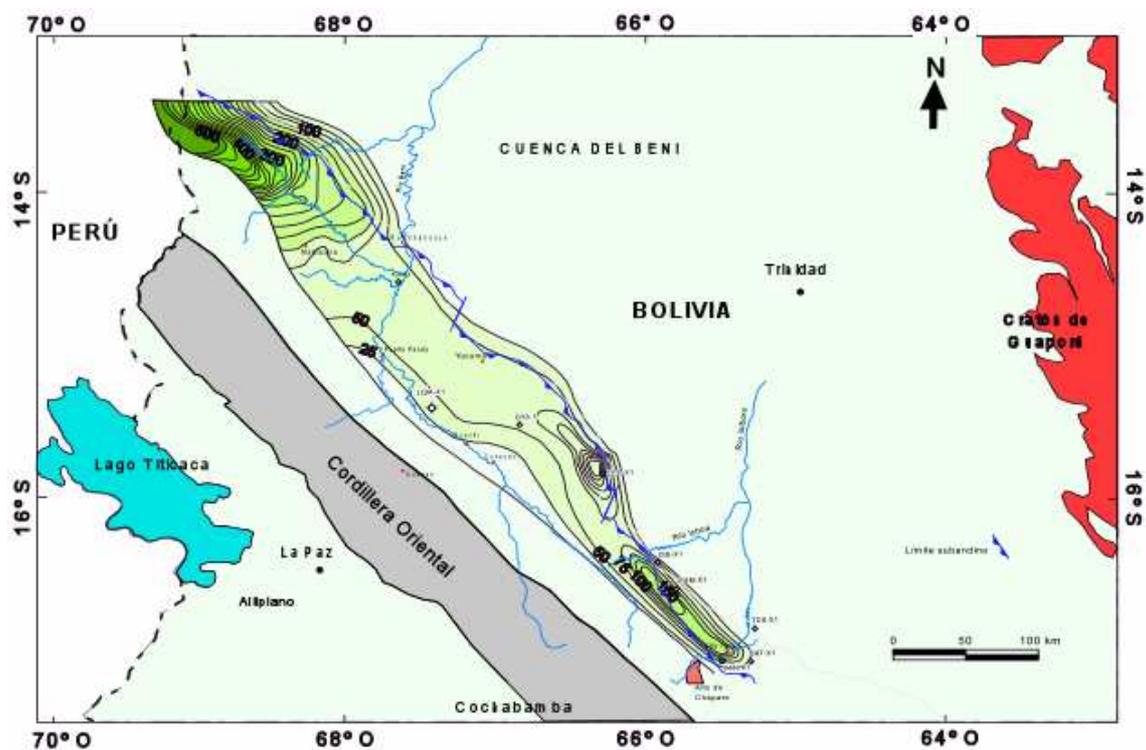


Figura 71. Mapa isopáquico de las secuencias cretácicas correspondientes a las Formaciones Eslabón y Flora de la cuenca del Beni en el Subandino Norte.

3.3.1. Secuencias de Prerift

FORMACIÓN BEU

Nombre y localidad tipo

Esta unidad ha sido establecida por Schlagintweit (1939) quien la describió como “una serie muy potente de areniscas de bancos muy gruesos o areniscas macizas, perdiéndose completamente la estratificación. Hay también estratificación entrecruzada. Una característica de este piso la que comparte con otras areniscas macizas, es la ya

mencionada segregación en lajas, independientes de la estratificación, resultando por el deslizamiento muchas veces entrantes y cuevas. Las Areniscas de Beu tienden a formar paredones altos, lisos. El color predominante es colorado pero es a menudo solamente un color superficial, siendo la roca interior amarillenta o blanquecina. Las concentraciones de sílice (córnea) observadas en el Cerro Pelado no las he visto en otros lugares. Rodados si existen son ciertamente muy escasos. Intercalaciones de arcillas, coloradas y gris-verdosas son escasas y delgadas, se encuentran preferentemente en la parte más inferior y más superior.”

Distribución

El registro del Mesozoico en el Subandino Norte comienza con la Formación Beu compuesta por lo menos por dos secuencias que en conjunto alcanzan más de 700 m de areniscas predominantemente fluviales en la secuencia inferior y eólico-fluvial en la secuencia superior (Figura 72).

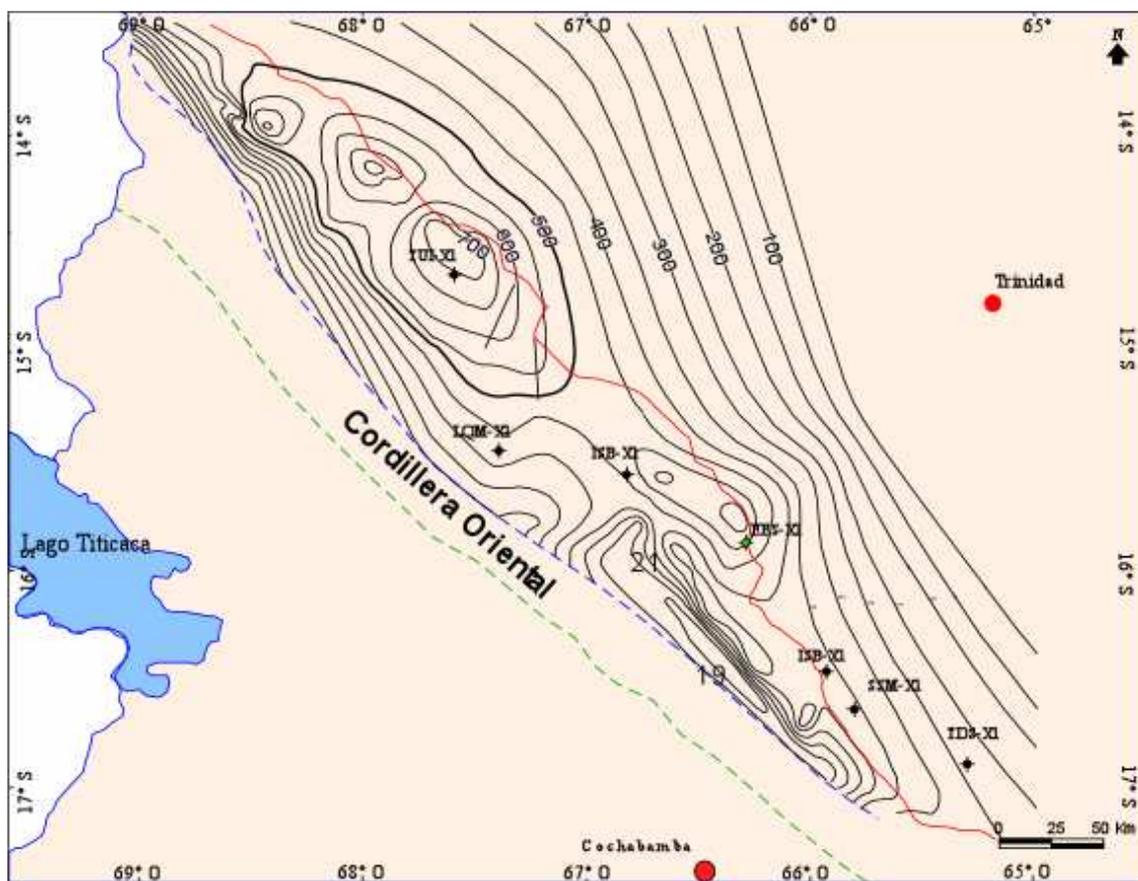


Figura 72. Mapa isopáquico de la Formación Beu del Subandino Norte.

La localidad tipo es la encañada de Beu, donde el río Beni corta el cordón o serranía de Beu. Sin embargo, un desarrollo similar de las Areniscas de Beu hay en todas las encañadas del río Beni (Figura 73) entre el río Quendeque y la localidad Rurrenabaque.

se observa una continuidad perfecta de la laminación respecto a las areniscas infrayacentes, es decir, los 1.15 m superiores presentan un reemplazo del carbonato de calcio primario (cemento) por sílice sin que tal cambio haya afectado a la fábrica primaria de la roca (López Murillo, 1973).

Secciones delgadas obtenidas de testigos laterales a diferentes profundidades en el pozo EES-X1 describen rocas con alta madurez textural y mineralógica (Zubieta Rossetti y Limachi, 2003). Se identifican subfeldesarenitas compuestas por 73 a 78 % de clastos, correspondiendo el cuarzo al 90% y los feldespatos más líticos alcanzan al 10 %. Contiene cemento arcilloso y calcáreo variable entre el 2 % y 8 %.

En la secuencia del Beu Inferior se interpretan delgados bancos con minerales arcillosos pseudo glauconíticos, Parte de estos depósitos podrían haberse depositado en condiciones predominantemente fluviales, con escaso desarrollo de llanuras de inundación.

Edad

Equivalente a la Formación Ichoa del Subandino Sur. La edad de la Formación Beu ha cambiado bastante desde que la formación se definió por primera vez. Para Schlagintweit (1939) era permo-carbonífera, para Canedo Reyes (1947) era mesozoica, así como para Harrington (1926), quien la llamó "*Wall Sandstone*" (Arenisca de los Paredones). La parte media de la Formación Beu presenta marcadas estratificaciones cruzadas de tipo eólico. Entre otros geólogos Díaz (1956), correlacionó a la Formación Beu con el Grupo Tacurú, asignándole una edad cretácica superior. En cambio, Oller y Sempere (1990) y Oller (1992) le asignan una edad triásica superior-jurásica.

No se conocen fósiles de esta unidad. Teniendo en cuenta la reciente datación Ar-Ar del Basalto Entre Ríos realizada en esta tesis, que brindó una edad jurásica inferior alta (Toarciense), quedaría descartada la edad triásica superior propuesta por Oller y Sempere (1990) y Oller (1992) para la secuencia superior de la Formación Beu.

Sobre la base de correlaciones estratigráficas se le asigna a la Formación Beu una edad jurásica. Esta unidad tiene como equivalente estratigráfico lateral a la Formación Ichoa de amplio desarrollo en el Subandino Centro y Sur. Por debajo de ésta formación se identifican en el área sur, las Formaciones Tapehua y Castellón, que tienen una edad asignada en este trabajo por dataciones en trazas de fisión en circones al Jurásico Medio.

Depósitos fluviales y eólicos de la Formación Sayari se desarrollan en la zona andina en la parte oriental del departamento de Cochabamba a los 18° de latitud sur. Esta formación tenía asignada una edad triásica. Para la secuencia inferior de la Formación Beu la información aportada por el pozo Eva Eva Sur-X1 permite sugerir la correlación de estas unidades identificadas en la zona de Cochabamba con la secuencia basal identificada en la parte inferior del pozo, por lo que podrían también tener una edad jurásica.

3.3.2. *Secuencias de Sinrift*

FORMACIÓN ESLABÓN

Nombre y localidad tipo

La serie mesozoica del noroeste boliviano está compuesta por un paquete de areniscas de color rojo, amarillo y blanco, con una banda central de areniscas ligeramente calcáreas o con concreciones calcáreas. Esta banda central de areniscas calcáreas es la que constituye la Formación Eslabón. Esta formación y el contacto entre los depósitos paleozoicos y mesozoicos, constituyen los mejores horizontes guías de la región (Canedo Reyes, 1943).

Sin embargo, el uso de la denominación Formación Eslabón tuvo diferentes interpretaciones. Así, López Murillo (1967), Vargas y Mariaca (1967), entre otros consideraron a la Formación Eslabón como la base del Terciario. En cambio autores como Oller (1986) y Beccar y Toledo (1990) circunscriben la Formación Eslabón al noroeste del Subandino Norte, y dan a conocer dataciones del Cretácico superior para esta formación.

Distribución

Su mayor desarrollo se encuentra en la cuesta del flanco oriental del cerro Pelado, sobre el camino Huachi-San Borja. Su menor desarrollo se encuentra en el río Tequeje y en la desembocadura de los ríos Santa Cruz y Santa Lucía. Caracterizan también esta formación, la presencia de lentes irregulares de conglomerados calcáreos con córnea, como puede observarse en la confluencia de los citados ríos Santa Clara y Santa Lucía, con el Tequeje. La parte terminal de los dos ríos afluentes, corre a lo largo de los afloramientos de la Formación Eslabón. En la serranía de Marimonos, sobre el camino Huachi-San Borja, esta formación constituye la cresta o tope superior de la sierra. Las areniscas de Yarenda de Schlagintweit (1939) que afloran en la margen izquierda del río Manique en el lugar denominado Yarenda, son parte de las areniscas calcáreas de esta formación. Sobre el camino Tumupasa-Apolo, se las encuentra típicamente desarrolladas en el flanco occidental del anticlinal de Uchupiamonas y en ambos flancos del anticlinal del Huayna Tunari. La cumbre del cerro Viejo Tunari, al oeste del Huayna Tunari, está formada por areniscas rojo violetas con concreciones calcáreas. En el anticlinal de Peril Negri, en la cumbre denominada Eslabón, aflora esta formación con un paquete de areniscas blancas, no muy duras y muy ligeramente calcáreas (Canedo Reyes, 1943).

Características litológicas y ambiente de depositación

La Formación Eslabón está compuesta de areniscas blancas, amarillas, rojizas, y violetas con concreciones calcáreas e inclusiones de sílice amorfa de color rojo, blanco y chocolate claro, que en conjunto tienen de 20 a 200 m de espesor. La abundante existencia de chert, y las concreciones calcáreas de estos sedimentos, constituyen las características diferenciales que permiten calificarlos de horizonte guía.

Esta formación presenta en la parte inferior un nivel basal silicificado que corresponde a un paleosuelo, al que continúan areniscas conglomerádicas rosadas y nodulosas y areniscas limosas con clastos flotantes y niveles nodulosos. Hacia el tope se desarrollan potentes paquetes de pelitas gris oscuro a violáceos, con niveles fosilíferos y delgadas intercalaciones de areniscas con concreciones piritosas, conteniendo huesos y dientes de peces.

Está compuesta principalmente por areniscas de color gris, amarillento, rojizo y violáceo; tienen grano medio a grueso, clastos subredondeados a subangulares con pobre selección y cemento calcáreo. Con frecuencia se describen fragmentos angulosos de chert de colores gris, marrón y marrón verdoso, que tienen fractura concoidea y son muy duros. Las intercalaciones de arcilitas son en general de color gris verdoso a marrón.

Sobre el anticlinal de Peril Negri en la cumbre denominada Eslabón Beccar y Toledo (1990) describen areniscas blancas amarillas, rojizas y violetas, con concreciones calcáreas e inclusiones de cornea de color rojo, blanco y chocolate claro. Posteriormente se produce una confusión en su uso, denominándose en algunos casos Formación Eslabón a las silcretas nodulosas del tope del Beu o a la base conglomerádica de la Formación Bala, como fuera realizado por Oller (1984), quien amplía su extensión incluso hasta el área de Oromono. En esta tesis se asume que la Formación Eslabón tiene restringida su distribución geográfica al extremo noroeste del área y se redefine su rango vertical a las sedimentitas ubicadas entre las areniscas típicas de la Formación Beu y las sedimentitas abigarradas de la Formación Flora, señalando su localidad tipo en el sinclinal Flora, sobre el río homónimo. De este modo se redefine a la formación compuesta por areniscas conglomerádicas rosadas, areniscas nodulosas, grises, areniscas limosas violáceas y grisáceas con clastos flotantes asociados a decoloraciones y niveles nodulosos de calcita y potentes paquetes pelíticos grises oscuros a violáceos, con niveles fosilíferos y delgadas intercalaciones de areniscas con concreciones piritosas y tapices de huesos y dientes.

Descansa en paraconformidad sobre los niveles nodulosos del Beu, con espesores que oscilan entre 56 m (Río Eslabón) y 194 m (Río Yanamayu) y su tope es de conformidad con la suprayacente Formación Flora. Sus afloramientos fueron medidos en las secciones de los ríos Flora, Yanamayu, Tequeje, Eslabón y Alto Tuichi, y observados sobre el río Liñavijaja (Serranía de Caquahuaca). En los ríos Flora y Yanamaju presenta su desarrollo más característico y su máximo espesor, siendo posible dividirla en tres miembros Oller (1984). Sus cambios faciales laterales son notables aunque persisten las facies de areniscas grises, rosadas y rosado violácea así como las pelitas grises, verdes y violáceas. La presencia de cemento calcáreo es notable y las estructuras de acumulación tales como los nódulos y muñecos calcáreos son abundantes. Ocasionalmente se observan restos de vegetales y acumulaciones carbonosas (Río Tequeje). Se extiende sobre casi toda el área estudiada llegando hacia el sudeste, hasta la zona de transferencia tectónica del lago Santa Rosa con facies distales en el río Eslabón; hacia el sudoeste llega hasta la Serranía del Colorado y hacia el nordeste hasta la Serranía de Caquahuaca, en facies de depocentro a la altura del río Liñavijaja y en facies distales en el área del río Tequeje. Secuencialmente se trata de una secuencia globalmente grano y estratocreciente con dos subciclos (E1 y E2), siendo el primero de mayor energía que el segundo. Ambientalmente se trata de un desarrollo

sedimentario continental fluvio-lacustre, eventualmente palustre y fluvio deltaico bajo condiciones climáticas fundamentalmente cálidas áridas y semiáridas, hecho que explicaría la profusa presencia de paleosuelos en diverso grado de desarrollo. El evento lacustre (paráfico) registrado tiene posibilidades de buena roca madre. Las fuentes de aporte del material son fundamentalmente de rocas sedimentarias con mucho aporte de granos eólicos provenientes de la Formación Beu y con un aporte secundario derivado de rocas plutónicas con clastos de microclino y cuarzo policristalino poligonizado. Petrográficamente se trata de areniscas cuarzosas con cemento calcáreo y *wackes* cuarzosos, con un índice de energía que oscila entre muy fuerte y moderado.

El espesor de esta unidad varía entre 56 m en el río Eslabón, 194 m en el río Yanamayu, 75 m en el río Sillana y 75 metros en río Santa Lucía. Sus cambios litológicos faciales son notables aunque persisten facies de areniscas grises y rosadas y los bancos de pelitas multicolores. Se describen estructuras de acumulación como nódulos y muñecos calcáreos, ocasionalmente se observan restos de vegetales y acumulaciones carbonosas en el río Tequeje.

La presencia de chert es una característica distintiva asociada a ésta unidad; en afloramientos se describe en la parte basal de la secuencia, depósitos silicificados, interpretados como un *hardground*, nivel de estabilidad en la sedimentación que representa un horizonte guía regional.

La microfauna conocida para esta unidad y la suma de las características arriba mencionadas sugiere un ambiente marino somero o influenciado por un ambiente de *lagoon*, consideración que está relacionada a la presencia de fósiles marinos. La parte superior de la secuencia correspondería a un ambiente continental, consistente en areniscas fluviales inmaduras.

Edad

Su edad está definida como cretácica superior (campaniana?) por Total Bolivia (1975) en base a análisis de microflora y como maastrichtiana por los geólogos de YPFB (Oller, 1984) en base al fósil *Gasteroelupea branisai*. En el muestreo realizado sólo se consigna un dato palinológico que da Cretácico ind. sobre el río Tequeje asumiéndose por lo tanto la edad maastrichtiana propuesta para esta formación (Beccar y Toledo, 1990).

3.3.3. Secuencias de Postrift

FORMACIÓN FLORA

Nombre y localidad tipo

Esta unidad fue definida por Perry (1963) sobre el río homónimo en el flanco sudoeste del sinclinal de Yanamayu en un sentido más amplio que el actual ya que involucraba a la Formación Eslabón; por lo tanto se utiliza esta unidad de manera más restringida que su definición original (Oller, 1984) para referirse a las arcillas y margas abigarradas con delgadas intercalaciones calcáreas que sobreyacen a la Formación

Eslabón e infrayacen a las areniscas de la Formación Bala, teniendo como lugar tipo el flanco sur del sinclinal Flora sobre el río del mismo nombre.

Distribución

Su base es concordante y está definida por una clara discontinuidad litológica; su espesor alcanza a 92 m y su contacto superior con la Formación Bala no pudo ser observado por encontrarse cubierto con sedimentos recientes. Esta formación así definida ha sido observada a lo largo del río Flora desde la Serranía de Colorado hasta la Serranía de Uchupiamonas. Sobre el río Yanamayu la formación está aparentemente cubierta lo mismo que en el río Liñavijaja donde sólo se observa la Formación Eslabón. Sus afloramientos son geográficamente más restringidos y se localizan básicamente al noroeste del río Tuichi sobre una faja entre Caquahuaca y la Serranía de Colorado (Beccar y Toledo, 1990).

Los espesores medidos para esta unidad en la parte noroeste del área de estudio varían entre 50 y 130 metros. En la serranía de Eva Eva tiene un espesor de 150 m y está conformada por arcilitas y limolitas de color marrón rojizo, verdoso, rojo púrpura, localmente calcáreas; intercalan paquetes de areniscas arcillosas de color verde grisáceo a amarillento moderado; son consolidadas, de grano fino a muy fino y algo micáceas (Vargas, 1966).

Características litológicas y ambiente de depositación

Litológicamente se inicia con uno o dos bancos de areniscas cuarzo feldespáticas blanco-amarillentas de base acanalada, de unos 3 a 6 m, a los que continúan margas grises y verdes con delgadas intercalaciones lenticulares decimétricas de *mudstones* y *wackstones* oolíticos con tapices bioclásticos y escasos niveles de estromatolitos del tipo LLH y SH. Siguen luego limos calcáreos gris oliva y finalmente margas rojo parduscas y pardo rojizas, constituyendo por lo tanto una neta secuencia calcárea (Beccar y Toledo, 1990).

Las intercalaciones de areniscas son de color gris claro a verdoso, de cuarzo translúcido, de grano fino a muy fino, subredondeado a angular. Presentan selección pobre, escasa matriz arcillosa y son moderadamente friables. Se describen nódulos calcáreos e inclusiones micáceas.

Secuencialmente se trata de una secuencia globalmente negativa (F) que involucra tres secuencias menores, la primera de las cuales es transgresiva y las otras dos de carácter regresivo. Desde el punto de vista ambiental es aventurado asignarle un carácter marino o en su defecto un carácter continental a esta cuenca, ya que no se cuentan hasta el momento de elementos diagnósticos claros y definitivos. La presencia de estromatolitos LLH y SH en la secuencia F1 habla de ambientes litorales protegidos y de llanuras de fangos con débil a moderada agitación de las aguas. Más arriba en la columna, el ambiente se hace un poco más profundo (máximo de la profundización) aunque manteniendo su carácter somero general, sin brindar evidencias acerca del carácter marino o continental neto del medio (Beccar y Toledo, 1990).

En la secuencia que se describe sobre el río Flora, el espesor neto de la secuencia pelítica es de 7 m; por encima se desarrolla una rápida alternancia de pelitas y areniscas que aumentan el tamaño de grano hacia arriba. Estas descripciones combinadas con la información regional, sugiere para esta secuencia un ambiente de barras de punta, canales distributarios y areniscas de línea de costa, interestratificadas con bahías, marismas y depósitos asociados a planicies de delta.

Con frecuencia se observa en afloramientos la presencia de cristales de pirita, diseminada en los cuerpos de areniscas. Esto indicaría ambientes restringidos, que favorecerían interpretar una influencia de un ambiente marino somero en los sedimentos de la Formación Flora. Las bacterias producen comúnmente una reducción de sulfatos presente en aguas marinas y dan lugar a la concentración de sulfuros como el observado en esta unidad.

El ambiente de la parte basal de esta unidad está caracterizado por areniscas y carbonatos con foraminíferos asociados a un mar cuya transgresión se produce del noroeste de la zona de estudio si se considera la conexión propuesta por Gayet et al. (1993) con el mar abierto en la región de Venezuela.

La parte superior de la formación tiene mayor influencia terrestre y consiste en areniscas calcáreas de color rojizo y limolitas gris claro, depositadas en un ambiente de albúferas. La distribución actual de esta secuencia está reducida por efecto erosivo de la discordancia pre-terciaria.

Basado en la litología y la determinación de un diente de pez, se postula para la Formación Flora un ambiente predominantemente marino, cerca de la costa o un ambiente de aguas salobres. La presencia de carófitas indicaría la proximidad de agua fresca, con depósitos alternantes de origen marino (Perry, 1962).

Los niveles fosilíferos de esta unidad contienen abundante fauna, mencionamos entre los más importantes a *Gasteroclupea branisai* Signeaux, *Pucapristis branisai* Shaeffer, dientes de *Rhombodus*, ostrácodos y gasterópodos. Se determinaron varias especies de carófitas, incluyendo *Tectochara compressa*, y además un diente de pez *Onchopristis sp.*, datado como Cretácico Superior.

Edad

Los fósiles guías de esta formación *Gasteroclupea branisai* Signeaux y *Pucapristis branisai* Shaeffer, encontrados por otros autores, tampoco dan elementos definitivos al respecto y los abundantes gasterópodos encontrados al tope de F2, al igual que los pelecípodos pueden ser aparentemente lacustres. Es por estas razones que se define al medio de deposición como carbonático restringido somero, geográficamente muy localizado esencialmente intracontinental y eventualmente parálico? en el momento de máxima profundización. Se desarrolla en condiciones climáticas áridas a semiáridas con un incremento de la humedad en el tramo superior rojo. Su edad es maastrichtiana en base a los fósiles nombrados anteriormente siendo por tanto correlacionable con las Formaciones Molino y Cajones siguiendo a Beccar y Toledo (1990).

Esta formación ha sido tradicionalmente asignada al Cenomaniano Superior y Maastrichtiano, sobre la base de la presencia de un pez tipo *Gasteroclupea branisai*. Sin embargo análisis palinológicos presentados por Shell (1984) le asignaron una edad eocena media o más joven. Por otra parte dataciones realizadas por G. Dolby (en Cassa y Raedeke, 1991) hacen referencia al palinomorfo *Pediastrus palaeogenites* y granos de polen de *Periporate* sp. que le asigna una edad no más vieja que el Turoniano; sin embargo *Afropollis* sp. sugiere una influencia de cenomaniana.

3.3.4. *Correlación estratigráfica regional de la cuenca del Beni*

Las características de las secuencias del Mesozoico en perfiles de subsuelo y su relación con las unidades infrayacentes y suprayacentes, se observan en la sección regional noroeste-sureste de la cuenca del Beni (Figura 74), donde las secuencias de *sinrift* se depositan en discordancia sobre la Formación Beu de edad asignada al Jurásico por correlaciones y equivalencias litoestratigráficas con las formaciones Ichoa y Sayari.

En la correlación de la Figura 74, se han integrado los pozos exploratorios que han alcanzado estas unidades en una sección longitudinal a la cuenca del Beni, de noroeste a sudeste hasta la intersección con el área del Mamoré, integrada por los pozos YARIAPO-X1, TUICHI-X1, EVA EVA SUR-X1 y VILLA TUNARI-X1.

En los pozos YARIAPO-X1 y TUICHI-X1, la secuencia mesozoica está integrada por las secuencias de *prerift* de la Formación Beu, y la secuencia cretácica de la Formación Eslabón correspondiente a las facies de *sinrift* de la cuenca del Beni, afectada por la discordancia erosiva pre-Terciaria, suprayacen a la misma las secuencias cenozoicas integradas por las formaciones Bala, equivalente a la Formación Petaca y la Formación Quendeque.

La ausencia de la Formación Flora correspondiente a la etapa de subsidencia térmica se debe a la erosión vinculada a los eventos tectónicos asociados a la orogenia andina. Esta ausencia en las distintas columnas analizadas y los afloramientos esporádicos es una característica frecuente relacionada a esta unidad en toda la cuenca del Beni.

La disminución de espesor observada en la secuencia de la Formación Eslabón en los pozos mencionados, podría corresponder a los mismos procesos erosivos o estar relacionada a las fallas extensionales observadas en el Subandino Centro y Sur vinculadas a los procesos sintectónicos de la etapa de *rift*.

En el pozo EVA EVA SUR-X1, ubicado en el centro de la correlación de la Figura 74, se observan las secuencias de *sinrift* y *sag* de la cuenca cretácica con un espesor más representativo de las facies de enfriamiento térmico correspondientes a la Formación Flora.

En el Pozo VILLA TUNARI-X1, ubicado en la intersección entre la región del Chapare y la región del Mamoré, las facies de *sag* vuelven a desaparecer siendo afectadas por los procesos erosivos pre-terciarios observados en la mayoría de los pozos de esta región.

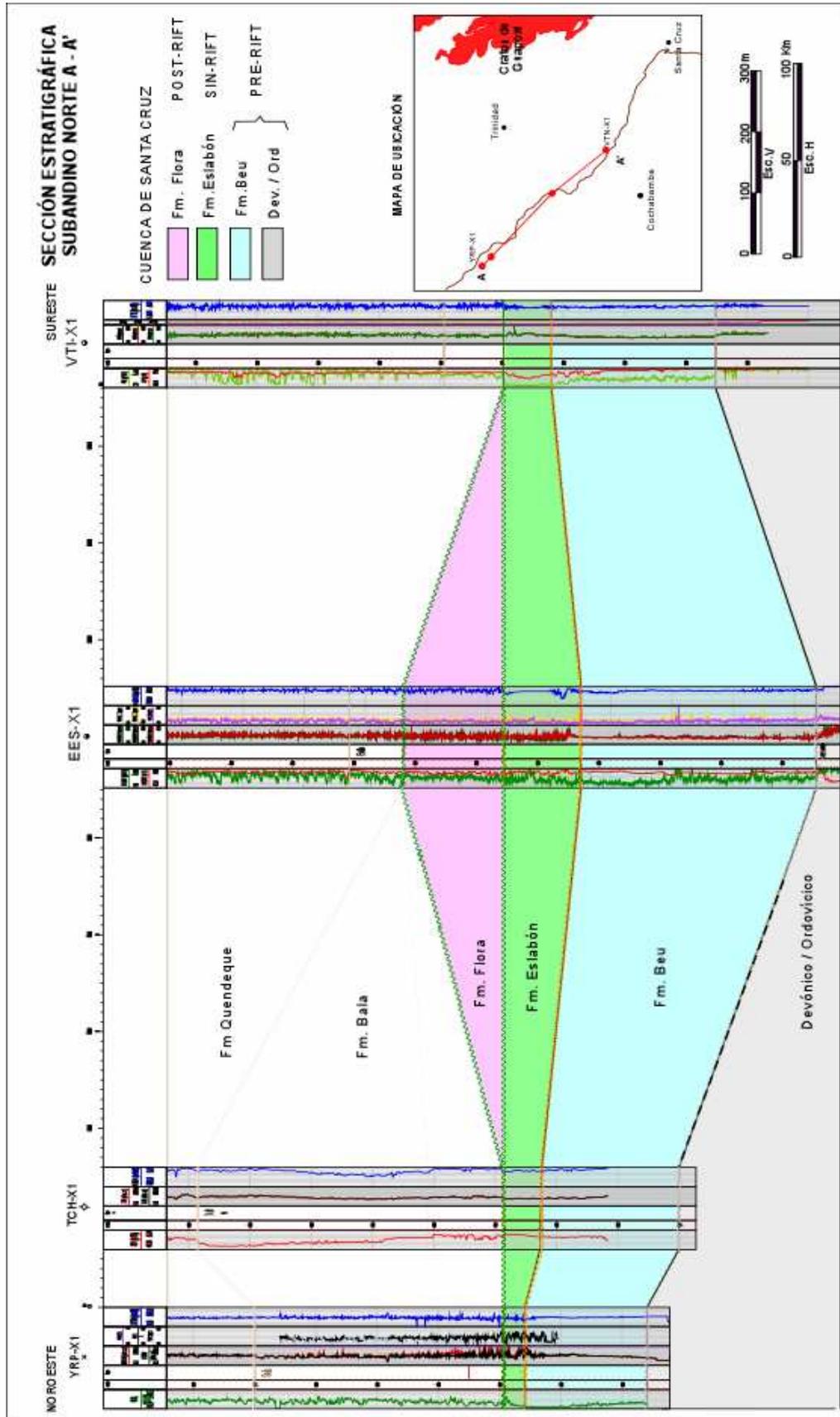


Figura 74. Sección estratigráfica regional del Subandino Norte. La serie mesozoica esta constituida por la secuencia jurásica de la Formación Beu (pre-rift), y las formaciones cretácicas Eslabón y Flora que constituyen los equivalentes de sinrift y sag de las unidades cretácicas de la cuenca de Santa Cruz

4. LA CUENCA MESOZOICA

Introducción

Para definir el ambiente de formación de los depósitos de la cuenca mesozoica del Subandino Boliviano de acuerdo a las observaciones e interpretación realizadas en este estudio, no existe en la nomenclatura vigente una definición que se ajuste a su evolución tectosedimentaria.

Para su comprensión es necesario utilizar la cronología de las propuestas más utilizadas y reconocidas hasta el presente sobre la base de los estudios de López Pugliesi (1995) y Sempere (2003), que se analizarán a continuación.

Padula y Reyes (1958) denominaron Formación Tacurú a los sedimentos limitados entre el Basalto Entre Ríos por la base y el miembro Petaca de los estratos del Grupo Chaco.

López Pugliesi (1971), en base a los trabajos de la Comisión Geológica N° 1, presentó a consideración del primer Cónclave Estratigráfico de YPFB la denominación de Grupo Tacurú al intervalo estratigráfico ocupado por la Formación Tacurú y dar rango de formación a cada uno de sus miembros incluyendo a los miembros de la Formación Surutú de BOGOC (Bolivian Gulf Oil Company). Queda así constituido el Grupo Tacurú por las Formaciones Tapequa, Castellón, Ichoa y Yantata.

López Murillo y López Pugliesi (1975) han establecido que el Grupo Tacurú ocupa una posición en secuencia entre el Basalto Entre Ríos por la base y la discordancia pre-terciaria en su límite superior. Se reconoce que su base se apoya discordantemente en el Basalto Entre Ríos y las Formaciones San Diego, Ipaguazu, Vitiacua y Cangapi, así como en diferentes niveles de las sedimentitas pérmicas y carboníferas, e incluso del Devónico. Su techo es biselado por la Formaciones Cajones y Eslabón-Flora en el área de Santa Cruz y Subandino Norte (La Paz) y por la discordancia pre-terciaria. Suprayacen al Grupo Tacurú las Formaciones Petaca, Tariquía, Conglomerado Galarza, Condado (correspondiente a las Areniscas Superiores) y las Areniscas de Transición al sur del río Grande.

La dificultad de esta interpretación radica en el alcance o límite superior del Grupo Tacurú donde estos autores mencionan que suprayace las unidades terciarias dejando parcialmente indefinida la inclusión de las Formaciones Cajones y Eslabón-Flora, las que en realidad tienen un contacto diferente en términos tectónicos y sedimentarios con las unidades infrayacentes que se discuten en el análisis de los depocentros de cada cuenca. También este grupo no incluye a las unidades mesozoicas inferiores como las Formaciones Ipaguazu y San Diego, que en términos tectónicos y sedimentarios están relacionados genéticamente con las Formaciones Tapequa, Castellón e Ichoa.

Sempere (1990, 1995) definió la Supersecuencia Serere, y Sempere et al., (1998) propusieron como Grupo Serere a las unidades que abarcan el período Triásico Medio-Jurásico. Sempere et al. (2003) establecieron desde el punto de vista genético, que el Grupo Serere corresponde al desarrollo y relleno de un sistema de *rift* de gran escala.

También plantean que la denominación del Grupo Tacurú, no puede adoptarse para designar el conjunto deposicional del Grupo Serere por las siguientes razones:

El Grupo Tacurú, si bien incluye a las Formaciones Tapehua, Castellón, Ichoa y Yantata, que pertenecen a la Supersecuencia Serere, también incluye a la Formación Cajones (Padula y Reyes, 1958, 1960) que por su edad maastrichtiana tiene que colocarse en la parte superior de Supersecuencia Puca. Sin embargo, otros autores consideraron que la Formación Cajones no pertenece al Grupo Tacurú como lo propusieron López Murillo y López Pugliesi (1995) y López Pugliesi (1995).

Las unidades litológicas subandinas designadas por los nombres de Formaciones Ipaguazu y San Diego, también partes de la Supersecuencia Serere, conforman el Grupo Suaruro de uso tradicional en YPFB, o pertenecen al Grupo Cuevo (Suarez Soruco y Díaz Martínez, 1996).

Sempere et al. (2003) concluyeron que la realidad abarcada por el Grupo Serere es distinta de lo que respectivamente abarcan los mencionados Grupos Tacurú, Suaruro o Cuevo, por lo que se requiere el uso de un término distinto, con el fin de evitar confusiones.

El objetivo de este trabajo radica en realizar un análisis de la evolución de las cuencas mesozoicas subandinas de Bolivia y para ello se requiere comprender y analizar la sedimentación, la evolución tectónica y la génesis de estas cuencas. Las unidades deben ser agrupadas sobre la base del aporte de nuevas dataciones, que permitan precisar las correlaciones y comprender su evolución paleogeográfica. Para cumplir con estos objetivos se actualizará la nomenclatura existente, y eventualmente se propondrá un nuevo término si es absolutamente necesario.

A fines prácticos se definen en primer lugar las discordancias o discontinuidades regionales más importantes de primer orden observadas en los afloramientos y el subsuelo del Subandino Boliviano y la llanura adyacente.

En la zona de influencia de las columnas estratigráficas levantadas, se identifican cinco discontinuidades regionales. La discontinuidad D-1 está localizada entre la Formación Itacua o Tupambi y el tope preservado de los sedimentos devónicos, sean estos de la Formación Iquiri o Los Monos. D-2 es la discontinuidad definida entre los Grupos Macharetí y Mandiyuti del Paleozoico superior. D-3 entre la Formación Cangapi y las Formaciones Escarpment y San Telmo del Grupo Mandiyuti. D-4 es la discontinuidad pre-mesozoica desde donde comienza la historia geológica de mayor interés para el análisis de las cuencas mesozoicas. Está definida entre la Formación Tapehua del Grupo Tacurú y las Formaciones Vitiacua y Cangapi del Grupo Cuevo. D-5 es la discontinuidad pre-terciaria (4), entre la Formación Petaca y las Formaciones Castellón e Ichoa. En otras localidades la base del Terciario está en contacto con unidades más viejas del Paleozoico.

La discordancia D-1 entre el Carbonífero y Devónico en la sección del río Parapetí, esta definida entre las Formaciones Iquiri y Saipurú, mientras que en las secciones del río Pilcomayo y la quebrada Los Monos, la discordancia separa a las pelitas de la Formación Los Monos de las diamictitas de la Formación Itacua, una unidad basal del Carbonífero.

La discordancia D-2 representa una discontinuidad intra-carbonífera que separa a los Grupos Macharetí y Mandiyuti. En la sección del río Parapetí, la Formación Escarpment se asienta sobre la Formación Taiguati, que tiene un espesor de 37 metros. En la sección del río Pilcomayo la Formación Escarpment se asienta también sobre una secuencia de diamictitas atribuidas a la Formación Taiguati. En la sección de la quebrada Los Monos, la discordancia D-2 pone en contacto a la Formación Escarpment con la Formación Tarija, que tiene las mismas facies que la Formación Taiguati.

En la quebrada Los Monos y la sección del río Pilcomayo la discordancia D-3 definida entre la Formación San Telmo y Cangapi del Grupo Cuevo no está visible.

La discordancia D-4 entre la Formación Vitiacua y la base del Grupo Tacurú está definida en la quebrada Los Monos por la presencia de un delgado nivel conglomerádico de dos metros de espesor. Este conglomerado representa la base de la Formación Tapehua y el inicio de un nuevo ciclo sedimentario y está documentado en la figura 35.

La discordancia D-4 en la parte más profunda de la cuenca mesozoica está dada por el contacto discordante entre la Formación Vitiacua y la formación Ipaguazu que junto con la Formación San Diego infrayacen al Basalto de Entre Ríos por encima del cual definen al Grupo Tacurú.

La discordancia pre-Terciaria, D-5 ha sido identificada en la sección del río Parapetí, entre el conglomerado basal de la Formación Petaca (Figura 46) y las areniscas eólicas de la Formación Ichoa. En la sección del río Pilcomayo, la base del Terciario se asienta sobre las areniscas de la Formación Castellón (Figura 39).

En el área de la Angostura sobre el río Piray se identifican tanto la discordancia D-4 entre la secuencia superior permo-carbonífera correspondiente a la Formación Elvira, y la Formación Ichoa, como la discordancia pre-terciaria D5 entre la Formación Cajones y los conglomerados de la Formación Petaca que se encuentran a la altura del puente colgante de la Estación Hidrológica.

Estas discordancias D-4 y D-5 marcan el comienzo y el fin de las secuencias mesozoicas que comprenden la cuenca jurásica de Villamontes y las cuencas cretácicas de Santa Cruz y del Beni en el Subandino Norte, donde la discordancia basal de las secuencias mesozoicas está dada por estratos del Ordovícico y Devónico.

4.1. Cuenca jurásica de Villamontes

Se define como cuenca jurásica de Villamontes al depocentro donde se acumularon los sedimentos durante los distintos eventos tectónicos extensivos asociados a un magmatismo característico de procesos de *rifting* acaecidos en el Subandino Sur boliviano durante el período Jurásico.

El zócalo de esta cuenca lo constituyen las Formaciones Cangapi (Pérmico Inferior a Medio) y Vitiacua (Pérmico Medio a Superior hasta Triásico para algunos autores) que constituyen un graben más profundo en el sector interno del subandino y

sucesivos hemigrábenes hacia el sector oriental limitados por fallas normales con dirección norte-sur.

Esta cuenca comprende las siguientes unidades geológicas: Basalto Camiri, Formación Ipaguazu, Formación San Diego, Basalto Entre Ríos, Formación Tapehua, Formación Castellón y Formación Ichoa. Su depocentro constituye un excelente ejemplo de cuenca de *rift* asimétrica, como se constata en la variación de espesores de sus depósitos de *sinrift*, observada tanto en los afloramientos como en la sísmica y en los perfiles de pozos de subsuelo. Estos espesores se presentan en un esquema que ilustra la parte más profunda de la cuenca (Figura 75) y se desarrollan en una sucesión de cortes de la cuenca orientados de sur a norte.

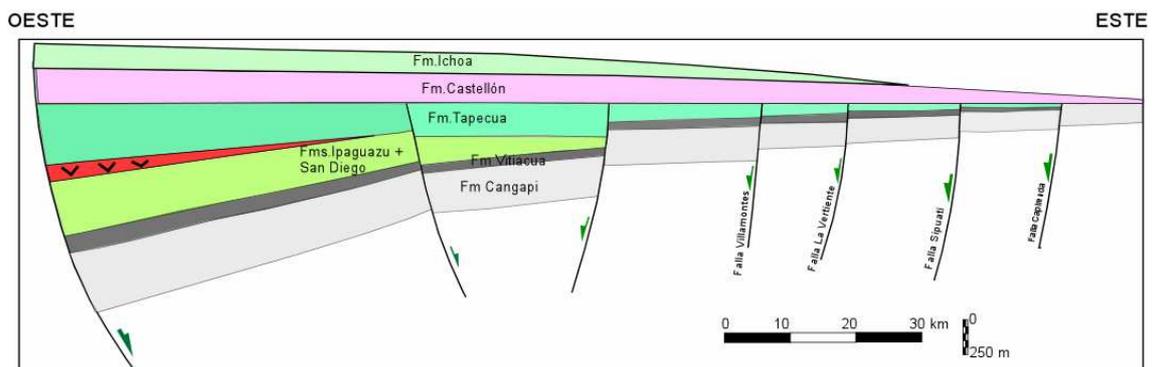


Figura 75. Esquema transversal a la parte más profunda de la cuenca de rift jurásica de Villamontes, donde se observan las secuencias de prerift (Formaciones Cangapi y Vitiacua), los depósitos de *sinrift* de las Formaciones Ipaguazu-San Diego, Basalto Entre Ríos, Tapehua, y las secuencias de hundimiento térmico (*sag*) correspondientes a las Formaciones Castellón e Ichoa.

Esta figura esquemática fue construida a escala utilizando los datos de espesores de columnas de superficie y sucesivos cortes estratigráficos este-oeste en el área de Villamontes.

4.1.1. Área sur de la cuenca

En el extremo sur de la cuenca de Villamontes, en el límite con Argentina, se observa que la cuenca se va cerrando quedando el relleno de la misma limitado al Subandino. En la parte más profunda al sureste de la ciudad de Tarija ha sido documentada su presencia en el pozo Cambari-X1 (Figura 76). En este corte estratigráfico horizontalizado al tope de los depósitos de *sinrift* (Formaciones Ipaguazu y Tapehua), se dejó en línea punteada lo que sería la prolongación de las fallas que definen hacia el norte un graben central en la cuenca.

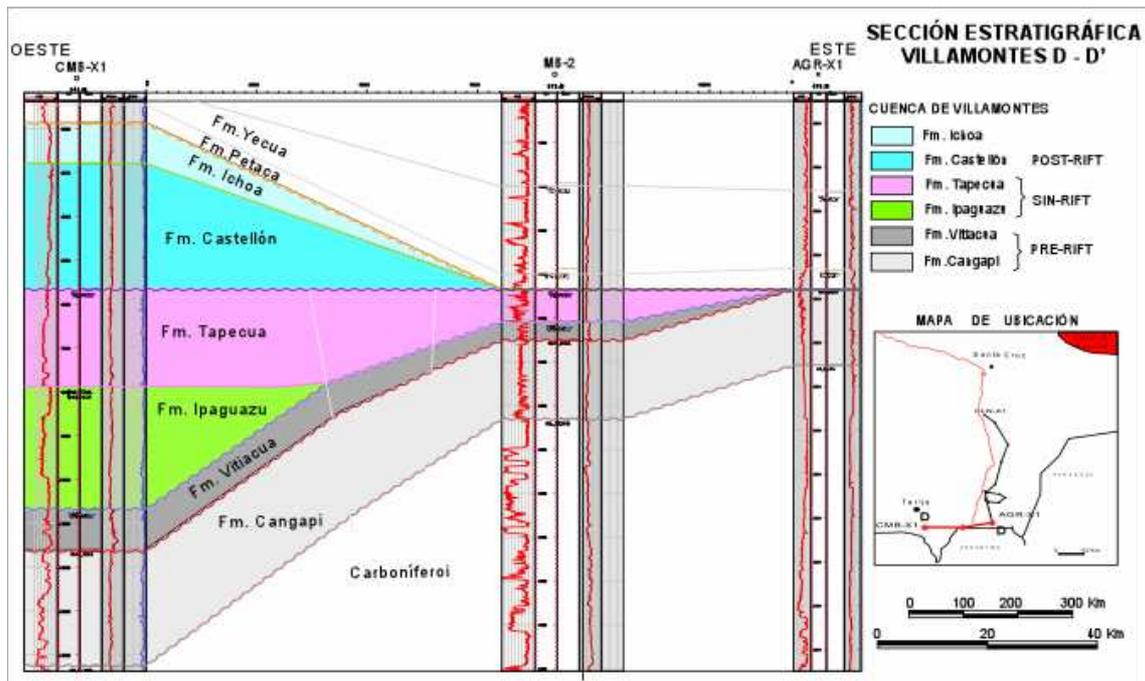


Figura 76 Sección estratigráfica D-D' en el extremo sur de la cuenca de Villamontes.

4.1.2. Área central de la cuenca

En la sección estratigráfica B-B' (Figura 77) se ve como los depósitos de *sinrift* de la secuencia mesozoica constituidos por la Formación Tapeçua son afectados por las fallas extensionales de Villamontes y La Vertiente que generaron un espacio o escalonamiento. Estos escalones presentan variaciones sintectónicas en los espesores depositados para esta unidad.

En el corte sísmico equivalente a esta sección correspondiente a la línea 4541-20 (Figura 78) se observa esta situación donde el fallas extensionales del rift jurásico fueron invertidas por la tectónica andina.

En la sección estratigráfica A-A' se observa claramente la variación de espesor en los depósitos de *sinrift* constituidos por la Formación Tapeçua en este sector de la cuenca, que están siendo afectados por la discordancia post ruptura (*break up unconformity*) la cual pudo remover parte de la secuencia de *sinrift* de la Formación Tapeçua en el área del pozo Capirenda-X1 (Figura 79).

En la línea sísmica 4559-20 que sólo abarca parte de la sección estratigráfica A-A' se observan las fallas más orientales de la estructura de Sipiati y Capirenda, pero se ve como la secuencia de *sinrift* constituida por los depósitos de la Formación Tapeçua se pierden por debajo de los depósitos de sag de la Formación Castellón y probablemente están siendo afectados por la *break-up unconformity* (Figura 80).

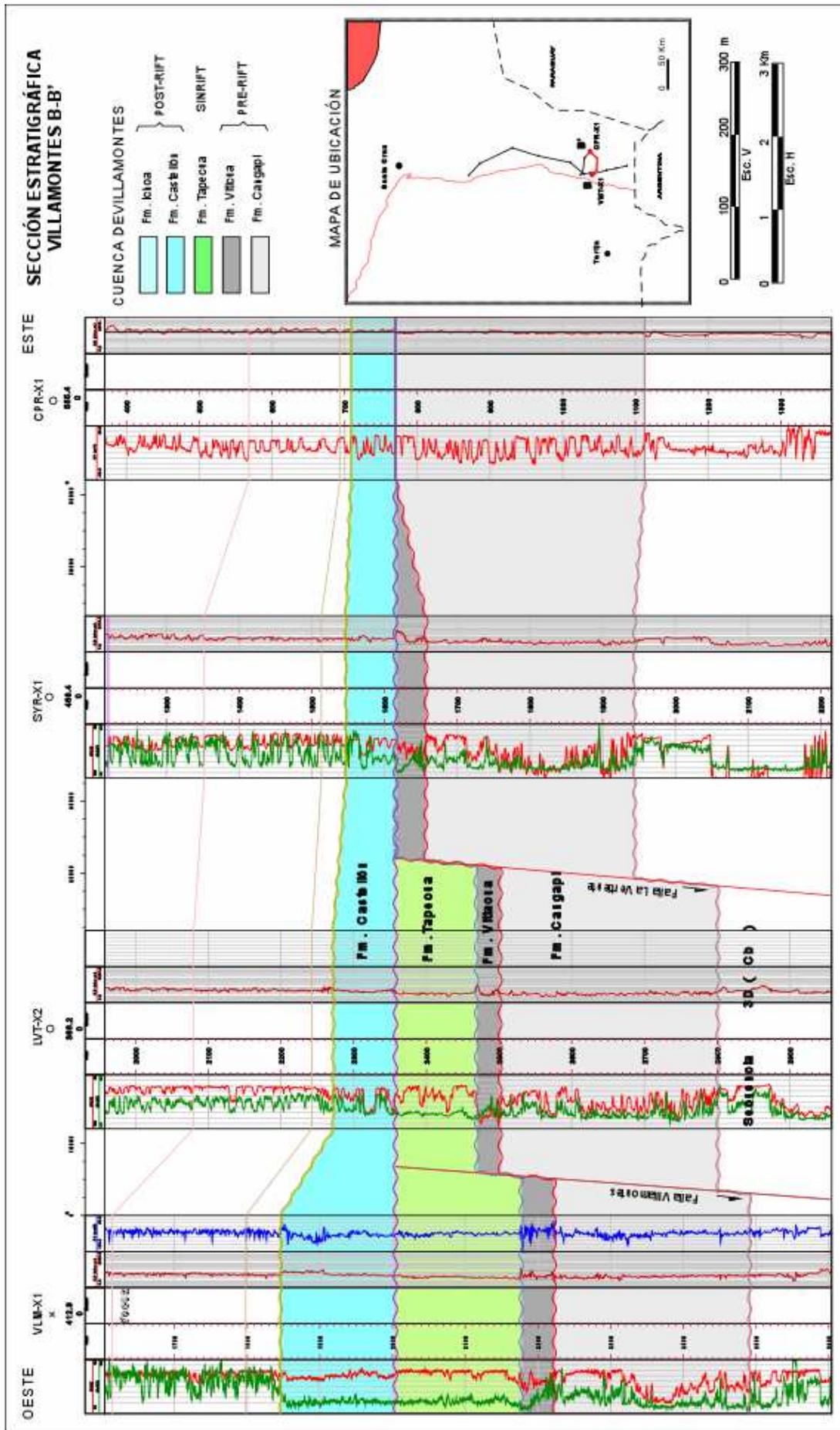


Figura 77. Sección estratigráfica B-B' en el área central de la cuenca de Villamontes

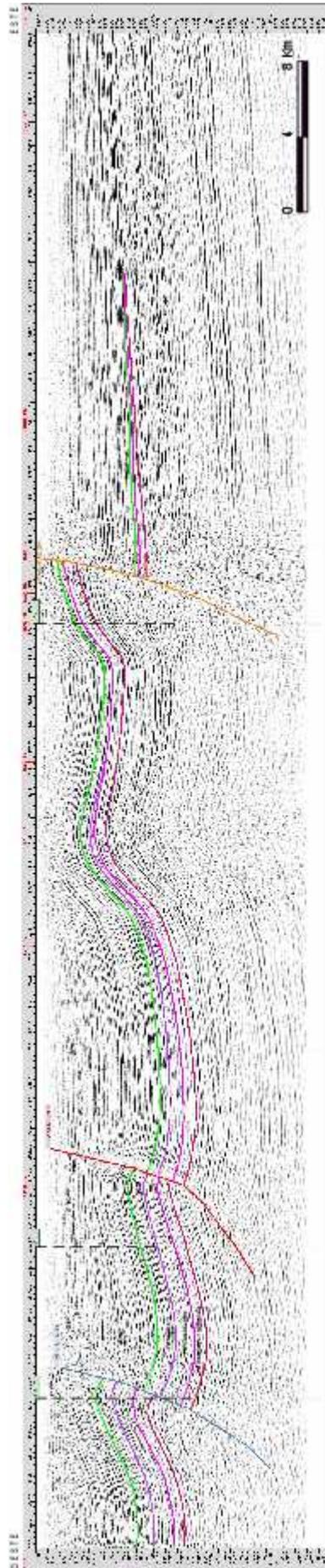


Figura 78. Sección sísmica 4541-20, transversal a la cuenca de Villamontes, donde se observa el límite oriental de la secuencia mesozoica. Las fallas del rift jurásico fueron reactivadas e invertidas durante la deformación andina.

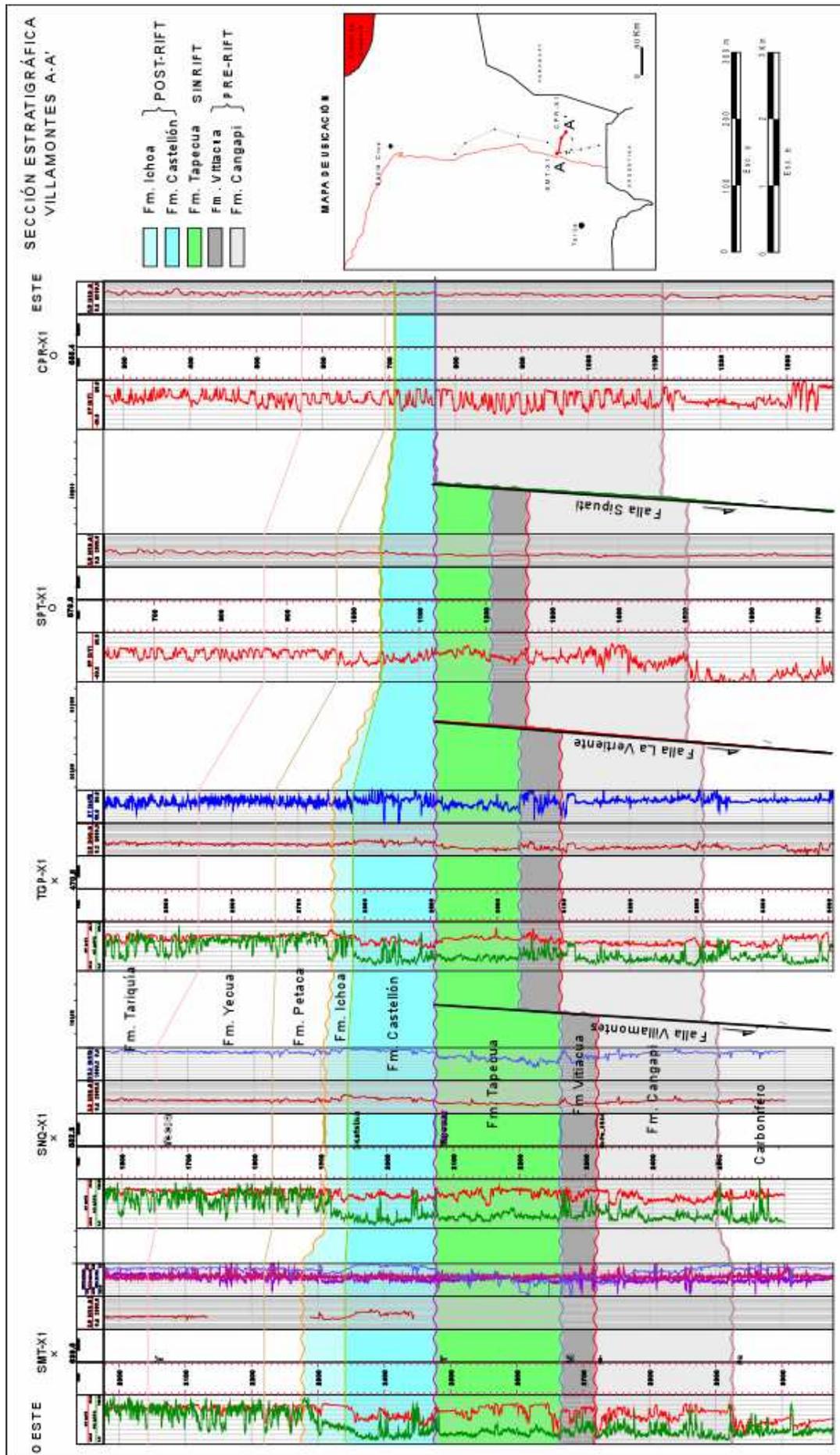


Figura 79. Sección estratigráfica A-A' en el área central de la cuenca de Villamontes.

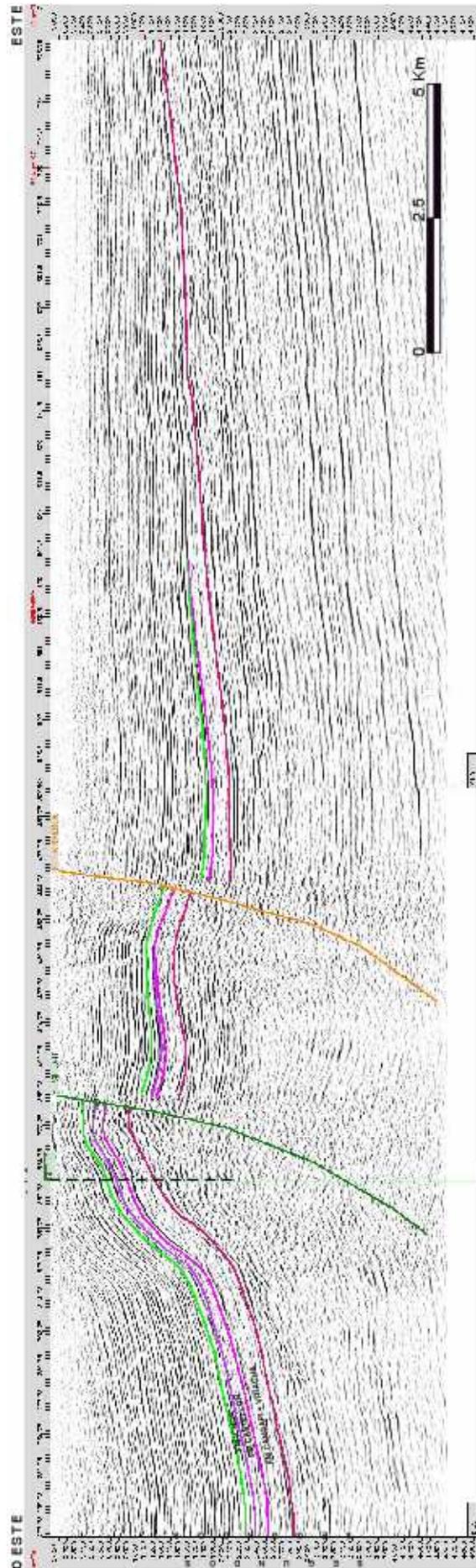


Figura 80. Sección sísmica 4559-20, transversal a la cuenca de Villamontes. Entre las fallas de Capirenda y Sipuati el acúñamiento de la secuencia de sinrift de la Fm. Tapehua.

4.1.3. Área norte de la cuenca

En el área norte de la cuenca de Villamontes se observan la interrelación de las diferentes unidades de esta cuenca con los depósitos cretácicos de la cuenca de Santa Cruz. Estas relaciones permiten establecer el límite norte del depocentro de Villamontes y reconstruir las relaciones paleogeográficas entre ambas cuencas.

En la sección de la línea sísmica 5013-21 (Figura 81) se observa como las secuencias mesozoicas se acuñan en esa dirección y los sedimentos terciarios traslapan la misma en forma prácticamente plana.

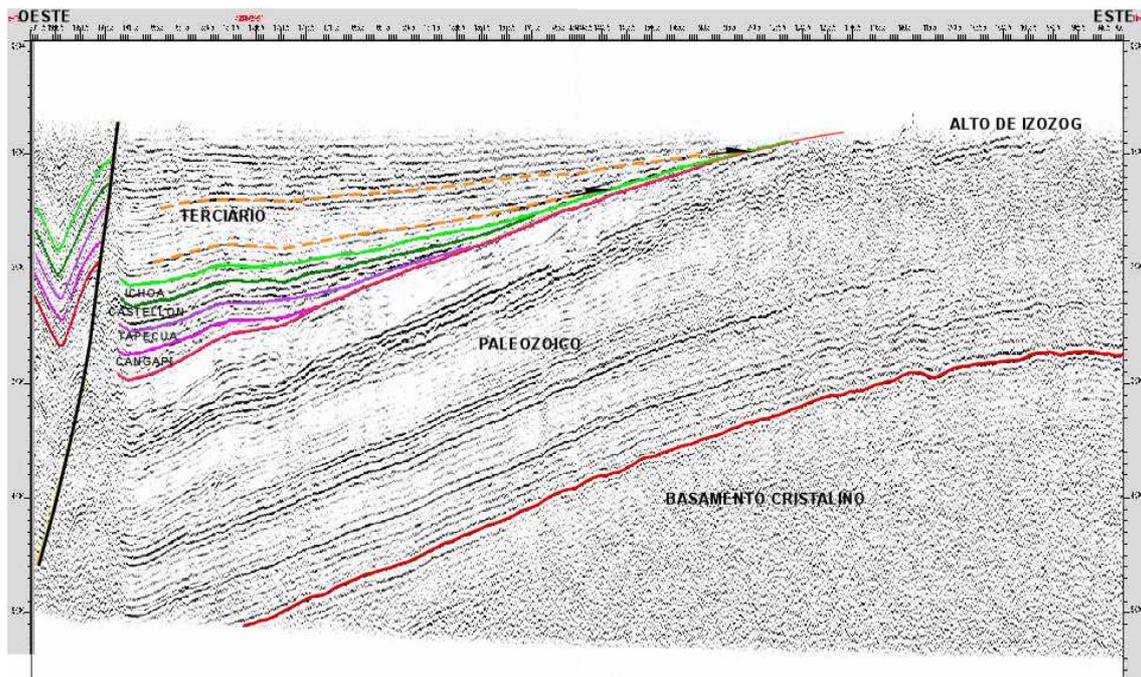


Figura 81. Sección sísmica correspondiente a la línea 5013-21 en el área norte cuenca de Villamontes en la latitud del alto de Izozog donde se observa el efecto del levantamiento de este alto.

En la sección estratigráfica transversal al área norte de la cuenca de Villamontes paralela a la línea 5013-21 se observa un pozo perforado en el área de Izozog donde se constata la ausencia de la secuencia mesozoica en esa región (Figura 82).

En dirección norte se observa una situación diferente donde las secuencias de sag de la Formación Ichoa sobrepasan la secuencia también de sag de la Formación Castellón y los depósitos de *sinrift* de la Formación Tapeçua mostrando el límite de estas dos unidades (Figura 83).

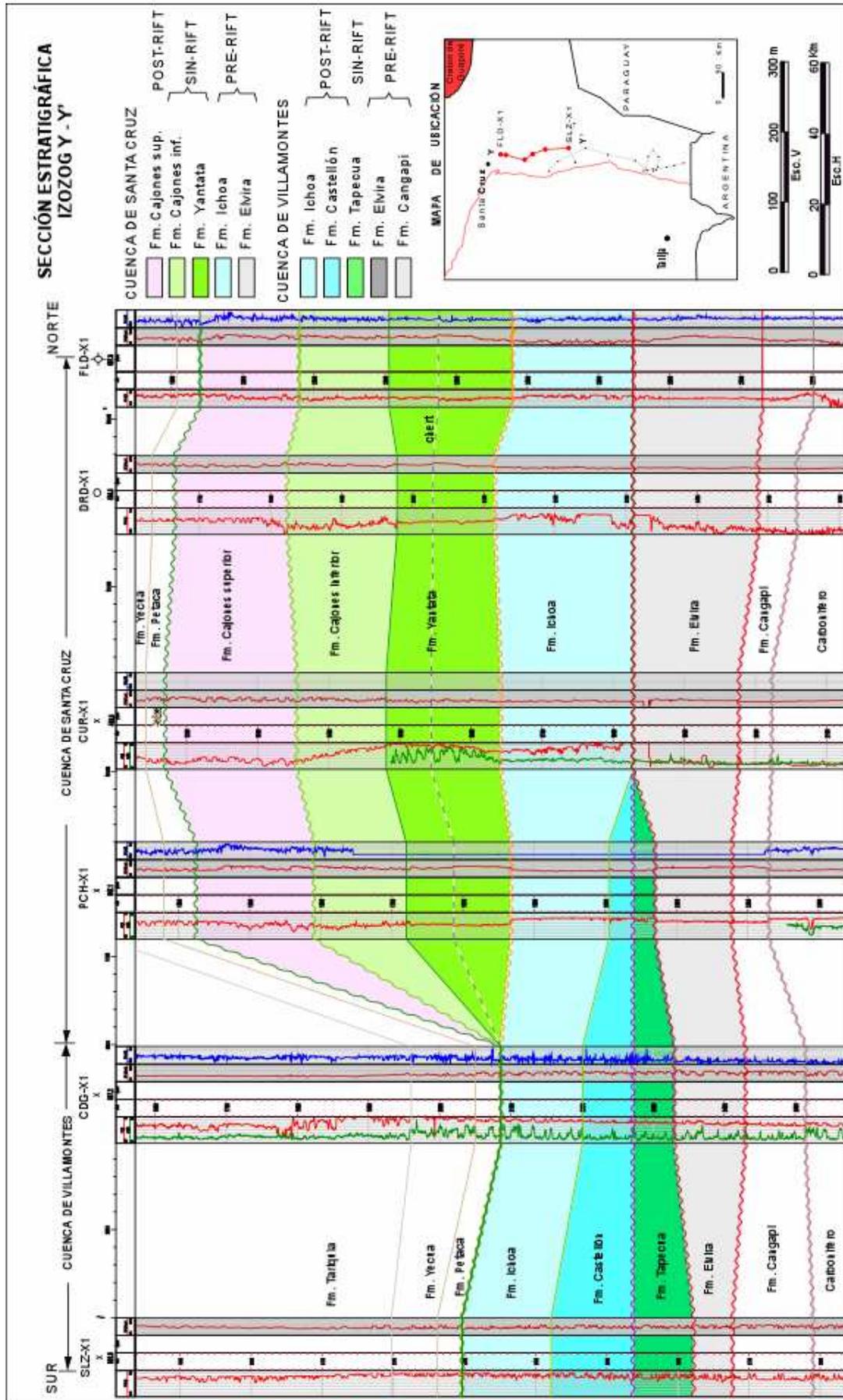


Figura 83. Sección estratigráfica Izozog Y-Y' (norte-sur) mostrando la relación entre las cuencas de Villamontes y Santa Cruz

A partir del pozo Percheles-X1 ya se encuentran los depósitos de las secuencias cretácicas correspondientes a la cuenca de Santa Cruz.

Esta situación donde los depósitos jurásicos de la Formación Ichoa pasan a constituir la secuencia de prerift para la cuenca de Santa Cruz se observa en la línea norte-sur 4068-29 (Figura 84).

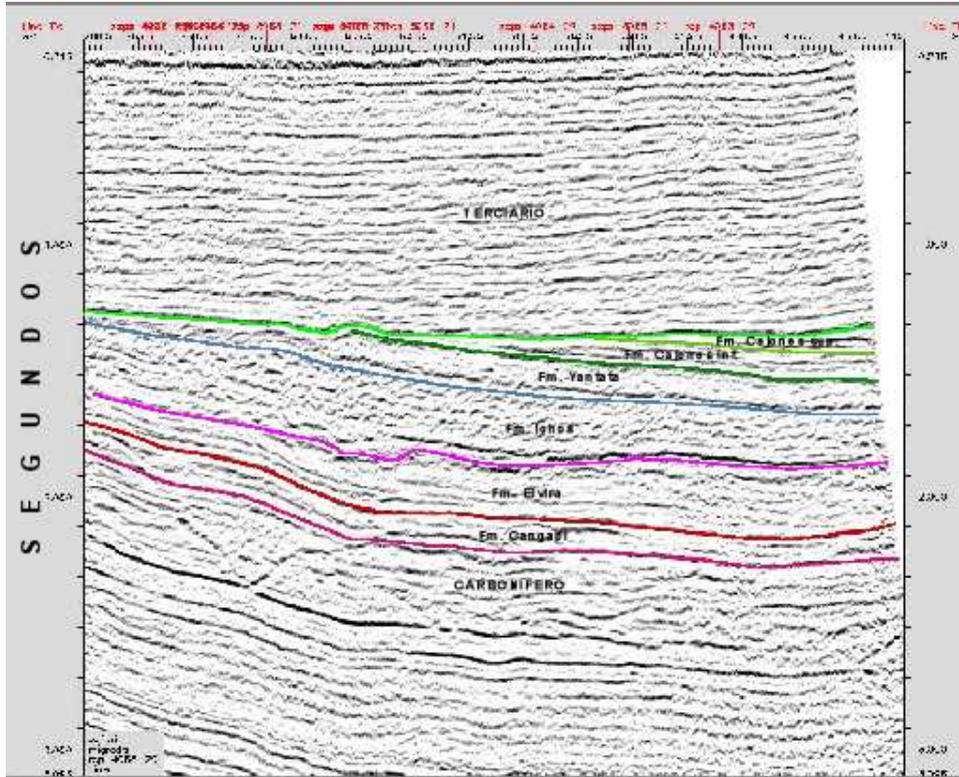


Figura 84 Sección sísmica norte-sur correspondiente a la línea 4068-29 en el extremo sur de la cuenca de Santa Cruz.

4.2. Cuenca cretácica de Santa Cruz

La cuenca cretácica de Santa Cruz tiene un desarrollo particular en el Subandino Centro con amplio desarrollo en la llanura del Chaco constituyendo el depocentro principal del área con dirección noroeste-sudeste en la región aldeaña a Santa Cruz. En el área del Boomerang-Mamoré tiene un desarrollo en sentido este-oeste con un límite oriental en la zona del cratón de Guaporé y un límite al norte de la región del Boomerang.

Esta cuenca también tiene las características de un rift asimétrico, con las fallas extensionales principales en el sector subandino y numerosas fallas en el extremo nortoreste del Boomerang, delimitando de esta manera el depocentro de las unidades que la componen con una dirección norte-noroeste a sur-sureste.

El zócalo de esta cuenca lo constituyen las formaciones Elvira de edad pérmica media a superior, y la Formación Ichoa del Jurásico Superior.

En la cuenca de Santa Cruz se han reconocido las siguientes unidades geológicas: Formación Yantata, y las secuencias inferior y superior de la Formación Cajones.

Hay dos secuencias que presentan fuertes variaciones de espesor que reúnen las características de los depósitos de *sinrift*. La Formación Yantata está compuesta por areniscas con intercalaciones de limolitas verdosas y delgados niveles de calizas con un nivel de chert de características regionales en la parte media a inferior, y la secuencia Inferior de la Formación Cajones, que se compone mayoritariamente de areniscas rojizas con intercalaciones de areniscas conglomerádicas y limolitas arenosas. Ambas secuencias presentan variaciones de espesores en algunos sectores muy notables como la secuencia inferior de la Formación Cajones en la región comprendida por la intersección entre el extremo oeste del *Boomerang* y el Mamoré.

Zubieta Rossetti y Sandi (1994) mencionaron que la Formación Cajones en el pozo Bulo Bulo-X3 tiene un espesor de 160 m de los cuales 103 metros corresponden al miembro superior. Estos autores observaron que en pozos vecinos esta serie de pelitas ha sido eliminada total o parcialmente por la discordancia erosiva de la Formación Petaca. Esta discontinuidad es visible en registros a través de las curvas de SP y *Gama Ray*, que reflejan el contraste litológico entre las Formaciones Petaca y Cajones. En el área de Santa Cruz la Formación Cajones está constituida mayoritariamente por areniscas calcáreas, calizas y lutitas, formando una secuencia grano y estrato decreciente (Aguilera et al., 1989).

Estas evidencias de cambios de espesor de la secuencia inferior de la Formación Cajones y el cambio composicional a términos lutíticos de la secuencia superior, sumado al quiebre notorio observado en las curvas que marcan una discontinuidad entre ambas secuencias mostrado en la Figura 65, correspondiente al pozo Rio Grande-67, permiten considerar a la secuencia inferior como parte de los procesos sedimentarios de la etapa de *sinrift*, mientras que la secuencia superior corresponde a la etapa de enfriamiento térmico por sus características distintivas de hundimiento térmico (*sag*).

4.2.1. Área del depocentro principal de la cuenca de Santa Cruz

En el sector occidental de la cuenca de Santa Cruz que corresponde al área del Subandino Centro, se encuentran las fallas extensionales que forman parte de los procesos acaecidos durante la depositación de las secuencias cretácicas de *sinrift* de esta cuenca, la Formación Yantata y el miembro inferior de la Formación Cajones.

Para visualizar estas fallas y mostrar el depocentro principal de la cuenca de Santa Cruz se utilizó una línea compuesta (Figura 85) en sentido transversal a la misma que fue amarrada en el pozo La Peña-X2 (Figura 86).

En la sección estratigráfica de la figura 87, construida con los pozos para un corte transversal aproximado a la línea compuesta, se observa una de estas fallas y la variación de espesor en las secuencias de *sinrift* constituidas por la Formación Yantata y la secuencia inferior de la Formación Cajones.

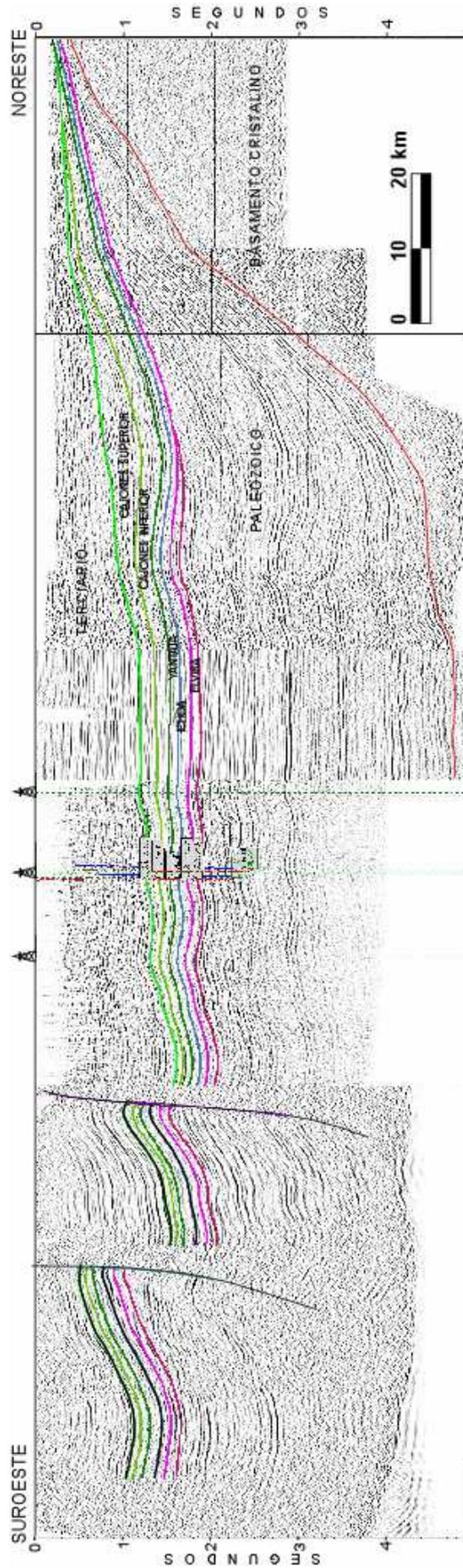


Figura 85. Sección sísmica compuesta SW-NE, transversal a la cuenca cretácica de Santa Cruz.

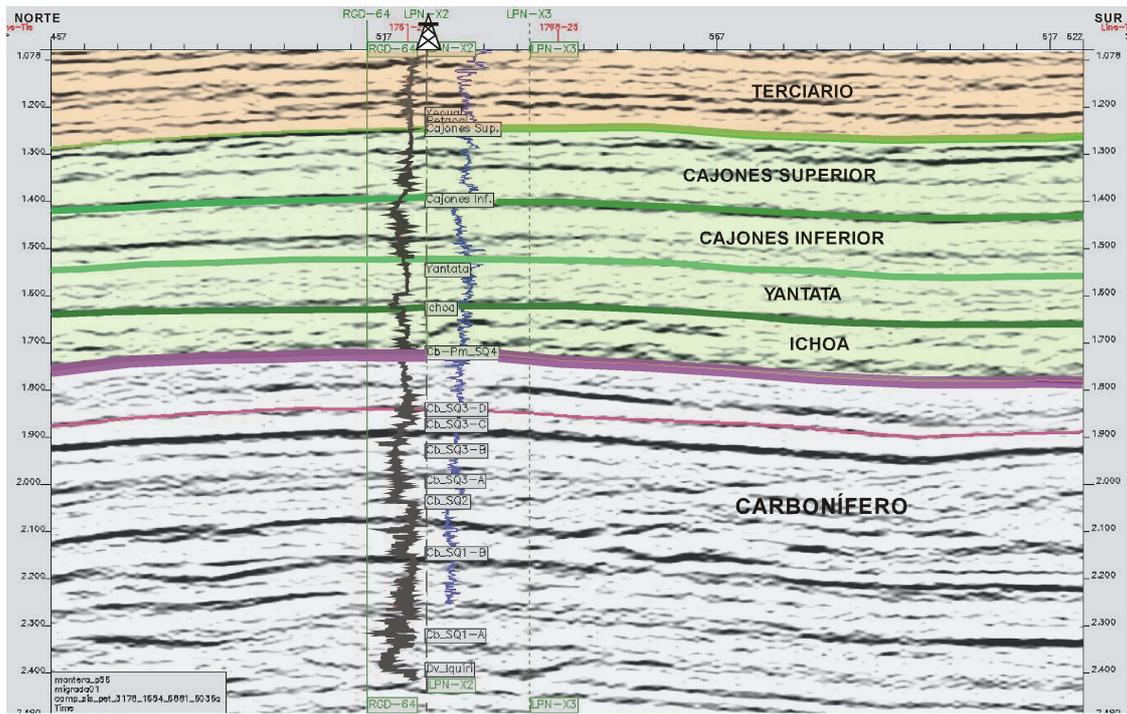


Figura 86. Detalle de la sección sísmica compuesta donde se observa el amarre con la sísmica en el pozo LPÑ-X2.

En las características de las curvas del pozo LPÑ-X2, también se observa el quiebre y cambio de características litológicas entre las secuencias inferior y superior de la Formación Cajones mencionada anteriormente.

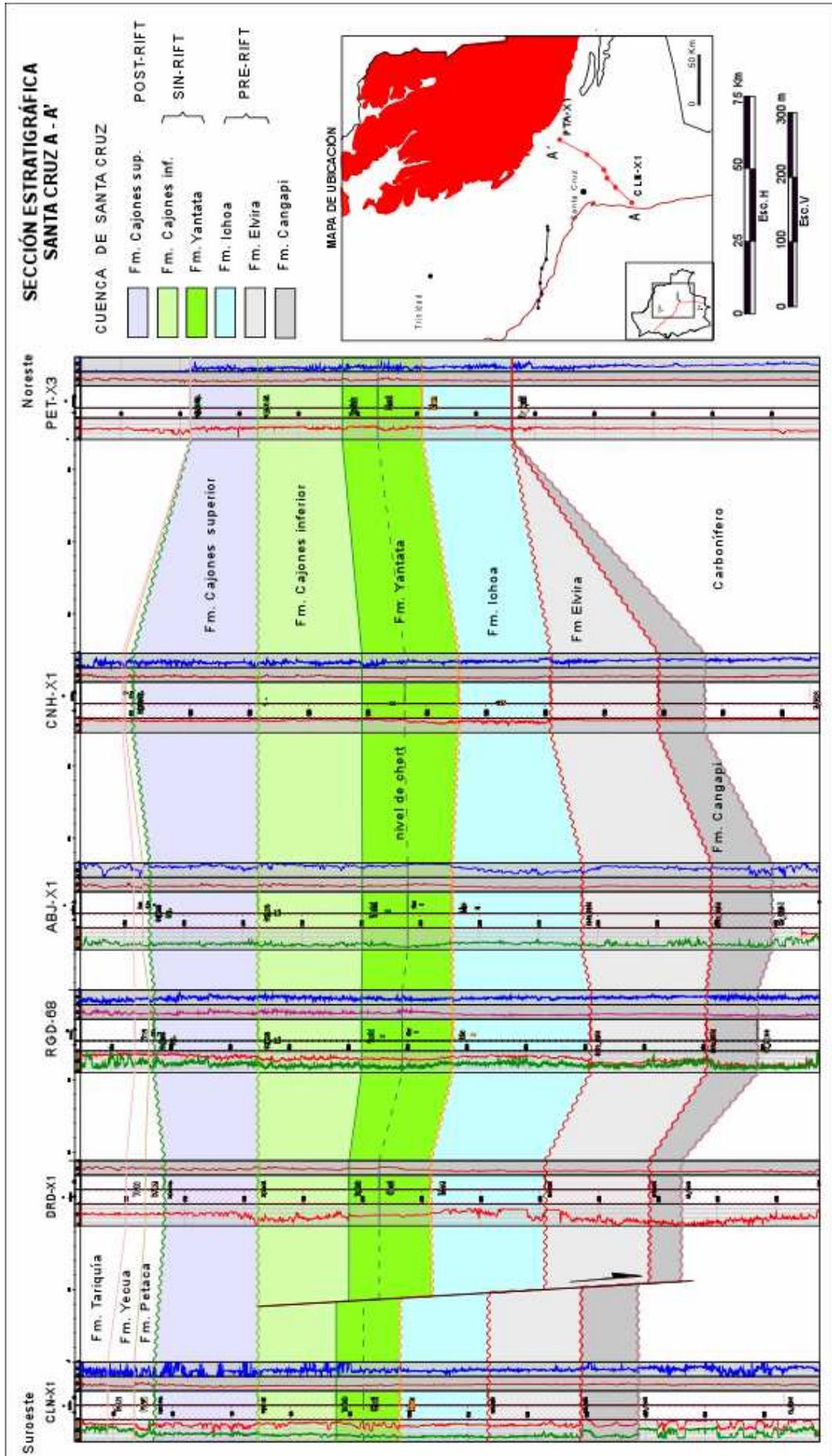


Figura 87. Sección estratigráfica NW-SE transversal a la cuenca de Santa Cruz.

4.2.2. Área del Boomerang

En el área del Boomerang una sucesión de fallas extensionales se encuentran localizadas en el extremo norte-noroeste de la cuenca mostrando el desarrollo de los procesos de rift en ese sector, que constituye el extremo nororiental de la cuenca de Santa Cruz. La orientación de las fallas extensionales que se muestran en la línea compuesta, forman parte del borde localizado en el Subandino, que permite explicar la orientación del depocentro, que en este sector tiene una dirección dominante de rumbo noroeste, que correspondería al eje del rift cretácico.

En la línea sísmica compuesta que corta a la cuenca en la región del *Boomerang* de noroeste a sudeste (Figura 88) y en la línea 3434-26 (Figura 89) que intercepta con ésta en su extremo (Línea bo 90-cs) y corta a la cuenca en dirección norte-sur se ve como los depósitos de hundimiento térmico (*sag*) correspondientes a la secuencia del miembro superior de la Formación Cajones no están afectados por las fallas relacionadas a la etapa de *sinrift* de la cuenca, a la vez que está erosionado en su extremo norte.

En las secciones estratigráficas Boomerang C-C' y D-D' (Figuras 90 y 91) se observan algunas de estas fallas extensionales producidas en la etapa de *sinrift* y también reactivadas e invertidas durante la tectónica andina.

En la Figura 90, se observa como la secuencia superior de la Formación Cajones esta erosionada por la discordancia pre-terciaria a partir del pozo EL PINTAO-X1 en el extremo nor-oriental del Boomerang. En el pozo CALAVERA-X1 en el extremo sur de esta sección se aprecia la variación de espesores de la Formación Yantata y del miembro inferior de la Formación Cajones, correspondientes a los depósitos de *sinrift*, que su vez también estaría afectado en parte por la erosión pre-terciaria.

En la Figura 91, se observa una situación similar en una sección de correlación ubicada mas hacia el sector central de *Boomerang*, donde a partir del pozo PUQUIO-X1 esta erosionada la secuencia superior de la Formación Cajones, correspondiente a la etapa de hundimiento térmico, y se ve también la disminución de espesores relacionada al espacio reducido generado por las fallas extensionales producidas en la etapa de *sinrift*, en los depósitos de la Formación Yantata y del miembro inferior de la Formación Cajones, atravesados en el pozo ARROYO NEGRO-X1.

La misma situación generada por las fallas extensionales que produjeron un escalonamiento en la cuenca y consecuente variación de espesores se observa en la línea sísmica compuesta que corta a la cuenca en la región del *Boomerang* de noroeste a sudeste mencionada Figura 88 y sintetizada en el esquema adjunto a la misma.

Si se integra la región del Subandino con el depocentro de Santa Cruz y la región del *Boomerang*, se puede construir un esquema interpretativo para la cuenca cretácica de Santa Cruz como el presentado en la figura 92 que estaría acorde con la dirección del depocentro observada en los mapas isopáquicos construidos con los datos de las secuencias de *sinrift* y *postrift* respectivamente.

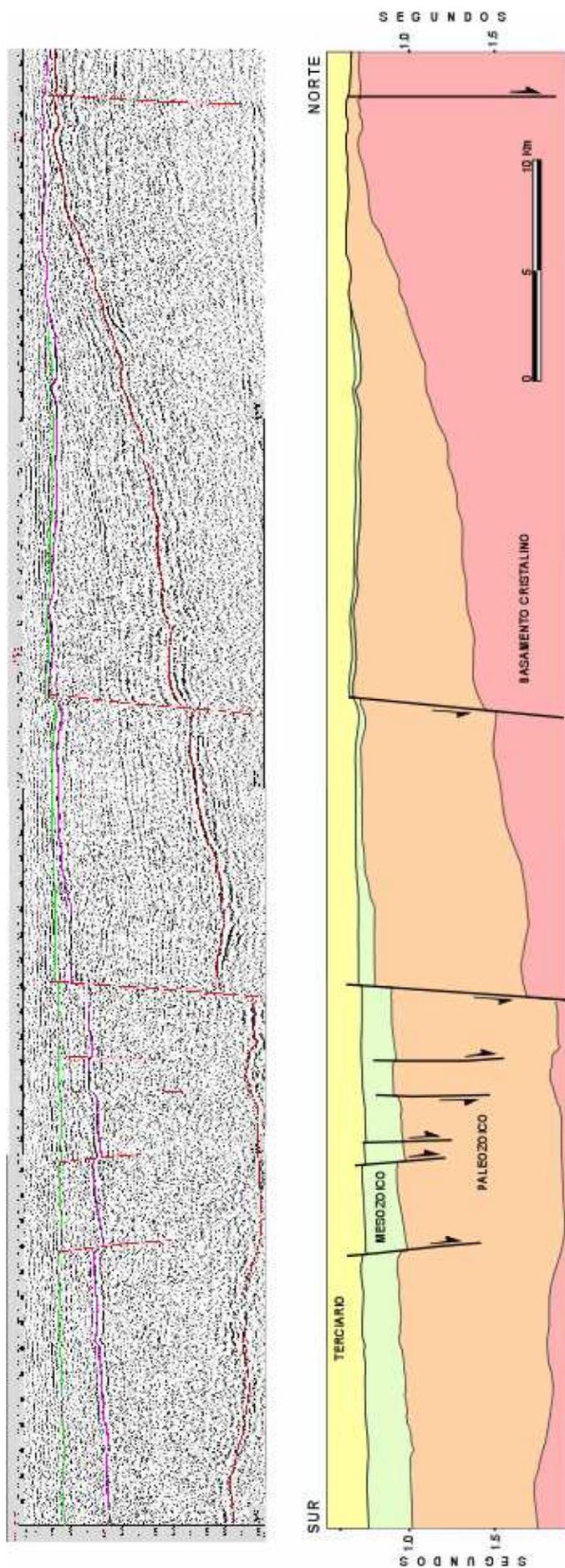


Figura 88. Línea compuesta NW-SE que muestra el extremo y la variación de espesores de la secuencia mesozoica de la cuenca de Santa Cruz en la región del Boomerang

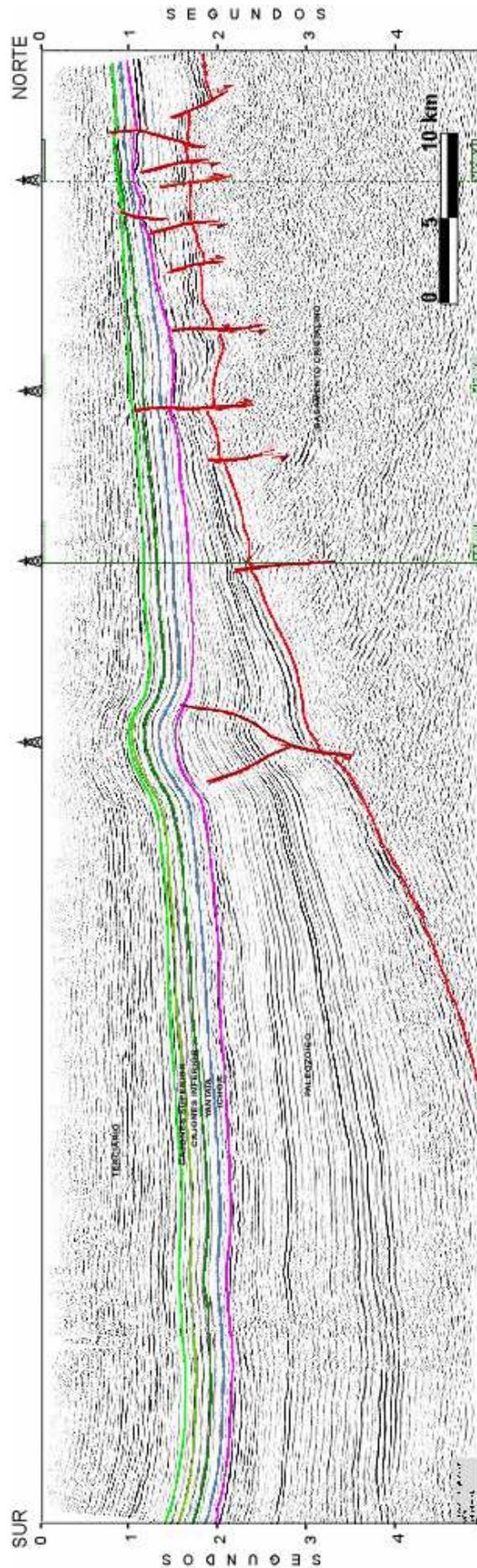


Figura 89 Línea 3434-26 N-S que muestra con mayor definición las secuencia jurasica que constituye el preñift (Formación Ichoa) y las secuencias cretácicas de sinrift y postñift respectivamente para la región del Boomerang

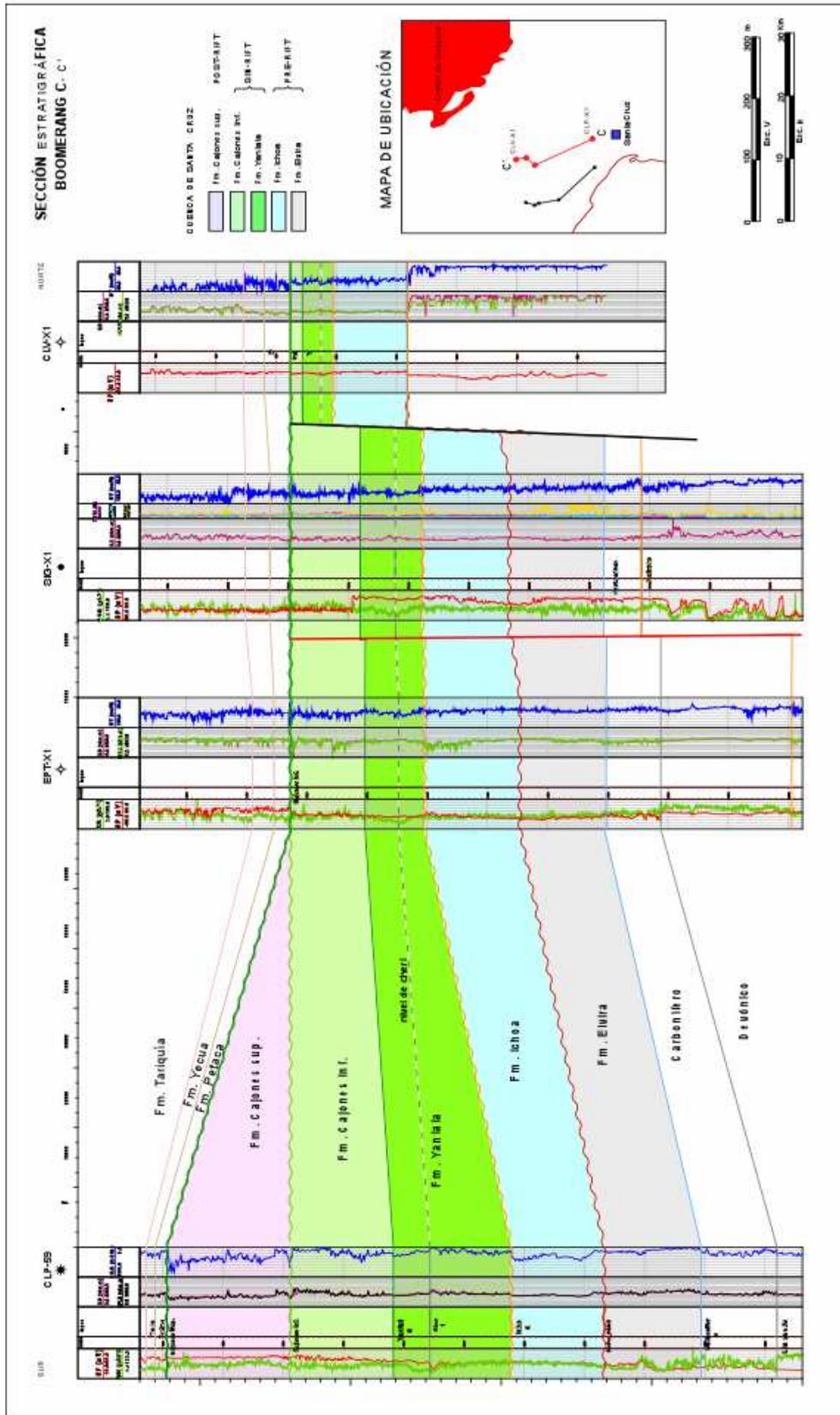


Figura 90. Sección estratigráfica Boomerang C - C'. Se observa la variación de espesores de las secuencias del sinrift en las formaciones Yantata y Cajones superior, ésta última se encuentra afectada por la erosión, dado el reducido espesor medido en el pozo CLV-X1. También se observa que en los pozos ubicados en el extremo noroeste de la cuenca la secuencia superior de la Formación Cajones correspondiente a la etapa de enfriamiento térmico ha sido erosionada.

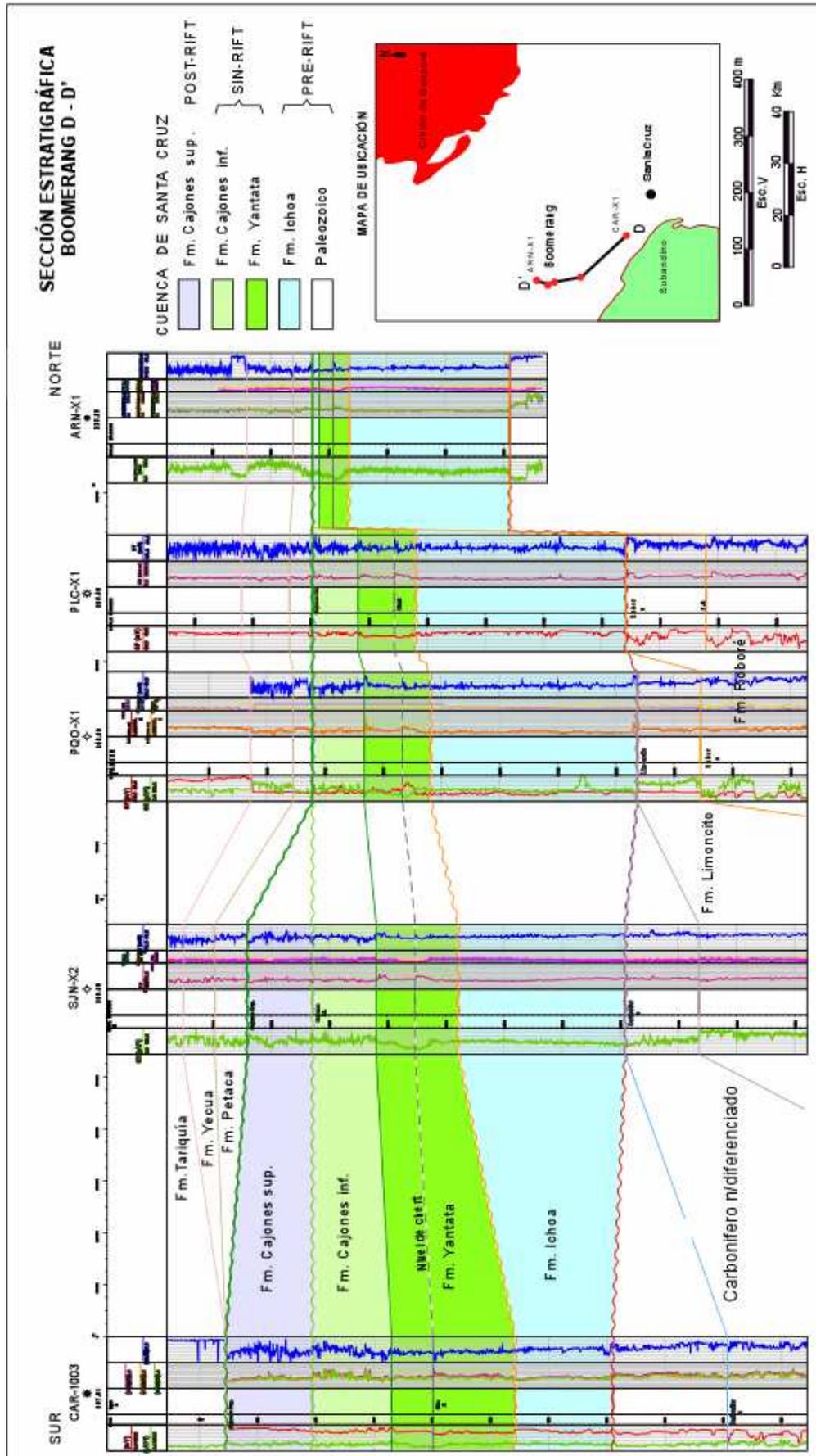


Figura 91. Sección estratigráfica Boomerang D-D' donde se observa la disminución de espesores de la secuencia mesozoica hacia el norte del Boomerang y la erosión de la secuencia superior de la Formación Cajones y parte de la secuencia inferior quedando solo un espesor reducido de esta en el área de Arroyo Negro.

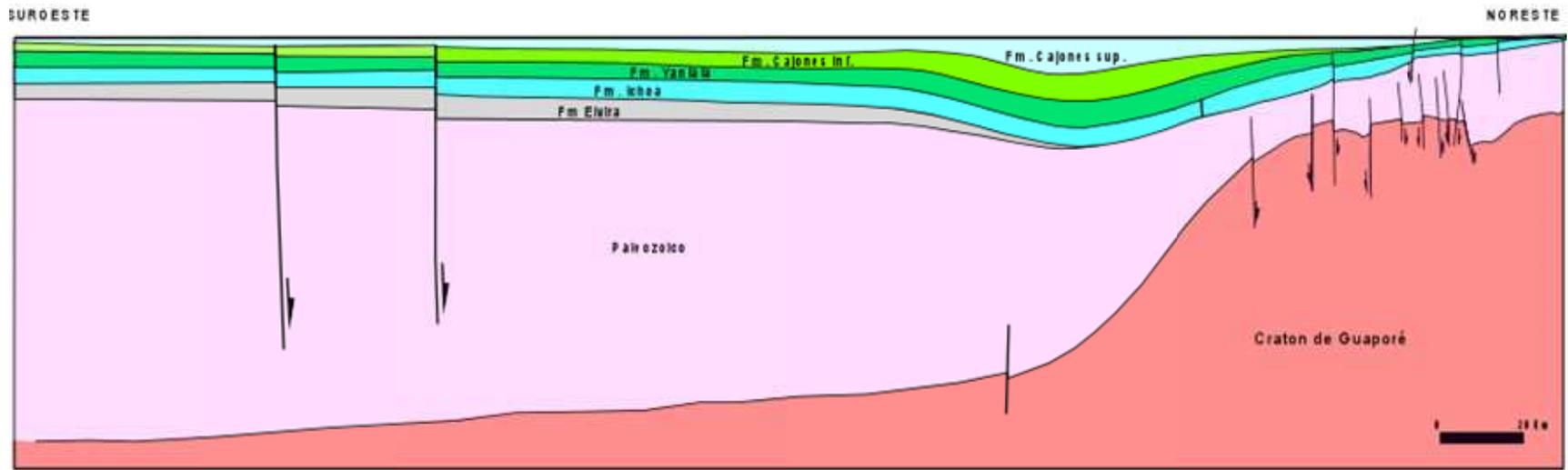


Figura 92. Modelo esquemático de la cuenca de *rift* cretácica de Santa Cruz.

4.3. Cuenca cretácica del Beni

Hacia el Subandino Norte (Figura 93) se desarrolla otro depocentro de menor espesor afectado por la erosión pre-terciaria donde se desarrollan las secuencias mesozoicas constituidas por los depósitos jurasicos de prerift de la Formación Beu, y las secuencias cretácicas de las Formaciones Eslabón y Flora equivalentes a las encontradas en el depocentro de Santa Cruz.

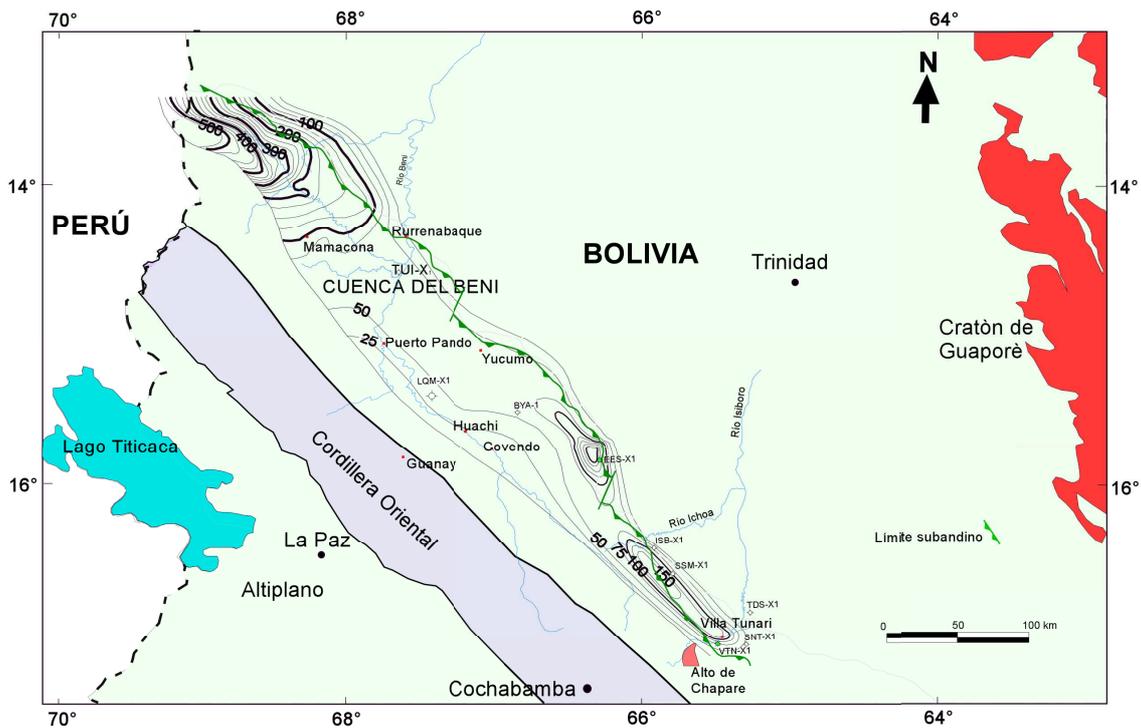


Figura 93. Mapa isopáquico de las secuencias cretácicas del Subandino Norte donde se observa la prolongación de estos depósitos hacia el Perú.

Estas secuencias cretácicas del Campaniano-Maastrichtiano al igual que las encontradas en la Cordillera Oriental y el Altiplano probablemente constituían depocentros parcialmente contemporáneos y correlacionables entre si, aunque no necesariamente producidos por el mismo evento tectónico. Han sido analizados por diferentes autores.

Sempere (2003) describió el *rifting* Pérmico superior-Triásico, hallando que su desarrollo ha sido en forma diacrónica en la Cordillera Oriental del Perú, sobre la base de los estudios previos (Megard, 1973, 1978; Laubacher, 1978; Noble et al., 1978; Dalmayrac et al., 1980; Kontak et al., 1985; Rosas y Fontbotè, 1995; Rosas et al., 1997; Jacay et al., 1999), extendiéndose a Bolivia en el Triásico-Jurásico medio (McBride et al., 1983; Sempere 1995; Sempere et al., 1998, 1999, 2002). El eje principal del sistema de rift coincidía aparentemente con el eje de la Cordillera Oriental en ambos países (Figura 94). El rumbo de estos sistemas extensionales está controlado por estructuras de basamento, dado que la orientación de las Cordilleras Orientales de Bolivia y Perú, coincide con el límite entre el cratón de Amazonia y los terrenos acrecionados

posteriormente, como el de Arequipa. Kontak et al. (1985) fueron los primeros en describir estos fenómenos extensionales como controlados por la sutura del cratón con los terrenos acrecionados.

Las investigaciones realizadas en el sur del Perú y en Bolivia confirmaron que durante el Mesozoico Bolivia estaba fuertemente conectada al Perú, y no tanto a las cuencas sureñas argentino-chilenas, las que tienen una evolución temporal y paleogeográfica diferente.

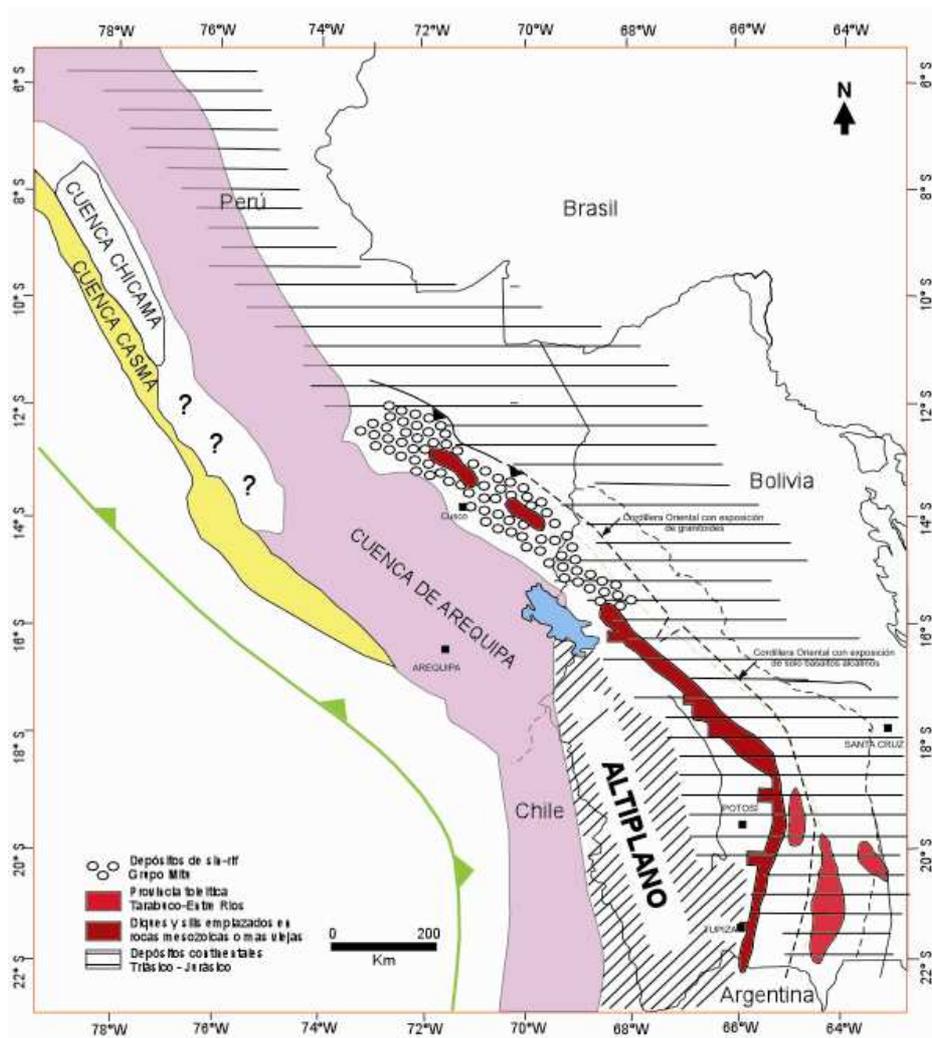


Figura 94. Sinopsis de los principales elementos geológicos mesozoicos de Perú y Bolivia. El eje del sistema de rift del Pérmico superior-Jurásico medio está definido por las ocurrencias del Grupo Mitú, los granitoides coetáneos, y los enjambres de diques básicos, y coincide aproximadamente con el eje de la Cordillera Oriental de Perú y Bolivia. Localidades: A: Arequipa, C: Cochabamba, Cu: Cusco, L: Lima, P: Potosí, SC: Santa Cruz, Tu: Tupiza (Sempere, 2002).

En el noreste de la faja subandina beniana en el río Yanamayu se encuentran las evidencias del magmatismo relacionado a la cuenca cretácica. En el área se han observado numerosos diques y sills básicos que intruyen a la Formación Tequeje de edad devónica inferior (Ponce de León et al., 1972).

Otras manifestaciones de este magmatismo se encontraron en un afluente del río Enatagua donde también se identificaron intrusivos en lutitas del Devónico cerca del contacto con la Formación Beu, cuya descripción se dio a conocer preliminarmente en Zubieta Rossetti y Kusiak (2004). Las dataciones obtenidas en cristales de plagioclasa de una muestra de andesita, proporcionaron una edad Ar-Ar de 83 ± 3 Ma y 80 ± 6 Ma correspondientes al Cretácico Superior, más precisamente Campaniano. Estos datos reflejan una evidencia de magmatismo que es contemporánea a los depósitos de *sinrift* del Subandino Norte, correspondientes a la Formación Eslabón, equivalente a la Formación Yantata que constituye parte de los depósitos de *sinrift* en la cuenca de Santa Cruz.

La paleogeografía de las secuencias atribuidas al Maastrichtiano a nivel regional se extiende en una cuenca elongada donde se depositaron cerca de 500 m de sedimentitas en la parte más profunda (Altiplano y Cordillera Oriental). El conjunto de paleocorrientes, muestra que existe una profundización general de la cuenca hacia el norte-noroeste. Ha existido posiblemente una eventual comunicación con el Atlántico Sur a través del umbral formado por el arco de Quirquincho como lo ha postulado oportunamente Salfity et al. (1985).

El mapa paleogeográfico del Maastrichtiano, muestra la distribución de la cuenca en la zona andina (Figura 95).

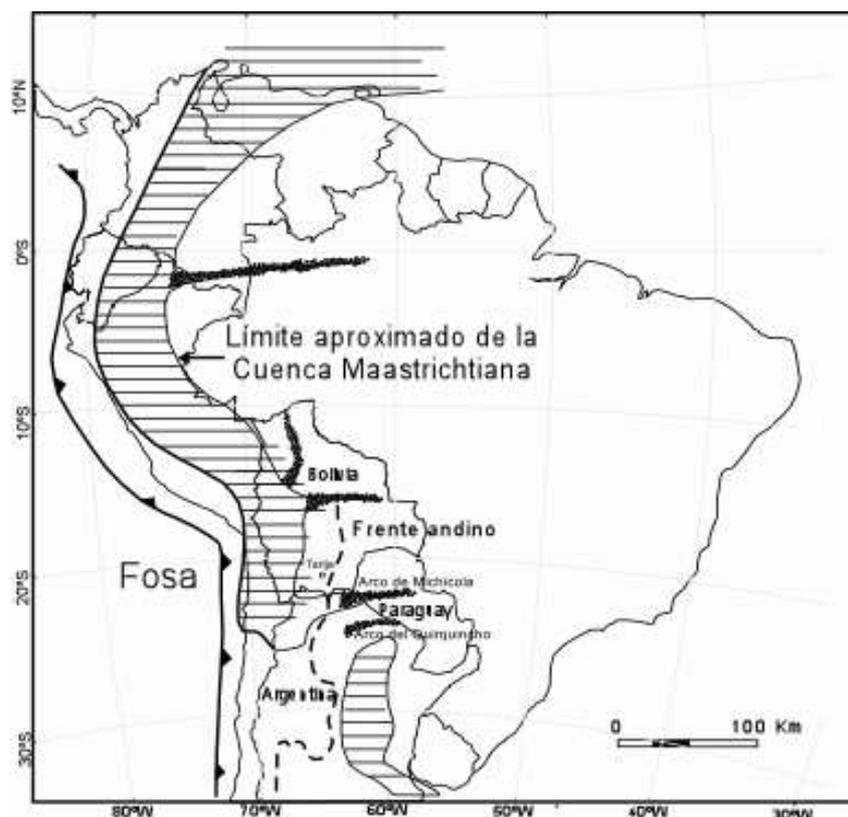


Figura 95. Esquema paleogeográfico del norte de América del Sur para el Maastrichtiano. Se puede notar como indica la zona rayada la posición particular de Bolivia y del Noroeste Argentino en el extremo actual de una cuenca de retroarco en el antepaís subandino, que se extendía en un ambiente marino restringido que comunicaba con el mar abierto de la región del Caribe en el margen de Venezuela (Gayet et al., 1993).

5. MAGMATISMO MESOZOICO EN EL SUBANDINO

La actividad magmática en región subandina de Bolivia es escasa y muy poco conocida, siendo éste es uno de los pocos estudios que presentan datos sobre sus características geoquímicas y geocronológicas. El magmatismo en la región es esencialmente basáltico de naturaleza tholeítica y está presente en diferentes localidades que han sido descritas en forma general por diferentes autores.

Su distribución se puede observar en la figura 95, donde se han indicado las localidades principales donde se ha constatado rocas volcánicas mesozoicas.

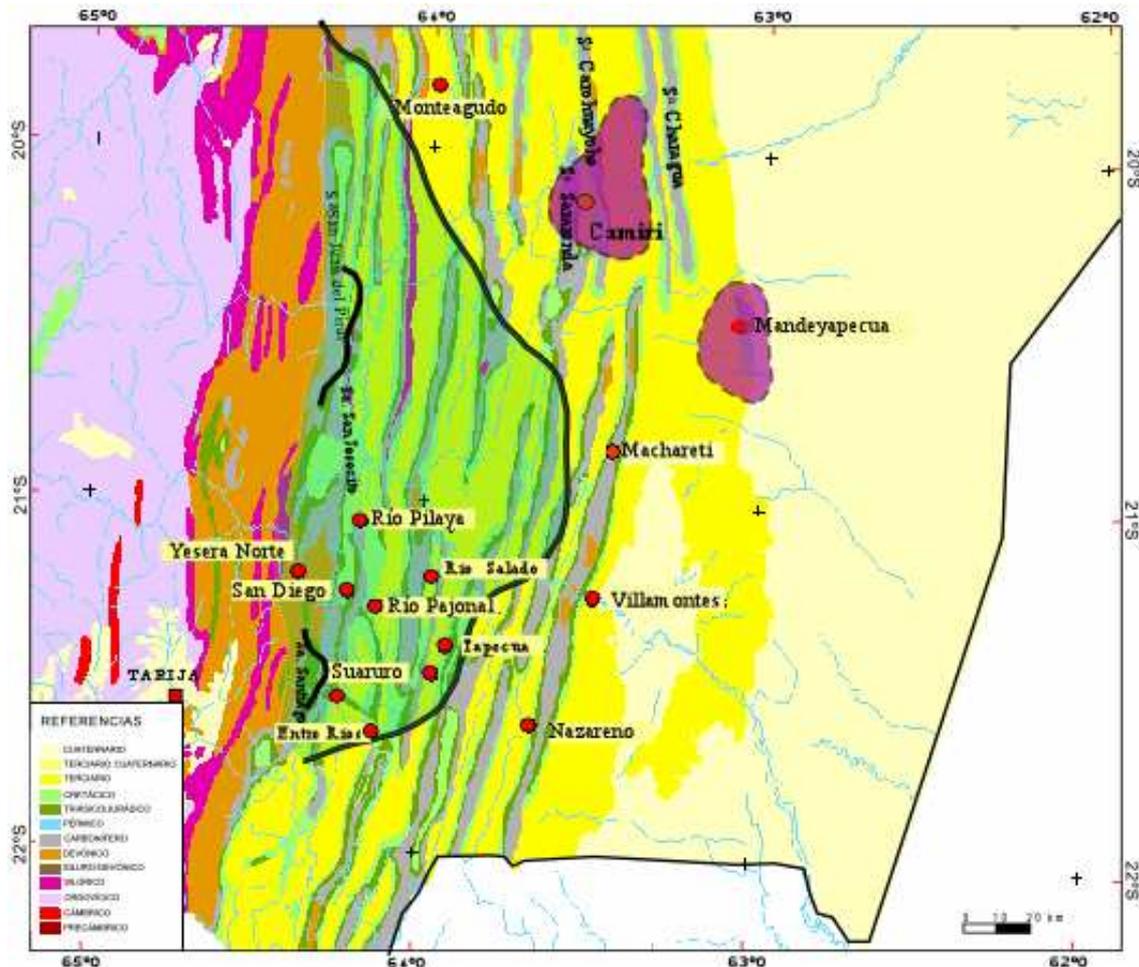


Figura 96. Área de influencia del Basalto Entre Ríos y el Basalto Camiri en el Subandino Sur. La línea discontinua representa el límite externo de los afloramientos del Basalto Camiri. Las áreas sombreadas definen los afloramientos con espesores de 30 a 120 metros. Basado en observaciones propias y de diferentes autores citados en el texto.

En la región andina sur se encuentran los diques de Cornaca, cerca de Tupiza, que presentan una edad aparente de $184 \pm 4,9$ Ma (edad K-Ar, Sempere et al. 1998, 2002). En el sinclinal de Incapampa cerca de la localidad de Tarabuco (Figura 94), aflora el Basalto Tarabuco que conforma con el basalto de Uyuni-Incapampa una serie de coladas vesiculares, en las que se observan *pillow-lavas*, con 100 a 150 metros de espesor.

La localidad de Camiri en la región subandina presenta exposiciones de basalto muy alterado en la quebrada de Parapetí tanto cerca del sitio denominado el Chorro, río abajo en la serranía de Carohouaycho como al sur de Camiri, donde se observan afloramientos menos alterados que cruzan a ambos lados del río Parapetí. En esta localidad también se ha identificado un basalto diaclasado de aproximadamente 30 m de espesor.

En los pozos Mandeyapecua-X3, en Cuevo-X1001 y Cuevo West X1 se atravesaron secciones de rocas basálticas que varían entre 1,8 y 30 metros de espesor y podrían corresponder a las manifestaciones del Basalto Camiri.

La referencia original para el Basalto Entre Ríos proviene de Padula y Reyes (1958) quienes mencionan en la región de Entre Ríos un dique melafírico que Ahlfeld (1946) había observado y que corresponderían a los afloramientos más australes de este basalto, al sur de la localidad de Salinas ubicada 40 km al sur de Entre Ríos (Figura 96), cerca de la mina de sal gema situada en esa región.

En la zona de Entre Ríos, localidad situada 60 km en línea recta al este de Tarija, sobre el camino a Villamontes, provincia O'Connor del departamento de Tarija, se considera la sección típica, a lo largo del camino carretero que une Entre Ríos con Serere, cerca de la localidad de Vallecito.

El área de influencia de esta unidad ocupa el sector central del Subandino Sur y no se extiende más al este de la Serranía de San Antonio (Figura 96). Hacia el norte sólo se describen afloramientos en la latitud de la localidad de Monteagudo, sobre el río Azero, donde tiene un espesor de 22 m en la Serranía de Coscotoro; en el río Parapetí en la serranía de Yanguilo se midieron 50 m, mientras que hacia el sur, los afloramientos del basalto llegan hasta muy cerca de la localidad de Palos Blancos en la serranía de Suaruro. El sector con mayor espesor de rocas basálticas se localiza sobre las serranías de San Josecito, San Juan del Pirai y la región de Entre Ríos, muy cerca del límite entre la faja subandina y la zona de transición de la Cordillera Oriental de Los Andes.

Fuera del área tipo, se conocen otras manifestaciones de actividad ígnea en la Serranía de Mandeyapecua-Carandaití, donde está superpuesta a la Formación Vitiagua. En la zona de Camiri, sobre el Río Parapetí en la Serranía de Carohuaicho, se observa un afloramiento de rocas ígneas, que tiene más bien un carácter de *sill*, con efectos de alteración en las rocas circundantes.

Ayaviri (1964) describió sobre una superficie aparentemente erosionada de la parte más alta de la Formación Ipaguazú, yace una colada basáltica correlacionada con el Basalto Entre Ríos, cuyos afloramientos se encuentran en la parte occidental de la faja subandina, extendiéndose más ampliamente en dirección norte-sur que en el sentido-este oeste (Figura 96). En el río Pilaya llega hasta el sinclinal de San Josecito, se encuentra en Yocoporo y está muy bien desarrollado en el río Pilcomayo, donde se ha llegado a medir hasta 84 metros de espesor.

Sempere y Soler (1992) hacen referencia a la primera intercalación volcánica, cuya potencia total puede sobrepasar los 100 metros. Está constituida de potentes coladas que asocian al Basalto Entre Ríos, pero que corresponderían al Basalto Tarabuco. Este se ubica encima de las capas rojas fluviales o lacustres con

intercalaciones evaporíticas de la Formación Ipaguazu en la faja subandina y en la Formación Sayari en la Cordillera Oriental. Estos basaltos han dado edades K-Ar en roca total comprendidas entre 233 y 45 Ma. Estas rocas se depositaron en grábenes de orientación generalmente noroeste y localmente nord-nordeste como en la localidad de Entre Ríos.

El Basalto Entre Ríos aflora en una gran extensión con diferentes espesores del orden de 30 metros al noreste de Suaruro donde fueron tomadas las muestras para la datación Ar-Ar, a lo largo de la senda Alto Lajitas. Sus espesores son de 90 m al oeste de Suaruro en las inmediaciones de la localidad de San Diego y de 130 metros hacia el norte, en el extremo occidental de la cuenca, que constituyen los dos depocentros principales de estas coladas basálticas. El área de extensión de estas coladas ha sido estimada en unos 30.000 kilómetros cuadrados.

5.1. Características petrográficas de los basaltos

El Basalto Entre Ríos es un conjunto macizo que agrupa diferentes coladas apiladas de más de 120 m de espesor, tiene una apariencia en bloque, con fracturas en dos direcciones; cuando no está alterado, es resistente y no presenta intercalaciones con rocas sedimentarias. Su contacto es irregular en la base.

Sempere y Soler (1992) establecieron que estos basaltos presentan una estructura dolerítica con plagioclasa cálcica y clinopiroxeno milimétrico o una estructura traquítica con fenocristales de plagioclasa cálcica, olivino en una matriz microgranular con plagioclasa, clinopiroxeno y minerales opacos. Se encuentran generalmente alterados a serpentina, clorita, calcita, arcillas, óxidos de hierro.

Las muestras del Basalto Entre Ríos que han sido estudiadas corresponde macroscópicamente a una roca de color gris oscuro a negro con un 20 % de tablillas de feldespatos en una pasta microcristalina.

Microscópicamente tiene textura porfírica formada por fenocristales de plagioclasa y piroxeno con pasta microcristalina de tipo intergranular (Figura 97). Su grano es mediano a fino variando de 0,75 a 1 mm. Los fenocristales de plagioclasa representan el 90 % y son de andesina (Ab_{46}). Los cristales de piroxeno son de augita predominantemente. Frecuentemente los fenocristales de piroxeno tienen bordes transformados en óxidos de hierro.

El Basalto Camiri está caracterizado por una roca volcánica masiva con textura porfírica. Es altamente porfírica ya que el porcentaje de fenocristales es mayor al 15% y el tamaño es fino a mediano (<1,6 mm). De acuerdo al porcentaje de minerales máficos respecto de los félsicos la roca es mesocrática. La asociación mineralógica dominante es nuevamente plagioclasa asociada a clinopiroxenos. Los cristales más abundantes son de plagioclasa que se encuentran en una proporción del 65% del volumen total de fenocristales. Son tablillas de formas euhedrales a subhedrales. Poseen maclas finas, simples (albita – Carlsbald) y polisintéticas. (Figura 98).

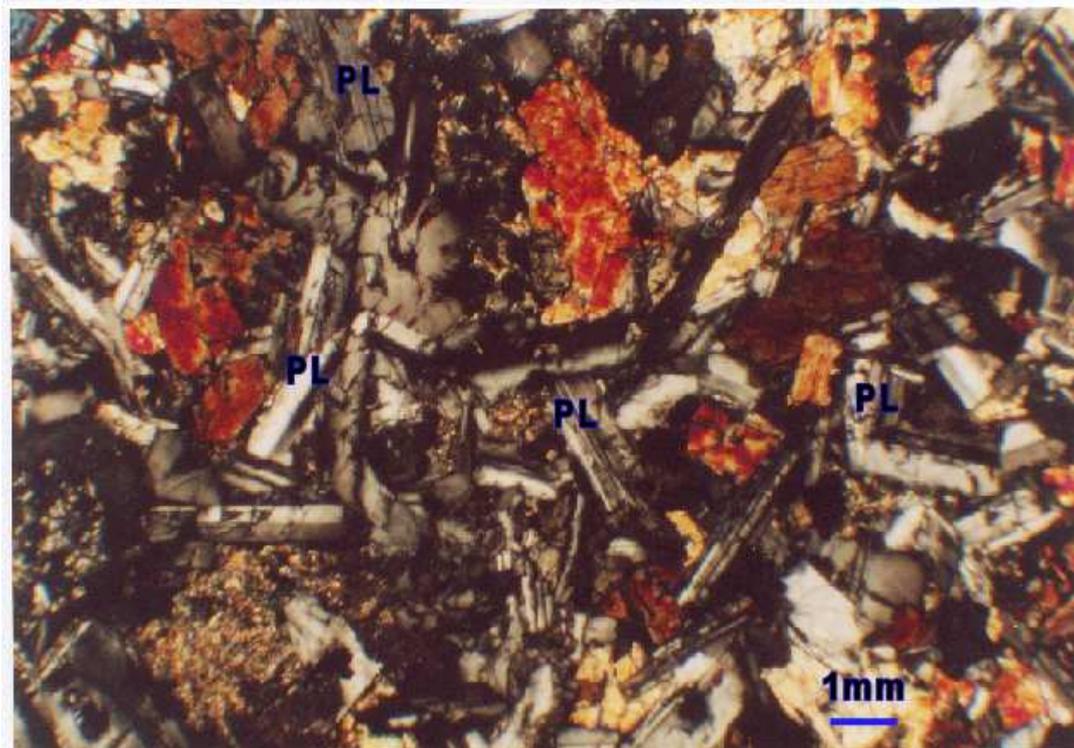


Figura 97. Muestra del Basalto Entre Ríos con nicoles cruzados. Se observa la textura porfírica formada por fenocristales de plagioclasa y piroxeno con pasta microcristalina de tipo intergranular, por sectores glomeroporfírica. Es de grano mediano a fino ya que los fenocristales varían entre 0,75 y 1 mm.



Figura 98. Muestra del Basalto Camiri con nicoles cruzados. El tamaño promedio del grano es de 0,5 mm, aunque en su eje mayor pueden alcanzar hasta 1,6 mm.

Están atravesados por microfracturas en general transversales al clivaje. Poseen los bordes corroídos por inestabilidades durante la cristalización y enfriamiento lo que les da un falso aspecto de anhedral. Las tablillas están límpidas o con alteración de intensidad muy suave. El mineral máfico más frecuente es clinopiroxeno de forma subhedral, en cristales prismáticos cortos. Se encuentran en una proporción del 35% del volumen total de fenocristales, con tamaños menores a 0,6 mm en su eje mayor, aunque predominan aquellos de 0,3 mm.

Se encuentran atravesados por microfracturas que en ocasiones están rellenas por óxidos de hierro que también reemplazan los bordes de los cristales. Las microfisuras de los cristales se encuentran rellenas por cloritas. Presenta cristales opacos subhedrales a anhedrales, en una proporción del 5-7%, con tamaños menores a 0,7 mm. La alteración cálcica y arcillosa es de moderada intensidad y se presenta ocupando espacios intercrystalinos formado parches irregulares menores a 1,6 mm.

La mineralogía de los basaltos caracterizada por plagioclasa, augita, pigeonita y Ti-magnetita, las que presentan una alteración leve es similar a la descrita por Bertrand et al. (2005).

De acuerdo a la mineralogía de sus fenocristales la muestra analizada se clasifica como un fenobasalto.

En general los basaltos estudiados son comparables con el material descrito en Bolivia por Soler y Sempere (1993). Estos autores describen los basaltos también con una fuerte alteración, aunque en los ejemplares por ellos estudiados predomina una textura dolerítica con plagioclasa cálcica y clinopiroxeno en una textura porfirica con fenocristales de plagioclasa cálcica y olivina. Según estos autores los basaltos jurásicos tienen una textura más porfirica con fenocristales de olivina, plagioclasa cálcica y clinopiroxeno.

5.2. Geoquímica de las muestras utilizadas

Se estudiaron tres muestras representativas cuya ubicación se ilustra en la figuras 99 y 100 (véase datos analíticos en el Cuadro 1). Estas muestras fueron obtenidas en la senda Alto Lajitas ($x = 401.548$, $y = 7.619.194$), aproximadamente 5 km al este de la localidad de Suaruro, las muestras que se dataron corresponden al Basalto Entre Ríos, a las que se identificó como BER y REBER (Cuadro 1). La tercer muestra representativa, corresponde al Basalto Camiri y se ha obtenido en los afloramientos localizados sobre una de las márgenes del río Parapetí al sureste de la ciudad de Camiri ($x = 450.044$, $y = 7.777.618$), y se la identificó como PRO. Estos afloramientos se encuentran en una posición basal de la secuencia mesozoica en la intersección del contacto entre las areniscas rojizas claras con estratificación entrecruzada y granulometría mediana de la Formación Cangapi (Pérmico medio a superior) y las areniscas rosadas con estratificación entrecruzada de la Formación Tapehua (Jurásico medio).

Las dataciones radimétricas ^{40}Ar - ^{39}Ar del Basalto Entre Ríos y el Basalto Camiri se realizaron sobre cristales de plagioclasa de la pasta que presentaban menor grado de alteración, utilizándose varias decenas de miligramos. Los cristales fueron calentados

entre ocho u trece pasos sucesivos con temperaturas variables entre 650 C° y 1400 C°, durante un tiempo mínimo de 12 minutos.

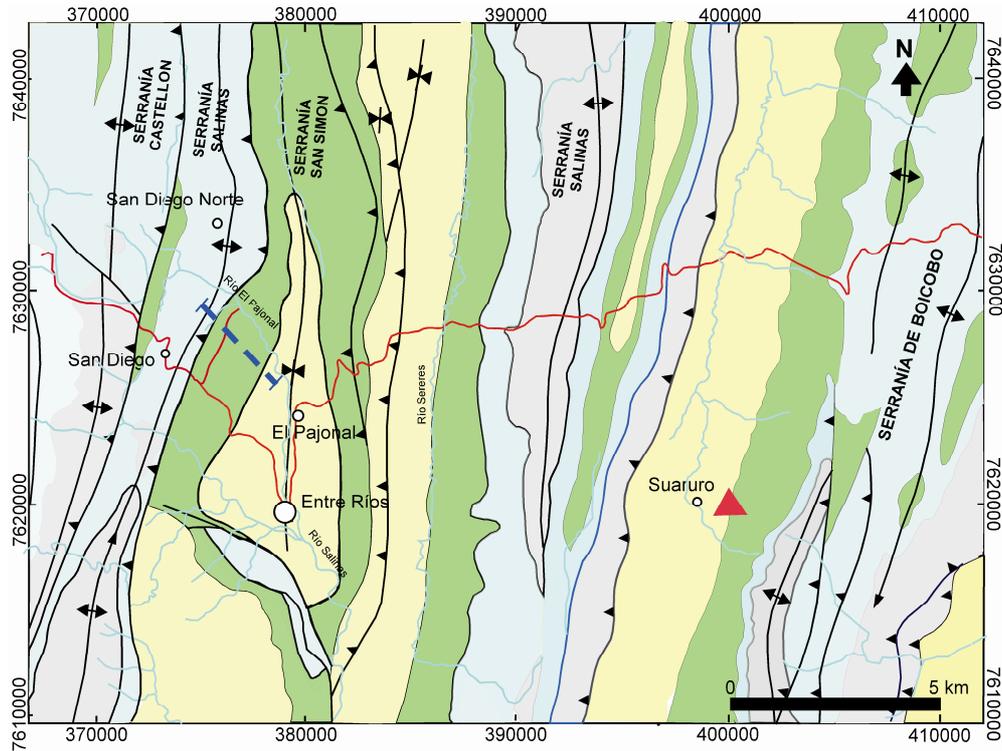


Figura 99: Mapa de ubicación de las muestras datadas del Basalto Entre Ríos de la región subandina sur.

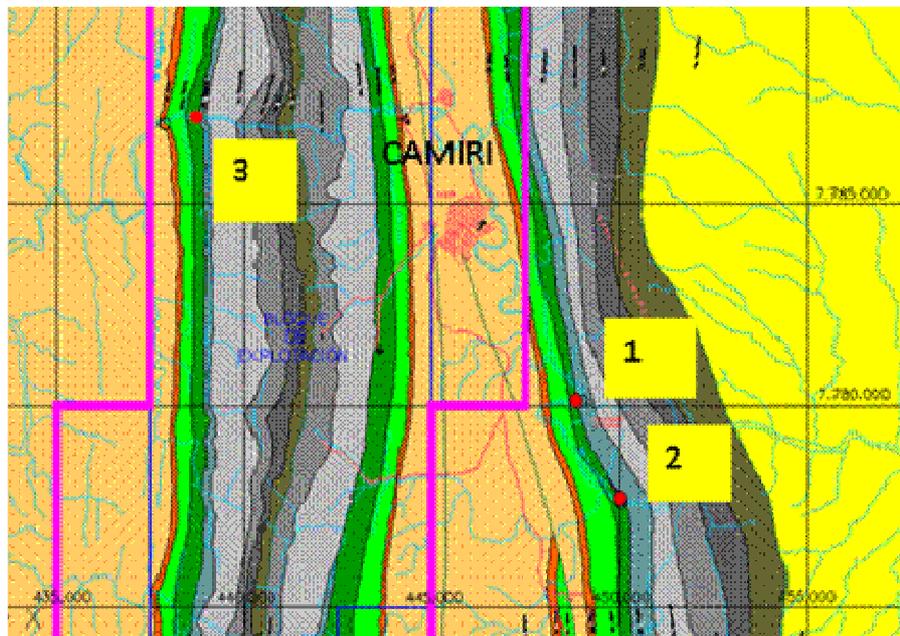


Figura 100. Localización de puntos geológicos sobre el río Parapetí, donde se identificaron: 1) sedimentos afectados por magmatismo; 2) un afloramiento del Basalto Camiri y 3) punto geológico en la base de la Formación Tapeuca conteniendo un conglomerado basal con clastos alterados de rocas ígneas.

Las muestras obtenidas se caracterizan por su pobre contenido en P_2O_5 (0,11-0,13), con un contenido leve de TiO_2 (0,27-0,3). Las muestras analizadas tienen relaciones de La/Nb (1,5-1,98), Tb/Ta (1,85-2,4), Y/Nb (4,28-4,74), Hf/Ta (7,25-9,67), Zr/Th (55-65) y La/Nd (0,64-0,78).

El gráfico obtenido (Figura 101) presenta una ligera anomalía Nb-Ta. Estas conclusiones son similares a los resultados obtenidos por Bertrand et al. (2005).

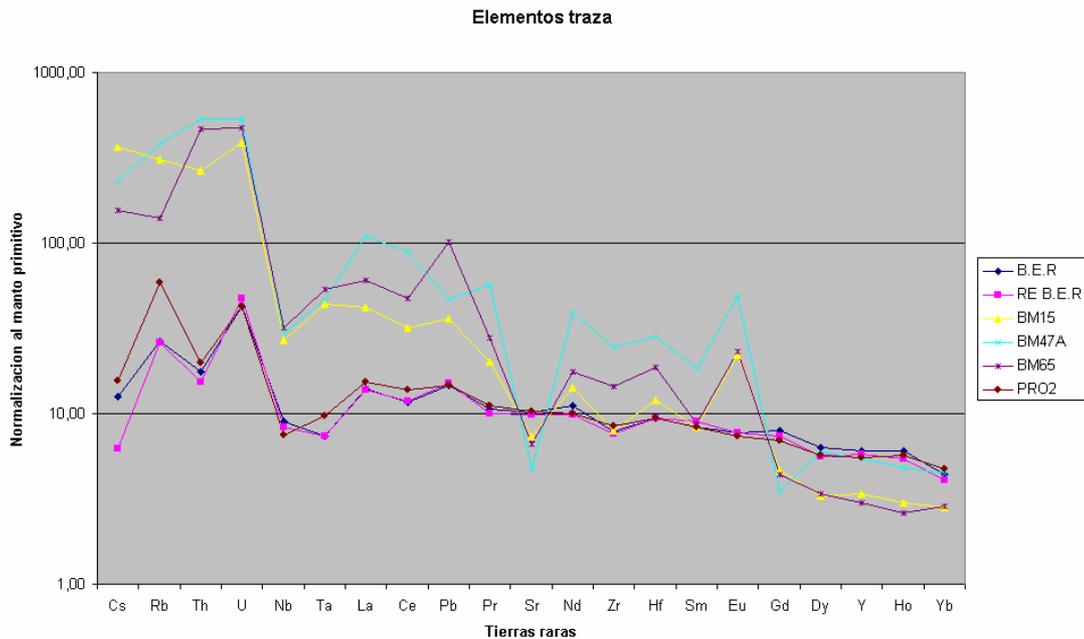


Figura 101: Diagrama de tierras raras normalizado al manto primitivo realizado con los datos geoquímicos correspondientes a las muestras de los basaltos Entre Ríos y Camiri. Se indican además las muestras BM15, BM47A y BM65, que corresponden a tobas de caída correspondientes al arco magmático cenozoico. Nótese el diferente comportamiento de las rocas de arco con respecto a los basaltos jurásicos de intraplaca analizados.

Sobre estas muestras no se ha hecho aún el análisis isotópico pero las de Bertrand et al. (2005) aportan una composición isotópica de Nd próxima al condrito ($\epsilon Nd = -0,7$ a $-0,2$) y un contenido isotópico de $^{87}Sr/^{86}Sr$ ligeramente variable entre (0,7052 – 0,7061), que indicaría un origen mantélico con leve asignatura cortical. Si se comparan estos basaltos con otros basaltos de rift de edad triásica superior, como los descritos por Ramos y Kay (1991) en la cuenca de Cuyo, se nota una mayor participación mantélica en los de Cuyo. En estos basaltos el ϵNd es de alrededor de +1,90 y la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ de $0,704038 \pm 0,0007$, que permite identificar una mayor participación cortical en los basaltos subandinos.

El diagrama de tierras raras normalizado al condrito (Figura 102) muestra un ligero enriquecimiento en tierras raras ligeras y un ligero empobrecimiento en tierras raras pesadas. La pendiente de La/Yb muestra un fraccionamiento de baja presión, característico de un emplazamiento cortical poco profundo o en una corteza atenuada. La anomalía positiva de Eu que presentan las muestras de las tobas derivadas del

magmatismo de arco cenozoico, en comparación con el Basalto Entre Ríos (BER y REBER) y el Basalto Camiri (PR02), indicaría que las mismas se han desarrollado en un ambiente distinto al de los basaltos jurásicos de intra-placa.

Estas características, junto con las relaciones $La/Nd < 1$ y $Zr/Nd < 10$ que se detallan en el Cuadro 1 para el Basalto Entre Ríos y el Basalto Camiri, así como el perfil empobrecido en tierras raras pesadas son típicos de basaltos de intraplaca.

Cuadro 1: Análisis de muestras representativas de los basaltos subandinos.

<i>Elementos Traza</i>	<i>Basalto Entre Rios B.E.R</i>	<i>Basalto Entre Rios RE B.E.R</i>	<i>Basalto Camiri PRO2</i>
Cs	0,4	0,2	0,5
Rb	16,9	16,5	37,2
Ba			
Th	1,5	1,3	1,7
U	0,9	1	0,9
Nb	6,4	5,9	5,3
Ta	0,3	0,3	0,4
La	9,6	9,5	10,5
Ce	20,7	21,1	24,4
Pb	2,7	2,8	2,7
Pr	2,94	2,74	3,05
Sr	213,7	207,4	218,4
Nd	15,1	13,3	13,5
Zr	87,4	84,6	94,2
Hf	2,9	2,9	2,9
Sm	3,7	4	3,7
Eu	1,29	1,3	1,23
Ti	7800	7800	7620
Gd	4,74	4,4	4,11
Dy	4,66	4,11	4,18
Y	27,4	26,3	25,1
Ho	0,99	0,89	0,93
Er	2,62	2,64	2,57
Tm	0,31	0,36	0,37
Lu	0,33	0,38	0,34
Yb	2,18	1,99	2,35
Tb	0,72	0,72	0,74
Hf	2,9	2,9	2,9
La/Nd	0,64	0,71	0,78
Zr/Nd	5,79	6,36	6,98
La/Nb	1,50	1,61	1,98
Th/Ta	5,00	4,33	4,25
Th/Tb	2,08	1,81	2,30
Y/Nb	4,28	4,46	4,74
Tb/Ta	2,40	2,40	1,85
Hf/Ta	9,67	9,67	7,25
Zr/Th	58,27	65,08	55,41

El Cuadro 1 corresponde a los datos del análisis de las muestras de los basaltos Entre Ríos y Camiri que se dataron por el método Ar-Ar en el Laboratorio de Actlabs Pacific Pty Ltd (Actlabs = Activation Laboratories).

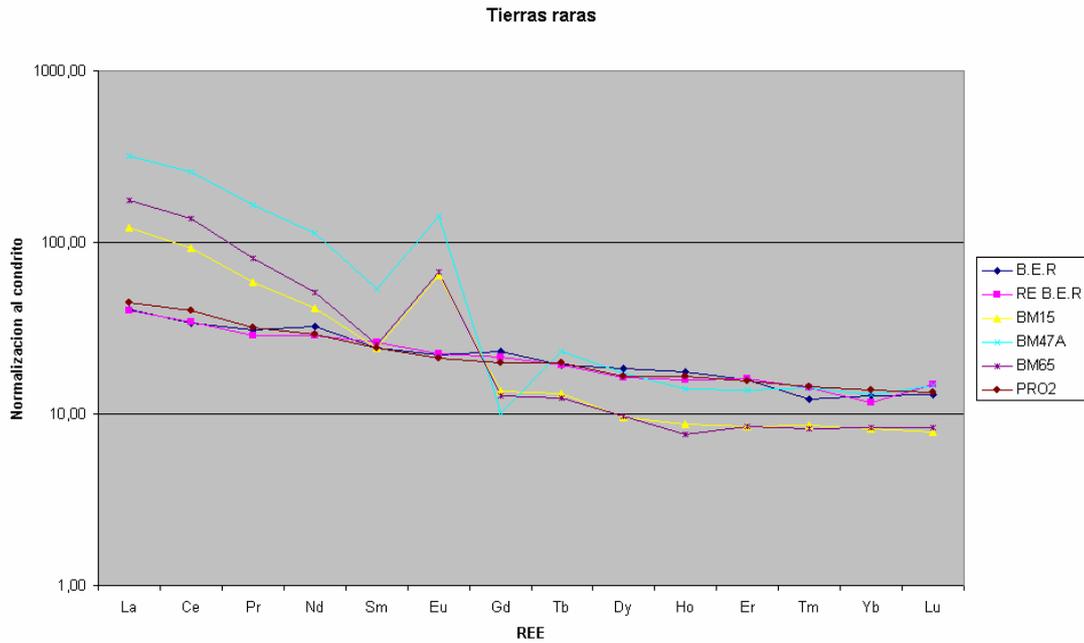


Figura 102: Diagrama de tierras raras normalizado al condrito. Se indican además las muestras BM15, BM47A y BM65, que corresponden a tobas de caída correspondientes al arco magmático cenozoico. Nótese el diferente comportamiento de las rocas de arco con respecto a los basaltos jurásicos de intraplaca analizados.

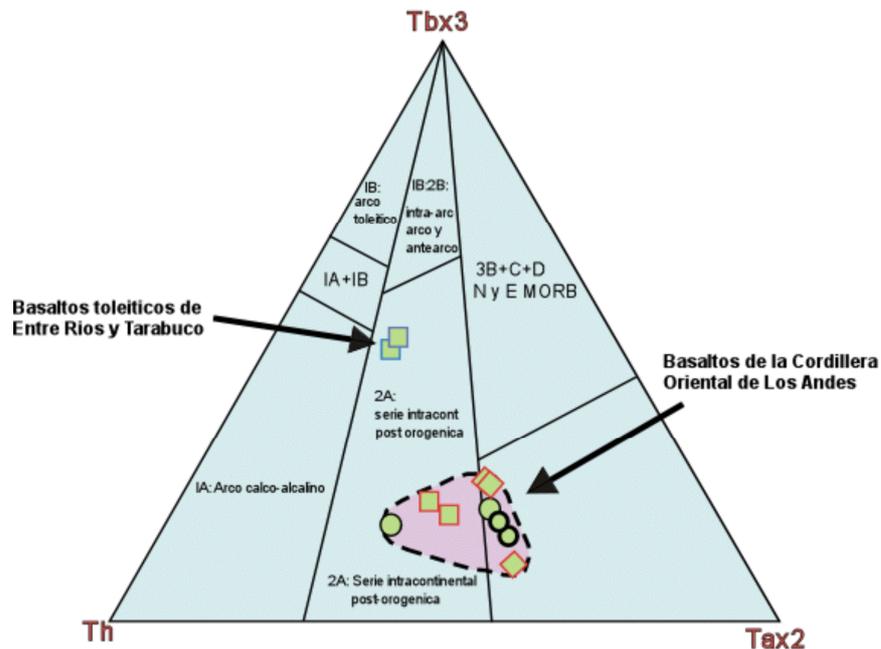


Figura 103: Rocas basálticas mesozoicas de Bolivia en el diagrama Tb-Th-Ta de Cabanis y Thieblemont (1988). Las rocas básicas de la Cordillera Oriental, corresponden a un sill de andesita y basalto de la Formación Ravelo, en las cercanías de Potosí. Flujos de basalto en las formaciones Tiquina, Ipaguazu en las localidades de Vitichi y Tupiza (modificado de Sempere y Soler, 1993).

El diagrama de la figura 103 permite asignar los basaltos estudiados a las series volcánicas intracontinentales no relacionadas con arcos magmáticos y típicas de zonas extensionales de intraplaca.

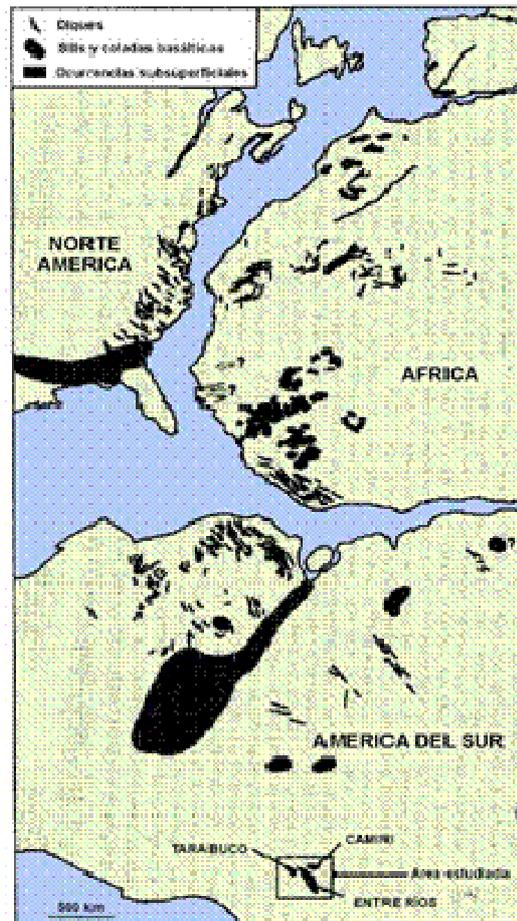


Figura 104: Ubicación de los basaltos subandinos en la provincia magmática centro atlántica (basado en Bertrand et al., 2005).

Estos resultados geocronológicos y sus características geoquímicas permiten correlacionar los basaltos subandinos con los basaltos de la provincia magmática centro atlántica (CAMP). Esta correlación ya había sido mencionada por Bertrand et al. (2005). Esta provincia magmática caracterizada por basaltos toleíticos y alcalinos de intraplaca se formó durante la fragmentación del supercontinente de Pangea a partir del Jurásico basal como lo demostraron Marzoli et al. (1999). Esta correlación se ve reforzada por las nuevas edades jurásicas obtenidas de los basaltos de Entre Ríos y Camiri. La extensión de esta provincia se ilustra en la figura 102 indicaría que los basaltos del Subandino boliviano pertenecerían a los más australes de esa provincia.

5.3. La edad de los basaltos

5.3.1. Basalto Camiri

La datación se realizó sobre 16,37 miligramos de pasta de basalto separada. La pasta fue calentada en 13 pasos sucesivos con temperaturas variables entre 650 y 1400°C, durante un tiempo mínimo de 12 minutos. En el paso 1 liberó 17,8% de ^{39}Ar a 650°C, dando una edad de $234,53 \pm 1,55$ Ma. Los siguientes diez pasos (desde 2 a 12)

con temperaturas entre 700 y 1210°C liberan en conjunto el 79,5% del ^{39}Ar radiogénico resultando de estos la edad de la roca entre 212,36 Ma (Paso 2) y 194,90 Ma (Paso 12). Estos pasos de calentamiento para la muestra determinan un espectro de edades concordantes entre sí, pudiéndose definir un *plateau*, estadísticamente válido, estableciéndose una edad de $204,03 \pm 1,38$ Ma. Los últimos pasos liberan 4,8 y 2,6% del total del ^{39}Ar radiogénico a temperaturas de 1210 y 1400°C resultando edades de 194,90 y 219,54 Ma (Pasos 12 y 13).

Discusión

La edad anormalmente alta en el paso 1, se atribuye a un exceso de Ar radiogénico incorporado posteriormente al enfriamiento de la roca por alteración y/o fluidos que circularon a través de la misma, y /o retenido en inclusiones fluidas. Este tipo de argón se concentra en las partes externas de los cristales y por esto es liberado en los primeros pasos de calentamiento.

Las edades obtenidas en los pasos segundo al undécimo determinan la edad del *plateau* de esta roca que tomando un promedio de las once mediciones es de **204,03 ± 1,38 Ma** correspondiente al Jurásico Inferior (Hettangiano). Esta edad es significativamente más joven que la edad de 233 Ma obtenida por K-Ar en la década del 80, de una muestra procedente del sill de Camiri (véase Sempere et al., 2002).

5.3.2. Basalto Entre Ríos

La datación se realizó sobre cristales de plagioclasa de la pasta que presentaban menor grado de alteración, utilizándose 14,57 miligramos de la muestra BER (Basalto Entre Ríos). Los cristales fueron calentados en 8 pasos sucesivos con temperaturas variables entre 675 y 1400°C, durante un tiempo mínimo de 12 minutos.

Edad de la isócrona

Los pasos de calentamiento 4 a 7 permiten definir una isócrona válida con una edad de $181,5 \pm 0,9$ Ma (Figura 105).

La isócrona es el mejor tratamiento para los datos obtenidos de la relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Esto se debe a que la isócrona permite calcular la composición isotópica del argón inicial no radiogénico que fue atrapado dentro de la muestra en el momento en que el sistema se cerró. Posteriormente se corrige la edad con estos valores.

Para los cálculos del espectro por el contrario se asume que la relación de los isótopos de argón ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) atrapados tienen la composición de la atmósfera moderna $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 295,5$.

En el caso de la muestra analizada se obtuvo una relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 287,5 \pm 0,6$.

Para la obtención de la recta que define la isócrona son necesarios como mínimo tres puntos que correlacionen cumpliendo con rigurosas condiciones estadísticas.

Datación sobre la pasta de la muestra de B.E. Rios (SS- 1)

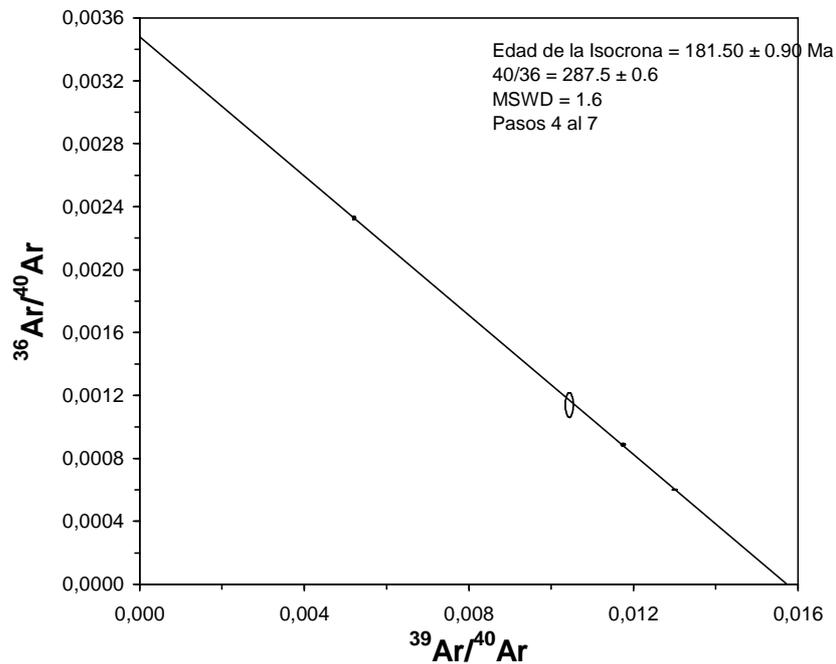


Figura 105: Edad de la isócrona obtenida sobre la pasta de la muestra BER (véase ubicación de la muestra en figura 99).

Edad del espectro

El primer paso liberó 1,5 % ^{39}Ar a 675°C dando una edad de $46,05 \pm 12,37$ Ma (Figura 106). Esta edad anormalmente baja se atribuye a un déficit de Ar radiogénico.

El segundo paso a 750°C liberó 4,7 % de ^{39}Ar , y dio una edad de $104,19 \pm 1,80$ Ma. Esta se considera una edad también anormalmente baja atribuida a un déficit de argón radiogénico.

Los siguientes dos pasos 3 y 4 con temperaturas entre 820 y 900°C dan edades entre 142,42 Ma (Paso 3) y 171,83 Ma (Paso 4).

Estas edades más jóvenes obtenidas entre los pasos 1 a 4 indican que parte del argón radiogénico fue liberado o extraído de la roca por uno o más procesos de alteración y/o calentamiento que sucedieron entre los 46 y 172 Ma. Es interesante destacar que antiguas edades obtenidas en la década del ochenta del Basalto Entre Ríos mediante K-Ar en roca total dieron edades de 108 a 104 Ma, las que se desestimaron como edades mínimas de rocas alteradas (véase Sempere et al., 2002).

El paso 5, a 980°C con una liberación de 14,5 % de ^{39}Ar da una edad de 181,35 Ma. El paso 6, a 1070°C con una liberación de 18,6 % de ^{39}Ar da una edad de 179,51 Ma. El paso 7, a 1160°C con una liberación de 26,4 % de ^{39}Ar da una edad de 180,78 Ma. Estos tres pasos sucesivos liberan el 59,5 % del total de ^{39}Ar y dan una edad promedio de $180,55 \pm 1,52$ Ma.

El paso 8 a 1400°C con una liberación de 11,2 % de ^{39}Ar da una edad de 161,85 Ma.

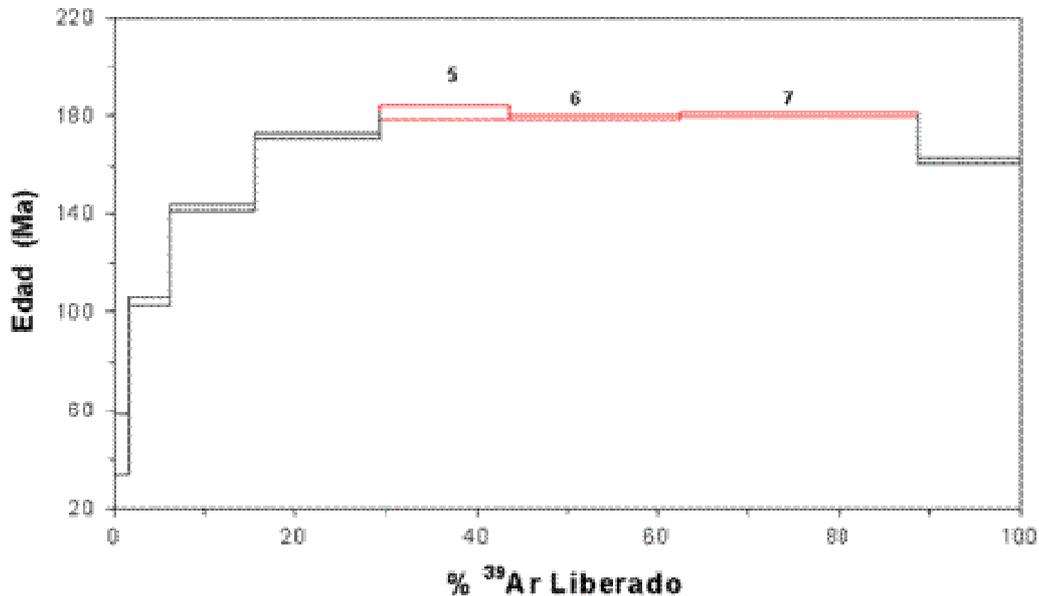


Figura 106. Las diferentes edades del espectro obtenidas en los 8 pasos sucesivos. Para la obtención de la recta que define la isócrona se tomaron en cuenta tres puntos de correlación.

Discusión

La edad obtenida con la isócrona construida con los pasos 4 a 7 sería de **181,50 ± 0,90 Ma**, la que se considera la edad más probable de formación del basalto. Esto permitiría asignarlo al Jurásico Inferior alto (Toarciano).

Esta edad es prácticamente coincidente con las edades obtenidas en los pasos quinto, sexto y séptimo que determinan la edad de esta roca, que tomando un promedio de las tres mediciones es de **180,55 ± 1,52 Ma**, que confirma una edad toarciana.

Los pasos desde el primero al tercero con edades menores están indicando que un proceso de alteración o un calentamiento que afectó a las rocas liberando parte del argón radiogénico presente en el mineral. Estos procesos se han producido entre los 170 y 46 Ma.

Una datación convencional K-Ar, realizada con la misma precisión habría dado una edad sustancialmente menor de $168,04 \pm 0,94$ Ma que corresponde en este caso a la edad del gas total (*total gas age*).

La edad obtenida de 180,5 Ma es comparable a pesar de ser más joven a las edades de plateau obtenida por Bertrand et al. (2005) que van de $185,5 \pm 6,3$ hasta $201,2 \pm 10,6$ Ma para el Basalto Tarabuco y $189,5 \pm 1,4$ hasta $200,0 \pm 2,7$ Ma para el Basalto

Camiri. Para el Basalto Entre Ríos estos autores no han obtenido la edad de *plateau* característica.

Los resultados petrológicos y geoquímicos obtenidos en las muestras del Subandino Sur permiten concluir que los datos analizados y las edades obtenidas son lo suficientemente cercanas a los presentados por Bertrand et al. (2005), aunque con una mejor precisión en los datos geocronológicos. Las edades obtenidas confirman que el material analizado forma parte de la provincia magmática centro Atlántica (CAMP) definida por Marzoli et al. (1999). Esta provincia como se observa en la figura 101, caracteriza a ambos lados del Océano Atlántico norte, tanto en Norte América como en Brasil y en África continental una actividad magmática asociada a la fragmentación de Pangea que se inició aproximadamente a los 200 Ma cerca del límite Triásico-Jurásico Verati et al. (2007). La edad obtenida para los basaltos es también cercana a la edad del punto caliente que caracteriza la provincia de Karoo (Duncan et al., 1997).

“Este último evento térmico ha estado caracterizado igualmente por edades K-Ar y Rb-Sr sobre las arcillas diagenéticas de la región de Sierra Grande en Patagonia y de la provincia de Paraná del Sur de Brasil (Dos Santos, 1994).” Tiene su mejor expresión en la provincia magmática de Chon Aike que se originó a partir del punto caliente del Karoo, y representa uno de los eventos magmáticos más desarrollados en la Patagonia. Se puede concluir que a partir de la ruptura asociada a la provincia CAMP y la ruptura del Pangea, la anomalía térmica se extiende a la provincia del Karoo originando las importantes efusiones volcánicas de la Patagonia, Australia y Antártida (Pankhurst et al., 1998). Estos autores relacionan este punto caliente con el inicio de la ruptura del Gondwana, y por ende de la fragmentación entre el Gondwana Occidental y el Oriental. Esta fragmentación generó mediante extensión las volcanitas de Chon Aike, la que estos autores interpretan producidas por el impacto en la litósfera de esta pluma caliente en la región central de Patagonia.

5.3.3. Magmatismo en el Subandino Norte

La presencia de actividad ígnea en el Subandino Norte es menos conocida y está evidenciada en la sección del río Yanamayu y un afluente del río Enatagua, donde se identificaron intrusivos dentro de las sedimentitas del Devónico. Estos cuerpos se localizan cerca del contacto con la Formación Beu, en la parte superior de la serie preservada de la Formación Tequeje (Zubieta Rossetti y Kusiak, 2004).

En láminas delgadas presentan grano medio a fino, textura subofítica. La presencia de biotita es común en la mayor parte de las muestras y la ausencia de ortopiroxenos indicaría que se trata de una roca andesítica a diorítica. La muestra corresponde a uno de los cuerpos intrusivos emplazados muy cerca del techo de la Formación Tequeje.

Por otra parte otra muestra obtenida de la misma sección corresponde a un delgado cuerpo basal de roca ígnea que tiene minerales opacos y donde no es visible la presencia biotitas. Esta última indicaría una composición un basalto/andesita (Figura 107).



Figura 107: Lámina delgada de una roca volcánica cuya textura y la falta de biotita sugieren que se trata de un basalto. Se observan vesículas circulares rellenas por arcilla verde en la parte superior derecha (con luz polarizada) y abundantes tablillas de plagioclasas.

Los procesos de alteración que presentan estas rocas no facilitan una determinación precisa a partir de las láminas delgadas. De acuerdo al análisis realizado, la composición mineralógica y la textura no son elementos que puedan definir el origen de esta roca como intrusiva (*diorita/gabro*) o extrusiva (*basalto /andesita*) (Westport, 2000). Existen sin embargo otras observaciones de campo que pueden ayudar a definir su origen. El elemento disponible que permite definir el carácter intrusivo de estos cuerpos, es la datación efectuada sobre estas rocas, cuyas edades determinadas son mucho más jóvenes que las rocas en las cuales están emplazadas.

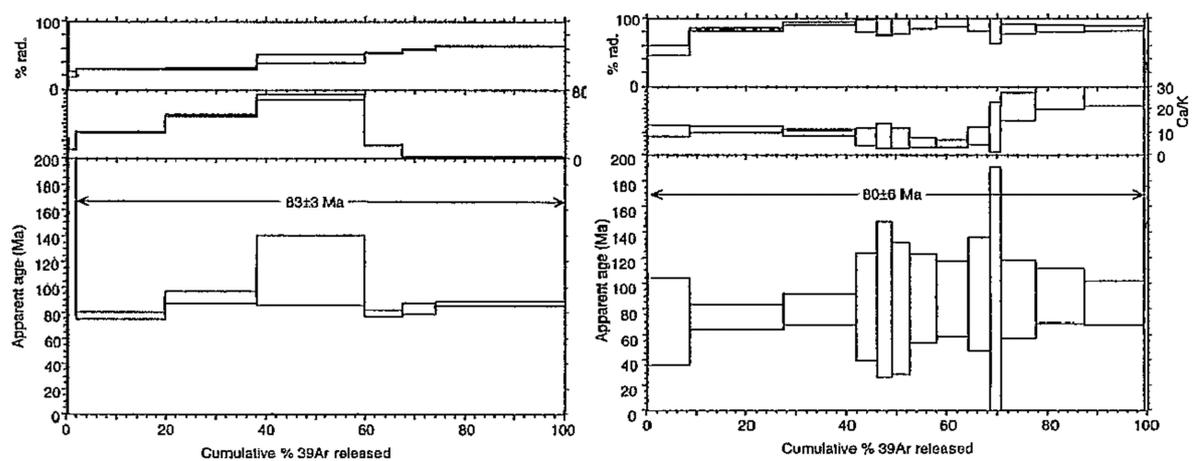


Figura 108: Resultados de los análisis de dataciones absolutas realizadas sobre las dos muestras de los cuerpos intrusivos. En el panel superior se muestra el porcentaje de ^{40}Ar proveniente del decaimiento radioactivo. El segundo panel es la relación de Ca/K obtenido por la vía de la relación $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. El panel inferior es el espectro de edades para cada punto.

Las muestras que corresponden a dos cuerpos intrusivos diferentes separados unos 100 metros. Estas muestras proporcionaron edades de 83 ± 3 Ma y 80 ± 6 Ma, respectivamente (Figura 108), aunque esta última edad es menos precisa.

Las dataciones efectuadas de estas muestras reflejan una historia termal simple de diques o filones intruidos durante el Cretácico medio (*Campaniano*).

5.4. Conclusiones

Una de las conclusiones más importantes del análisis de las secuencias mesozoicas del Subandino boliviano es la migración de los procesos extensionales hacia el norte.

La evidencia de esta migración está dada por la diferenciación de dos cuencas de rift, una jurásica, que ha sido denominada cuenca de Villamontes en el Subandino Sur y otra cretácica en el subandino centro y la llanura del Chaco, denominada cuenca de Santa Cruz, que se extiende en el subandino norte.

La diferenciación de estas dos cuencas a su vez demuestra la existencia de dos eventos de atenuamiento litosférico diferentes y la migración del foco de flujo calórico, produciendo una variación en el gradiente térmico hacia el norte.

La evidencia magmática relacionada a la cuenca de Villamontes está representada por las coladas de los Basaltos Camiri y Entre Ríos cuyas dataciones marcan el ciclo jurásico al que pertenece la etapa de sinrift de esta cuenca. Sus edades Ar-Ar jurásicas inferiores de $204,03 \pm 1,38$ Ma correspondiente al Hettangiano, y de $181,50 \pm 0,90$ Ma correspondiente al Toarciano, forman parte de la provincia magmática centro atlántica (CAMP) definida por Marzoli et al. (1999).

Las manifestaciones de magmatismo cretácico medio encontradas en el Subandino Norte y representadas por diques de andesita-diorita, con edades Ar-Ar de 83 ± 3 Ma y 80 ± 6 Ma, corresponden al Campaniano. Estas edades reflejan una contemporaneidad de los eventos asociados al rift cretácico en el Subandino Norte, representados por la Formación Eslabón, la que es equivalente a la Formación Yantata en la cuenca de Santa Cruz.

Por ultimo los procesos extensionales desarrollados durante el rift jurásico del Subandino Sur y el rift cretácico del Subandino Centro y Norte condicionaron en cierta manera los procesos tectónicos acaecidos en la orogenia andina en el área del subandino boliviano, evidenciado por la reactivación e inversión de las fallas extensionales producidas durante el Mesozoico.

6. CONCLUSIONES FINALES

El estudio de las secuencias mesozoicas del Subandino boliviano, efectuado a través de prolivos levantamientos de campo, combinados con el detallado estudio de los perfiles de pozos previamente seleccionados y analizados con las herramientas convencionales, combinados con la información sísmica disponible, han permitido importantes avances en el conocimiento geológico de la región. Estas contribuciones realizadas durante los trabajos de investigación de la presente tesis se pueden resumir en los siguientes aportes.

- 1) Datar geocronológicamente las efusiones basálticas agrupadas en el Subandino Sur correspondientes a los Basaltos Entre Ríos y Camiri mediante estudios de Ar-Ar. Esto ha permitido desechar edades triásicas más antiguas que se habían obtenido por métodos de menor precisión y reevaluar la importancia de estas volcanitas de edad jurásica inferior.
- 2) Los derrames de estos basaltos eojurásicos que alcanzaron una superficie de más de 30.000 kilómetros cuadrados, muestran la importancia de estas efusiones basálticas de intraplaca, que junto con sus características geoquímicas permiten una mejor comprensión del sistema de rift subandino.
- 3) La afiliación temporal, geográfica y geoquímica de estos basaltos con la Provincia Magmática Centro Atlántica (CAMP), permite confirmar la extensión de esta importante *Large Igneous Province (LIP)* hasta el sur de Bolivia, resaltando la importancia de este evento extensional.
- 4) Las edades absolutas obtenidas para los Basaltos Camiri y Entre Ríos respectivamente de $204,03 \pm 1,38$ Ma, correspondiente al Hettangiano, y de $181,50 \pm 0,90$ Ma correspondiente al Toarciano, han permitido datar con precisión las unidades sedimentarias en las que se desarrollaron.
- 5) La descripción de los afloramientos y el estudio de los perfiles de pozos permitió mediante análisis estratigráficos y correlaciones locales y regionales reconocer la existencia de tres depocentros mesozoicos en el Subandino boliviano, y su continuación en el piedemonte y llanura Chaco-Beniana adyacente.
- 6) El depocentro más antiguo de edad jurásica se desarrolló en el Subandino Sur y se lo identificó como cuenca de Villamontes, generada por procesos extensivos y un magmatismo asociado característico de intraplaca que constituyó una cuenca de rift asimétrica.
- 7) El relleno de la cuenca de Villamontes queda definido por las secuencias de synrift y los basaltos tholeíticos asociados correspondientes al Basalto Camiri, Formación Ipaguazu, Formación San Diego, Basalto Entre Ríos y Formación Tapequa. Las secuencias de subsidencia térmica (*sag*) están representadas por las sedimentitas eólicas de la Formación Castellón y la Formación Ichoa.

- 8) En la región del Subandino Centro correspondiente a la cuenca de Santa Cruz se desarrollan secuencias de synrift correspondientes a la Formación Yantata y al miembro inferior de la Formación Cajones de edad cretácica. Estas secuencias son cubiertas en discordancia por el miembro superior de la Formación Cajones correspondientes a la facies de subsidencia térmica (*sag*).
- 9) Se correlacionaron las secuencias de postrift de la cuenca de Villamontes con las de prerift de la cuenca de Santa Cruz, que infrayacen a las secuencias cretácicas de la Formación Yantata y al miembro inferior de la Formación Cajones. Los depósitos de synrift de la cuenca de Santa Cruz son cubiertos por el miembro superior de la Formación Cajones, lo que permite identificar una migración de los eventos extensionales de sur a norte.
- 10) En el Subandino Norte se ha identificado el desarrollo de la cuenca de Beni, constituida por las unidades de synrift correspondientes a las secuencias de la Formación Eslabón y cubiertas por las secuencias de subsidencia térmica de la Formación Flora, ambas unidades fuertemente truncadas por la deformación orogénica andina.
- 11) La correlación entre las unidades de la cuenca del Beni correspondiente a las Formaciones Eslabón y Flora con las unidades equivalentes de la cuenca de Santa Cruz, Formaciones Yantata y Cajones, permite reconstruir la paleogeografía cretácica para la región subandina.
- 12) Las andesitas del Campaniano asociadas a la Formación Eslabón en la cuenca del Beni evidencian el magmatismo contemporáneo a los depósitos de *synrift* del Subandino Norte, mucho más jóvenes que las unidades reconocidas en la cuenca de Villamontes.

Una vez más el análisis estratigráfico detallado, combinado con una evaluación tectosedimentaria de los diferentes depocentros, ha permitido identificar una serie de cuencas diacrónicas de rift en un neto desarrollo de intraplaca, en un tiempo crucial para la paleogeografía de América del Sur. Los eventos extensionales iniciales del Jurásico basal se asocian a la ruptura y desmembramiento del Pangea, mientras que los cretácicos estarían vinculados a la apertura del Atlántico Sur a estas latitudes. Esta distribución paleogeográfica de las secuencias mesozoicas depositadas en el Subandino constituye un importante aporte a la geología de Bolivia.

Buenos Aires, 17 de Septiembre de 2008.-

7. BIBLIOGRAFIA

Aguilera, E. y H. Salas, 1989, La Formación Cajones: Cretácico Terminal del Subandino Central de Bolivia. *Revista Técnica de YPF*, v. 10 (3-4), p. 131-148.

Aguilera Antunez, E. 1990, Petrografía, mineralogía de arcillas y geoquímica de la Formación Vitiacua en la parte norte y sur de Tarija. *Revista Técnica de YPF*, v. 11 (2-3), p. 197-204.

Ahlfeld, F. 1946, Geología de Bolivia. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie)*, Tomo 3 (19), p. 5-370.

Ahlfeld, F. y L. Branisa, 1960, Geología de Bolivia: Editorial Don Bosco, La Paz, 190 p.

Ardaya Barba, Y. 1989, Correlación estratigráfica Subandino Sur – Llanura Chaqueña. *Revista Técnica de YPF*, v. 10 (1-4), p. 73-87.

Ayaviri, A., 1964, Informe geológico de las serranías de Churumas y Desecho Chico. Informe interno de YPF, en YPF- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, 59 p., Santa Cruz.

Ayaviri, A., 1967, Estratigrafía del Subandino Meridional. Informe interno de YPF, en YPF - Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, 121 p., Santa Cruz.

Baby, P.; G. Herail, J.M. López, O. López, J. Oller, J. Pareja, T. Sempere and D. Tufiño, 1989. Structure de la zone subandine de Bolivie: influence de la geometrie des series sedimentaires antéorogéniques sur la propagation des chauvauchements. *Compte Rendu Academie Sciences Paris*, t 309 (Serie II): 1717-1722, Paris.

Baby, P., B. Guiller, J. Oller, G. Herail, G. Montemurro, D. Zubieta y M. Specht, 1993. Structural synthesis of the Bolivian Subandean zone. En *Andean Geodynamics, Symposium International ORSTOM/Université d'Oxford*, 159-162, Oxford.

Baby, P., Moretti, I., Guillier, B., Limachi, R. Méndez, E. Oller, J., Specht, M., 1995. Petroleum system of the northern and central Bolivian Subandean zone. In Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., Welsink, H.J., (eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62, 445-458.

Baby, P., P. Rochat, G. Mascle and G. Herail, 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc system of the Bolivian orocline, Central Andes. *Geology* 25: 883-886.

Beccar-Montaño, G. y H. Toledo, 1990, Estratigrafía de detalle. Área septentrional del Subandino Norte. Informe interno de YPF en YPF- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, 34 p., Santa Cruz.

Beltan, L., S. Freneix, Ph. Janvier y O. Lopez Paulsen, 1987, La faune triasique de la formation Vitiacua dans la région de Villamontes (Departement de Chuquisaca,

Bolivia): *Neus. Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 1987 (2): p. 99-115; Stuttgart.

Bertrand, H., M. Fornari, A. Marzoliet, T. Sempere y G. Feraud, 2005, Early Mesozoic rift-related magmatism in the Bolivian Andes and Subandes: The southernmost record of the Central Atlantic Magmatic Province. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 111-114.

Bonarelli, G., 1913, Las sierras subandinas del Alto de Aguarague y los yacimientos petrolíferos del distrito minero de Tartagal, Depto. de Oran, Provincia de Salta: *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología*, Tomo 8(4), 50 p., Buenos Aires

Cabanis, B. y D. Thieblemont, 1988, La discrimination des tholeiites continentales et des basaltes d'arrière-arc: Proposition d'un nouveau diagramme : le triangle Th – 3xTb – 2xTa. *Bulletin de la société de France* (8) 4: 927-935.

Canedo-Reyes, R., 1947, Monografía sobre los petróleos de Caupolicán (fuentes de información y generalidades): Informe interno Ministerio de Minería y Petroleos, La Paz.

Cassa, M. y L. Raedeke, 1991, Bolivia Northern Subandean source rock evaluation geochemical data interpretation prepared for YPF. (En: YPF- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos).

Castaños, A. y A. Saavedra, 1979, Determinación de edades absolutas en Bolivia: *Revista de la Academia Nacional de Ciencias de Bolivia*, v.1 (2), p. 81-102, La Paz.

Chamot, G. A. y L. D. Perry, 1962, The Surutú and Cangapi Formations in the Santa Cruz Área, Informe interno Bolivian Gulf Oil Company, en YPF- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Dalmayrac, B., G. Laubacher y R. Marocco, 1980, Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes Péruviennes: *Travaux et documents de L'Orstom*, V. 122, 501 p., Paris.

Díaz, H.A., 1956, Contribución al conocimiento geológico de las provincias de Caupolicán e Iturraldede, Depto. La Paz. Informe Interno YPF. (En: YPF- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos).

Díaz Martínez, E., M. Vavrdova, J. Beck, y P.E., Isaacson, 1999, Late Devonian (Famennian) glaciation in Western Gondwana Evidence from the Central Andes. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 54, p. 213-237, Wien.

Disalvo, A., 2002, Cuenca del Noroeste: Marco geológico y reseña histórica de la actividad petrolera, en: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. Y Vergani, G. Eds., *Rocas Reservorio de las cuencas productivas de la Argentina*, V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, p. 663-667. Mar del Plata

Dos Santos, R. 1994, Datation K/Ar et Rb/Sr d'argiles de minéralisations et de diagenèse le long de la cote Est de l'Amérique du Sud. Implications géodynamiques. Thèse de l'Institut de Géosciences de l'Université de Sao Paulo, Bresil et du Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, URA 69 – CNRS, 270 p., Grenoble.

Du Toit, A.L., 1937, Our wandering continents, a Hypothesis of continental drifting: Edinburgh, Oliver Boit, 366 p.

Eyles, N., G., Gonzáles Bonorino, A. B., Franca, C.H., Eyles y O. Lopez P., 1995, Hydrocarbon bearing late paleozoic glaciated basins of southern and central Sudamerica, in A.J.Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsnik, Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p. 165-183.

Elger, K., 2003, Analysis of deformation and tectonic of the southern Altiplano Plateau (Bolivia) and their importance for plateau formation. Ph.D. Dissertation Freien Universität Berlin, 152 p.

Franca, A.B., E.J. Milani, R.L. Schneider, O. Lopez P., J. Lopez M., R. Suarez S., H. Santa Ana, F. Wiens, O. Ferreiro, E.A. Rossello, H.A. Bianucci, R.F.A. Flores, M.C. Vistalli, F. Fernandez-Seveso, R.P. Fuenzalida, and N. Muñoz, 1995, Phanerozoic correlation in southern South America, in A. J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsnik, Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, p. 129-161.

Gayet, M., L.G. Marshall and T. Sempere, 1991, The Mesozoic and Palaeocene vertebrates of Bolivia and their stratigraphic context: a review. Revista Técnica de YPFB, 12 (3-4) p. 393-433.

Gayet, M., T. Sempere, H. Cappetta, E. Jaillard, y A. Lèvy, 1993, La présence de fossiles marins dans le Crétacé Terminal des Andes centrales et ses conséquences paléogéographiques: Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology, v. 102, p. 283-319.

Grader, G. W., P.E., Isaacson, O. Arispe, M. Pope, B., Mamet, V. Davydov, y E. Díaz Martínez 2003, Back-arc carbonate-silici-clastic sequences of the Pennsylvanian and Permian Copacabana formation, Titicaca Group, Bolivia: Revista Técnica de YPFB, v. 21, p. 207-228.

Gutiérrez, F. y L.G. Marshall, 1994, Los primeros huesos de dinosaurios de Bolivia, Formación Cajones (Maastrichtiano) cerca de Santa Cruz de La Sierra. Revista Técnica de YPFB, v.15 (1-2), p. 131-139.

Gutiérrez, P.R., Ottone, G.O. y Japas S.M., 2006. Léxico Estratigráfico de la Argentina Vol. 7: Pérmico, Asociación Geológica Argentina, Serie B 28, 368 pp., Buenos Aires.

Harrington, G.L., 1926, Geologic report on the Upper Beni river region, Bolivia. Informe interno Standard Oil Co.(44) 10 p. En: YPFB- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos.

Hoffstetter, R., 1968, Un gisement de mammifères Déseadiens (Oligocène inférieur) en Bolivie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 27: 1095-1097. Paris.

Hess, W. A., 1959, Reconnaissance of Geology along Cochabamba-Santa Cruz highway. Informe interno Bolivian Gulf Oil Company, en YPFB- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Isacks, B.L., 1988, Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, (B4) p. 3211-3231.

Isacson, P.E. y E. Díaz Martínez, 1994, Evolución paleogeográfica del Paleozoico medio y superior de los Andes Centrales (14° a 18°S) en Bolivia, evidencia del desplazamiento latitudinal de una cuenca de antepaís. *Revista Técnica de YPFB*, v. 15 (3 4) p. 265 382.

Jacay, J., T. Sempere, G. Carlier y V. Carlotto, 1999, Late Paleozoic – Early Mesozoic plutonism and related rifting in the eastern Cordillera of Peru. IV International Symposium on Andean Geodynamics, p. 358-363, Gotingen.

Jacobshagen, V., J., Muller, K. Wemmer, H. Ahrent y E. Manutsoglu, 2002, Hercynian deformation and metamorphism in the Cordillera Oriental of Southern Bolivia, Central Andes. *Tectonophysics*, v. 345, p. 119-130.

Jimenez, F., 1961, Contribución al conocimiento geológico de un sector de las sierras subandinas comprendido entre las localidades de Tambo Grande y San Diego, Prov. O'Connor Depto. Tarija. Tesis de grado UMSA, La Paz, Bolivia.

Kontak, D.J., A.H. Clark, E. Farrar, and D.F. Strong, 1985, The rift associated Permo-Triassic magmatism of the eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny, In W.S. Pitcher, M.P. Atherton, J. Cobbing and R.D. Beckinsale, eds. *Magmatism at a plate Age: The Peruvian Andes*: John Wiley, p. 36-44 London.

Kley, J., Muller, S. Tawackoli, V. Jacobshagen y E. Manutsolu, 1997, Pre-Andean and Andean-age deformation in the Eastern Cordillera of southern Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, v.10 (1), p. 1-19.

Kusiak, M.E. y J.D. Zubieta Rossetti, 2003, Cajones Formation Geometry and Regional Facies distribution in the Boomerang Hills area, Bolivia. 10° Simposio Bolivariano. Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Cartagena de Indias.

Laubacher, G., 1978, Géologie de la Cordillère orientale et de l'Altiplano au Nord et Nord-Ouest du lac Titicaca (Pérou): *Travaux et Documents de l'Orstom*, v. 95, 217 p. Paris,

Lopez Murillo, H., 1967, Acerca de la geología de las sierras subandinas del norte. *Boletín del Instituto Boliviano del Petróleo (IBP)* 7 (2) p. 14-27.

Lopez Murillo, R.D., 1973, Informe sección estratigráfica de los ríos Yapacani, San Mateo e Ichoa. Informe interno de YPFB, en YPFB- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Lopez Murillo, R.D., 1975, Informe estratigráfico de los ríos Alto Moile, Alto Eterasama, Ichoa, Alto Beni y Taqueje. Informe interno de YPFB, en YPFB- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz, 95 p.

Lopez Murillo, R.D., 1978, Estratigrafía y estructura del área de Iwitindi. Boletín del Servicio Geológico de Bolivia, 2 (1), p. 7-12.

López Murillo, R.D. y J.M. López-Pugliesi, 1995, Estratigrafía del Grupo Tacurú de las Sierras Subandinas, Revista Técnica de YPFB, v.16 (1-2), p. 27-36.

López-Pugliesi, J.M., 1971, El Mesozoico del subandino al sur de Santa Cruz. Primer Cónclave Estratigráfico de YPFB. Informe interno de YPFB, en YPFB- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

López-Pugliesi, J.M., 1995, Grupo Tacurú de las Sierras Subandinas de Bolivia, nominación de las unidades formacionales que lo integran, Revista Técnica de YPFB, v.16 (1-2), p. 55-68.

López Pugliesi, J.M. y J. Pareja López, 1971, Estratigrafía del área oriental a la línea Puente Arce-Pojo, entre Río Grande y la carretera Cochabamba-Santa Cruz. Informe interno de YPFB en YPFB- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Lowther, J., y B. Van Diver, 1959, Informe preliminar geológico sobre el Río Pilcomayo y las quebradas Los Monos, Itacuamí, y Tati. Informe Interno Chaco petroleum Co., en YPFB- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Martinez, C., 1980, Structure et évolution de la chaîne Hercynienne et de la chaîne andine dans le Nord de la Cordillère des Andes de Bolivie: Travaux et Documents de l'Orstom, v. 119, 352 p. Paris.

Marzoli, A., P.R. Renne, E.M. Piccirillo, M. Ernesto, G. Bellini y A. De Min, 1999, Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. Science Vol 284, p. 616-618.

Mather, K. F., 1922, Front ranges in the Andes between Santa Cruz, Bolivia, and Embarcación, Argentina. Bulletin of the Geological Society of America, v.33, p. 703-764.

McBride, S.L., R.C.R. Robertson, A.M. Clark y E. Farrar, 1983, Magmatic and metallogenic episodes in the northern tin belt, Cordillera Real, Bolivia. Geologische Rundschau, 72: 685-713.

Mc Quarrie, N. y P. De Celles, 2002, Geometry and structural evolución of the Central Andes Backthrust Belt, Bolivia. Tectonics 20 (5), p. 669-692.

Mégard, F., 1973, Etude géologique d'une transversale des Andes au niveau du Pérou central. Thèse d'Etat, Université de Montpellier, 263 p.

Mégard, F., 1978, Etude géologique des Andes du Pérou central: Travaux et Documents de l'Orstom, Paris, V.86, 310 p.

Mertmann, D., E. Schewber, H. Ege, P. Silva, K. Reutter, E. Sobel y V. Jacobshagen., 2001. Tectonosedimentary evolution of the southern Altiplano: basin evolution, thermochronology and structural geology. In Deformation Processes in the Andes, Collaborative Research Center 267: 25-50, Berlin-Potsdam.

Morejon, M., y F. Gutierrez, 1994, Informe final de secciones estratigráficas en la Serranía de Espejos. Informe interno de YPFB, en YPFB - Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, 26 p., Santa Cruz.

Mpodozis, C., y S.M. Kay, 1992, Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean frontal Cordilleran batholiths: Geological Society of American Bulletin, V. 104, p. 999-1014.

Nitec, LLC., 1999, Víbora Field Integrated Characterization Study, Phase 1, Geology Report. Archivo RepsolYPF, 36 p.

Noble, D.C., M.L. Silberman, F. Mégard, y H. R. Bowman, 1978, Comendite (peralkaline rhyolites), in the Mitu Group, central Peru: Evidence of Permian-Triassic crustal extension in the Central Andes. U.S. Geological Survey Journal of Research, v. 6, p. 453-457.

Oller Veramendi, J., 1981, Informe geológico final anticlinal de Terebinto. Informe interno de YPFB, en YPFB- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Oller Veramendi, J., 1984, Consideraciones generales sobre la geología y estratigrafía de la Faja Subandina Norte, noroeste del país, en los departamentos de La Paz, Cochabamba y Beni. Tesis de Grado UMSA, 376-186, La Paz.

Oller Veramendi, J., 1987, Informe estratigráfico e interpretación ambiental de los sedimentos metamórficos del borde oriental del escudo brasilero. Informe interno de YPFB, en YPFB- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Oller, Veramendi, 1992, Cuadro Cronoestratiográfico de Bolivia. Publicación especial de YPFB-GXG, en YPFB- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Oller, J. y A Franco, 1981, Informe estratigráfico del área de influencia de los ríos Yapacaní, Ichilo, San Mateo y Sacta. Informe interno de YPFB en YPFB-CNIH, Santa Cruz.

Oller, J., and T. Sempere, 1990, A fluvio-eolian sequence of probable Middle Triassic-Jurassic age in both Andean and sub-Andean Bolivia, in First International Symposium on Andean Geodynamics, Grenoble, Editions de l'Orstom, Paris, p. 237-240.

Olsen, P.E. 1997, Stratigraphic record of the early Mesozoic breakup of Pangea in the Laurasia-Gondwana rift system. *Annual Reviews Earth Planetary Sciences* 25. p. 337-401.

Padula, L. E. 1956, Distrito Centro de Exploración, Yacimientos de Petróleo y Gas en Bolivia: XX Congreso Geológico Internacional, Mexico, T. 4 (América del Sur y Antillas) p. 23-38.

Pankhurst, R., P.T. Leat, P. Sruoga, C.W. Rapela, M. Márquez, B.C. Storey y T.R. Ryley, 1998, The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in west Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81: 113-136.

Padula, L.E. y F. C. Reyes, 1958, Contribución al Léxico Estratigráfico de las Sierras Subandinas, República de Bolivia. *Boletín Técnico de YPFB*, v. 1 (1), p. 9-70, 1958. Reimpresión 1960, 2 (9): 9-70, La Paz.

Pareja Lopez, J., C. Vargas, R. Suárez Soruco, R. Ballón, R. Carrasco y C. Villarroel, 1978, Mapa Geológico de Bolivia, Escala 1:1000.000, Memoria Explicativa y Cuadro Cronoestratigrafico, 17 p. Publicación especial YPFB-GEOBOL, La Paz.

Perry, D.L., 1962, Core analysis formation: Cajones, well Caranda-26. Informe interno de Gulf Oil Co. En YPFB- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Perry, L.D. 1963, Flora Formation (Upper Cretaceous) of Northern Bolivia. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 47 (10): 1955-1960.

Ponce de León, V, J. Mariaca, H. Hochstatter, R. Llanos y C. Vargas, 1972, Reporte geológico regional de las Sierras Subandinas del Norte, Informe interno de YPFB en YPFB - Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Pinto, I. D., y Y. T., Sanguinetti, 1987, Lower Cretaceous ostracodes from Bolivia. *Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Río de Janeiro 19-25 julho, 1987. II, p. 761-781.

Ramos, V.A., 1998, The tectonic of the central Andes, 30 -33 S latitude, in S.P. Clark Jr., B.C. Burchfiel, and J. Suppe, eds., *Processes in continental lithospheric Deformation: Geological Society of America Special Paper*, V. 218, p. 31-54.

Ramos, V.A., 1999. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera, *Episodes* 22(3): 183-190, Ottawa.

Ramos, V.A. y S.M. Kay, 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. In R.S. Harmon y C. W. Rapela (eds.) **Andean Magmatism and its Tectonic Setting**, Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91.

Ramos, V.A. y A. Alemán, 2000. Tectonic evolution of the Andes. En U.J. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho y D.A. Campos (eds.) **Tectonic evolution of South America**, 31° International Geological Congress, 635-685, Río de Janeiro.

Repsol Exploración, 1998. Evaluación Petrofísica de las diagrafas e Interpretación del FMI, del Sondeo Villa Tunari-X1, 25 p.

Reyes, F. C., 1958, Levantamiento geológico de la serranía del Candado, área quebrada de Barretero, quebrada de las Churumas, Río Tarija, Prov. Arce, Tarija. Informe interno de YPF, en YPF- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Reyes, F. C., 1974, Consideraciones sobre el Cretácico de la cuenca subandina de Bolivia. *Revista Brasileira de Geociencias.*, v.4, p. 95-113.

Reyes, F. C., 1978, Algunas consideraciones sobre la posible edad geológica del cambio de pendiente regional en las sierras subandinas del noroeste argentino y noroeste de Bolivia. *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de Jujuy*, 3, 7-25.

Roeder, D., 1982, Geodynamic model of the Subandean Zone in Alto Beni area, Bolivia. I Symposium. Petroleum. Exploration In the Subandean Basins of Venezuela, Colombia, Ecuador and Peru (Bogota), 2: 6p.

Roeder, D., 1988, Andean age structure of eastern Cordillera. *Tectonics*, 7, p. 23-39.

Roeder, D., y R.L. Chamberlain, 1995, Structural geology of Sub-Andean fold and thrust belt in northwestern Bolivia, in A.J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsink, eds, Petroleum basins of South America, American Association of Petroleum Geologists Memoir., 62, p. 459-480.

Rollano Barrero, M., 1971a, Nomenclatura estratigráfica para el sector sur del subandino boliviano. I Conclave Estratigráfico de YPF. Informe Interno en YPF-Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Ricardo A., 1988, The Cretaceous System of Southern South America. The Geological Society of America, Memoir 168.

Rosas, S., L. Fontboté, y W. Morche, 1997, Vulcanismo de tipo intraplaca en los carbonatos del Grupo Pucará (Triásico Superior-Jurásico Inferior, Perú Central) y su relación con el vulcanismo del Grupo Mitu (Pérmico Superior-Triásico). IX Congreso Peruano de Geología, p. 393-396.

Saavedra Muñoz, A., R. Santivañez y N. Shimada, 1986, Edades radiométricas de Bolivia. Publicación Especial del Instituto de Geología Económica. (IGE-UMSA), JICA.

Salfity, J.A., R.A. Marquillas, M. Gardeweg, C. Ramírez, y J.A. Davidson, 1985, Correlaciones en el Cretácico superior del norte de Argentina y Chile. *Actas IV Congreso Geológico Chileno*, 4 (1), p. 654-667.

Sandi, R., 1989, Hallazgo de un fósil en el Triásico del Subandino Sur de Bolivia, Anticlinal de Morteros. Revista Técnica de YPF, v. 10 (1-2), p. 109-112.

Sandi, R., 1998. Las Formaciones Cretácico-Terciarias Productoras de hidrocarburos del Boomerang Hills y su correlación con los afloramientos de la Serranía de Espejos: Memorias del XIII Congreso Geológico de Bolivia, Tomo II, p. 511-519. Potosí.

Schlagintweit, O., 1939, Informe preliminar sobre reconocimientos entre San Borja y Huachi y el Río Beni entre Huachi y Rurrenabaque. Informe interno de YPF en YPF - Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Sempere, T., 1990, Cuadros estratigráficos de Bolivia: Propuestas nuevas: Revista Técnica de YPF, Cochabamba, v. 11, p. 215-227.

Sempere, T., A. Aguilera, E. Doubinger, J. Janvier, P. Lobo, J. Oller, y S. Wenz, 1992, La Formation de Vitiacua (Permien Moyen a Supérieur-Trias ? Inférieur, Bolivie du Sud): Stratigraphie, palynologie et paléontologie Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, v. 185, p. 239-253.

Sempere, T., 1994, Kimmeridgiano ? Paleocene tectonic evolución of Bolivia, in J.A., Salfiti, Ed. Cretaceous tectonics of the Andes, Earth Evolution Sciences Monograph Series, Vieweg, Braunschweig Wiesbaden, p. 168-212.

Sempere, T., 1995, Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions, in A.J. Tankard, R. Suarez S., and H.J. Welsink, Petroleum basins of South America: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, p. 207-230.

Sempere, T., y P. Soler, 1992, Estratigrafía y Geoquímica de las rocas volcánicas básicas mesozoicas de los Andes Bolivianos. Implicaciones paleontológicas: X Congreso Paleontológico Boliviano. Boletín de la Sociedad Geológica Boliviana, 27, p. 163-167.

Sempere, T., G. Carlier, V. Carlotto, y J. Jacay, 1998, Rifting Pérmico superior-Jurásico medio en la Cordillera Oriental del Perú y Bolivia: Memorias del XIII Congreso Bolivia, p. 31-38, Potosí, noviembre, 1998.

Sempere T., G. Carlier, P. Soler, M. Fornari, V. Carlotto, J. Jacay, O. Arispe, D. Néraudeau, J. Cardenas, S.S. Rosas, y N. Jimenez, 2002, Late Permian-Middle Jurassic Lithospheric Thinning in Peru and Bolivia, and its Bearing on Andean-age Tectonics. Tectonophysics, 345 (1-4), p. 153-181.

Sempere, T., O. Arispe, H. Bertrand, V. Carlotto, M. Fornari, R. Garcia, J. Jacay, N. Jimenez, A. Marzoli, C. A., Meyer, J. Oller, A. Pino, y P. Soler, 2003, Adelgazamiento litosférico durante el intervalo Pérmico superior Cretácico medio en Perú y Bolivia, y sus consecuencias para la orogenia Andina. Revista Técnica de YPF, v. 21, p. 173-201, Santa Cruz.

Sempere, T., R. F., Butler, D. R., Richards, L.G., Marshall, W. Sharp y C. C. Swisher III, 1997, Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous to Paleogene

sátrapa in Bolivia and northwest Argentina. Geological society of American Bulletin 109 (6), p. 709-227.

Sempere, T., V. Carlotto, y J. Jacay, 1998, Rifting Pérmico Superior-Jurásico Medio en la cordillera Oriental de Perú y Bolivia: Memorias del XIII Congreso Geológico de Bolivia, Potosí. Tomo I, p. 31-38.

Soler, P. y M.G. Bonohomme, 1987, Données radiocronologiques K/AR sur les granitoides de la cordillère orientale des Andes du Pérou central, Implications tectoniques: Comptes Rendus a l'Academie de Sciences de Paris Serie II, V. 304, p. 841-844.

Soler, P. y T. Sempere, 1993, Stratigraphie, Géochimie et signification paléobotanique des roches volcaniques basiques mesozoiques des Andes Boliviennes: Comptes Rendus a l'Academie de Sciences de Paris, Serie II, v. 316, p. 777-784.

Steinmann, G., H. Hoek y A. von Bistram, 1904, Zur geologie des Sudostlichen Boliviens. Centro de Minería, Geología y Paleontología, 1-4.

Suárez Roca, H., 1962a, Comunicación sobre calizas en el área de Santa Cruz, Petróleo Boliviano, 4 (3), p. 7-23.

Suarez-Soruco, R., 2000, Compendio de Geología de Bolivia. Revista Técnica de YPF, v.18 (1-2): 1-144.

Suarez-Soruco, R., y E. Díaz Martínez, 1996, Léxico Estratigráfico de Bolivia, Revista Técnica de YPF 16 (1-2), 54 p.

Tasch, 1987, Fósil Conchostraca of the southern hemisphere and continental drift. Geological. Society of America., Memoir 165, 290 p.

Toledo, H., 1988, Estratigrafía de detalle área de influencia Carretera Santa Cruz-Cochabamba, Informe interno de YPF, en YPF- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Toselli, M., 2004, Interpretación paleoambiental sobre la base de registros de buzamiento y de pozo abierto en sondeos del área Boomerang y de la Sub Cuenca de Santa Cruz, República de Bolivia. Informe interno de Repsol YPF, Buenos Aires, 48 p.

Total Bolívie, 1975, Comentarios sobre los cortes estratigráficos detallados de Río Tequeje y Río Flora. Informe Interno de Total-Bolívie, (en: YPF- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos).

Unterladsteatter, A., 1952, Informe geológico sobre la serranía de Terebinto. Informe Interno YPF (GXG155) Santa Cruz, Bolivia.

Vargas. C., V. Ponce de León y F. Mariaca, 1966, Informe sobre la geología del sector central de la faja subandina del norte, entre sendas Santa Ana-San Borja y los ríos Titus e Ichilito, Prov. Ballivian y Moxos, Dpto. Beni Informe interno de YPF, en YPF- Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, Santa Cruz.

Vargas-Flores, C. y J. Mariaca, 1967, Informe sobre la geología del sector meridional de la faja subandina del norte y una pequeña parte de la faja subandina central. Informe interno de YPF, en YPF - Centro Nacional de Información de Hidrocarburos, 32 p., Santa Cruz.

Verati, Ch., C. Rapaille, G. Feraud, A. Marzoli, H. Bertrand y N. Youbi, 2007, ^{40}Ar - ^{39}Ar ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Marocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic boundary. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Vol 244, p. 308-325.

WESPORT, 2000, Geology and geochemistry of outcrop samples Tequeje, Beu, Eslabon Bala and Quendeque formations, Bloque Tuichi. Informe para Repsol, (en: YPF-Centro Nacional de Información de Hidrocarburos).

Zubieta Rossetti, J.D., 2002, Les sédiments syn-orogéniques du subandin et de l'avant-pays de Bolivie Mémoire H. S N° 37, Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines, 109 p., Grenoble.

Zubieta Rossetti, J.D. y Sandi, R., 1994, Consideraciones estratigráficas del área Boomerang-Chapare. *Revista Técnica de YPF*, v. 15 (3-4), p. 319-326.

Zubieta Rossetti, J.D. y M.E. Kusiak, 2004, Evaluación del potencial exploratorio del Bloque Tuichi, Informe interno de Repsol YPF, 99 p., Buenos Aires.

Zubieta Rossetti, J.D. y R. Limachi, 2003, El pozo Eva Eva Sur-X1 y su aporte al conocimiento del Subandino Norte. Informe interno de Repsol YPF, 68 p., Buenos Aires.