



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**REGISTRO DEL LEVANTAMIENTO DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES
DURANTE EL MIOCENO BASADO EN LAS CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS Y
MINERALÓGICAS DE LOS DEPÓSITOS SINTECTÓNICOS DE LA CUENCA DEL
ALTO TUNUYÁN (33°30'S, ARGENTINA)**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN
EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA**

HERNÁN GERARDO PORRAS ESPINOZA

PROFESORA GUÍA:

LUISA PINTO LINCOÑIR.

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

**LAURA GIAMBIAGI
KATJA DECKART
MARCELO FARIAS THIERS**

**SANTIAGO DE CHILE
SEPTIEMBRE 2013**

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGISTER EN CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA.

POR: HERNÁN PORRAS ESPINOZA
PROFESORA GUÍA: LUISA PINTO LINCOÑIR

REGISTRO DEL LEVANTAMIENTO DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES DURANTE EL MIOCENO
BASADO EN LAS CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS Y MINERALÓGICAS DE LOS DEPÓSITOS
SINTECTÓNICOS DE LA CUENCA DEL ALTO TUNUYÁN (33°30'S, ARGENTINA)

El segmento de transición de los Andes (33°-34°S) está dominado por la presencia de la faja plegada y corrida del Aconcagua, en el sector oriental de la Cordillera Principal. Esta faja se formó durante el Mioceno. Asociado a la faja plegada y corrida se desarrollan las cuencas sintectónicas en la región de antepaís. Hemos elegido para nuestro estudio una cuenca que contiene una secuencia potente de rocas sedimentarias relacionadas con la tectónica andina denominada cuenca del Alto Tunuyán.

Esta cuenca evidencia aporte de material volcánico andesítico desde la Cordillera Principal hasta al menos los 11 Ma. Después de ese momento existiría un aporte desde la Cordillera Frontal situada más al este de la Cordillera Principal en base a la identificación de afinidades geoquímicas félsicas y circones Permo-Triásicos en la secuencia de la cuenca.

Sin embargo, no se conoce con exactitud que bloques se alzaron y por ende, qué unidades volcánicas cenozoicas y sedimentarias mesozoicas, en específico fueron erosionadas para aportar a la cuenca del Alto Tunuyán. Por lo tanto, se plantea definir un modelo de evolución paleogeográfico para la cuenca del Alto Tunuyán entre los 33° y 34°S desde el Mioceno al presente, basado en un análisis de proveniencia de los sedimentos sinorogénicos de la misma.

Los resultados indican que la cuenca del Alto Tunuyán empieza a recibir aporte a partir de los 15 Ma. Estos sedimentos correspondientes a los niveles inferiores y medio del Conglomerado Tunuyán tienen una alta madurez mineralógica y poca variabilidad composicional lo que sugiere un aporte de rocas sedimentarias pertenecientes a las secuencias de Mesozoico en conjunto con una asociación de minerales constituida por Clinopiroxeno y Anfíbolos atribuidas a las formaciones Abanico y Farellones.

En todas las unidades estudiadas dentro de la cuenca del Alto Tunuyán existe un aporte constante de rocas ígneas con características félsicas y metamórficas las cuales provendrían del este y serían una prueba de la presencia de un relieve positivo ubicado en el sector de la actual Cordillera Frontal.

El nivel superior del Conglomerado Tunuyán al igual que la Formación Palomares, presentan una baja madurez mineralógica y alta variabilidad composicional lo que sugiere un aporte de rocas ígneas, con poco retrabajo. Además asociaciones minerales de granate y clinopiroxeno las cuales son atribuidas a

metamorfismo de alto grado. Esta variación composicional indica un cambio en cuanto al área fuente predominante el cual habría ocurrido de forma progresiva en el nivel superior del Conglomerado Tunuyán y culminaría en la Formación Palomares. El incremento en la erosión y el aporte desde la Cordillera Frontal alrededor de los 10 Ma evidenciaría la propagación de la deformación hacia el este propiciando el levantamiento de la misma.

DEDICATORIA

La realización de esta tesis está dedicada a mis padres, pilares fundamentales en mi vida. Sin ellos, jamás hubiese podido conseguir lo que hasta ahora. Su tenacidad y lucha insaciable han hecho de ellos el gran ejemplo a seguir y destacar, no solo para mí, sino para mis hermanos y familia en general. También dedico este proyecto a Monse, compañera inseparable en este viaje. Ella representó gran esfuerzo y constancia en momentos de decline y cansancio. A ellos este proyecto, que sin ellos, no hubiese podido ser.

AGRADECIMIENTOS

Debo agradecer de manera especial y sincera a mi Profesora guía y amiga la Dra. Luisa Pinto por aceptarme para realizar esta tesis de magister bajo su dirección. Su apoyo y confianza en mi trabajo y su capacidad para guiar mis ideas ha sido un aporte invaluable, no solamente en el desarrollo de esta tesis, sino también en mi Formación como investigador. Las ideas propias, siempre enmarcadas en su orientación y rigurosidad, han sido la clave del buen trabajo que hemos realizado juntos, el cual no se puede concebir sin su siempre oportuna participación. Le agradezco también el haberme facilitado siempre los medios suficientes para llevar a cabo todas las actividades propuestas durante el desarrollo de esta tesis.

Quiero extender un sincero agradecimiento a la Dra. Laura Giambiagi, por su paciencia, disponibilidad y generosidad para compartir su experiencia y conocimiento durante la realización de este magister. Le agradezco también por sus atentas y rápidas respuestas a las diferentes inquietudes surgidas durante el desarrollo de este trabajo.

También quiero agradecer a la Dra. Maisa Tunik, su siempre atenta y efectiva colaboración, durante gran parte de la realización de este trabajo, se vio reflejada en muchos de los resultados obtenidos.

Agradezco a los Doctores Cesar Arriagada y Fernando Martínez por todo el apoyo brindado durante mi permanencia en el programa de postgrado, sin su ayuda y “buenos” consejos esta meta no habría sido posible.

Le agradezco a la Dra. Katja Deckart, sus comentarios y correcciones en la fase final ayudaron a mejorar de manera considerable esta tesis.

Gracias a mis queridos compañeros de postgrado, en especial a Felipe Tapia, María Pía Rodríguez, por sus consejos y recomendaciones en el desarrollo de esta tesis.

Por último, pero no menos importante quiero agradecer a mis compañeros de asado, José Araos, Elkin, Néstor, Dani, Silvia, Cartero, Javier, Feña A, Feña S, Tutu, Leo, Viole, Susi, Oniver y muchas más que me apoyaron y me permitieron entrar en su vida durante estos dos años de convivencia dentro y fuera de la U.

Gracias a todos.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1	9
OBJETIVO DEL ESTUDIO	9
1.1 Introducción	9
1.2. Problemática	10
1.3. Objetivos	12
1.3.1. Objetivo General	12
1.3.2. Objetivos Específicos.....	12
1.4. Hipótesis de trabajo	12
1.5. Metodología	12
1.6. Análisis de proveniencia	17
CAPITULO 2:	19
MARCO TECTÓNICO GLOBAL	19
2. 1. Introducción	19
2.2. Segmentación andina	20
2.3. Andes Centrales	20
2.4. cuenca del Alto Tunuyán	23
2.4.1. Generalidades.....	23
2.4.2. Modelo Paleogeográfico	27
CAPÍTULO 3:	28
MARCO LITOLÓGICO.....	28
3. 1. Evolución del área de estudio	28
3. 2. Litología	30
3.2.1. Complejo Metamórfico	32
3.2.2. Magmatismo Pérmico- Triásico el Grupo Choiyoi.....	33
3.2.3. Depósitos marinos y continentales del Jurásico -Cretácico	38
3.2.4. Formación Nieves Negras.....	40
3.2.5. Formación Río Colina	40
3.2.6. Formación Rio Damas	40
3.2.7. Formación Lo Valdés	41
3.2.8. Formación Colimapu	42
3.2.9. Formación Saldeño.....	42
3.2.10. Formación Pircala	43
3.2.11. Magmatismo Cenozoico.....	44
3.2.12. Magmatismo del Sector Chileno	44
3.2.13. Formación Abanico	45
3.2.14. Formación Farellones	46
3.2.15. Intrusivos Cenozoicos	46

3.2.16. Volcanismo del Sector Argentino	47
3.2.17. Formación Contreras	48
3.2.18. Formación Marmolejo	49
3.3. Depósitos neógenos sinorogénicos de la cuenca del Alto Tunuyán	49
3.3.1. Conglomerado Tunuyán.....	49
3.3.2. Formación Palomares	50
3.3.3. Formación Butaló.....	50
3.4. Consideraciones finales acerca del marco litológico.....	51
CAPITULO 4.....	53
PATRONES DE ALTERACION E ÍNDICES DE MADURES.....	53
4.1. Introducción	53
4.2. Minerales arcilla y minerales de alteración	54
4.2.1. Caolinita	54
4.2.2. Illita	54
4.2.3. Montmorillonita.....	55
4.2.4. Clorita.....	55
4.3. Indicadores de reciclado sedimentario.....	55
4.4. Índice de variabilidad composicional.....	58
4.5. Análisis de los patrones de meteorización	59
4.6. Influencia de la diagénesis en la composición química.....	64
4.7. Relación óxido de calcio (CaO) – pérdida por calcinación (LOI).....	65
4.7.1. Método básico del LOI	66
4.7.2. El CO ₂ Total	68
4.7.3. Origen del Ca presente en las muestras.....	68
4.7.4. Metodología empleada para la corrección del Ca en relación al LOI.....	68
4.7.5. Consideraciones finales acerca del contenido de CaO con respecto al LOI.....	75
CAPITULO 5.....	76
GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL.....	76
5.1. Geoquímica.....	76
5.1.1. Procesos que controlan la composición de las rocas sedimentarias	76
5.2. Generalidades.....	77
5.3. Cocientes geoquímicos entre elementos mayoritarios.....	78
5.4. Elementos trazas y tierras raras	81
5.4.1. REE	81
5.4.2. Co/Th	83
5.4.3. ΣREE	84
5.5. Clasificación de las características volcánicas de las rocas sedimentarias y ambiente tectónico	85
5.5.1. Discriminación de sedimentos según Bhatia (1983)	85
5.5.2. Discriminación de sedimentos, según Roser y Korsch (1986).....	87
5.6. Diagramas de clasificación de rocas sedimentarias	88

5.7. Conclusión de la discriminación sedimentaria	93
5.8. Discriminación de proveniencia ígnea	94
CAPITULO 6:	98
MINERALES PESADOS DETRITICOS	98
6.1. Introducción	98
6.4. Grupo del granate: almandino-piropero-espesartina, andradita-grosularia	101
6.4.1. Granates de la cuenca del Alto Tunuyán	101
6.4.2. Tipos de rocas fuentes del granate y potenciales rocas fuentes en la región de estudio	103
6.5. Grupo del piroxeno: diópsido, augita, enstatita, ferrosilita y pigeonita	105
6.5.1. Piroxenos	105
6.5.2. Piroxenos de la cuenca del Alto Tunuyán	106
6.5.3. Indicadores de proveniencia de los piroxenos	108
6.5.4. Contenido de Al tetraédrico en piroxenos cálcicos de origen volcánico	109
6.5.5. Diagramas de Leterrier et al. (1982) para clinopiroxenos de origen volcánico	110
6.6. Grupo de la anfíbola: magnesiohornblenda, magnesiohastingsita, actinolita, edenita, tschermakita, pargasita, ferrohornblenda, ferrotschermakita, hastingsita.	113
6.6.2. Indicadores de proveniencia de las anfíbolas	116
6.6.3. Diagrama (Na+K) vs Al ^{IV} para anfíbolas volcánicas	117
6.6.4. Tipos de rocas fuentes de las anfíbolas y posibles rocas fuentes en la región de estudio	119
6.6.5. Posibles fuentes para las anfíbolas detríticas de origen ígneo plutónico.	119
6.6.6. Posibles fuentes para las anfíbolas detríticas de origen ígneo volcánico	119
6.7. Turmalinas: schorlita-dravita-uvita	119
6.8. Asociación de los minerales pesados en la cuenca del Alto Tunuyán	121
6.8.1. Nivel Inferior del Conglomerado Tunuyán	122
6.9.2. Nivel medio del Conglomerado Tunuyán	122
9.6.3. Nivel superior del Conglomerado Tunuyán	123
9.6.4. Formación Palomares	123
9.6.5. Formación Butaló	123
CAPITULO 7	124
GEOCRONOLOGÍA EN CIRCONES DETRÍTICOS	124
7.1. Introducción	124
7.2. Poblaciones geocronológicas de circones detríticos	124
7.2.1. Población 1: circones del Mesoproterozoico (1,000 Ma-1,300 Ma)	126
7.2.2. Población 2: circones de Devónico medio (~387 Ma)	127
7.2.3. Población 3: circones Permo-Triásicos (253 Ma-280 Ma)	127
7.2.4. Población 4: circones Mioceno temprano (~18,9 Ma)	128
7.2.5. Población 5: circones Mioceno medio-superior (15 Ma-9 Ma)	129
7.2.6. Población 6: Ignimbrita de 9 Ma	130
7.3. Composición de las rocas de las áreas fuente basada en los circones detríticos	131

CAPITULO 8	136
DISCUSIÓN	136
8.1. Características composicionales de la cuenca del Alto Tunuyán.....	136
8.2. Fuentes de roca de la cuenca del Alto Tunuyán	139
8.3 Historia y evolución de la cuenca del Alto Tunuyán	143
8.3.1. Primera etapa de erosión >15 Ma.....	144
8.3.2. Segunda etapa de erosión 15 -10,5 Ma	145
8.3.3. Tercera etapa de erosión de 10,5 a 9 Ma	146
8.3.4. Cuarta etapa de erosión de 9 a 6 Ma.....	146
8.3.5. Quinta etapa de erosión 6 a 4 Ma.....	147
CONCLUSIONES	149
REFERENCIAS	150
Anexo 1.....	166
Provenance analysis using whole rock geochemistry and U-Pb dating of the Alto Tunuyán Basin and its implications in its paleogeographic evolution.....	166
Anexo 2.....	214

Índice de Figuras

Figura 1. 1. Mapa de Ubicación del área de estudio, Zona de transición a los 33-34°S.	10
Figura 1. 2. Secuencia esquemática de la sección transversal	11
Figura 1. 3. Ubicación espacial de las muestras tomadas en la cuenca del Alto Tunuyán	16
Figura 2. 1. Mapa de Sudamérica y los Andes: Norte, Centro y Sur.....	19
Figura 2. 2. a) Zona de subducción Normal y b) subducción Flat slab	21
Figura 2. 3 El modelo morfotectónico para el segmento de la placa plana.....	22
Figura 2. 4. Perfil de la faja plegada y corrida del Aconcagua.....	23
Figura 2. 5. Mapa morfoestructural de las cordillera de los andes entre 32° y 34°S.....	24
Figura 2. 6. A) Perfil estructural balanceado de la parte norte de la cuenca. B) reconstrucción palinopástica mostrando las inconformidades	25
Figura 2. 7. Columna estratigráfica simplificada de la cuenca del Alto Tunuyán.	26
Figura 3. 1. Mapa geológico de la cuenca del Alto Tunuyán.....	30
Figura 3. 2. Diagrama $Fe_2O_3 + MgO$ vs. TiO_2	32
Figura 3. 3. El diagrama $Al/3-Na$ vs $Al/3-K$ propuesto por La Roche (1968) y Moine (1971),.....	33
Figura 3. 4. El diagrama $(Fe_2O_3 + MgO)$ vs. TiO_2 de Bhatia (1983), para ambiente tectónico.....	34
Figura 3. 5. Diagrama $Zr/(TiO_2 * 10,000)$ vs. Nb/Y para rocas volcánicas	35
Figura 3. 6. Diagrama $(Fe_2O_3 + MgO)$ vs. TiO_2 por Bathia (1983), para ambiente tectónico	38
Figura 3. 7. Diagrama SiO_2/Al_2O_3 vs Na_2O/K_2O de Pettijohn et al. (1972), l.....	39
Figura 3. 8. Diagrama de discriminación de rocas ígneas $Zr/(TiO_2 * 10,000)$ vs. Nb/Y	39
Figura 3. 9. Diagrama $(Fe_2O_3 + MgO)$ vs. TiO_2 de Bhatia (1983) para el ambiente tectónico.....	44
Figura 3. 10. Diagrama $Zr/(TiO_2 * 10,000)$ vs. Nb/Y para rocas volcánicas	45
Figura 3. 11. Diagrama $(Fe_2O_3 + MgO)$ vs. TiO_2 de Bhatia (1983) para el ambiente tectónico.....	47
Figura 3. 12. Diagrama $[Zr/(TiO_2 * 10,000)]$ vs. $[Nb/Y]$ para rocas volcánicas.....	48
Figura 3. 13. Mapa Geologico.....	52
Figura 4. 1. Diagrama K_2O/Al_2O_3 para separar los minerales arcilla de feldspatos	56
Figura 4. 2. Diagrama K_2O/Al_2O_3 vs CaO/LOI	57
Figura 4. 3. Índice de Variabilidad Composicional (ICV) de Cox et al. (1995)	59

Figura 4. 4. Diagrama ACNK ilustrando la intensidad de meteorización.....	61
Figura 4. 5. Gráfico CaO vs Na ₂ O.....	62
Figura 4. 6. Gráfico propuesto por Nesbitt y Young (1984).....	63
Figura 4. 7. Diagrama CIA vs SiO ₂ propuesto por Nesbitt y Young (1982).....	64
Figura 4. 8. Comportamiento entre la concentración de CaO con respecto al LOI.....	66
Figura 4. 9. Diagrama Zr/TiO ₂ vs Nb/Y propuesto por Winchester et Floyd (1977).....	69
Figura 4. 10. Relación entre el LOI - CaO.....	71
Figura 4. 11. Diagrama de variación de elementos mayores.....	72
Figura 4. 12. Gráfico propuesto para efectuar la corrección del LOI con respecto al CaO.....	75
Figura 5. 1. Diagramas Spider.....	77
Figura 5. 2. Relación SiO ₂ /Al ₂ O ₃ , para madures composicional.....	79
Figura 5. 3. Relación K ₂ O/Na ₂ O, para cambio en la composición del área de aporte.....	80
Figura 5. 4. Relación Fe ₂ O ₃ /K ₂ O, para cambios en la estabilidad mineralógica.....	80
Figura 5. 5. Concentraciones de REE.....	82
Figura 5. 6. Relación LREE/HREE para las muestras estudiadas.....	83
Figura 5. 7. Diagrama Co/Th para las muestras estudiadas.....	84
Figura 5. 8. Sumatoria de REE refleja cambios en cuanto al grado de meteorización y tamaño de grano de las rocas sedimentarias.....	85
Figura 5. 9. Diagrama (Fe ₂ O _{3t} + MgO) vs. TiO ₂ propuesto por Bhatia (1983), para ambientes tectónicos.....	86
Figura 5. 10. Diagrama (K ₂ O/Na ₂ O) vs. SiO ₂ para discriminar entre ambientes tectónicos.....	87
Figura 5. 11. Diagrama SiO ₂ /Al ₂ O ₃ vs Na ₂ O/K ₂ O de Pettijohn et al. (1987) para rocas sedimentarias.....	89
Figura 5. 12. Diagrama Na/Al vs. K/Al para protolitos metamórficos, el cual ha sido aplicado para análisis de proveniencia de rocas sedimentarias (Pinto, 2003).....	90
Figura 5. 13. Diagrama SiO ₂ /Al ₂ O ₃ vs Fe ₂ O ₃ /K ₂ O para pelitas areniscas.....	91
Figura 5. 14. El diagrama K/(Al-Na) vs (Fe + Mg)/(Al-Na) propuesto por Puxeddu et al. (1984).....	92
Figura 5. 15. Diagrama Al/3-Na vs. Al/3-K discrimina dominios ígneos y sedimentarios y para protolitos de rocas metamórficas.....	94
Figura 5. 16. Diagrama Zr/Ti*10,000 vs. Nb/Y para rocas sedimentarias (Pinto et al., 2004).....	95
Figura 5. 17. Diagrama de dispersión donde se muestran las posibles fuentes de aporte para cada muestra de la cuenca del Alto Tunuyán.....	96
Figura 6. 1. Porcentajes de la fracción de minerales pesados detríticos.....	100

Figura 6. 2. Microfotografías de granates	102
Figura 6. 3. Diagramas ternario donde se indica la composición química de los granates	104
Figura 6. 4. Diagrama propuesto por Deer et al. (1997b), para clasificar entre andradita y grosularia.	105
Figura 6. 5. Microfotografías de los clinopiroxenos de la cuenca del Alto Tunuyán.	107
Figura 6. 6. Diagrama de clasificación según Morimoto (1989) para augita y diópsido.	108
Figura 6. 7. Diagrama propuesto por Le Bas (1962) clinopiroxenos de rocas sub-alcalinas, alcalinas y per-alcalinas.	109
Figura 6. 8. Diagrama de Rodríguez (2008), para clinopiroxenos de origen volcánico.	110
Figura 6. 9. Diagramas discriminante entre basaltos alcalinos y basaltos toleíticos y calcoalcalinos.	111
Figura 6. 10. Diagrama de Leterrier et al. (1982), discrimina entre basaltos orogénicos y basaltos no orogénicos ...	111
Figura 6. 11. Diagrama de Leterrier et al. (1982) diferencia entre basaltos calcoalcalinos y basaltos toleíticos.	112
Figura 6. 12a. Microfotografías de anfíbolos.	114
Figura 6. 12b Microfotografías de anfíbolos.	115
Figura 6. 13. Diagrama de clasificación de anfíbolos cálcicos según Leake et al. (1997)..	116
Figura 6. 15. Diagrama entre rocas calcoalcalinas de arco de islas y rocas calcoalcalinas continentales, en las anfíbolos.	118
Figura 6. 16. Microfotografía de Turmalina	120
Figura 6. 17. Diagrama de la Discriminación de turmalinas	121
Figura 7. 1. Histogramas con la frecuencia de edades U/Pb en circones detríticos del Conglomerado Tunuyán y Formación Palomares.	125
Figura 7. 2. Mapa geológico basado en la Hoja Cerro Tupungato. Muestra únicamente las edades de las rocas y no discrimina entre el tipo ni el origen de la roca.	126
Figura 7. 3. Compilación de las edades presentes en la literatura para el Grupo Choiyoi.....	128
Figura 7. 4. Histograma con las frecuencias de edades U/Pb en circones detríticos de la Ignimbrita de 9 Ma, Formación Palomares.	131
Figura 7. 5. Relación U/Th en circones detríticos para la muestra CM-2.	133
Figura 7. 6. Relación U/Th en circones detríticos para la muestra CM-5.....	134
Figura 7. 7. Relación U/Th en circones detríticos para la muestra CL-9a.....	135
Figura 8. 1. Esquema de análisis de los datos de geoquímica de roca total de las muestras estudiadas.	136

Figura 8. 2. Cuadro esquemático de los patrones de las afinidades ígneas y sedimentarias de las fuentes de rocas de la cuenca del Alto Tunuyán.	140
Figura 8. 3. Modelo paleogeográfico de la primera etapa de erosión de la cuenca del Alto Tunuyán.	144
Figura 8. 4. Modelo paleogeográfico de la segunda etapa de erosión de la cuenca del Alto Tunuyán.....	145
Figura 8. 5. Modelo paleogeográfico de la tercera etapa de erosión de la cuenca del Alto Tunuyán.	146
Figura 8. 6. Modelo paleogeográfico de la cuarta etapa de erosión de la cuenca del Alto Tunuyán.	147

Índice de Tablas

Tabla 1. Catálogo de muestras tomadas en la cuenca del Alto Tunuyán.	14
Tabla 2. Cuadro estratigráfico de las distintas unidades entre los 33°30' y 33°45' S.....	31
Tabla 3. Muestras CM-5 y CL-4 donde se exponen elementos mayores de roca total originales.	72
Tabla 4. Se muestran los valores originales de los elementos mayores.....	73
Tabla 5. Se muestra los porcentajes finales producto del factor F.....	74
Tabla 6. Asociaciones minerales encontradas en la cuenca del Alto Tunuyán.....	122

CAPÍTULO 1

OBJETIVO DEL ESTUDIO

1.1 Introducción

Uno de los aspectos de la Cordillera de los Andes es la presencia de un segmento de subducción subhorizontal (*flat slab*) entre los 27° y 33°S (e.g., Barazangi y Isacks, 1976; Cahill y Isacks, 1992; Gregory-Wodzicki, 2000; Gutscher, 2002). Justo al sur está la zona de transición (33°-34°S) se define el paso de dos unidades morfoestructurales, la primera comprende la zona de subducción subhorizontal (*flat slab*) y la segunda corresponde a la zona de subducción normal.

En la Cordillera Principal (CP) está la zona de transición en la cual ha sido documentado el desarrollo de la cuenca extensional de Abanico entre los ca. 37 a 23 Ma que habría sido parcialmente invertida entre los 23 y 16 Ma para ser completamente invertida posterior a esta fecha (e.g., Charrier et al., 2002; Fock et al., 2006 a, b). En la segunda etapa de inversión de la cuenca la deformación se habría propagado hacia el lado argentino con el desarrollo de la Faja plegada y corrida del Aconcagua (FPCA) en la parte más oriental de la CP (e.g., Giambiagi et al., 2003).

En esta etapa se desarrolla la cuenca del Alto Tunuyán (Giambiagi, 2003). Esta cuenca evidencia el aporte de material volcánico andesítico desde la CP hasta al menos los 15 Ma y después de ese momento existiría un aporte desde la Cordillera Frontal (CF) situada más al este de la CP por la identificación de granitos rosados en la secuencia sedimentaria de la cuenca (Fig. 1.1) (e.g., Giambiagi et al., 1999; Giambiagi et al., 2003).

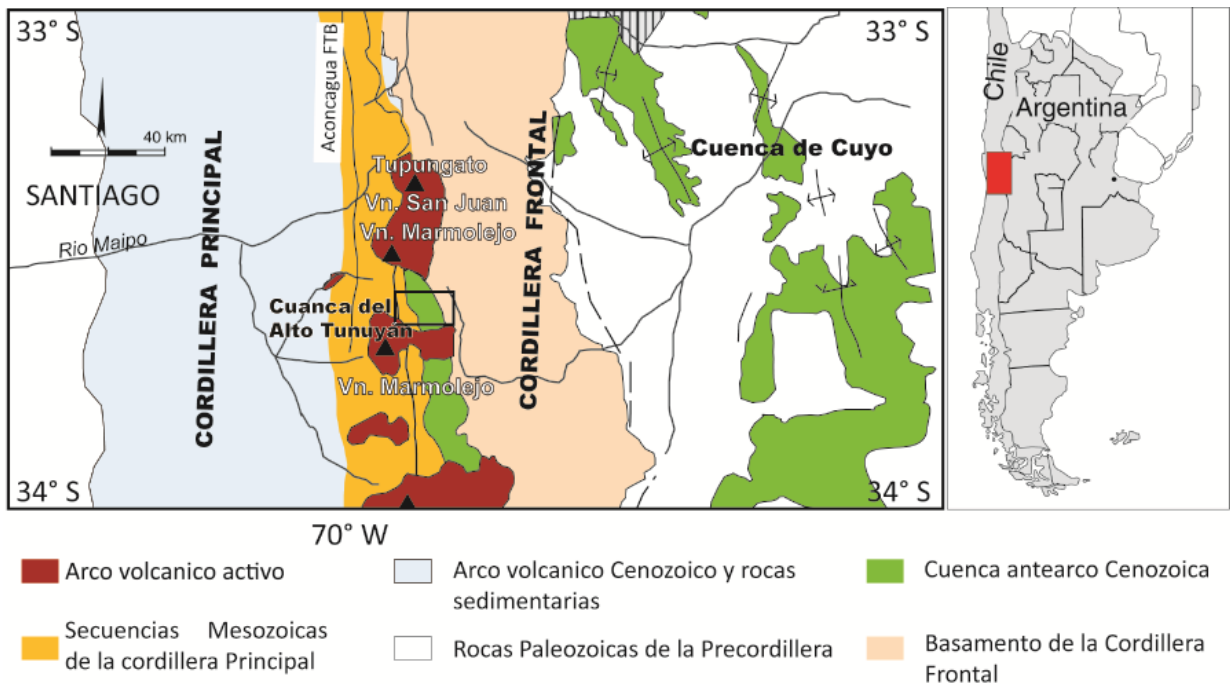


Figura 1. 1. Mapa de Ubicación del área de estudio, Zona de transición a los 33-34°S.

1.2. Problemática

El aporte de material volcánico andesítico desde la CP y el posterior aporte desde la Cordillera Frontal (CF) evidenciaría que la deformación se propagó aún más al este hasta levantar la CF (e.g., Giambiagi et al., 1999; Giambiagi et al., 2003). Sin embargo, no se conoce con exactitud que bloques se alzaron y por ende, qué unidades volcánicas cenozoicas y sedimentarias mesozoicas, en específico fueron erosionadas para aportar a la cuenca del Alto Tunuyán.

Las dos unidades cenozoicas correspondientes a la cuenca Abanico (Fm. Abanico y Farellones) y las secuencias Mesozoicas tienen características geoquímicas diferentes entre sí. Las rocas sedimentarias de la cuenca del Alto Tunuyán deben mostrar tendencias químicas particulares relacionadas con el tipo de roca que podrían ser reconocidas en la química de las rocas sedimentarias o en los minerales detríticos. Por lo tanto, se postula un estudio de proveniencia de detalle de las rocas sedimentarias detríticos de la cuenca del Alto Tunuyán, el cual podría registrar con detalle la evolución de la erosión y de esta manera se podría completar el modelo propuesto por Giambiagi et al. (2003) ver figura 1.2.

Deformación preandina

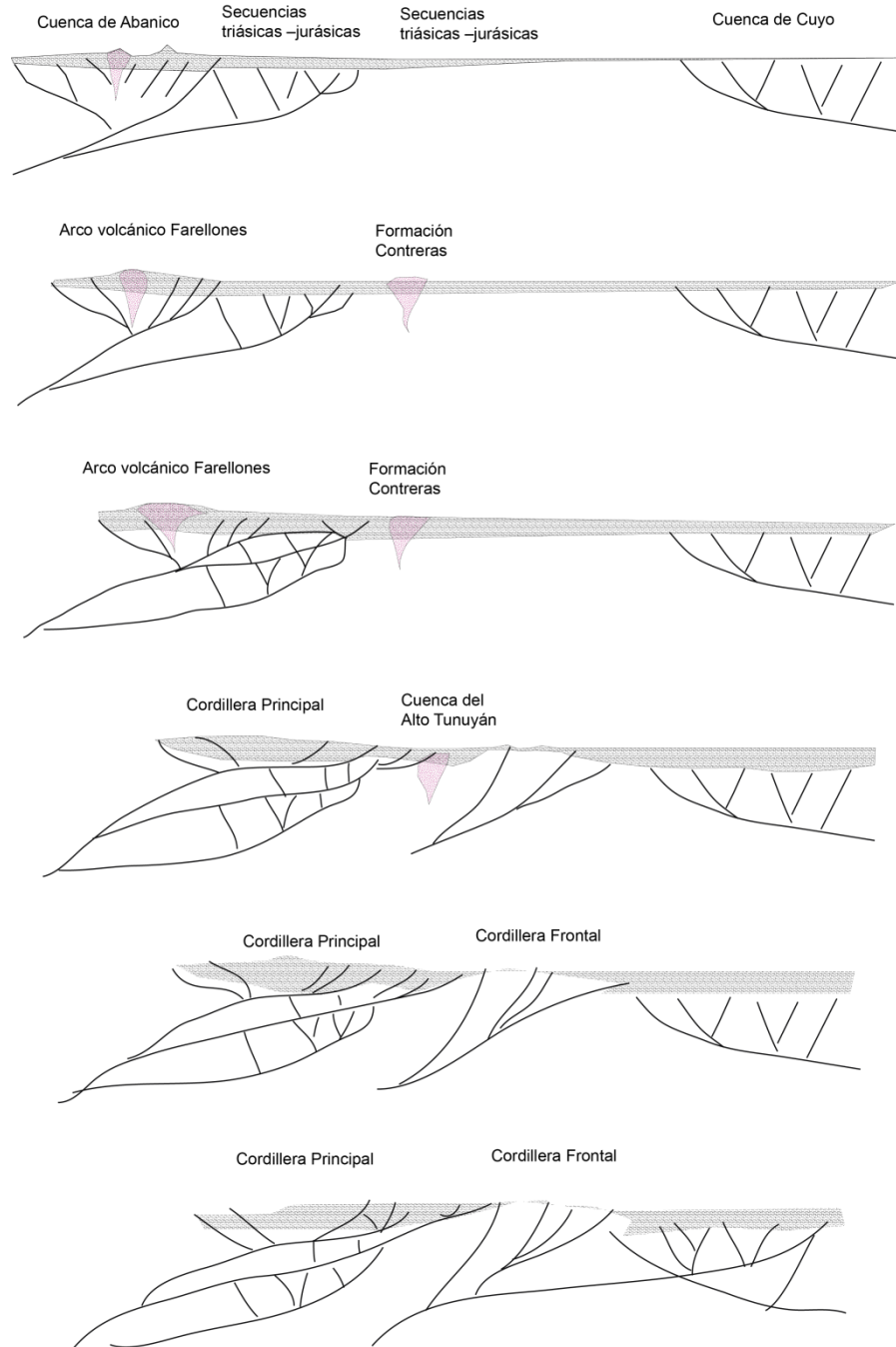


Figura 1. 2. Secuencia esquemática de la sección transversal se resume la evolución interpretado (por etapas) del deformación andina a 33°40'S, desde el Mioceno temprano (Giambiagi et al., 2003).

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Definir un modelo de evolución paleogeográfico para la cuenca del Alto Tunuyán entre los 33° y 34°S desde el Mioceno al presente, basado en un análisis de proveniencia de los sedimentos sinorogénicos de la misma.

1.3.2. Objetivos Específicos

- 1) Determinar las tendencias geoquímicas de las rocas sedimentarias estudiadas para interpretar su procedencia.
- 2) Determinar las asociaciones de minerales pesados detríticos de las rocas sedimentarias estudiadas para interpretar su procedencia.
- 3) Determinar la edad de los circones detríticos estudiados para definir la edad de las rocas fuente.
- 4) Confeccionar un modelo de evolución paleogeográfico del entorno de la zona de estudio basado en los resultados anteriores.

1.4. Hipótesis de trabajo

Los depósitos sinorogénicos de la cuenca del Alto Tunuyán, en el segmento de transición entre los 33° y 34°S en Argentina, representan diferentes períodos erosivos de las rocas que fueron erosionadas posterior a la inversión tectónica y durante el desarrollo de la faja plegada y corrida del Aconcagua y la Cordillera Frontal. Estos eventos de erosión están registrados en la geoquímica y mineralogía de las areniscas neógenas de las unidades acumuladas en la cuenca.

1.5. Metodología

Los depósitos sintectónicos permiten establecer la evolución tectónica de las fajas plegadas y corridas y las cuencas de antepaís (*foreland*) adyacentes; especialmente en la zona sobre la cuña de cabalgamiento (*wedge-top*) del cinturón orogénico (DeCelles y Giles, 1996; Vergés et al., 2002), donde la sedimentación es simultánea con la deformación y registra la evolución de esta cuña, por medio de características sedimentológicas específicas (DeCelles y Giles, 1996). Es posible reconocer la actividad

tectónica mediante el estudio de las características sedimentológicas del registro sedimentario preservado (cambios de facies y proveniencia). Este estudio sedimentológico se basa en determinar los intervalos donde se reconoce dicha influencia tectónica, por medio del análisis de indicadores sedimentológicos, los cuales se pueden agrupar en categorías tales como indicadores composicionales en fracción arena (Jones et al., 2004).

Normalmente la representación en la fracción arena de una nueva litología es distribuida rápidamente en la cuenca, en un tiempo que es casi inmediato desde el punto de vista geológico, siendo un muy buen indicador de un nuevo levantamiento o una exposición de una nueva litología a la erosión (Jones et al., 2004; Paola et al., 1992). El desarrollo de este trabajo se realizó tomando como base el análisis sedimentológico, tales como los cambios de facies, análisis de proveniencia (Vergés et al., 2002; Giambiagi, 2000; Giambiagi et al., 2001, 2003; Pinto et al., 2007; Rodríguez, 2012).

Este trabajo se enfocará en el análisis sedimentológico de las rocas pertenecientes al Conglomerado Tunuyán y las formaciones Palomares y Butaló. Los indicadores sedimentológicos analizados corresponden a los cambios de facies, la procedencia de las rocas sedimentarias y el patrón de distribución de las rocas sedimentarias. A partir de los datos obtenidos para cada uno de estos indicadores y su variación a lo largo de la columna sedimentaria analizada, se busca reconstruir la evolución tectónica de esta zona durante el Neógeno.

En una primera etapa se realizó una recopilación bibliográfica de la información publicada acerca de esta cuenca. Posteriormente se realizó una campaña de terreno donde recalentaron las muestras siguiendo la secuencia estratigráfica (Conglomerado Tunuyán continuando con las Formaciones Palomares y Butaló). Los estudios de procedencia incluyen, geoquímica de elementos mayores, elementos traza de roca total y análisis de elementos de minerales pesados, así como dataciones REE y U-Pb en circones detríticos. Estos datos nos ayudaron a establecer en detalle la historia de erosión de los bloques levantados durante la Orogenia Andina, ya que éstas registran las características más específicas de las rocas de origen de las rocas sedimentarias.

Se tomaron 25 muestras de la región del Río Palomares, 20 muestras correspondientes de las secuencias de rocas sedimentarias sinorogénicas neógenas (15 del Conglomerado Tunuyán, 2 de la Formación Palomares y 3 de la Formación Butaló), 3 muestras de rocas volcánicas dentro de la secuencia neógena (1 brecha andesítica del Conglomerado Tunuyán, 2 muestras de la Ignimbrita Chilena en la Formación Palomares) y 1 clasto de granito en la Formación Palomares. Asimismo se tomaron 14 muestras de posibles rocas fuentes: 5 de rocas volcánicas de la Formación Contreras que subyace al Conglomerado Tunuyán, 2 de areniscas de la Formación Tordillo de la Cordillera Principal, 1 de pelita y 1 de caliza del Grupo Mendoza de la Cordillera Principal (Titoniano-Neocomiano), 3 muestras de granitos

rosados paleozoicos de la Cordillera Frontal. Uno levemente metamorizado y, 1 de metapelita paleozoica de la Cordillera Frontal (Tabla 1; Fig. 2.2).

Tabla 1. Catálogo de muestras tomadas en la cuenca del Alto Tunuyán.

Muestra	Material	Unidad	Localidad	Longitud	Latitud	altura	MP	PS	GQ	ZR
CM-1	S	Conglomerado Tunuyán Inferior	Cordón Miranda	69°46'07"	33°37'02"	2997	X	X	X	-
CM-2	S			69°46'9,8"	33°37'02"	2989	X	-	X	-
CM-3	S			69°46'12,4"	33°36'57,6"	3011	X	-	X	-
CM-4	S			69°46'21,834"	33°36'55,14"	3016	X	X	X	-
CM-5	S		Río Palomares	69°46'31,5"	33°27'21,3"	3008	X	X	X	X
CL-1	S	Conglomerado Tunuyán Medio	Arroyo Chileno	69°46'55,408"	33°37'25,872"	3028	X	X	X	-
CL-2	S			69°46'56,386"	33°37'26,71"	3051	X	X	X	-
CL-3	R			69°46'56,386"	33°37'26,71"	3061	X	-	X	-
CL-4	S			69°47'0,798"	33°37'29,637"	3115	X	X	X	-
CL-5	S			69°47'2,733"	33°37'33,261"	3158	X	X	X	-
CL-6	S			69°47'5,196"	33°37'39,447"	3229	X	X	X	-
CL-7	S			69°47'5,758"	33°37'41,554"	3258	X	X	X	-
CL-8	S	Conglomerado Tunuyán Superior	69°47'8,855"	33°37'44,911"	3333	X	X	X	-	
CL9a	S		69°47'18,18"	33°37'41,702"	3268	X	X	X	X	
CL9b	S		69°47'4,405"	33°38'37,798"	3448	X	X	X	-	
CL-10	S		69°47'12,017"	33°42'19,965"	3645	-	X	X	-	
CL-11	R	Formación Palomares	69°47'11,4"	33°39'04,6"	3690	-	X	X	-	
CL-12	S		69°47'11,038"	33°39'7,076"	3698	X	X	X	-	
CL-13	R		69°47'10,9"	33°39'07,1"	3710	-	-	X	-	

Continuación de la Tabla 1

Muestra	Material	Unidad	Localidad	Longitud	Latitud	altura	MP	PS	GQ	ZR	
I1	R	Formación Palomares	Arroyo Chileno	69°47'11,12"	33°38'17,28"	3420	-	-	X	-	
I2	R			69°47'15,05"	33°38'23,31"	3500	-	-	X	X	
CL-14	S	Formación Butaló	Arroyo Chileno	69°47'13,421"	33°38'34,624"	3507	-	-	X	-	
CL-15	S			69°46'49,351"	33°39'0,265"	3501	X	-	X	-	
CL-16A	S			69°46'53,716"	33°38'57,802"	3572	-	-	X	-	
CL-16B	S			69°46'53,716"	33°38'57,802"	3572	X	X	X	-	
CC-1A	R	Formación Contreras	Cordón Contreras	69°45'46,926"	33°36'48,473"	3180	-	-	X	-	
CC-1B	R			69°45'46,926"	33°36'48,473"	3180	-	-	X	-	
CC-2	R			69°45'47,014"	33°36'49,674"	3170	-	-	X	-	
CC-3A	R			69°45'50,733"	33°36'53,353"	3109	-	-	X	-	
CC-3B	R			69°45'48,265"	33°36'12,752"	2972	-	-	X	-	
FF-1	R	Formación Tordillo	Río Palomares	69°49'0,3"	33°37'2,6"	3120	-	-	X	-	
FF-2	R			69°49'0,3"	33°37'2,6"	3120	-	-	X	-	
GM-1	R	Grupo Mendoza	Río Palomares	69°48'26,801"	33°37'8,401"	3101	-	-	X	-	
FC-1	R	Fm. Chachao		69°48'26,801"	33°37'8,401"	3101	-	-	X	-	
GM-2	R	Grupo Mendoza		69°48'26,801"	33°37'8,401"	3101	-	-	X	-	
CF1	R	intrusivos Paleozoico Superior	Cordillera Frontal	69°42'18,78"	33°38'8,73"	2880	-	-	X	-	
CF2	R			69°38'6,59"	33°36'43,22"	3860	-	-	X	-	
CF3	R			Rocas Metamórficas Proterozoicas	69°36'47,65"	33°37'18,20"	4250	-	-	X	-
CF4	R			69°35'54,82"	33°37'24,19"	4000	-	-	X	-	

Tipo de material recolectado sedimento (S) o roca (R), la localidad al igual que las coordenadas geográficas y la altura. También se muestra el tipo de análisis realizado a cada muestra, separación de minerales pesados (MP), petrología sedimentaria (PS), geoquímica de roca total (GQ) y separación y datación de circones (ZR).

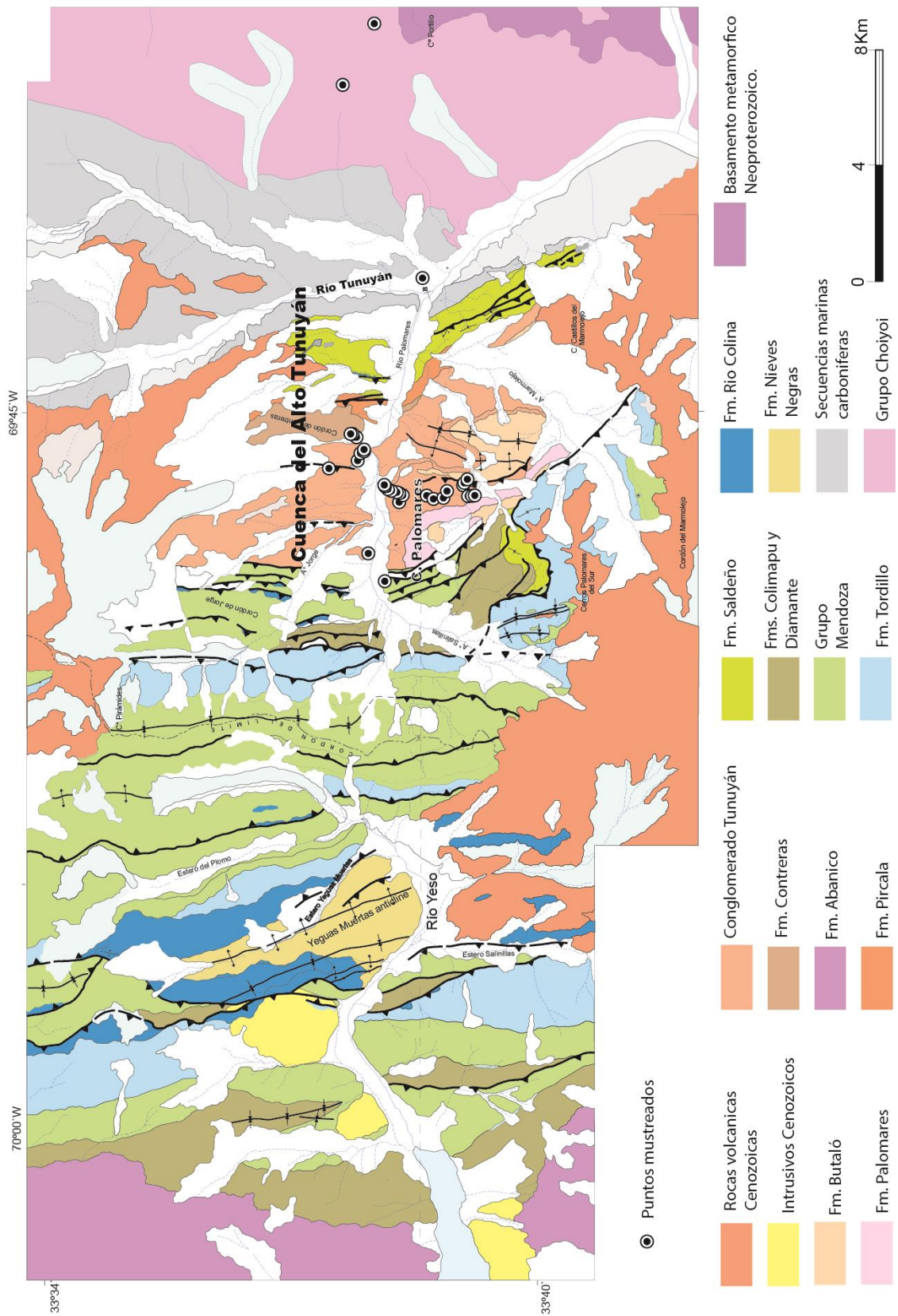


Figura 1. 3. Ubicación espacial de las muestras tomadas en la cuenca del Alto Tunuyán (Modificado de Giambiagi, 2000).

Las muestras fueron molidas en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile, con el fin de realizar el análisis geoquímico de roca total (anexo 2) en todas las muestras, para esto se utilizó la fusión ICP metaborato de litio/tetraborato, para el paquete de elementos mayores e IC/MS para el paquete de elementos traza en Actlabs, Canadá (55 Elementos entre los Mayores, REE y Traza). Los análisis geoquímicos son procesados en diagramas de discriminación para rocas sedimentarias (e.g., Pettijohn et al., 1972., Bhatia, 1983).

Las fracciones de minerales pesados (HM) fueron adquiridas siguiendo las técnicas estándar de laboratorio descritos por Parfenoff et al. (1970) y Mange and Maurer (1992) en el Departamento de Geología, Universidad de Chile. La fracción 0,25-0,50 mm fue obtenida por tamizado. La separación por gravedad estándar se ha realizado mediante una tabla de Gémini, un separador Franz isodinámicos y el bromoformo ($d=2,89 \text{ g/cm}^3$). Se contó un promedio de 400 granos de cada muestra con el fin de determinar la distribución de HM. Los resultados se presentan en el anexo 3. Del total de 20 muestras con minerales pesados, se seleccionaron 13 para análisis a la microsonda sobre los cuales se analizaron en total 268 granos (74 granates, 71 anfíbolos, 90 piroxenos y 19 turmalinas) en el laboratorio HM Research Associates, Reino Unido. Análisis representativos de la química de minerales pesados trazadores y los datos completos son presentados en diagramas de clasificación y discriminación adecuados para su interpretación (e.g., Pinto et al., 2004, 2007; Rodríguez et al., 2012).

También se seleccionaron 4 muestras clave (CM-2, CM5, CL9a, I1) sobre las cuales se realizaron dataciones de procedencia U-Pb por LA-ICP-MS, en el Laboratorio Valencia Geoservices, Washington.

1.6. Análisis de procedencia

Los análisis modernos de procedencia usan métodos petrográficos, identificación de minerales pesados, análisis geoquímicos y dataciones de circones. Estos tratan de descubrir cuál es la naturaleza de las rocas desde su origen y el tipo de roca con sus afinidades específicas (e.g., Morton, 1985, 1991; Pettijohn et al., 1987; Krawinkel et al., 1999; Morton et al., 2000; Weltje y von Eynatten, 2004; Pinto et al., 2004, 2007; Bhatia, 1983; Roser y Korsch, 1986, 1988; Dickinson 1970; Eynatten et al., 2003; Johnsson 1993). Los tipos más comunes de análisis se basan en la composición química de las rocas sedimentarias en general (e.g., Bhatia, 1983; Roser y Korsch, 1986,1988; Pinto et al., 2004; Lacassie et al., 2004, 2006) y los análisis específicos consisten en el análisis de minerales pesados (Krawinkel et al., 1999; Sabeen et al., 2002; Pinto et al., 2004, 2007; Rodríguez et al., 2012), que mantienen registros muy específicos de sus rocas de origen. Así mismo, esta técnica permite inferir cambios en las condiciones climáticas ya que bajo clima árido los depósitos detríticos generados conservan mejor la diversidad mineralógica de las áreas fuentes y regímenes tectónicos que gobernaron la zona de aporte junto a los ambientes

deposicionales (Dickinson 1970; Eynatten et al., 2003, Johnsson 1993; Marchesini et al., 2000; Weltje y Eynatten, 2004).

En cuanto a la química global, el gran número de elementos que pueden ser analizados, dentro del orden de las decenas, se definen matrices multivariadas muy difíciles de analizar. Son necesarias las correlaciones de elementos para aislar las relaciones y encontrar su origen en la presencia de ciertos minerales, la alteración química o composiciones químicas especiales de rocas fuente.

Además, para una comprensión más completa sobre las rocas fuente hay varios diagramas de discriminación los cuales son una base para la comprensión detallada sobre la forma en que los minerales de la roca marcan las tendencias y clasifican los tipos de rocas de origen sedimentarias y de origen ígneo (e.g., Pettijohn et al., 1972; Bhatia, 1983; de La Roche, 1967; Moine et al., 1974; Pinto et al., 2004, 2007).

Por el contrario, una gran variedad de diagramas de discriminación de minerales pesados que han ayudado a definir las características y tendencias de las rocas fuente, incluyendo el análisis de elementos de tierras raras en apatita, rutilo y titanita (e.g., Zack et al., 2004; Mange y Morton, 2007) , el análisis químico de minerales pesados en general, como anfíbola, piroxeno, turmalina y granate (Morton, 1991; Sabeen et al., 2002; Krawinkel et al., 1999; von Eynatten y Gaupp, 1999; Pinto et al., 2004, 2007), que puede definir las tendencias metamórficas e ígneas muy específicas (Rodríguez et al., 2012). En este trabajo se han utilizado estos tipos de análisis para definir en detalle el origen de las rocas, y por lo tanto, la historia de la erosión de las rocas sedimentarias neógenos representados en el Conglomerado Tunuyán, Formación Palomares y Formación Butaló.

CAPITULO 2:

MARCO TECTÓNICO GLOBAL

2. 1. Introducción

La Cordillera de los Andes es una cadena montañosa continua a lo largo del margen occidental de América del Sur que se formó por procesos de subducción oceánica bajo el margen continental (Fig. 2.1). Esta cadena montañosa varía de forma significativa y sistemáticamente a lo largo del borde de placa (ca. 9000 kilómetros) en cuanto a la topografía, morfología, tectónica, distribución de las cuencas, volcanismo, geometría de subducción, espesor de la corteza, estructura de la litosfera y la historia geológica (e.g., Gansser, 1973; Baranzangi y Isacks, 1976; Jordan et al., 1983, 1997; Isacks, 1988; Mpodozis y Ramos, 1989; Cahill y Isacks, 1992; Tassara y Yáñez, 1996; Gutscher, 2002; Stern, 2004; Yáñez y Cembrano, 2004). Los tres segmentos principales se reconocen en los Andes Norte, Andes centrales y Andes Sur (Fig. 2.1) (Gansser, 1973; Aubouin et al., 1973).



Figura 2. 1. Mapa de Sudamérica (Llambías et al., 2010) donde se indica la segmentación de la cordillera de los Andes se muestran los tres segmentos principales que se reconocen en los Andes: Norte, Centro y Sur. La denominación de los segmentos de subducción plana según Ramos (2009). La zona de estudio está señalada por el cuadro verde.

2.2. Segmentación andina

Los Andes Centrales constituyen el ejemplo tipo de la Formación montañosa asociada a la subducción de la placa oceánica subducida bajo una placa continental (James, 1971; Lavenu, 2002). En particular, la región de estudio se ubica en un segmento con características distintivas de la Zona de Benioff.

Los modelos de convergencia a lo largo del margen andino muestran un período más lento, con una convergencia oblicua dextral en el Oligoceno tardío (ca. 25 Ma). A este período le sigue uno más rápido entre los 25 y 20 Ma (Oligoceno-Mioceno), donde la velocidad de convergencia se incrementa significativamente (ca. 12 a 15 cm/a), con un vector prácticamente ortogonal. Un importante cambio se produce alrededor de los 20 Ma (Mioceno Inferior) (Pardo-Casas y Molnar, 1987), ya que entre los 20 y 10 Ma (Mioceno) hay un aumento en la oblicuidad del vector de convergencia que alcanza una razón del orden de ca 18 cm/a (Pardo-Casas y Molnar, 1987). En la actualidad la tasa de convergencia es de alrededor de 5-8 cm/año (Lavenu et al., 2002; Pardo et al., 2002), volcanismo ausente desde los 10-9 Ma (Pardo et al., 2002) y con un plano de Benioff que alcanza 100 km de profundidad (Pardo et al., 2002).

2.3. Andes Centrales

La subducción en los Andes Centrales (Fig. 2.1), a lo largo del margen chileno, se considera en general que representan un alto acoplamiento entre placa cabalgante y placa subducida (e.g., Cloos y Shreve, 1996). Sin embargo, esta área no tiene una inmersión homogénea y hay un segmento de la placa superficial (flat-slab) entre ca. 27°S y 33°S (Fig. 2.2) con un ángulo de subducción muy bajo (5°-10°). Más al norte y al sur el ángulo aumenta a aproximadamente 30°, siendo constante en la profundidad (e.g., Barazangi y Isacks, 1976; Cahill y Isacks, 1992; Gregory-Wodzicki, 2000; Gutscher, 2002). El límite de la placa plana subducida, se ubica a los ca. 33° S en el lado chileno de los Andes y ca. 32.5° S en el lado argentino (e.g., Kley et al., 1999; Wagner et al., 2005). Entre los 32.5°S y 34°S, se define una zona de transición entre subducción plana y normal (Cahill y Isacks, 1992), en adelante denominado el "segmento de transición".

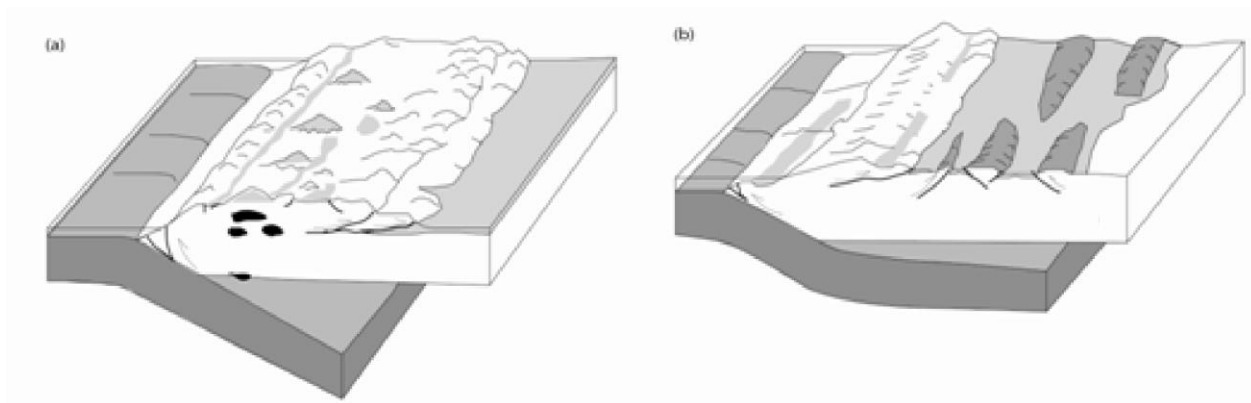


Figura 2. 2. a) Zona de subducción Normal y b) subducción subhorizontal (*Flat slab*).

Este hecho sugiere que la geometría de la subducción que define el segmento norte de la placa plana (*Flat slab*) y el segmento sur de transición jugó un papel fundamental en la evolución tectónica de ambos segmentos (e.g., Giambiagi et al., 2003a, b; Ramos, 1996; Ramos et al., 1996a, 2002, 2004).

En la región central de Chile (33°-36°S), al comenzar la extensión durante Paleoceno a Eoceno temprano, se produce la exhumación en la Cordillera de la Costa, la cual está relacionada con el alzamiento causado por la Orogenia Incaica y se habría superpuesto el alzamiento del borde oeste de la cuenca de Abanico (Maksaev y Zentilli, 1999; Charrier et al., 2009).

De acuerdo con lo anterior, el desarrollo extensional se habría iniciado en el Eoceno medio, poco antes de 43.0 ± 0.4 Ma, cuya edad corresponde a la de los depósitos más antiguos conocidos para de la cuenca de Abanico. Se mantuvo a lo largo de todo el Oligoceno y alcanzó, en algunas regiones, hasta el Mioceno Inferior (Charrier et al., 2009).

El modelo morfotectónico para el segmento de la placa plana postula que la región ha evolucionado gradualmente desde un ángulo de subducción de 30° a su configuración actual desde el Mioceno medio a tardío (14-5 Ma, Bissig et al., 2002, 2003). A consecuencia de este proceso, el volcanismo habría cesado en ca. 6 Ma (Kay et al., 1999; Kay y Mpodozis, 2002). Se ha sugerido que la subducción de la Dorsal de Juan Fernández ocasionó la condición de placa plana en el margen continental (e.g., Pilger, 1981; Gutscher et al., 2000; Yáñez et al., 2001, 2002; Tassara y Yáñez, 2003). Contemporánea con la subhorizontalización de la placa, se produjo la Orogenia Pehuenche, la cual provocó la inversión tectónica parcial de la cuenca de Abanico, esta se inició en el Oligoceno Superior y generó un gradual engrosamiento de la corteza y la deformación se extendió hacia el este a través de un fallamiento de piel gruesa (*thick skinned*) de basamento Precámbrico-Paleozoico (Jordan et al., 1983, 1993).

La tectónica cenozoica en este segmento produjo el levantamiento de las Cordilleras Principal y Frontal, la Precordillera y las Sierras Pampeanas en la región de antepaís (Ramos et al., 2002), así como la escarpada morfología en la región de antearco. Ramos (1996) propuso que la deformación se desarrolló en los últimos 20 millones de años (Fig. 2.3). Justo al sur en el segmento de transición, donde la Precordillera y Sierras Pampeanas no se desarrollan en la región de antepaís y se desarrollan en el antearco Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal y la parte sur de la Cordillera Frontal.

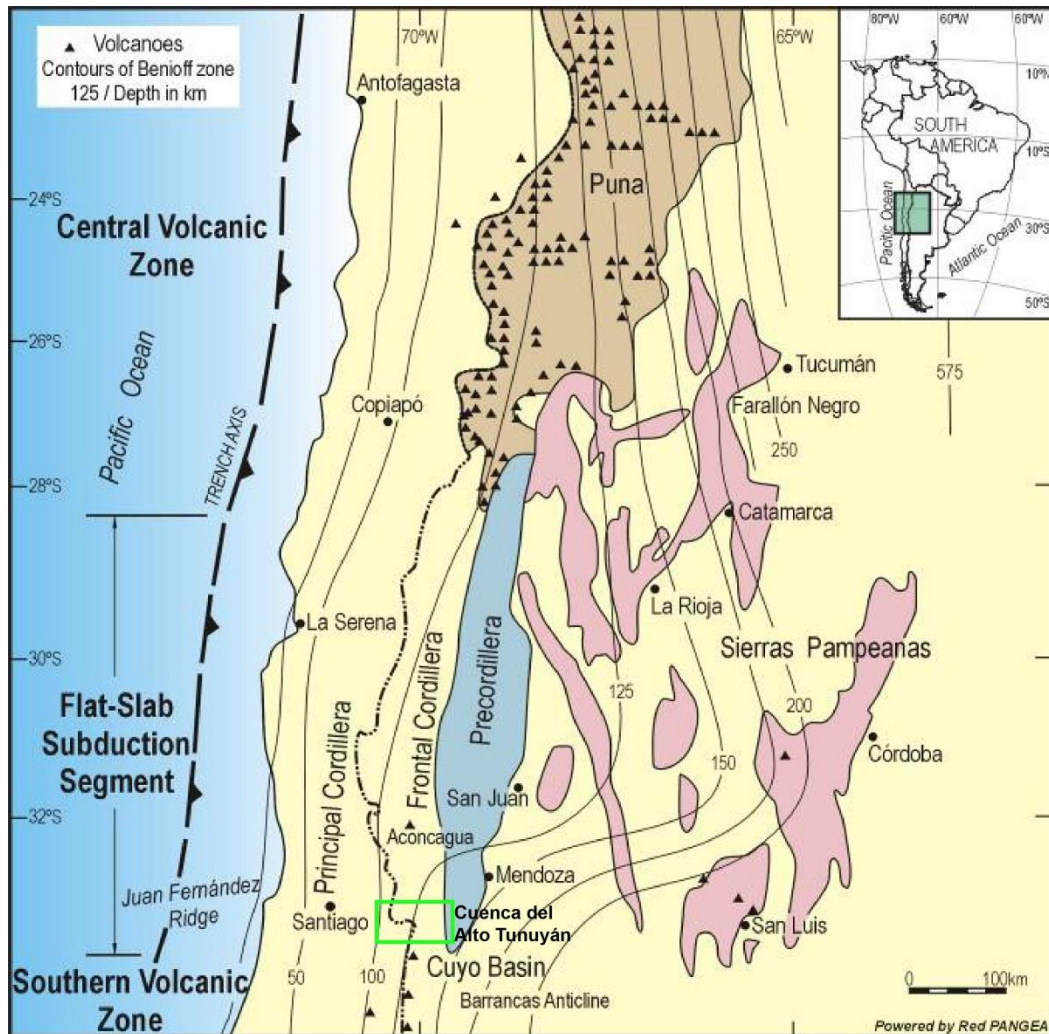


Figura 2. 3 Modelo morfoestructural para el segmento de la placa plana (*flat slab*) (Folguera et al., 2007).

En esta zona se ha sugerido que durante el Mioceno temprano a medio (ca. 23-16 Ma), la inversión tectónica produjo una cuenca en el Oligoceno, continuado la deformación hacia el este durante el Mioceno medio a tardío (ca. 16 a 8.5 Ma), generándose la faja plegada y corrida del Aconcagua (AFTB, Fig. 2.4) (e.g., Giambiagi, 1999c).

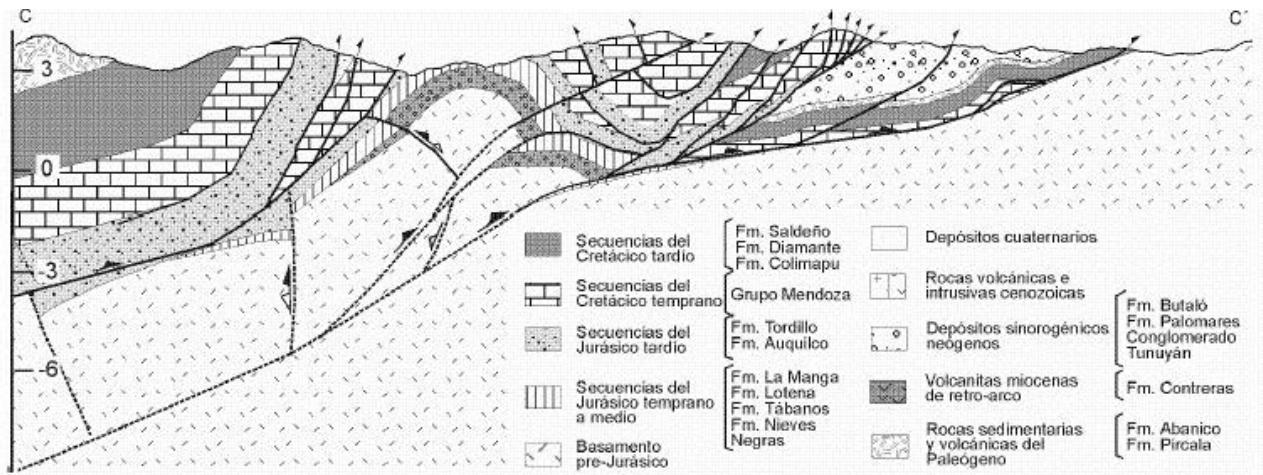


Figura 2. 4. Perfil de la faja plegada y corrida del Aconcagua propuesto por Giambiagi (2003).

La Cordillera Frontal habría sido un bloque resistente que impidió la propagación de la AFTB en el Mioceno tardío (ca. 8,5 Ma). Sin embargo su presencia no condiciona la generación de corrimientos fuera de secuencia ya que este es un proceso normal de deformación de una faja plegada, a partir de la interacción de controles entre deformación, topografía, erosión y sedimentación. Este hecho explica por qué la deformación se ha desarrollado fuera de secuencia durante el Mioceno Superior a Plioceno temprano (alrededor de 8.5-4 Ma) desde la Cordillera Principal hacia la frontera occidental actual (e.g., Giambiagi, 1999c; Giambiagi et al., 2003a; Fock et al., 2006a, b; Farías et al., 2007, 2008). Durante estos eventos, las rocas ubicadas en la Cordillera de la Costa y la Depresión Central (Thomas, 1958) sufrieron muy poca deformación (Farías et al., 2008).

2.4. Cuenca del Alto Tunuyán

2.4.1. Generalidades

El segmento de transición de los Andes está dominado por la presencia de la faja plegada y corrida del Aconcagua, en el sector oriental de la Cordillera Principal (Fig. 2.5) (e.g., Giambiagi et al., 2003a, b; Ramos, 1996; Ramos et al., 1996a, 2002, 2004). Esta faja se formó durante el Mioceno (e.g., Ramos, 1996; Cristallini y Ramos, 2000; Giambiagi et al., 2003a, b; Ramos et al., 2004; Vicente, 2005). El segmento del Aconcagua presenta estructuras que evidencian las fases extensionales anteriores (Álvarez et al., 1997; Álvarez y Ramos, 1999), con inversión tectónica superpuesta y el desarrollo de *footwall*, *short-cuts* (Muñoz et al., en prensa) y deformación de piel gruesa y piel fina (*thick skinned and thin skinned*) (Ramos, 1988; Kozlowski et al., 1993; Godoy, 1993, 1998; Cegarra y Ramos, 1996; Pángaro et al., 1996; Ramos et al., 1996a; Giambiagi et al., 2001, 2003b; Giambiagi y Ramos, 2002).

La geometría de piel fina en este segmento ha sido controlada por la arquitectura de la cuenca pre-extensional y también por la competencia de los bloques levantados que actuaron como barreras en la generación de despegues (Giambiagi et al., 2003b). En el segmento de Aconcagua, donde no hay Precordillera ni Sierras Pampeanas como en el norte, el acortamiento ocurrió en la Cordillera Principal (Ramos et al., 1996a; Cristallini y Ramos, 2000). Asociado a la faja plegada y corrida se desarrollan cuencas sintectónicas en la región de antepaís (Fig. 2.5) (e.g., Yrigoyen, 1993; Pérez, 1995, 2001; Jordan et al., 1996; Giambiagi, 1999a, b, c; Giambiagi et al., 2003a, b). Hemos elegido para nuestro estudio una cuenca ya estudiada que contiene una secuencia potente de rocas sedimentarias relacionadas con la tectónica andina: la cuenca del Alto Tunuyán (Fig. 2.5) (e.g., Pérez, 1995; Jordan et al., 1996; Giambiagi, 1999b).



Figura 2. 5. Mapa morfoestructural de las cordilleras de los Andes entre 32° y 34°S, y la localización de la cuenca antepaís Alto Tunuyán.

Esta cuenca se desarrolla en el segmento dominado por la faja plegada y corrida del Aconcagua (Fig. 2.6) (e.g., Polanski, 1957, 1964; Ramos, 1985; Kuslowski et al., 1993; Pérez et al., 1997; Giambiagi, 1999a, b, c; Giambiagi y Ramos, 2002; Giambiagi et al., 2003a, b).

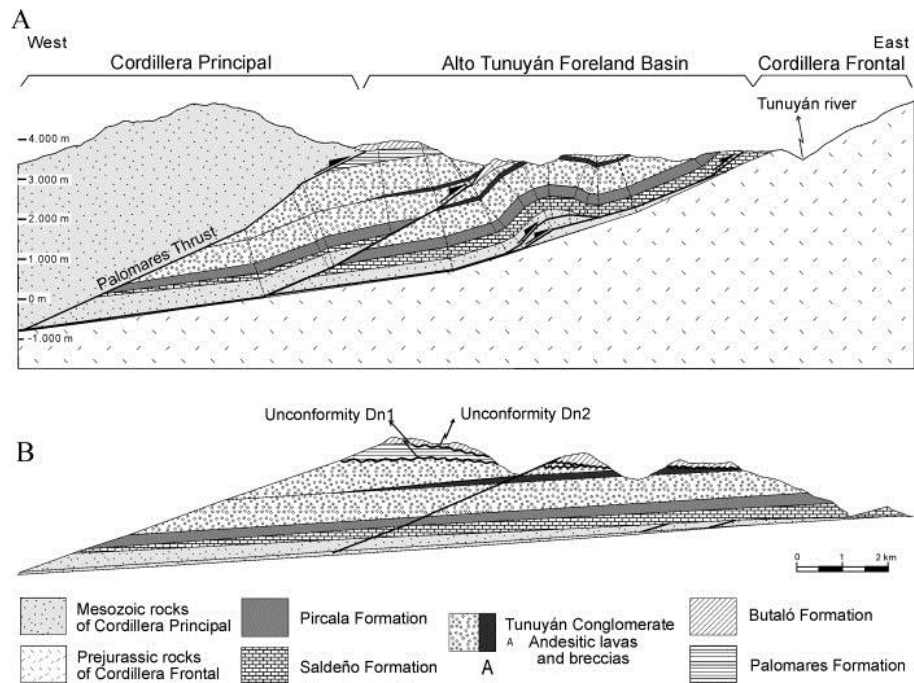


Figura 2. 6. A) Perfil estructural balanceado de la parte norte de la cuenca. **B)** reconstrucción palinpástica mostrando las inconformidades (Giambiagi, 1999, 2001).

Se ubica entre las cordilleras Principal y Frontal, en los ca. 33 ° 30'S y 34 ° S. Las unidades sinorogénicas que la rellenaron corresponden a tres formaciones fluviales y aluviales del Mioceno (Fig. 2.7).

a) Conglomerado Tunuyán, 1.400 m de espesor, depositados durante la progresión de la faja plegada y corrida del Aconcagua. Dentro de ella se han reconocido principalmente 5 ciclos grano crecientes que representan las fases de la deformación.

b) Formación Palomares, la cual contiene rocas sedimentarias derivadas de la Cordillera Frontal hacia el este como consecuencia de la progresión del frente de deformación hacia la región antepaís.

c) Formación Butaló la cual registra el final de la depresión entre la Cordillera Principal y Frontal (Giambiagi, 1999b).

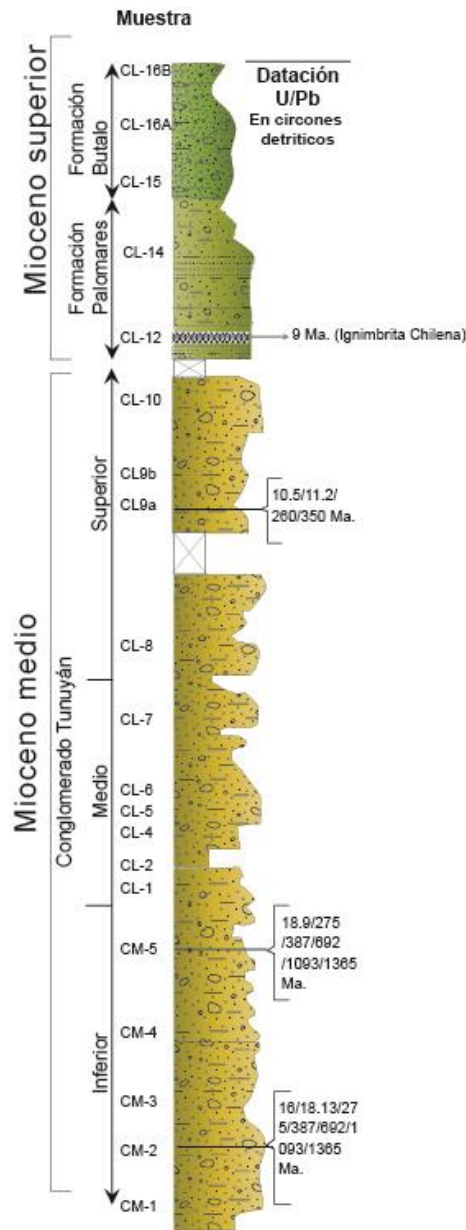


Figura 2. 7. Columna estratigráfica simplificada de los depósitos sinorogénicos de la cuenca del Alto Tunuyán.

El estudio de procedencia de estas formaciones ayudó a desarrollar un modelo de evolución de la zona, en el que las rocas volcánicas del oeste fueron reconocidos, posiblemente derivado de la cuenca de Abanico (Fm. Abanico y Farellones) (Giambiagi, 1999 a, b). No hay determinaciones de edad anteriores en la cuenca del Alto Tunuyán. El Conglomerado Tunuyán se correlaciona con la unidad sedimentaria que aflora en el área al este de Cacheuta-Tupungato en la Cordillera Frontal, que puede ser asignado del Mioceno temprano al medio (Giambiagi, 1999b). La Formación Palomares tiene una edad Mioceno tardío y la Formación Butaló una edad Miocena Tardía (Giambiagi, 1999a).

2.4.2. Modelo Paleogeográfico

Giambiagi et al. (2003a) relaciona los datos sobre las distintas estructuras y las etapas de deformación, con los ciclos sedimentarios y el estudio de procedencia de los depósitos sinorogénicos (Fig. 3) y propone discriminar los tiempos de desarrollo de corrimientos, clasificándolos en cuatro etapas de deformación, D1 a D4.

La etapa D1, entre los 20 y 15 Ma, se produce una fase de deformación, la cual es marcada por la inversión de antiguas fallas normales en el basamento y por el desarrollo de los primeros depósitos en la cuenca del Alto Tunuyán representada por los niveles inferiores del Conglomerado Tunuyán (0-200 m). Este evento está relacionado a una intensa y sostenida actividad magmática representada por la Formación Farellones en la Cordillera Principal en el lado chileno (Kurtz et al., 1997).

La etapa D2, entre los 15 y 9 Ma, corresponde a un período de acortamiento que se concentró en el frente orogénico con el desarrollo de los corrimientos en secuencia normal del sistema Cerro Palomares; seguido de un período de corrimientos fuera de secuencia y probables reactivaciones de fallas anteriormente emplazadas. En esta etapa se desarrollan los niveles medios y superiores del Conglomerado Tunuyán, los cuales presentan calizas del Cretácico Temprano del Grupo Mendoza y en menor cantidad volcanitas cenozoicas provenientes del oeste (Formación Farellones).

La etapa D3, entre los 9 y 6 Ma, muestra un mayor acortamiento ubicado al este, mientras que el corrimiento Palomares fue el único en desarrollarse en la faja plegada y corrida del Aconcagua. El levantamiento de la Cordillera Frontal fue el responsable de la generación de una cuña orogénica de mayores dimensiones, que implicó también a la Cordillera Principal. Los depósitos sinorogénicos de esta etapa están representados por la Formación Palomares, la cual presenta una cantidad importante de clastos de granitos rosados provenientes de los granitos del Paleozoico tardío en la Cordillera Frontal.

La etapa D4, entre 6 y 4 Ma, la Cordillera Principal continuó acortándose con la generación de corrimientos fuera de secuencia tanto en el sector interno como en el externo. Los depósitos sintectónicos asociados corresponden a la Formación Butaló, pero su granulometría fina no permitió definir con exactitud su proveniencia. En resumen, el modelo de evolución paleogeográfico propuesto por Giambiagi et al. (2003a), muestra una primera deformación que induce un alzamiento principal de la Cordillera Principal (20-9 Ma), una etapa posterior con alzamiento principal de la Cordillera Frontal (9-6 Ma) y una última etapa donde la deformación vuelve a concentrarse en la Cordillera Principal.

CAPÍTULO 3:

MARCO LITOLÓGICO

3. 1. Evolución del área de estudio

Sobre yaciendo al basamento proterozoico y a los intrusivos neopaleozoicos se ubica el Grupo Choiyoi, cuya sección inferior representa un arco magmático emplazado en el margen occidental de Gondwana (Ramos et al., 2002). Este magmatismo cesó durante el Pérmico tardío al Triásico Temprano por procesos extensionales al que fue sometido el borde occidental de Gondwana, dando lugar al desarrollo de la secuencia superior del Grupo Choiyoi, desarrollada concomitantemente con los procesos extensionales (Kay et al., 1989).

El primer registro sedimentario de la cuenca Neuquina - Mendocina, en la zona de estudio, corresponde a los afloramientos de la Formación Nieves Negras ubicados en el sector chileno, entre el río Yeso y el estero de Yeguas Muertas (Álvarez et al., 1999). En el sector argentino, hasta ese momento, existió una peneplanicie labrada principalmente sobre los depósitos del Grupo Choiyoi que permaneció elevada hasta el Jurásico tardío (Groeber, 1918; Lo Forte, 1996). A lo largo del margen occidental del Gondwana se desarrollaron, durante el Triásico tardío y el Jurásico Temprano, sistemas de rift, controlados por estructuras mayores del basamento (Charrier, 1979; Uliana y Biddle, 1988; Álvarez y Ramos, 1999; Álvarez et al., 2000b).

El fallamiento extensional acontecido durante el Triásico al Jurásico Temprano fue seguido gradualmente de un período de subsidencia regional, probablemente relacionado a un enfriamiento post-rift de la litósfera atenuada (Uliana y Legarreta, 1993). La Formación Nieves Negras sobreyacida por las Formaciones Tábanos y Lotena representa una importante sucesión marina y continental desarrollada en depocentros controlados por estructuras de hemigraben (Álvarez et al., 1997). Es probable que estos hemigraben hayan comenzado a desarrollarse en el Triásico tardío – Jurásico Temprano, como ocurrió en el resto de la cuenca Neuquina (Vergani et al., 1995), aunque sus depósitos de sinrift proximales no se encuentran en superficie. Para el Caloviano Temprano alto - Caloviano medio, la cuenca Neuquina - Mendocina permaneció aislada del mar abierto por medio del arco magmático situado al oeste (Legarreta y Uliana, 1996). Durante este período se observan condiciones de desecamiento casi completo de la cuenca, con la consecuente acumulación del paquete evaporítico de la Formación Tábanos y depósitos

continentales de la Formación Lotena en la parte central de la cuenca (Gulisano et al., 1984; Legarreta y Gulisano, 1989).

Hacia el Caloviano medio alto tuvo lugar en la región una transgresión marina que dio origen a la sedimentación clástica y carbonática de la plataforma Aconcagüina sobre rocas del basamento del Paleozoico tardío de la Cordillera Frontal (Schiller, 1912; Ramos, 1985 a, b; Mpodozis y Ramos, 1989). Durante el Caloviano medio -Oxfordiano se produjo una subsidencia regional de post-rift cuyo resultado fue la amalgamación de los depocentros del rift previos (Vergani et al., 1995). El inicio de la sedimentación marina para este período en la zona de retroarco aconcagüina se ve reflejada en la Formación La Manga. Las secuencias marinas y continentales del Oxfordiano tardío al Neocomiano se apoyan mediante un contacto tectónico sobre la Formación Río Colina correlacionable en Argentina con las formaciones, Auquilco, Río Damas y Río Colina o bien en discordancia angular sobre el basamento prejurásico.

Durante el Oxfordiano tardío se produjo una nueva desconexión con el mar abierto generando la acumulación de un importante paquete de evaporitas conocidas como Formación Auquilco durante un período de mar bajo (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1996). Hacia el Kimmeridgiano la cuenca perdió la conexión con el mar abierto completamente, instaurando un sistema deposicional de tipo continental. Las rocas sedimentarias de la Formación Río Damas (Formación Tordillo) se habrían depositado en una cuenca de retroarco durante un nuevo período extensional (Cegarra, 1994; Vergani et al., 1995).

En el Cretácico Temprano tuvo lugar una rápida transgresión marina (Thiele y Nasi, 1982; Ramos, 1985 a, b; Mpodozis y Ramos, 1989) que fue seguida de una disminución de la actividad magmática en el ámbito de la Cordillera de la Costa. En este período se observa en la plataforma Aconcagüina una interdigitación de volcanitas y sedimentos marinos en el sector occidental. El retiro del mar titoneocomiano se completó en el Barremiano. Durante el Cretácico Temprano alto se registró en el ámbito de la Cordillera de la Costa y a lo largo de la Cordillera Principal un importante volcanismo de arco, que constituyó una fuente de aporte clástico para la Formación Colimapu (Thiele y Nasi, 1982). Los depósitos continentales rojos de esta unidad se asocian con el desarrollo de un importante nivel de evaporitas hacia el centro de la cuenca (Legarreta et al., 1993).

Durante el Cretácico tardío bajo se produjo el cambio de un régimen tectónico extensional a uno compresivo. Esto generó la reactivación de la actividad tectónica que generó la acumulación de los depósitos continentales de la Formación Colimapu (Vergani et al., 1995). Esta sedimentación continuó hasta el fin del Cretácico, cuando se produjo el ingreso marino atlántico representada por la Formación Saldeño (Tunik, 2000). En el Paleógeno Temprano se produjo la somerización y continentalización de la cuenca, y el mar no volvió a ingresar en este sector de la Cordillera Principal. Dentro de esta sucesión se

han agrupado a las Formaciones Colimapu, Diamante, Saldeño y Pircala, y los Rodados Lustrosos, ya que estas unidades se encuentran separadas entre sí por contactos concordantes y generalmente transicionales.

3. 2. Litología

Las unidades litológicas presentes en la zona, corresponden principalmente a las formaciones sedimentarias, desarrolladas durante el Mesozoico en la cuenca Neuquina-Mendocina y a las formaciones cenozoicas relacionadas a la cuenca de Abanico (Fig. 3.1).

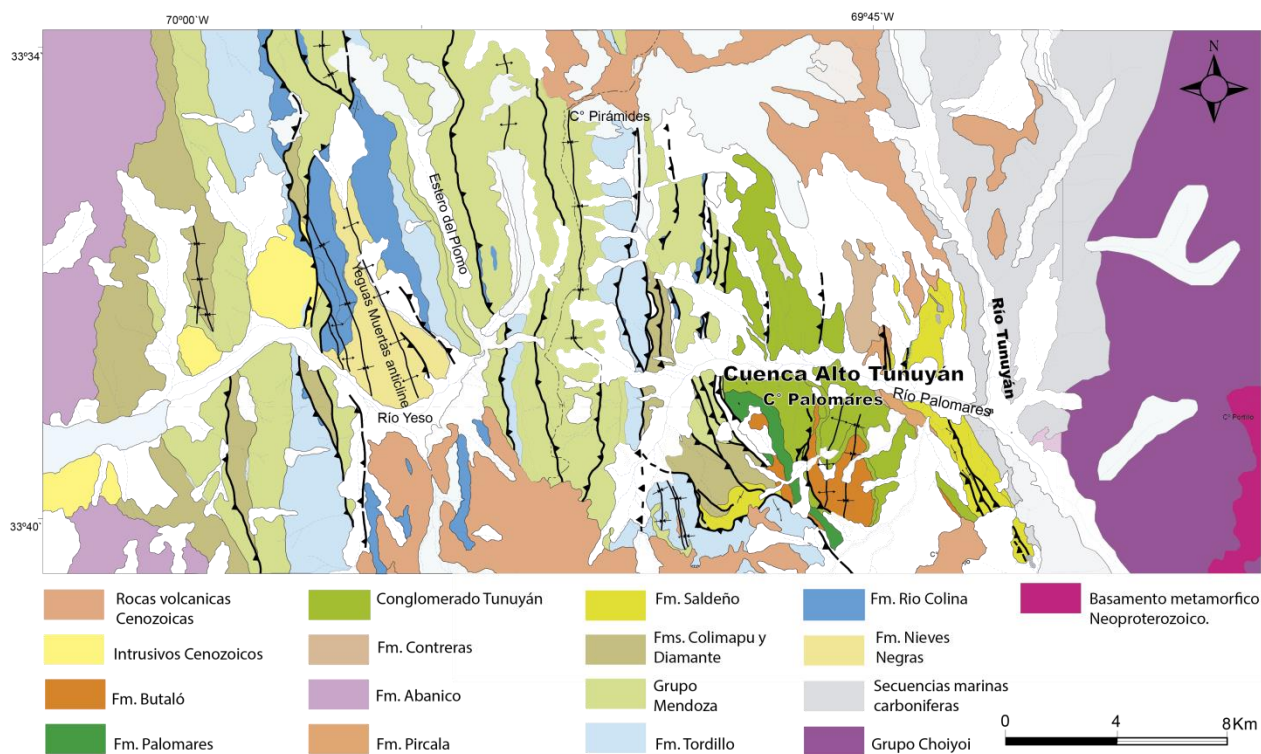


Figura 3. 1. Mapa geológico de la cuenca del Alto Tunuyán (Tomado de Giambiagi, 2000).

Las unidades litológicas han sido divididas en tres grupos principales; basamento pre jurásico, unidades mesozoicas y cobertura cenozoica. Todas estas unidades presentan una nomenclatura distinta en sector Argentino al utilizado en sector Chileno, por lo que se realiza un cuadro comparativo con el fin de correlacionar estas unidades (cuadro 2). En el presente trabajo se utilizará preferentemente la nomenclaturas Chilena salvo en los casos en que amerite el uso de los nombres Argentinos.

Tabla 2. Cuadro estratigráfico de las distintas unidades presentes en el sector chileno y en el sector argentino entre los 33°30' y 33°45' S. Modificado de Giambiagi (2000).

Región		Cordillera Principal		Cordillera Frontal				
		Sector Chileno	Sector Argentino	Sector Occidental	datación	Litología		
CENOZOICO	Pleistoceno							
		Plioceno						
	Terciario	Mioceno	?	Fm. Butaló *			Sucesión de lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas y alternancia de rocas volcánoclasticas más finas.	
			Fm. Farellones	Fm. Palomares *				
			Conglomerado Tunuyán *					
			Fm. Contreras			Basaltos subcalcalinos		
		Oligoceno	Fm. Abanico				lavas de composición básica a ácida, rocas piroclásticas ácidas, depósitos volcánoclasticos e intercalaciones sedimentarias aluviales, fluviales y lacustres	
		Eoceno						
	Paleoceno			Fm. Pircala		63±-3,2 Ma (tobas)	Margas, pelitas y areniscas de grano medio con un nivel Tobaceo	
				Fm. Saldeño			Pelitas, Calizas y Tobas rosadas.	
MESOZOICO	Cretácico	Tardío		Fm. Diamante			Lutitas, areniscas, conglomerados e intercalaciones de lavas andesíticas	
		Albiano Aptiano	Fm. Colimapu				Lutitas calcáreas, calizas.	
		Neocomiano	Fm. Lo Valdés	Grupo Mendoza Fm. Agrio Fm. Chachao Fm. Vaca Muerta				Areniscas medias a sabulíticas de color rojo, conglomerados finos y andesítica
	Jurásico	Tardío	Fm. Rio Damas	Fm. Tordillo				calizas y lutitas calcáreas oscuras, areniscas y conglomerados finos con intercalaciones de andesíticas. Tiene interstratificación de yeso y se encuentra intruída por diapiros de yeso
		Medio	Fm. Auquilco	Fm. Auquilco			161,2 ± 4 contenido faunístico	
			Fm. La Manga					
Fm. Lotena								
Fm. Tabanos								
Temprano	Fm. Nieves Negras				164,7 ± 4 amonites	areniscas finas a medias con intercalaciones de pelitas negras, limolitas y niveles menores de brechas.		
Triásico			Grupo Choiyoi		263±15 Ma K/Ar	riolitas y dacitas		
Devónico	Pérmico			Fm. El Plata				
	Carbonífero			Formación Vallecitos			granitoides	
Precámbrico			Complejo Metamórfico		1069 ± 36 Ma U/Pb circones		esquistos y gneis	

3.2.1. Complejo Metamórfico

Los grandes afloramientos del basamento se ubican más al este y fuera del área de estudio, aunque se pueden apreciar *roof pendant* de dichas rocas dentro de los basaltos y cuerpos graníticos. El complejo metamórfico definido por Polanski (1964) y está constituido por esquistos y gneises en facies esquistos verdes a anfibolitas.

El diagrama de Bhatia (1983) ($\text{Fe}_2\text{O}_3^t + \text{MgO}$) vs. TiO_2 para ambiente tectónico ubica los intrusivos paleozoicos en un margen pasivo y a las rocas metamórficas del Proterozoico dentro de un margen continental activo (Fig. 3.2).

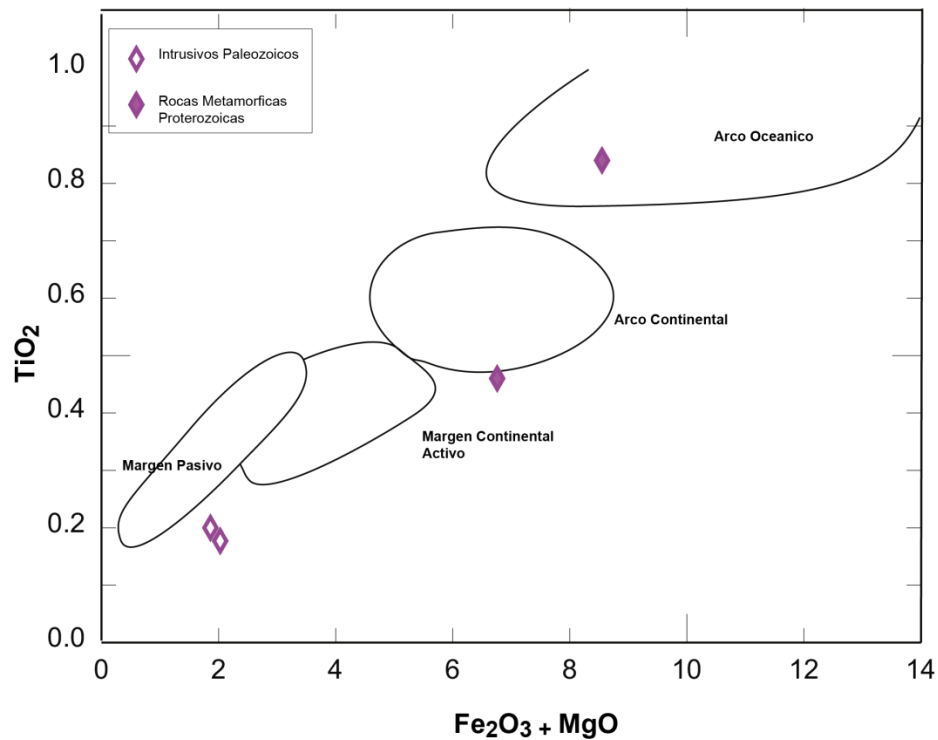


Figura 3. 2. Diagrama propuesto por Bhatia (1983) donde utiliza los valores de $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs. TiO_2 . Se observan dos tendencias claras entre las rocas proterozoicas y las rocas paleozoicas.

Martínez (2005), describe una secuencia formada por esquistos biotíticos plegados. Dicho basamento metamórfico está constituido por esquistos con bandas granoblásticas formadas por cuarzo y feldespatos que se intercalan con otras lepidoblásticas compuestas por muscovita y biotita. Presentan como minerales accesorios apatito, circón, turmalina, minerales opacos, epidota y granate. El diagrama $\text{Al}/3\text{-Na}$ vs $\text{Al}/3\text{-K}$ de La Roche (1968) y Moine (1971), propuesto para determinar protolitos de rocas metamórficas discrimina hacia el dominio sedimentario a las rocas proterozoicas con una ligera tendencia hacia los esquistos ricos en micas, mientras los intrusivos paleozoicos los ubica sobre las rocas riolíticas.

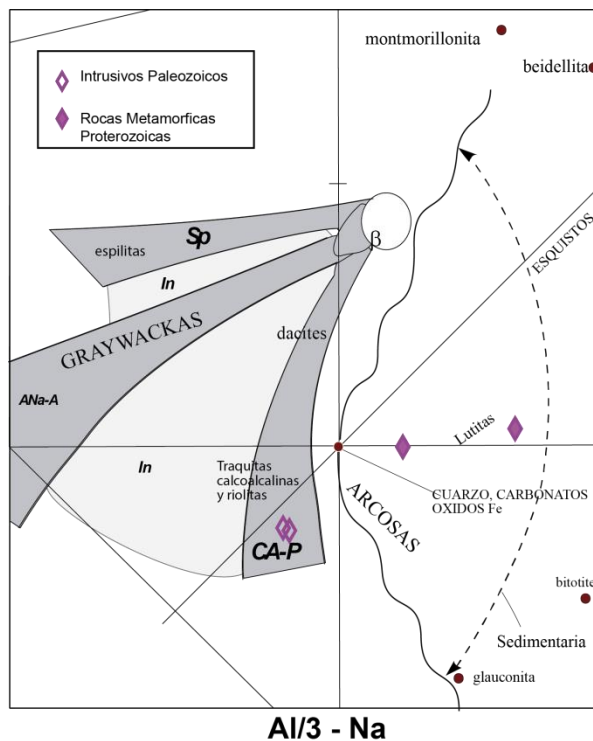


Figura 3. 3. El diagrama Al/3-Na vs Al/3-K propuesto por La Roche (1968) y Moine (1971), muestra las tendencias de las rocas metamórficas proterozoicas y los intrusivos paleozoicos.

La edad de este basamento metamórfico fue determinada por Polanski (1958, 1964) y González Díaz (1958) como precámbrica superior. Ramos y Basei (1997) dataron gneises ubicados en las Yaretas (Argentina), a unos 20 km al oeste de la zona de estudio, mediante U/Pb en circones. La datación arrojó una edad de 1069 ± 36 Ma, la cual permite relacionar a dichas rocas con la orogenia Grenvilleana. Estas edades son coherentes con las edades modelos $147\text{Sm}/144\text{Nd}$ obtenidas para esquistos y gneises que se encuentran entre los 1734 y 1427 Ma (Basei et al., 1998). Dichas edades pueden vincularse al basamento del terreno de Chileña de probable derivación de Laurentia que se acrecionó al proto-margen del Gondwana durante el Devónico tardío (Ramos et al., 1984; Ramos et al., 1986). El último evento deformativo datado en 375 ± 34 Ma mediante $87\text{Rb}/86\text{Sr}$ (Basei et al., 1998) podría estar relacionado con dicha colisión. Edades similares del metamorfismo fueron obtenidas por Dessanti y Caminos (1967, recalculado por Caminos et al., 1979); Cucchi (1972); Caminos et al. (1979); Buggish et al. (1994) y Davis et al. (1995), confirmando este evento de deformación. Las asociaciones minerales antes mencionadas indican un grado metamórfico de esquistos verdes a anfibolita (Vujovich y Gregori, 2002).

3.2.2. Magmatismo Pérmico- Triásico el Grupo Choiyoi

El Grupo Choiyoi se ubica al este de la zona de estudio. Se divide en tres secciones, la sección inferior está formada por lavas basálticas y andesíticas que integran la Formación Cerro Pajaritos. La media por ignimbritas líticas, cristalinas, vítreas, de composición riolítica y lavas riolíticas y la sección superior la

integran pórfidos graníticos e intrusivos graníticos (Martínez, 2005). El diagrama $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ vs. TiO_2 propuesto por Bhatia (1983), indica un ambiente tectónico de margen pasivo a margen continental activo para las rocas del Grupo Choiyoi (Fig. 3.4).

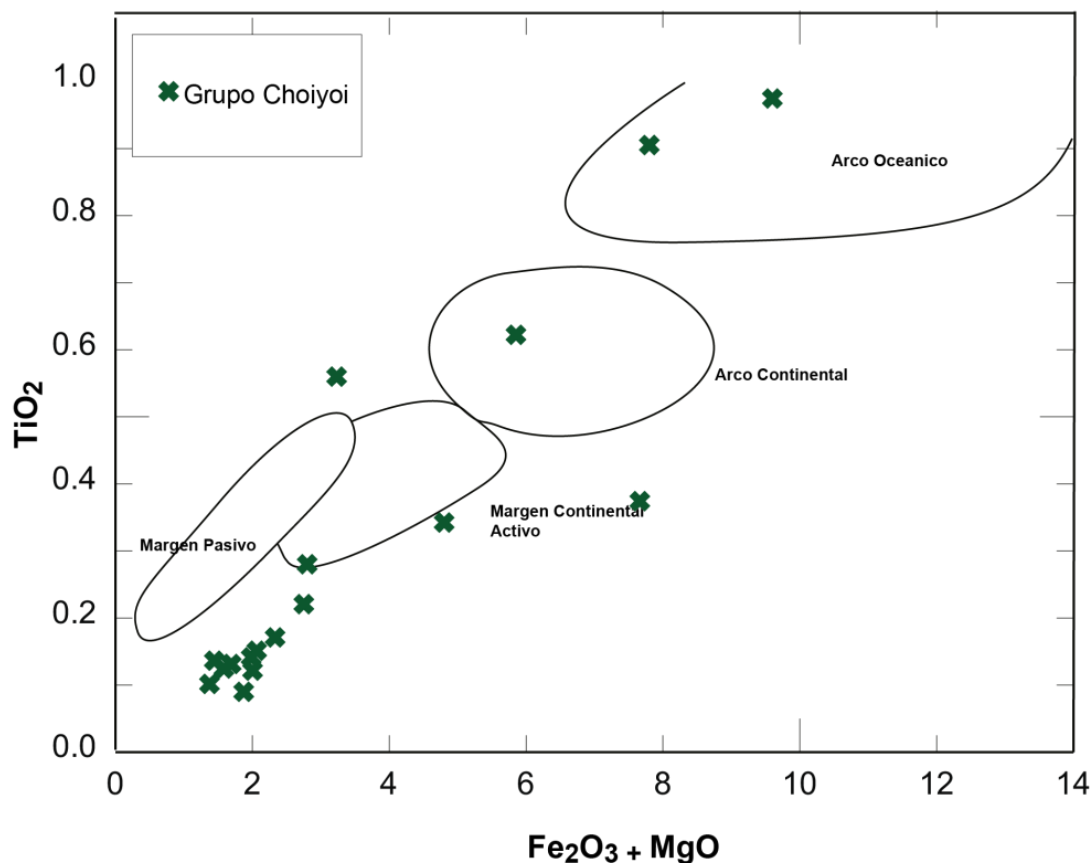


Figura 3. 4. El diagrama $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ vs. TiO_2 de Bhatia (1983), indica un ambiente tectónico de margen pasivo a margen continental activo para las rocas del Grupo Choiyoi.

La composición de las rocas del grupo Choiyoi se ve reflejada en el diagrama de discriminación de rocas ígneas $\text{Zr}/(\text{TiO}_2 \cdot 10000)$ vs Nb/Y (Fig. 3.5) para rocas volcánicas propuesto por Winchester y Floyd (1977), donde se indica una afinidad andesítica, riolítica -dacítica y riolítica de las muestras.

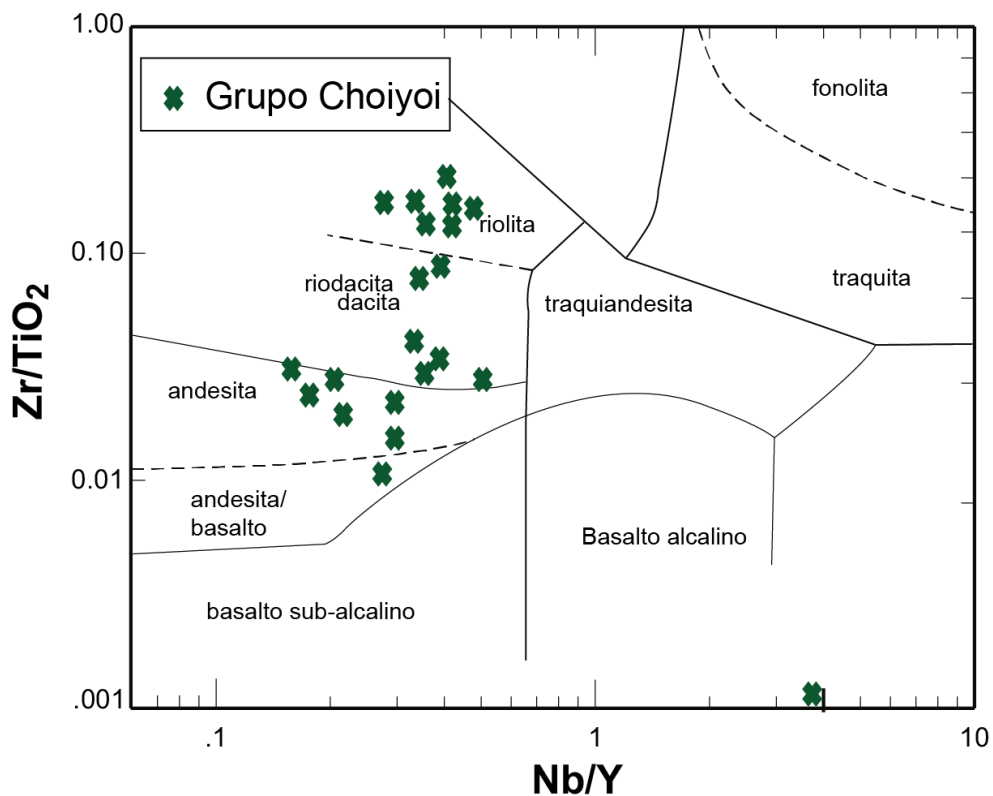


Figura 3. 5. Diagrama de discriminación de rocas ígneas $Zr/ (TiO_2 \cdot 10,000)$ vs. Nb/Y propuesto por Winchester y Floyd (1977) para rocas volcánicas, donde se indica una afinidad andesítica, riolítica-dacítica y riolítica de las muestras.

Martínez (2005) dató la sucesión volcánica del Grupo Choiyoi mediante la determinación K/Ar en sanidinas de una ignimbrita riolítica. La edad establecida es de 266 ± 6 Ma, que corresponde al Pérmico medio (Remane et al., 2002).

Sección inferior

Martínez (2005) describe los minerales pesados e identifica una plagioclasa (An55) subhedral a euhedral con maclas polisintéticas. Un anfíbol subhedral, que presenta pleocroísmo de castaño claro a verde y exhibe un reborde de reemplazo por óxidos de hierro. En menor proporción se encuentra el piroxeno euhedral, aunque en general se observan restos del mismo, ya que aparece reemplazado por carbonatos. Los minerales accesorios están compuestos por apatito euhedrales y por minerales opacos también euhedrales asociados a los minerales máficos, encontrándose los de menores tamaños dispersos en la matriz. La matriz de textura afieltrada está compuesta por tablitas de plagioclasas dispuestas al azar junto a cristales opacos anhedral.

La geoquímica realizada por Martínez (2005) indica que se trata de traquiandesitas andesitas, aunque algunas muestras pertenecen al dominio de las basandesitas y otras al de las dacitas. El diagrama de Winchester y Floyd (1977) las rocas ya no se ubican en el campo alcalino, sino en el subalcalino y se clasifican en su mayoría, como andesitas salvo unas basandesitas y dacitas. Al no existir una edad absoluta de estas rocas, solo puede acotarse su edad mediante posibles correlaciones regionales. Muestran cierta afinidad composicional con las lavas andesíticas, que Folguera et al. (2001) correlacionaron con la Formación Portezuelo del Cenizo, cuya edad ronda los 281 ± 10 Ma (Pérmico Inferior).

Sección media

a) Ignimbritas

Martínez (2005), describe una serie de ignimbritas que forman la base de la sucesión piroclástica, presentan fragmentos piroclásticos de basaltos y las atraviesan venas graníticas. Las ignimbritas presentan textura porfiroclástica dentro de una matriz microgranosa y eutaxítica que se acomoda al contorno de los cristales. Los fenoclastos son de cuarzo, plagioclasa y feldespato K y como accesorios presenta apatito, circón, turmalina y minerales opacos. La plagioclasa (An₂₅) tiene maclas polisintéticas y alteración a arcillas y a sericita. Los líticos de basaltos presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasa. La plagioclasa subhedral está alterada a arcilla, se muestra engolfada por la matriz y con inclusiones de opacos y de apatito. Los líticos de ignimbritas tienen textura porfírica y eutaxítica con una matriz microgranosa, con fenoclastos de plagioclasa, cuarzo, feldespato K y biotita.

El feldespato K está un poco fragmentado, con pertitas filiformes y alteración a arcillas. La biotita tiene un reborde de los minerales opacos debido a la deshidratación de la misma. El circón y el apatito rosado son euhedrales prismáticos asociados con la biotita y forman parte de los minerales accesorios al igual que la turmalina. La turmalina es anhedral a subhedral, tiene pleocroísmo de verde claro a azul verdoso oscuro y se encuentra asociado con la plagioclasa y la biotita. Los minerales opacos subhedrales se presentan dispersos. Estas rocas se clasifican como riolitas según el gráfico de Winchester y Floyd (1977). Teniendo en cuenta los rasgos texturales y componentes líticos presentes, el nombre completo de la roca sería el de una ignimbrita soldada lítica de composición riolítica (Martínez, 2005). Dichas secuencias ignimbríticas ácidas podrían tener una edad de 263 ± 15 Ma (Pérmico medio), determinada mediante el método de K/Ar realizada sobre una dacita (Folguera et al., 2001).

b) Lavas riolíticas

Poseen una textura porfírica con fenocristales de cuarzo y feldespato K dentro de una pasta de colores rojo, celeste, rosa y blanco (Martínez, 2005). La descripción hecha por Martínez (2005) señala que las rocas presentan textura glomeroporfírica y porfírica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa. El cuarzo

euهدral a subهدral se presenta con extinción ondulosa y algo recristalizado. La plagioclasa euهدral a subهدral, muestra maclas de Carlsbad y polisintéticas discontinuas por deformación y forma cúmulos. Se encuentra algo alterada a cloritas y presenta inclusiones de apatito, circón, epidota, carbonatos y minerales opacos. Como minerales accesorios se encuentran circones y apatitos euهدrales y minerales opacos anهدrales dispersos en la masa fundamental. Sólo algunos provenientes de la biotita son euهدrales. Estas rocas se clasifican como riolitas según el diagrama de Winchester y Floyd (1977).

Sección superior

a) Pórfidos graníticos

Collucia (1999) y Martínez (2005) reconocieron dos tipos de pórfidos de igual composición pero con diferencias texturales y espaciales. Los pórfidos que se encuentran en las cercanías de los cuerpos graníticos. Son rocas de color gris verdoso, con textura granosa gruesa y constituida por feldespato, biotita y cuarzo de tamaño de grano medio. Están atravesados por diques, venas graníticas y de cuarzo provenientes de los intrusivos graníticos.

Martínez (2005) describe un primer pórfido donde los fenocristales son de cuarzo, feldespato K y plagioclasa. La plagioclasa (An₃₀) es euهدral. El feldespato K es subهدral. Está asociado con el cuarzo en la matriz para formar la textura microgranosa. Se encuentra asociada a los minerales accesorios menores tales como apatitos prismáticos euهدrales, circones y minerales opacos euهدrales dispersos. Un segundo pórfido descrito por Martínez (2005) presenta textura porfírica con fenocristales de cuarzo, feldespato K y plagioclasa dentro de una matriz granofírica y microgranosa. El feldespato K es subهدral. Como minerales accesorios se observan agujas de apatito, circón euهدral prismático disperso y minerales opacos subهدrales asociados a los minerales máficos. Una edad efectuada por Caminos et al. (1979) para rocas similares del Cordón del Plata arrojaron mediante el método K/Ar una edad de 278 ± 10 Ma, correspondiente al Pérmico Inferior a medio.

b) Intrusivos graníticos

Se asocian con los pórfidos granodioríticos e intruyen a las rocas volcánicas, las cuales son rocas de color rosado y blanco, de tamaño de grano medio y textura granosa gruesa. Están compuestas por cuarzo, feldespato, muscovita y biotita además encuentran recubiertos por barniz del desierto que le confiere un aspecto negruzco (Martínez, 2005). Están compuestos por microclina, plagioclasa, cuarzo, muscovita, biotita y minerales accesorios, tales como apatito, circones y minerales opacos (Martínez, 2005). La edad para estas rocas no está definida en forma absoluta, pero puede realizarse una correlación con respecto a una edad efectuada por Caminos et al. (1979) para el granito del cerro Médanos frente a la estación Guido, en el Cordón del Plata. Dicha edad fue de 244 ± 10 Ma (Triásico Temprano). Caminos et al. (1979) obtuvieron también una edad K/Ar de 237 ± 10 Ma (Triásico medio)

para un cuerpo granítico similar, en el cerro Arenal. Más al oeste y dentro del cordón del Portillo, se encuentra el cerro Punta Negra, datado en 234 ± 10 Ma (Triásico medio) por Caminos et al. (1988). Por lo tanto, una edad triásica temprana a media sería coherente para este tipo de rocas graníticas.

3.2.3. Depósitos marinos y continentales del Jurásico -Cretácico

Los datos geoquímicos de roca total encontrados en la bibliografía (anexo 2), se han graficado sobre el diagrama de Bhatia (1983) donde involucra las razones de $(\text{Fe}_2\text{O}_3^t + \text{MgO})$ vs. TiO_2 para determinar el ambiente tectónico en el cual se formaron, este grafico indica que las rocas Mesozoicas se ubican preferentemente dentro de un arco oceánico y arco continental (Fig. 3.6)

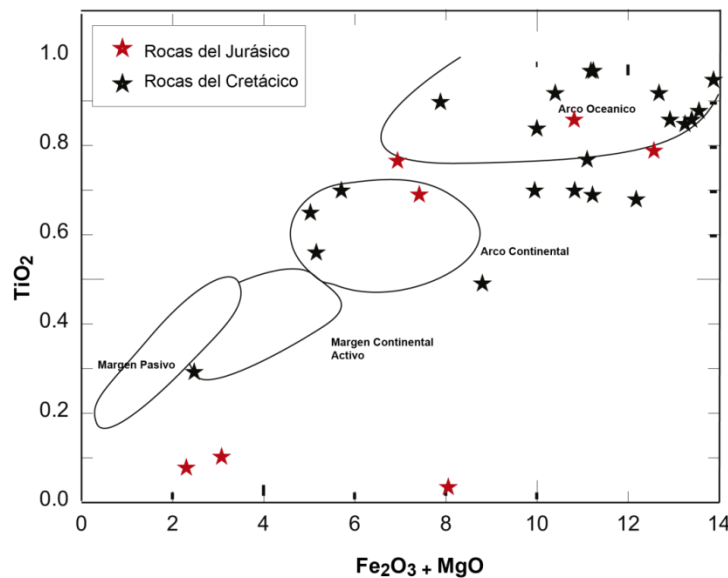


Figura 3. 6. Diagrama $(\text{Fe}_2\text{O}_3^t + \text{MgO})$ vs. TiO_2 propuesto por Bhatia (1983), para ambiente tectónico indica que las rocas Mesozoicas se ubican dentro de un arco oceánico y arco continental.

El diagrama propuesto por Pettijohn et al. (1972) el cual involucra los cocientes $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ donde los depósitos sedimentarios se clasifican para el cretácico como graywackas en su mayoría y algunas litarenitas y arcosas. Sin embargo para el Jurásico se observa una tendencia hacia litarenitas y subarcosas (Fig. 3.7).

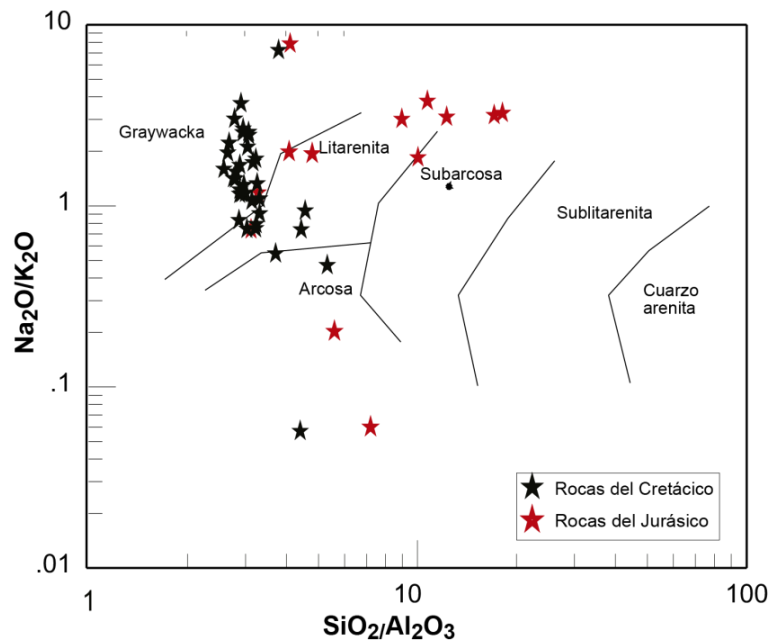


Figura 3. 7. Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ de Pettijohn et al. (1972), los depósitos del cretácico se clasifican como graywackas, litarenitas y arcosas, para el Jurásico se clasifican como litarenitas y subarcosas.

La composición geoquímica las rocas son andesitas y basalto- andesíticas según el diagrama de discriminación de rocas ígneas $\text{Zr}/(\text{TiO}_2 \cdot 10,000)$ vs. Nb/Y para rocas volcánicas propuesto por Winchester y Floyd (1977) (Fig. 3.8).

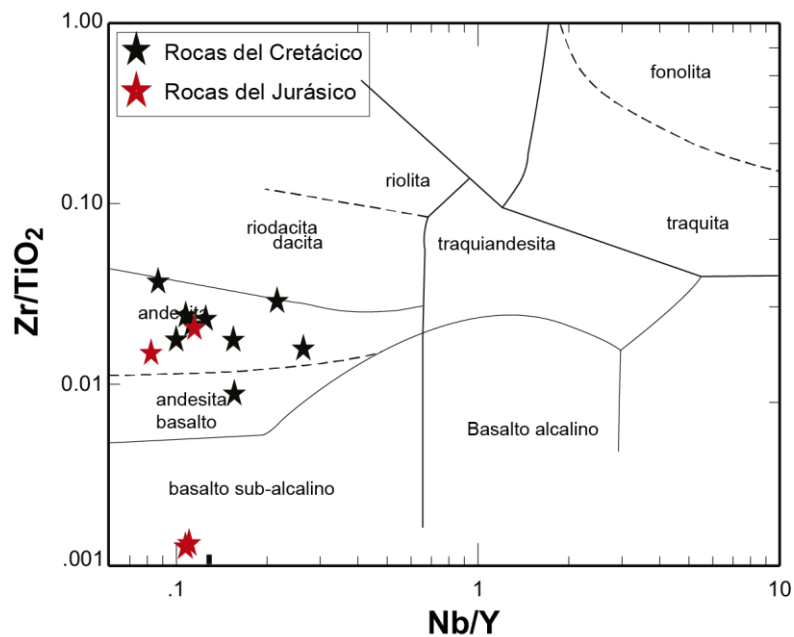


Figura 3. 8. Diagrama de discriminación de rocas ígneas $\text{Zr}/(\text{TiO}_2 \cdot 10,000)$ vs. Nb/Y para rocas volcánicas propuesto por Winchester y Floyd (1977) muestra una tendencia de andesitas y basalto- andesíticas.

3.2.4. Formación Nieves Negras

La Formación Nieves Negras (Álvarez et al., 1999) aflora en una estrecha faja en un anticlinal denominado Yeguas Muertas en Chile. La unidad está representada por una potente sucesión de más de 450 m de espesor de pelitas y limolitas negras con intercalaciones de areniscas finas a medianas. Hacia el techo la sucesión se hace más carbonática, intercalándose entre las pelitas niveles finos de mudstones negros y frecuentes nódulos calcáreos (Godoy, 1993; Álvarez et al., 1999).

La edad del techo de la unidad está datada por un nivel con fauna de amonites de las zonas Steinmanni y de Vergarensis que indican una edad Batoniana - Calloviana temprana (Álvarez et al., 1999). La sucesión ha sido correlacionada por Álvarez et al. (1997) con las Formaciones Molles y Tres Esquinas de la vertiente Argentina y con la Formación Chacay Melehue del norte de Neuquén.

3.2.5. Formación Río Colina

La Formación Río Colina se distribuye en Chile central cerca del límite Chileno-Argentino como afloramientos discontinuos (Klohn, 1960; Aguirre, 1960). Definida por González (1963) en el valle del río Colina su techo es concordante con la Formación Río Damas y su base es desconocida (Thiele, 1980). Esta Formación de carácter marino se compone de calizas y lutitas calcáreas, lutitas fisibles estratificadas, areniscas y conglomerados finos además de intercalaciones de rocas volcánicas y lentes de yeso. El espesor mínimo de la sucesión es de 800 m (Thiele, 1980).

Basado en su contenido faunístico, la Formación Río Colina fue asignada inicialmente al rango Calloviano-Oxfordiano (Tavera, 1968). Álvarez et al. (1997) indicaron la presencia de Calloviano Temprano en los estratos inferiores a medios de la Formación Colina expuestos en las nacientes del Río Colina, cerca del límite Chileno-Argentino. Más tarde, Charrier et al. (2002) definieron la Formación Nieves Negras, de edad Calloviano inferior, en la sucesión marina expuesta en la confluencia del estero Espinoza y el río Las Leñas (34°25'S). Esta Formación sería correlacionable con las Formaciones Lotena y La Manga.

3.2.6. Formación Río Damas

Se distribuye a lo largo de la Cordillera Principal de Chile central como una franja elongada en dirección norte-sur (Thiele, 1980). La Formación Río Damas, forma parte de distintos corrimientos tanto en el sector chileno como en el sector argentino, donde ha sido denominada Formación Tordillo (Klohn, 1960, Thiele, 1980). Esta Formación, esencialmente continental, se compone de conglomerados y brechas conglomerádicas, potentes intercalaciones de areniscas y limolitas, además de abundantes niveles de rocas volcánicas andesíticas, alcanza un espesor aproximado de 3.000 m (Thiele, 1980).

En el sector argentino aflora a lo largo de dos fajas submeridionales desde las cabeceras del arroyo Jorge hasta los cerros Palomares del Sur. En el sector chileno lo hace a lo largo de tres fajas meridionales. En la lámina más oriental presenta características litológicas similares a las del sector argentino; sin embargo, en las otras laminas más occidentales, los niveles clásticos se encuentran intercalados con importantes niveles lávicos.

Litológicamente la unidad está compuesta por bancos tabulares de areniscas líticas a sabulíticas de color rojo, intercalados con bancos delgados de limolitas y escasos bancos de conglomerados finos. Su espesor varía ampliamente transversal y longitudinalmente al rumbo. En el sector argentino sus máximos espesores han sido calculados en 500 m. Sin embargo, en el sector chileno se registran espesores de más de 1.500 m, y una composición más conglomerádica con alta participación de material volcánico.

Sus sedimentitas se habrían depositado en una cuenca genéticamente vinculada a un período de mar bajo y de expansión de la actividad volcánica del arco magmático (Legarreta y Gulisano, 1989; Ramos, 1985 a, b). La edad de la Formación Tordillo ha sido asignada al Kimmeridgiano en base a sus relaciones estratigráficas concordantes con las formaciones sub- y suprayacentes (Thiele, 1980). Se correlaciona con miembro superior de Formación Lagunillas (Aguirre, 1960), Formación Tordillo en Argentina (Tunik, 2000).

3.2.7. Formación Lo Valdés

Definida por González (1963) en el lugar homónimo en el valle del Río Volcán, es correlacionable con el Grupo Mendoza del lado Argentino, el cual abarca las Formaciones Vacas Muertas, Chachao y Agrio. Su base es concordante a la Formación Río Damas y el techo a la Formación Colimapu (Thiele, 1980; Palma, 1991). Esta Formación, de carácter marino, se compone de calizas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas, conglomerados, brechas e intercalaciones de pequeñas capas lenticulares de yeso hacia la parte superior de la sucesión, presenta además intercalaciones de rocas volcánicas basálticas y andesíticas en su parte central (Thiele, 1980; Hallam et al., 1986; Vergara y Nyström, 1996).

La unidad tiene un espesor estimado de 1.350 m (Thiele, 1980). En base a su contenido fósil, la Formación Lo Valdés ha sido asignada a un rango de edad entre el Tithoniano Inferior a medio hasta el Hauteriviano (Tavera, 1968; Thiele, 1980; Hallam et al., 1986). Se distribuye en Chile Central como una franja continua de dirección norte-sur a lo largo de la Cordillera Principal. Se correlaciona hacia el este con el su base se ubica ente el Tithoniano Temprano y el Hauteriviano - Barremiano (Legarreta et al., 1993; Aguirre-Urreta y Rawson, 1997).

3.2.8. Formación Colimapu

La Formación Colimapu fue definida por Klohn (1960) en la quebrada homónima, afluente del río Maipo al sureste de Santiago, correlacionable con la Formación Diamante en Argentina. Esta Formación sobreyace concordantemente y en transición paulatina a los estratos de la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980) y subyace a la Formación Abanico en un contacto que ha sido descrito como discordante en la zona del valle del río Aconcagua (Aguirre, 1960) y como concordante en la zona cordillerana al este de Santiago (Thiele, 1980). La Formación Colimapu, de carácter continental, se compone de areniscas y lutitas rojas, conglomerados de matriz arenosa gris rojiza, lutitas rojas con niveles de rocas piroclásticas aéreas, lavas basálticas y andesíticas, y calizas en capas lateralmente discontinuas (Thiele, 1980; Vergara y Nyström, 1996), su espesor estimado alcanza cerca de los 2.000 m (Thiele, 1980). Según su contenido fósil se le asigna una edad mínima Albiana (Martínez y Osorio, 1963), su edad máxima sería Hauteriviana, de acuerdo con la edad asignada a la infrayacente Formación Lo Valdés (Thiele, 1980; Palma, 1991). Esta Formación se distribuye a lo largo de una franja elongada de dirección norte-sur en la Cordillera Principal de Chile central extendiéndose desde el sur del río Volcán hasta más al norte del río Colorado. Se correlaciona cronológicamente hacia el norte con la Formación Cristo Redentor en el valle del río Aconcagua (Aguirre, 1960).

3.2.9. Formación Saldeño

La Formación Saldeño (Polanski, 1964) aflora en dos sectores dentro de la zona de estudio, el sector oriental o autóctono y el sector occidental o alóctono. El sector autóctono se encuentra en los márgenes del curso inferior del Río Palomares, apoyado sobre la Cordillera Frontal, conforma una faja submeridional de gran continuidad. El sector alóctono se ubica sobre la ladera norte de los cerros Palomares del sur. En el sector oriental la unidad yace en discordancia angular sobre los depósitos del basamento pre jurásico.

Tunik (1996) realizó un estudio sedimentológico detallado y dividió a la unidad en tres unidades: el miembro conglomerado basal, el miembro de pelitas y calizas y el miembro de calizas y tobas. En el sector del arroyo Pircas se observa el contacto entre este miembro y las lutitas del Carbonífero. Está constituido por 35 m de ortoconglomerados masivos, matriz sostenidos, de color gris; con clastos de cuarzo, esquistos y volcanitas, e indican un aporte desde la Cordillera Frontal hacia el oeste y la existencia de un borde de cuenca elevado (Tunik, 2000).

El miembro medio lo constituyen bancos friables de pelitas con intercalaciones tobáceas de coloraciones rosadas y rojizas. El tercer miembro es el más importante y está integrado por 115 m de bancos de caliza maciza, oolítica y con concreciones, con algunas intercalaciones de tobas impuras (Tunik, 1996).

Esta Formación carece de fósiles guía por lo que su edad ha sido acotada en base a sus relaciones estratigráficas y por sus correlaciones. Polanski (1964) le asignó una edad cretácica superior que fue seguida en los trabajos de Tunik (1996) y Raggio (1997).

Legarreta et al. (1993) correlacionaron tentativamente a esta Formación con la Formación Roca de amplia distribución regional, que corresponde a una transgresión generalizada desde el Atlántico cuyo máximo de influencia marina podría haber ocurrido al inicio del Maastrichtiano. De acuerdo con Tunik (1996) la Formación Saldeño puede ser correlacionada con la sección superior de la Formación Loncoche y con la Formación Roca.

3.2.10. Formación Pircala

Boehm (1939) describió en el paraje Vargas, en la margen derecha del río Malargüe, dos unidades a las que denominó Formaciones Pircala y Coihueco. La Formación Pircala engloba un grupo de areniscas y margas de color violáceo a rojo pálido que se superponen a los calcáreos de la Formación Coihueco y supera los 250 m de potencia en la zona del río Diamante.

La Formación Coihueco hace referencia a un conjunto paleógeno de margas, areniscas y arcillitas de color rojo y verde oliva. La separación entre las dos unidades se establece en virtud de una nítida diferenciación litológica. Boehm (1939) consideró el pase entre ambas unidades en un banco margoso, casi siempre silicificado, con restos de plantas. En la región del río Palomares, ambas unidades fueron descritas en forma conjunta por Polanski (1964) debido a las dificultades en la separación litológica y a la ausencia de dicho banco margoso fosilífero. Giambiagi y Tunik (1997) hicieron referencia solo a la Formación Pircala ya que encontraron claras coincidencias entre los estratos descriptos por Boehm (1939) para esta unidad.

La unidad se caracteriza por la presencia de margas, pelitas y areniscas de grano fino a mediano y friables. En la parte basal se intercalan bancos de margas de colores gris violáceo y amarillo con areniscas de grano fino, de estratificación poco acentuada y de color gris. Hacia arriba predominan margas, margas arenosas, pelitas y calizas con tonalidades grises, violáceas y verdosas. El espesor calculado para esta unidad es de 325 m. Su ambiente de deposición es interpretado como de barreales y cuerpos lagunares someros de origen típicamente continental (Polanski, 1964).

De acuerdo con Legarreta et al. (1989) la Formación Pircala constituye la unidad superior del Grupo Malargüe y quedaría comprendida entre los 76 y 55 Ma, abarca el límite Maastrichtiano - Daniano. Parras et al. (1996) realizaron una datación K-Ar sobre roca total de un nivel tobáceo a 60 m por encima del último nivel marino, en el sur de la provincia de Mendoza, que arrojó un valor de $63 \pm 3,2$ Ma (Maastrichtiano tardío - Daniano inferior). Legarreta et al. (1993) sugirieron que la sección cuspidal del Grupo Malargüe se podría correlacionar con el miembro inferior de la Formación Divisadero Largo.

3.2.11. Magmatismo Cenozoico

El sector de la Cordillera Principal, comprendido entre los 33°y 34°S, se encuentra dentro de la Zona Volcánica Sur (ZVS). En este sector, durante el Paleógeno el volcanismo se encontraba restringido a la vertiente chilena y está representado por la Formación Abanico (e.g., Giambiagi, 1999c; Giambiagi et al., 2003a; Fock et al., 2006a, b; Farías et al., 2007, 2008).

Durante el Mioceno el arco magmático se desarrolló en el Valle Central de Chile y sus depósitos corresponden a la Formación Farellones. Durante este período el único volcanismo del sector argentino a estas latitudes corresponde a la Formación Contreras. En el Plioceno el arco magmático migro hacia el oeste con respecto a la cuenca del Alto Tunuyán hacia su posición actual en el límite internacional y está representado por las volcanitas del cerro San Juan y la Formación Marmolejo.

3.2.12. Magmatismo del Sector Chileno

Los datos obtenidos para el magmatismo cenozoico el cual estaría representado por la cuenca de Abanico (Fm. Abanico y Farellones), muestran una mezcla de tendencias según el diagrama propuesto por Bhatia (1983), ($\text{Fe}_2\text{O}_3^t + \text{MgO}$) vs. TiO_2 para el ambiente tectónico (Fig. 3.9).

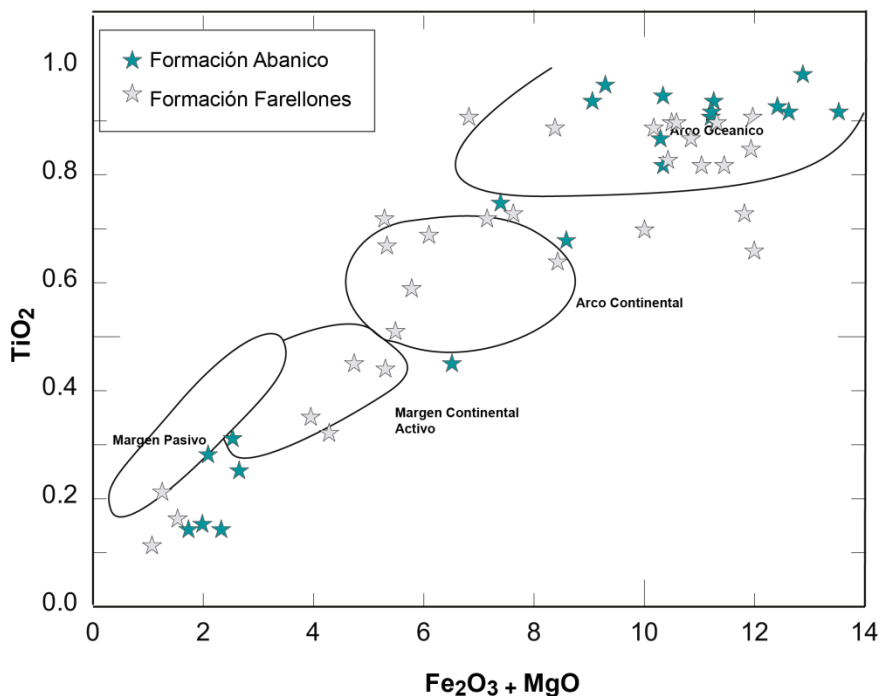


Figura 3. 9. Diagrama ($\text{Fe}_2\text{O}_3^t + \text{MgO}$) vs. TiO_2 de Bhatia (1983) para el ambiente tectónico donde ubica a la cuenca de Abanico (Fm. Abanico y Farellones) dentro de un arco oceánico y arco continental.

La composición geoquímica de estas formaciones según el diagrama de discriminación $[Zr/(TiO_2 \cdot 10,000)]$ vs. $[Nb/Y]$ para rocas volcánicas propuesto por Winchester y Floyd (1977), indican una tendencia andesítica y basalto andesíticas (Fig. 3.10).

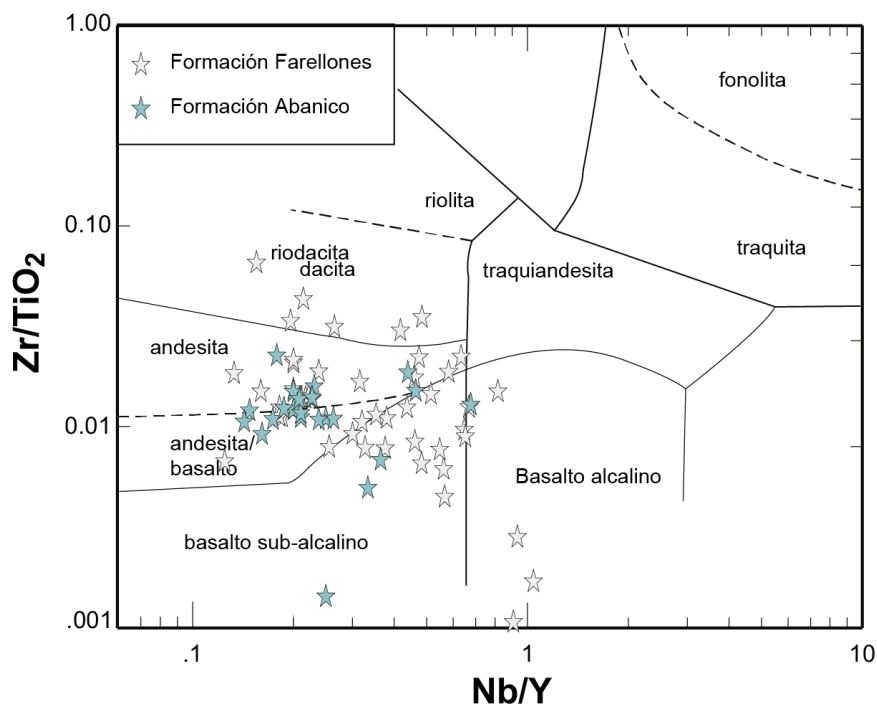


Figura 3. 10. Diagrama $Zr/(TiO_2 \cdot 10,000)$ vs. Nb/Y para rocas volcánicas propuesto por Winchester y Floyd (1977) indica una tendencia andesítica y basalto andesíticas.

3.2.13. Formación Abanico

La Formación Abanico fue definida por Aguirre (1960) en la provincia del Aconcagua. Anteriormente fue propuesto por Muñoz Cristi sin precisar sección tipo (Hoffstetter et al., 1957). En la Cordillera Principal de Chile central sobreyace a la Formación Colimapu en un contacto que ha sido descrito como discordante en la zona en la zona del Río Aconcagua (Aguirre, 1960) y concordante en la zona cordillerana al este de Santiago (Thiele, 1980). Subyace a la Formación Farellones en un contacto que ha sido descrito como discordante o concordante según distintos autores (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Thiele, 1980; Charrier, 1981; Malbran, 1986; Arcos, 1987; Godoy et al., 1999). En el Valle Central la Formación Abanico sobreyace discordantemente a las formaciones Lo Valle y Las Chilcas (Gana y Wall, 1997; Sellés, 2000; Fuentes, 2004).

La Formación Abanico, es una secuencia continental, conformada por tobas y brechas volcánicas con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias volcanoclásticas, alcanza un espesor de alrededor de

3.000 m, el que puede estar sobreestimado producto de las numerosas intrusiones interestratificadas posteriores que presenta y las fallas normales en su base (Thiele, 1980; Gana y Wall, 1997).

En base a su contenido de fauna fósil y a las numerosas dataciones radiométricas efectuadas en esta Formación, su edad estaría comprendida entre el Eoceno Tardío a Mioceno temprano 37-19 Ma (Vergara y Drake, 1979; Drake et al., 1982; Munizaga y Vicente, 1982; Flynn et al., 1995; Gana y Wall, 1997; Aguirre, 1999; Baeza, 1999; Sellés, 1999; Vergara et al., 1999; Fuentes et al., 2002; Charrier et al., 2002, 2005; Nyström et al., 2003; Fock, 2005; Fock et al., 2006). En el área de Chile esta Formación sería correlacionable hacia el sur con la Formación Coya-Machalí (Klohn, 1960).

3.2.14. Formación Farellones

La Formación Farellones (Klohn, 1960) forma una extensa franja longitudinal reconocida entre los 31°30' y 34°45' S, y está compuesta por más de 2.500 m de depósitos piroclásticos estratificados, lavas, brechas andesíticas y basandesíticas (Drake et al., 1982; Elgueta et al., 1999).

Su edad abarca el lapso comprendido entre los 19 y 7 Ma para el sector ubicado entre 33° y 34°S (Rivano et al., 1990, Charrier et al., 2009). En el área al este de la ciudad de Santiago, la unidad representa estratovolcanes erosionados y domos riolíticos intrusivos y extrusivos (Rivano et al., 1990). El contacto de la cuenca de Abanico (Fm. Abanico y Farellones) ha sido y sigue siendo discutido por varios autores. En Chile central su base correspondería a la Formación Abanico en un contacto que ha sido descrito como concordante según distintos autores (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Thiele, 1980; Charrier, 1981; Malbrán, 1986; Arcos, 1987; Godoy et al., 1999) y su techo corresponde a la actual superficie de erosión (Thiele, 1980).

3.2.15. Intrusivos Cenozoicos

En la vertiente chilena afloran diversos intrusivos que han sido agrupados por Thiele (1980) dentro de la Unidad Intrusiva II. Consisten en micro-granodioritas, pórfidos dioríticos, dacitas y andesitas. Su edad sería más joven que la edad de la Formación Farellones ya que se encuentran intruyéndola en algunos sectores (Thiele, 1980). Al sur del embalse El Yeso, en el sector chileno, existe un Plutón datado en 11.3 Ma mediante U/Pb en circones (Deckart et al., 2010). En el cajón de Las Leñas, Godoy (1998) describió una microdiorita a la que correlacionó con el Plutón del embalse El Yeso.

Al sur de la zona de estudio, en el sector del paso Nieves Negras, Ramos et al. (1997) dataron el stock del Arroyo Colina en $3,4 \pm 0,5$ Ma. Este stock ha sido interpretado por Godoy (1998) como emplazado como un intrusivo post-tectónico Temprano entre un corrimiento principal de vergencia este y un retrocorrimiento que corta las cumbres divisorias.

3.2.16. Volcanismo del Sector Argentino

Los datos obtenidos para el magmatismo cenozoico en este sector estaría representado por las formaciones Contreras y Marmolejo, el diagrama propuesto por Bhatia (1983), muestra un arco continental con leves variaciones a arco oceánico y a margen continental activo según $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ vs. TiO_2 para el ambiente tectónico (Fig. 3.11).

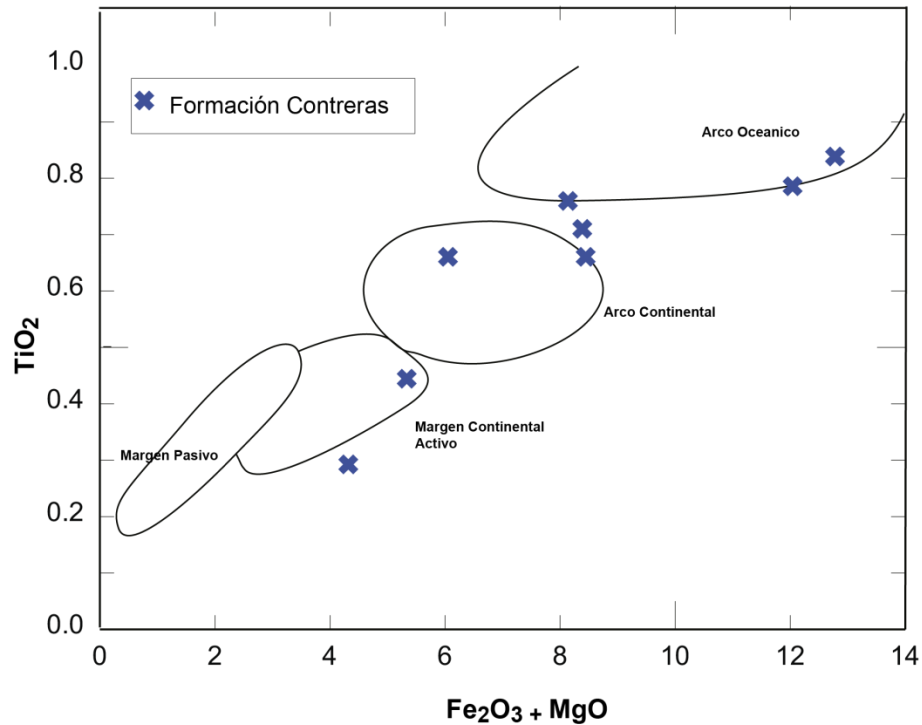


Figura 3. 11. Diagrama $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ vs. TiO_2 de Bhatia (1983) para el ambiente tectónico donde ubica a la Formación Contreras dentro de un muestran una arco continental con leves variaciones a arco oceánico y a margen continental activo.

La composición geoquímica de la Formación Contreras según el diagrama $\text{Zr}/(\text{TiO}_2 \cdot 10,000)$ vs. Nb/Y para rocas volcánicas propuesto por Winchester y Floyd (1977), sería de traquiandesitas, riocitas y en menor medida basaltos subalcalinos (Fig. 3.12).

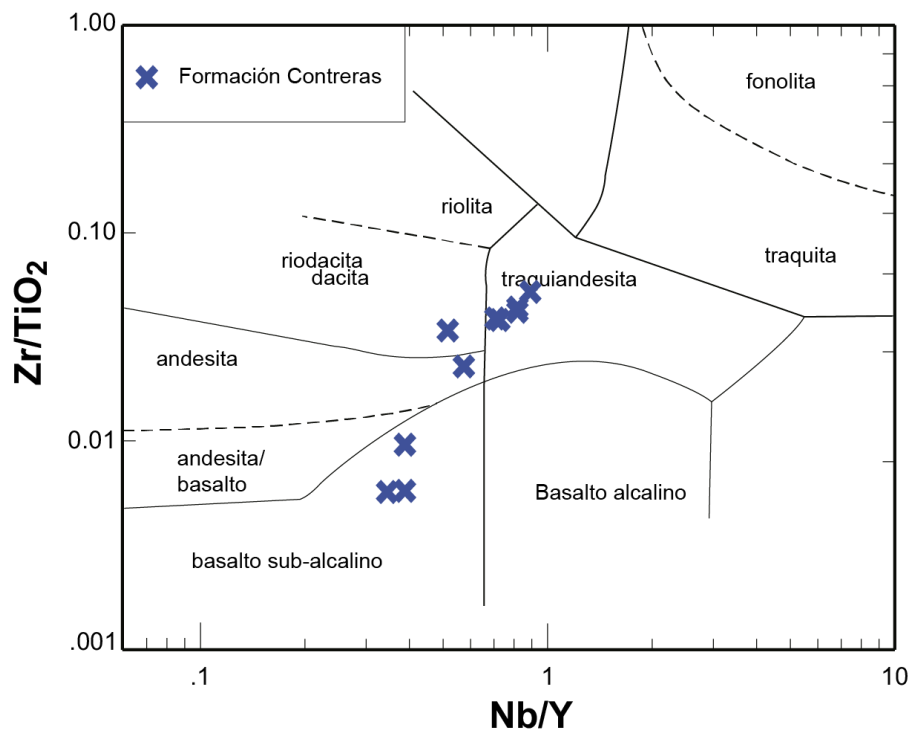


Figura 3. 12. Diagrama $[Zr/(TiO_2 \cdot 10,000)]$ vs. $[Nb/Y]$ para rocas volcánicas propuesto por Winchester y Floyd (1977), indican una tendencia andesítica y basalto andesíticas.

3.2.17. Formación Contreras

La Formación Contreras fue ubicada por Polanski (1964) dentro de la Asociación Volcánica Eocena, por su correlación con rocas de esa edad aflorantes al sur. Corresponde además al Mollelitense de Groeber (1946) y a la serie de porfiritas labradoríferas de edad incierta (Gerth, 1931). Su localidad tipo se encuentra en la Cordillera de las Lletas, ubicada en la Cordillera Frontal en los costados australes del curso transversal del Río Tunuyán. En este sector Polanski (1964) destacó la existencia de un centro efusivo o chimenea en el cerro Mesón de Hierro cubierto por un basalto cuaternario.

La roca más difundida de esta asociación es una brecha andesítica que constituye la parte inferior del complejo, a la que se sobre imponen flujos lávicos y piroclásticos. Las andesitas que aparecen en la base son félsicas, preferentemente augíticas. La parte superior es eminentemente andesítico-hornbléndica, con sus correspondientes tobas.

En el sector aledaño al Río Palomares, su base está integrada por lavas basálticas verdosas de poco espesor, las cuales son cubiertas por coladas basálticas de composición toleítica, con olivino y piroxeno, que grada a basandesitas con hipersteno y augita. Ramos et al. (1996b) analizaron químicamente diversas muestras que arrojaron valores de rocas toleíticas con leves tendencias alcalinas, que varían de

basaltos a traquibasaltos en la base de la unidad, a basandesitas en sus términos superiores, con un comportamiento de retroarco o intraplaca en el diagrama de Woods (1980). A partir de una datación de una roca andesítica del sector medio de la unidad, se obtuvo una edad de $18,3 \pm 0,7$ Ma la cual correspondería al Mioceno temprano (Ramos et al., 1996b).

3.2.18. Formación Marmolejo

Las rocas de la Formación Marmolejo afloran en la cordillera del Límite, constituyendo el volcán Marmolejo y extendiéndose tanto en el sector chileno como en el argentino. Están compuestas por lavas andesíticas hornblendíferas predominantemente, intercaladas con coladas basálticas, dacíticas y brechas basálticas. Por encima se disponen andesitas anfibólicas y tobas de composición andesítica y dacítica. En el cerro Castillos del Marmolejo afloran rocas volcánicas y volcanoclásticas que fueron interpretadas por Polanski (1964) como pertenecientes a la Formación Castillos del Marmolejo.

3.3. Depósitos neógenos sinorogénicos de la cuenca del Alto Tunuyán

3.3.1. Conglomerado Tunuyán

Esta unidad debe su nombre a Darwin (1846), aunque ha sido mencionada en la zona de estudio de diferentes formas: Estratos de Agua de la Piedra (Criado Roque, 1950), Conglomerado del Palomares (Baulíes, 1951) y Formación Agua de la Piedra (Polanski, 1957). Se apoya mediante una paraconcordancia, inicialmente reconocida por Baulíes (1951) por encima de la Formación Pircala y en algunos sectores de la cuenca se encuentra interdigitada en su base con las volcanitas de la Formación Contreras (Giambiagi, 1999a).

La unidad constituye un potente conjunto de más de 1.350 m de espesor de bancos de conglomerados polimícticos, bancos arenosos y pelíticos intercalado de lavas y brechas andesíticas de hasta 50 m de espesor provenientes de la faja plegada y corrida del Aconcagua, así como del arco volcánico situado al oeste y en menor medida, del volcanismo de retroarco de la Cordillera Frontal (Giambiagi, 1999b).

La variación vertical en la composición de los clastos del depósito sinorogénico refleja una erosión progresiva y el destechado de la faja plegada y corrida del Aconcagua (Giambiagi, 2000). Giambiagi (1999c), propone que los 200 m inferiores de esta unidad se compone de clastos derivados del arco volcánico encontrado en Chile actualmente, mientras que el miembro superior se caracteriza por clastos que derivan tanto del arco volcánico como de las secuencias Mesozoicas de la Cordillera Principal.

El Conglomerado Tunuyán es el equivalente proximal occidental de los depósitos sinorogénicos distales del Mioceno conocidos como la Formación Mariño, que aflora al este de la Cordillera Frontal. Estas dos

unidades que han sido depositados en la misma cuenca de antepaís, siendo el Conglomerado Tunuyán el más grueso (Giambiagi, 2001).

3.3.2. Formación Palomares

Giambiagi (1999a) define a la Formación Palomares como una secuencia de conglomerados tobáceos intercaladas de bancos arenosos y pelíticos. Se apoya mediante una discordancia angular por encima del Conglomerado Tunuyán en el sector próximo al corrimiento Palomares. Ha sido dividida en dos miembros (Giambiagi, 1999a); el Miembro inferior corresponde a 84 m de conglomerados tobáceos blancos depositados a partir de flujos piroclásticos retrabajados. El Miembro superior está compuesto por 116 m de conglomerados gruesos grises oscuros que intercalan hacia el techo con bancos arenosos y pelíticos.

Los clastos de la Formación Palomares provienen del sector este de la cuenca y su área de procedencia correspondería al Cordón del Portillo en la Cordillera Frontal, en el momento de su levantamiento se encontraba formado por metamórfitas, pelitas negras y areniscas cuarcíticas, granitos, granodioritas, volcanitas ácidas e intermedias y los depósitos sinorogénicos del Conglomerado Tunuyán (Giambiagi, 1999a).

En el conteo de clastos se observa que en el ciclo 1 predominan las pelitas oscuras y los granitoides, indica que durante ese momento se encontraban expuestas las unidades más jóvenes del basamento pre-jurásico aflorantes en el sector occidental de la Cordillera Frontal. En el ciclo 2, en cambio, se observan por primera vez, clastos del complejo metamórfico proterozoico, lo que evidencia la exhumación y erosión de éste (Giambiagi, 1999a).

3.3.3. Formación Butaló

La Formación Butaló se encuentra sobreyaciendo, mediante una discordancia fuertemente angular, al Conglomerado Tunuyán, en el sector oriental de la zona estudiada y mediante una discordancia levemente angular a la Formación Palomares, en el sector central. En el sector occidental de la cuenca, la unidad se encuentra por encima de la Formación Palomares mediante un contacto transicional no erosivo. Está integrada por 240 m de sedimentos clásticos finos con restos de gastrópodos (Polanski, 1957) y troncos (Armando, 1949), con bancos conglomerádicos intercalados esporádicamente.

Los niveles conglomerádicos finos de la Formación Butaló poseen clastos subredondeados, cuyo tamaño no supera los 5 cm, de calizas, pelitas y areniscas rojas, andesitas, pelitas oscuras, basaltos, riolitas, tobas y escasos granitos, lo que sugiere un aporte de material tanto de la Cordillera Frontal como de la Cordillera Principal (Giambiagi 1999a).

Estos depósitos corresponden a un ambiente lacustre y de bajada situado entre la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal y su edad ha sido interpretada como miocena tardía (Giambiagi, 1999a).

3.4. Consideraciones finales acerca del marco litológico

Las unidades litológicas descritas, asociadas a las formaciones sedimentarias desarrolladas durante el Mesozoico en la cuenca Neuquina-Mendocina y a las formaciones cenozoicas relacionadas con la cuenca de Abanico han sido divididas en tres grupos; basamento prejurásico, unidades mesozoicas y cobertura cenozoica. Como se dijo anteriormente se utilizará la nomenclatura Chilena (Cuadro 2) salvo las excepciones en que amerite el nombre Argentino.

En adelante se utilizará el nombre Formación **Tordillo** (Argentino), para designar a la Formación Río Damas (Chileno). Esto debido a que las sedimentitas de la Formación Tordillo se habrían depositado en la cuenca vinculada a un período de mar bajo en un sector distal de la actividad volcánica del arco magmático, mientras que la Formación Río Damas tendría mayor influencia del arco magnético (Legarreta y Gulisano, 1989; Ramos, 1985 a, b.).

Además se utilizará el nombre **Grupo Mendoza** (Argentino) para denominar a la Formación Lo Valdés (chileno). A pesar de que ambas abarcan las Formaciones Vacas Muertas, Chachao y Agrio, todas de carácter marino, compuestas de calizas, calcilitas, lutitas, areniscas calcáreas, conglomerados, brechas e intercalaciones de pequeñas capas lenticulares de Yeso. La parte superior de esta sucesión ubicada en el sector Chileno, presenta intercalaciones de rocas volcánicas basálticas y andesíticas (Thiele, 1980; Hallam et al., 1986; Vergara y Nyström, 1996), lo cual haría que esta sección presentara una mayor influencia de arco magnético

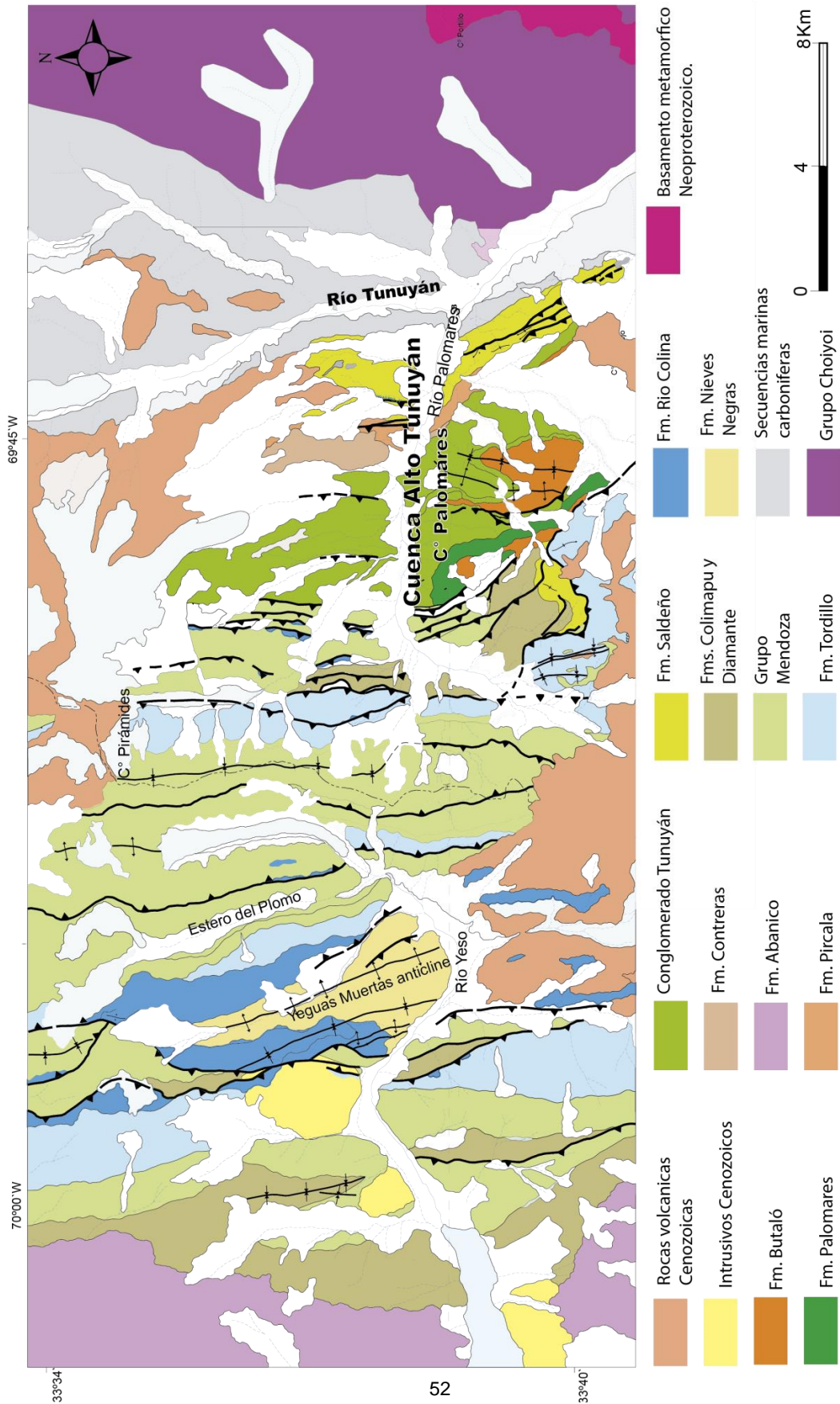


Figura 3. 13. Mapa Geológico modificado de Giambiagi (2000), donde se muestran las unidades geológicas con la nomenclatura a ser utilizada durante el desarrollo de este trabajo.

CAPITULO 4

PATRONES DE ALTERACION E ÍNDICES DE MADURES EN LA GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL

4.1. Introducción

Cuando se interpreta la procedencia de las areniscas, uno de los problemas es el efecto provocado por los procesos de meteorización y diagénesis sobre la composición original del sedimento. Los cambios post-deposicionales en la cuenca deben ser considerados para obtener mejores resultados en el análisis de la procedencia (McBride, 1985). Existe suficiente literatura que da una importante relevancia a la diagénesis como modificador de la asociación de los granos detríticos (Morton, 1984; Milliken, 1998; Humphrie et al., 1991; Valloni et al., 1991).

Los componentes geoquímicos de las rocas sedimentarias que presentan mucha información sobre la procedencia, la intensidad y duración de la meteorización, las características climáticas, el reciclado sedimentario, la selección física y la diagénesis actuante sobre las rocas sedimentarias (e.g., Middleton, 1960; Bhatia, 1983; Cox y Lowe, 1995). (e.g., feldspatos, fragmentos de roca). Son también aquellos que tienen mayor tendencia a degradarse (Milliken, 1998; Cox y Lowe, 1996). Las concentraciones de los elementos mayores, trazas y de las tierras raras (REE) son extremadamente insolubles en soluciones acuosas y tienden a ser transferidos desde las rocas de aporte a las rocas sedimentarias sin sufrir un significativo fraccionamiento; además, poseen una relativa baja movilidad durante la meteorización, el transporte y la diagénesis (Rollinson, 1993; Lee, 2002), por lo tanto son un excelente conjunto de datos para establecer estos parámetros.

Si bien la composición química de las rocas fuente tienden a representar la principal tendencia sobre la geoquímica de las rocas sedimentarias, ésta puede verse modificada por subsecuentes procesos como la diagénesis (Shao et al., 2001). La presencia y concentración de minerales de arcilla (*clay mineral*) y minerales de mica detríticos presentes en los depósitos sinorogénicos pueden ser utilizados como indicadores para determinar el carácter de procedencia del material y el entorno físico-químico en que se lleva a cabo la deposición, diagénesis y la alteración de este material (Vassielev, 2010).

4.2. Minerales arcilla y minerales de alteración

Son los constituyentes esenciales de las rocas epiclásticas de grano más fino (arcillas, fangolitas y lutitas). Los principales tipos de minerales arcilla son; caolinita, esmectitas, illita y clorita (Lewis y McConchie, 1993). Todas las variedades de minerales arcilla pueden ser originados por descomposición de otros minerales.

4.2.1. Caolinita

La caolinita se correlaciona positivamente con los óxidos e hidróxidos de Fe Al, y negativamente con cuarzo y yeso. El enriquecimiento de caolinita es característico en las rocas sedimentarias continentales (Kler y Nenahova, 1981), mientras que la influencia del agua de mar es menos favorable para el desarrollo de caolinita (Ward, 1989). El ambiente ácido favorece su Formación (Berry y Mason, 1961), pues este es el mineral de arcilla más estable (Dobrogorskii, 1981; Korobetskii y Shpirt, 1988). La alta concentración de caolinita también puede ser el resultado de la intensiva alteración diagenética pre-existente de la illita, montmorillonita, feldespato, moscovita y otros minerales de aluminosilicatos y vidrios piroclásticos.

El aluminio es soluble bajo condiciones de pH bajo ($\text{pH} < 3$) y los valores de pH más altos en un ambiente acuoso tienden a causar la precipitación de los lixiviados de Al como hidróxidos de Al y la posterior Formación de caolinita antigénica bien ordenada debido a la interacción de los hidróxidos de Al con soluciones de sílice (Ward, 2002).

4.2.2. Illita

La illita es comúnmente el resultado de la meteorización o alteración hidrotermal de la moscovita y feldespato K o recristalización de las esmectitas, mientras que la moscovita es un mineral característico de granitos y pegmatitas (Kostov, 1993).

La suma illita + muscovita se correlaciona positivamente con clorita, ankerita, siderita y pirita, y negativamente con ceolitas. El enriquecimiento de illita es indicativo de lagunas, depósitos de pelitas (Kler y Nenahova, 1981) y sedimentos marinos (Berry y Mason, 1961; Kostov, 1993). El enriquecimiento simultáneo en illita y caolinita es un indicador del desgaste de rocas ígneas de media y alta sílice (Kler y Nenahova, 1981). Sin embargo, debe tenerse en cuenta que la progresión metamórfica promueve la Formación característica de illita y clorita y el agotamiento de caolinita y montmorillonita (Berry y Mason, 1961).

4.2.3. Montmorillonita

La montmorillonita es normalmente un producto de alteración de tobas volcánicas y cenizas (Kostov, 1993). Este mineral se correlaciona positivamente con hidróxidos de Fe, yeso, apatita y negativamente con ankerita. Las concentraciones elevadas de este mineral es característica de las rocas sedimentarias asociados con facies tobáceas, la influencia marina, o el medio ambiente de deposición alcalina (Kler y Nenahova, 1981). E.g., minerales Fe-Mg, feldespatos Ca y vidrio volcánico comúnmente alterado a montmorillonita (Berry y Mason, 1961).

La montmorillonita y la clorita son minerales comúnmente inestables bajo condiciones pantanosas (Dobrogorskii, 1981) y la Formación autigénica de estos minerales más la illita requiere la presencia de cationes adicionales en el medio ambiente (Berry y Mason, 1961). La montmorillonita cambia fácilmente a illita y clorita especialmente en el medio ambiente marino porque la concentración relativamente alta de K y Mg en el agua de mar promueve este cambio (Berry y Mason, 1961).

Existe una correlación positiva de la montmorillonita con hidróxidos de Fe estables y apatita (presenta una naturaleza combinada entre detrítico y autigénico), y con yeso autigénico, así como una correlación negativa con la ankerita autigénica, es probablemente debido a un origen diferente y al comportamiento de la montmorillonita tanto detrítico y como autigénica.

4.2.4. Clorita

La clorita se asocia comúnmente con las rocas ultramáficas y depósitos hidrotermales y puede estar presente como un producto de metasomatismo a través de la adición de Fe, Mg, o de otro compuestos en el sistema (Vassilev, 2010). Además, este mineral es un producto típico de alteración metamórfica existente entre minerales Fe-Mg (píroxeno, anfíbol, biotita) y suele ser indicativo de facies de esquistos, de bajo grado de metamorfismo (Kostov, 1993). La Clorita se correlaciona positivamente con illita + moscovita, feldespato K, y la piritita.

4.3. Indicadores de reciclado sedimentario

El cociente K_2O/Al_2O_3 fue establecido por Cox et al. (1995) para separar los minerales arcilla (0,0 a 0,3) de los feldespatos (0,3 a 0,9), es utilizado como un indicador del reciclado sedimentario y de la composición original de pelitas. El mismo disminuye a medida que aumenta la cantidad de minerales arcilla presentes en las rocas sedimentarias.

Este cociente muestra al menos tres tendencias decrecientes, la primera en el nivel inferior del Conglomerado Tunuyán con un valor de 0,2 para la muestra CM-1 y mínimo de 0,06 para la muestra CM-

5 (Fig. 4.1). La segunda, en el nivel medio de Conglomerado Tunuyán con un valor máximo de 0,22 para la muestra CL-1 y mínimo de 0,08 para la muestra CL-6. El tercer ciclo estaría ubicado justo al inicio nivel superior del conglomerado Tunuyán con valores máximo y mínimo de 0,17 y 0,09 para las muestras CL-7 y CL-9a respectivamente, se inicia un incremento significativo a partir de aquí hasta la encontrar un máximo en las muestras CL-12 y CL-14 pertenecientes a la Formación Palomares (Fig. 4.1). La Formación Butaló (CL-15, CL-16A y CL-16B), se muestra estable con un cociente relativamente bajo alrededor de 0,13 (Fig. 4.1).

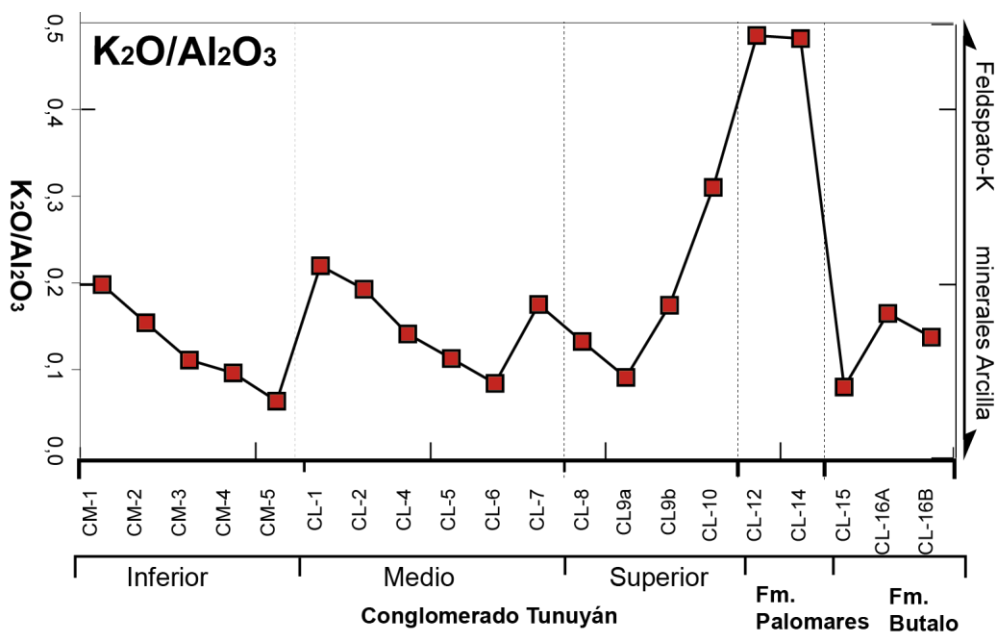


Figura 4. 1. Diagrama donde se muestra el cociente K_2O/Al_2O_3 de Cox et al. (1995) para separar los minerales arcilla (0,0 a 0,3) de los feldspatos (0,3 a 0,9).

De estos datos se interpreta que el inicio de cada nivel del Conglomerado Tunuyán así como la Formación palomares posee una alta proporción de minerales arcilla, los cuales probablemente deriven de una intensa meteorización química.

Sin embargo, los valores obtenidos están por debajo de los 0,3 lo cual descartaría la presencia de illita (Cox et al., 1995), por lo que los materiales analizados no derivarían de un intenso reciclado de rocas sedimentarias, ya que de haber sido así, habría abundancia de illita en los mismos.

Un diagrama importante para determinar tendencias composicionales en lo sedimentos puede ser el que utiliza el cociente K_2O/Al_2O_3 establecido por Cox et al. (1995), y el cociente CaO/LOI (Fig. 4.2; el LOI es la pérdida por calcinación, loss on ignition, ver sección 4.6). En este diagrama se observa la clasificación típica para los minerales arcilla con valores que oscilan entre 0,0 - 0,3 y los feldspatos de 0,3 a 0,9 (Cox

et al., 1995). En la relación CaO/LOI los valores superiores a 1,0 indican abundancia de calcio con respecto al porcentaje de LOI en las muestras. Así mismo, valores entre 0,0 y 1,0 indican un alto contenido en el porcentaje de LOI con respecto al CaO presente en las muestras (Fig. 4.2).

Estas variaciones son índices de meteorización química o un indicativo de contenido de agua, materia orgánica, carbono inorgánico y el residuo mineralógico (Dean, 1974; Maher, 1998). La mayoría de las rocas sedimentarias se compone de una mezcla de clásticos silicáticos y óxidos (fracciones arena, limo y arcilla), materia orgánica, carbonatos y agua (Dean, 1974).

Si se considera la razón molar para el carbonato de calcio, se toma en cuenta el porcentaje de CaO y se asume que el contenido LOI representa el porcentaje de CO₂, se tiene una relación donde; 1 mol de CaCO₃ = 1 mol de CaO + 1 mol de CO₂, lo que implicaría que; 100 g de CaCO₃ = 56 g de CaO + 44 g de CO₂, de aquí se deduce que el cociente ideal para el CaO/CO₂ de 1,27 (Fig. 4.2).

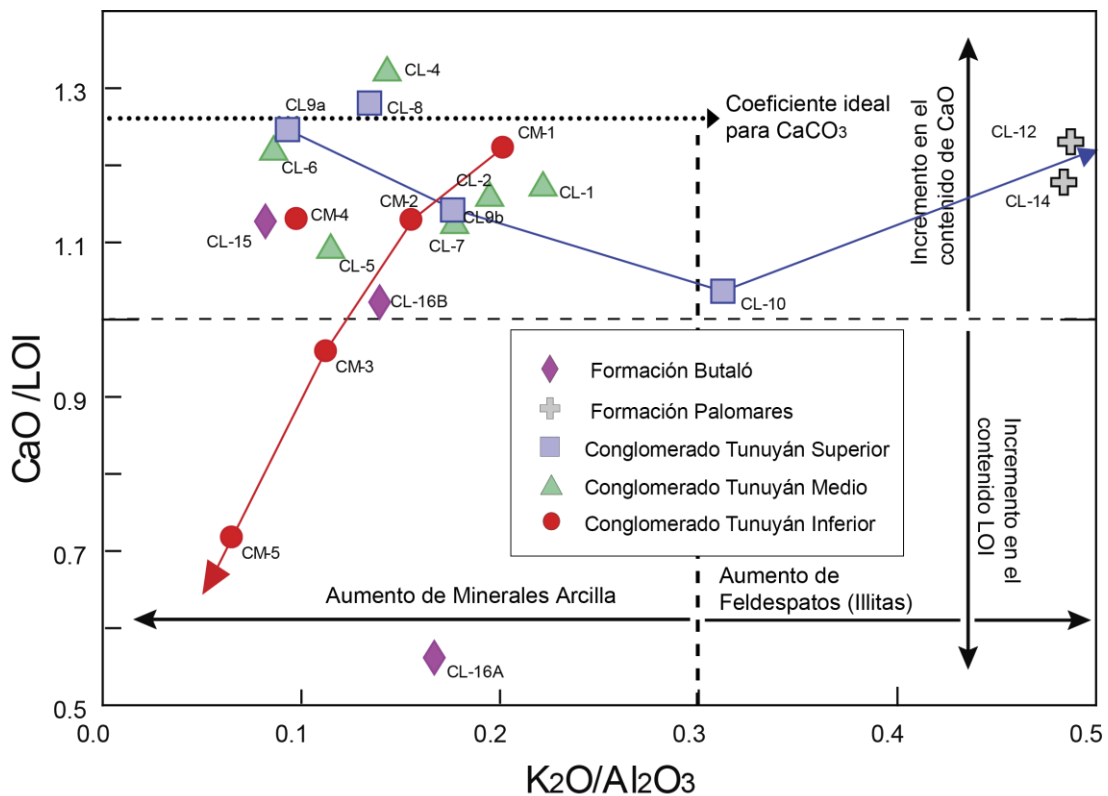


Figura 4. 2. Diagrama K₂O/Al₂O₃ vs CaO/LOI, para la clasificación de minerales arcilla, feldespatos, abundancia de carbonatos y disminución de volátiles.

Las rocas sedimentarias sinorogénicas de la cuenca del Alto Tunuyán muestran una abundancia de CaO con respecto al porcentaje de LOI presente, lo que sugiere un aporte significativo de carbonatos o bien poca madurez composicional de las rocas sedimentarias, indicando así poco reciclado sedimentario. Las

muestras en su mayoría se encuentran por debajo del valor 0,3 lo que indica abundancia de minerales arcilla y poco retrabajo sedimentario.

Una tendencia destacable es la mostrada por los muestras CM-3, CM-5 y CL-16B, las cuales apuntan hacia un incremento en minerales arcilla y en volátiles representados por el LOI, esto se interpreta como un aporte significativo de rocas sedimentarias.

Otro grupo fuera de la tendencia general es el representado por las muestras CL-10, CL-12 y CL-14, la razón K_2O/Al_2O_3 se ubica por encima del valor establecido de 0,3 por lo que es considerado con un alto contenido de feldspatos, la elevada proporción entre el CaO/LOI indicaría un aumento en el CaO con respecto al LOI, estos datos se interpretan como un mayor retrabajo en las rocas sedimentarias los que habría generado un aumento en el contenido de illita y una mayor degradación de los minerales cálcicos.

4.4. Índice de variabilidad composicional

Las diferencias composicionales existentes en las rocas sedimentarias analizados pueden ser calculadas mediante el Índice de Variabilidad Composicional (ICV), de Cox et al. (1995). Este se basa en la abundancia relativa de alúmina respecto a los otros cationes mayoritarios de las rocas, donde se define el ICV como:

$$ICV = \frac{Fe_2O_3 (\%) + Na_2O (\%) + CaO (\%) + MgO (\%) + TiO_2 (\%)}{Al_2O_3 (\%)}$$

Este índice es utilizado como una medida de la madurez composicional de las rocas, considerando la abundancia relativa entre los minerales no arcillosos y los minerales arcilla. Cox et al. (1995) definen valores de ICV para los feldspatos variando entre 0,54-0,87 y para los minerales arcilla entre 0,03-0,78, los valores mayores a 1,0 de ICV indican una menor madurez composicional (Fig. 4.3).

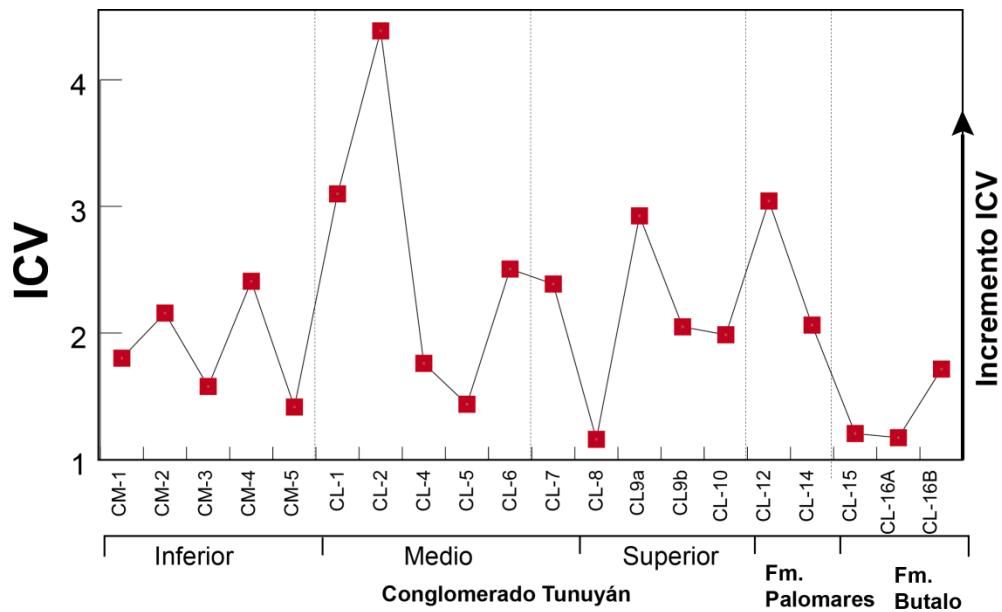


Figura 4. 3. Índice de Variabilidad Composicional (ICV) de Cox et al. (1995), los valores son >1.0 de ICV indican una menor madurez composicional.

El análisis de las muestra de las rocas sedimentarias de la cuenca del Alto Tunuyán indican que todas las muestras se encuentran por encima del 1,0 de ICV, esto se interpreta como poco retrabajo de parte de las rocas sedimentarias orgénicos.

4.5. Análisis de los patrones de meteorización

La degradación del feldespato y la Formación de minerales de arcilla son los procesos dominantes durante la meteorización química de la parte alta de la corteza. El calcio, el sodio y el potasio son generalmente removidos de los feldespatos, incrementando la proporción de alúmina y álcalis en los productos de la meteorización (Nesbitt y Young, 1982). Los diagramas Al_2O_3 -CaO+Na₂O-K₂O (Fig. 4.4), son utilizados para evaluar la composición de rocas ricas en plagioclasas frescas y feldespato K, y examinar los patrones de meteorización y sus productos, los minerales de arcilla (Nesbitt y Young, 1984, 1989; Nesbitt et al., 1996).

Las muestras más intensamente meteorizadas aparecen en la parte alta del diagrama, reflejando la preponderancia de los minerales arcillosos de alúmina también señalan que las variaciones en este índice sugieren cambios en la alteración química de los feldespatos por eliminación de elementos de Ca, Na, K respecto a los componentes residuales más estables Al, Ti. Así el índice varía, según Nesbitt y

Young (1982), desde ~50 para los feldespatos, ~75 para la muscovita, entre 75 y 85 para la illita-montmorillonita y ~100 para la caolinita, clorita y gibbsite.

La tendencia observada corresponde a una línea paralela al eje $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO+Na}_2\text{O}$, debido a que la plagioclasa es más susceptible a la meteorización que los feldespatos potásicos, por lo que el Ca y Na se van empobreciendo en comparación con el K. Este patrón intersecta el eje $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$, una vez que toda la plagioclasa ha sido eliminada, entonces el patrón de meteorización continúa hacia el vértice Al_2O_3 , una vez que el K_2O es extraído de los materiales residuales preferentemente al Al_2O_3 .

Nesbitt y Young (1984) proponen como medida del grado de meteorización de los materiales de los perfiles el Índice Químico de Alteración (CIA, por sus siglas en inglés, chemical index alteration), basado en la proporción molecular:

$$CIA = \left(\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 (\%)}{\text{Al}_2\text{O}_3 (\%) + \text{Na}_2\text{O} (\%) + \text{K}_2\text{O} (\%) + \text{CaO} (\%)} \right) * 100$$

Donde el CaO es la cantidad incorporada en la fracción de silicato de la roca. Asumiendo un comportamiento inmóvil del Al, cambios en el CIA reflejan cambios en la proporción de feldespatos y de varios minerales de arcilla desarrollados en los perfiles.

En general, valores altos de CIA, indican una extensa conversión de feldespato a arcillas, reflejan la pérdida de elementos móviles relativos a los constituyentes residuales estables durante la meteorización y, por lo tanto, una meteorización intensa (Potter et al., 2005). Para Fedo et al. (1995), valores de CIA entre 50 y 60 se corresponden con una alteración incipiente, mientras que valores entre 60 y 80 demuestran una meteorización intermedia y valores bajos de CIA indican la ausencia de alteración química (Fedo et al., 1995).

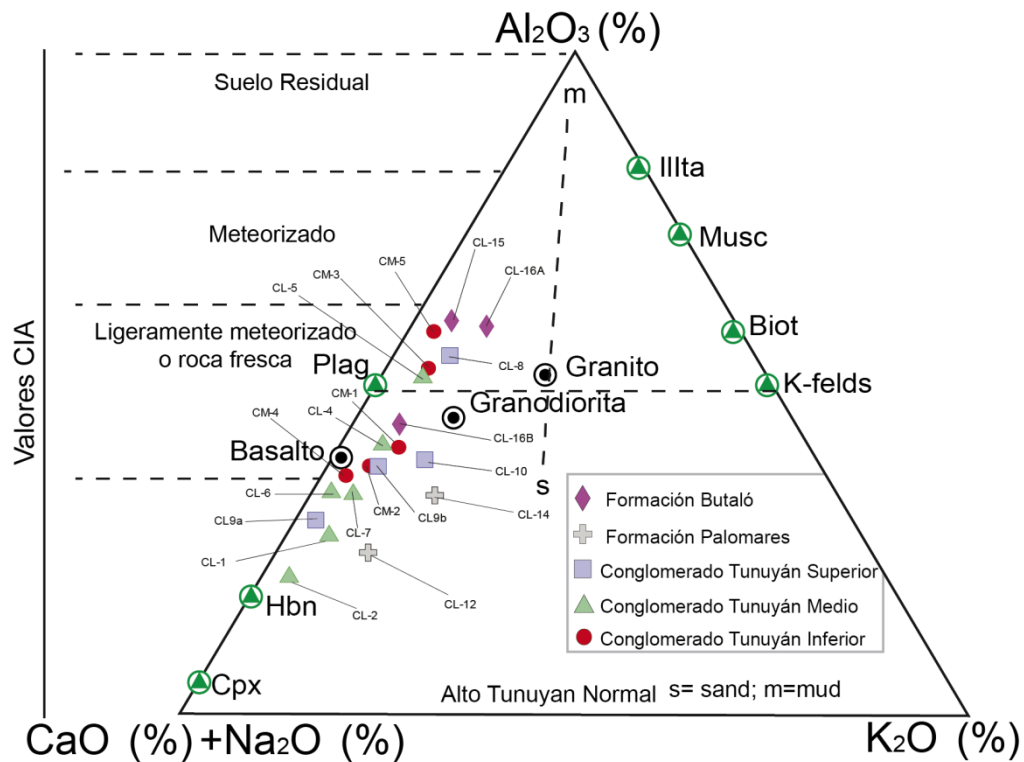


Figura 4. 4. Diagrama ACNK ilustrando la intensidad de meteorización (valores CIA) de las muestras de la cuenca Alto del Tunuyán.

En general las muestras de la cuenca del Alto Tunuyán tienen valores CIA entre 20 a 60, estos valores sugieren una meteorización incipiente en las rocas sedimentarias. Los valores anómalos se observan para las muestras CL-1, CL-2, CL-9a y CL-12, enriquecidas en CaO y empobrecidas en Al_2O_3 , este aumento significativo en carbonatos de calcio principalmente para el nivel medio del Conglomerado Tunuyán, sugiere un aporte de material calcáreo para estos niveles de la cuenca.

Existen valores cercanos a 60 (muestras CM-3, CM-5, CL-5, CL-8, CL-15, CL-16A) que si bien se consideran como meteorización incipiente, su tendencia es un indicativo de alteración de feldspatos y levemente de muscovitas, lo que sugeriría la presencia significativa de pelitas y rocas sedimentarias poco retrabajadas. Cabe destacar que estos valores descartarían la presencia de caolinita, lo que sería un indicativo de proveniencia de rocas básicas e intermedias y de sedimentos de origen continental.

Por otra parte las rocas sedimentarias sinorogénicos pueden encontrarse enriquecidos en Na_2O y por lo tanto provenir de una fuente magmática. En la figura 4.5 se hace una distinción entre las concentraciones de CaO y Na_2O , con el fin de establecer diferencias en el tipo roca fuente que pudo aportar mayoritariamente sedimentos a la cuenca. Se aprecia como las muestras CL-1, CL-2, CL-6, CL-9a, CL-12

contienen una acumulación importante de CaO, lo que implicaría un aumento significativo en el aporte de material calcáreo hacia la cuenca y un menor aporte de por parte de las rocas con alto contenido de Na₂O.

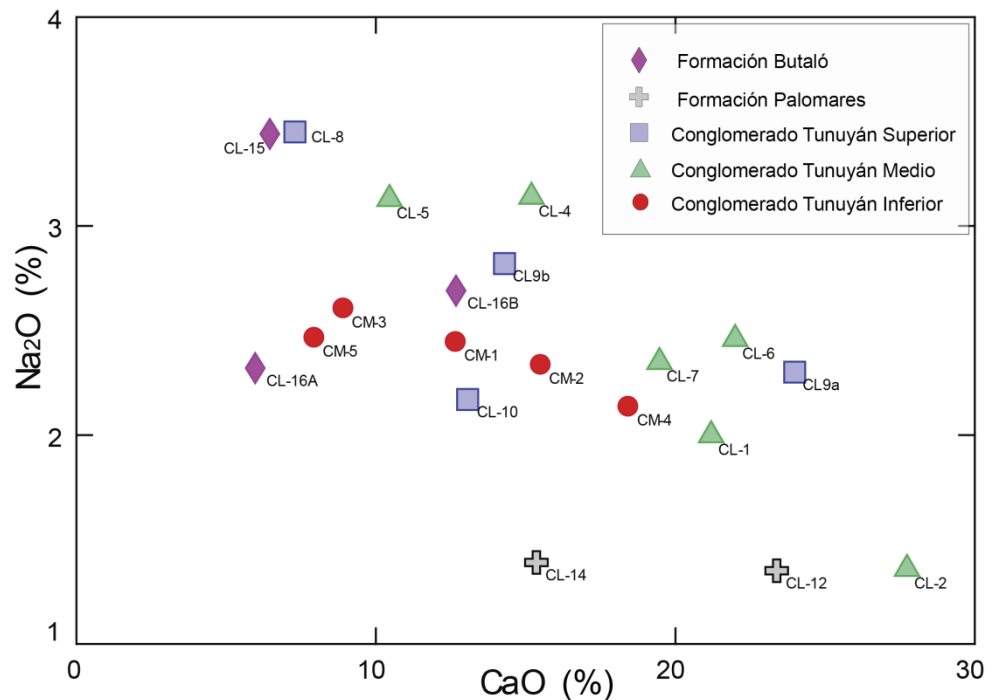


Figura 4. 5. Gráfico CaO vs Na₂O, para determinar la tendencia preferencial de las muestras en base a la concentración de CaO o Na₂O.

El gráfico propuesto por Nesbitt y Young (1984), esta vez para todas las rocas fuente (Fig. 4.6) de la cuenca del Alto Tunuyán, revela similitud entre las rocas pertenecientes a la Formación Lo Valdés (Grupo Mendoza) y las muestras CL-2, CL-1 y CL-9a. Las muestras de roca fuente de cada Formación delimitan áreas y sectores con los cuales se realiza discriminación entre las posibles fuentes de aporte para cada nivel estratigráfico de la cuenca. Es así como las muestras de las Formaciones Contreras y Abanico y del Grupo Choiyoi, se ubican en un rango de valor CIA entre los 50% y 60%, mostrando una ligera tendencia a desplazarse hacia los minerales arcilla. Las rocas de origen metamórfico tienden a desplazarse hacia el polo de la muscovita e illita. Por su parte las muestras correspondientes a la Formación Lo Valdés (Grupo Mendoza) se ubican en el polo de concentración de CaO y Na₂O (Fig. 4.6).

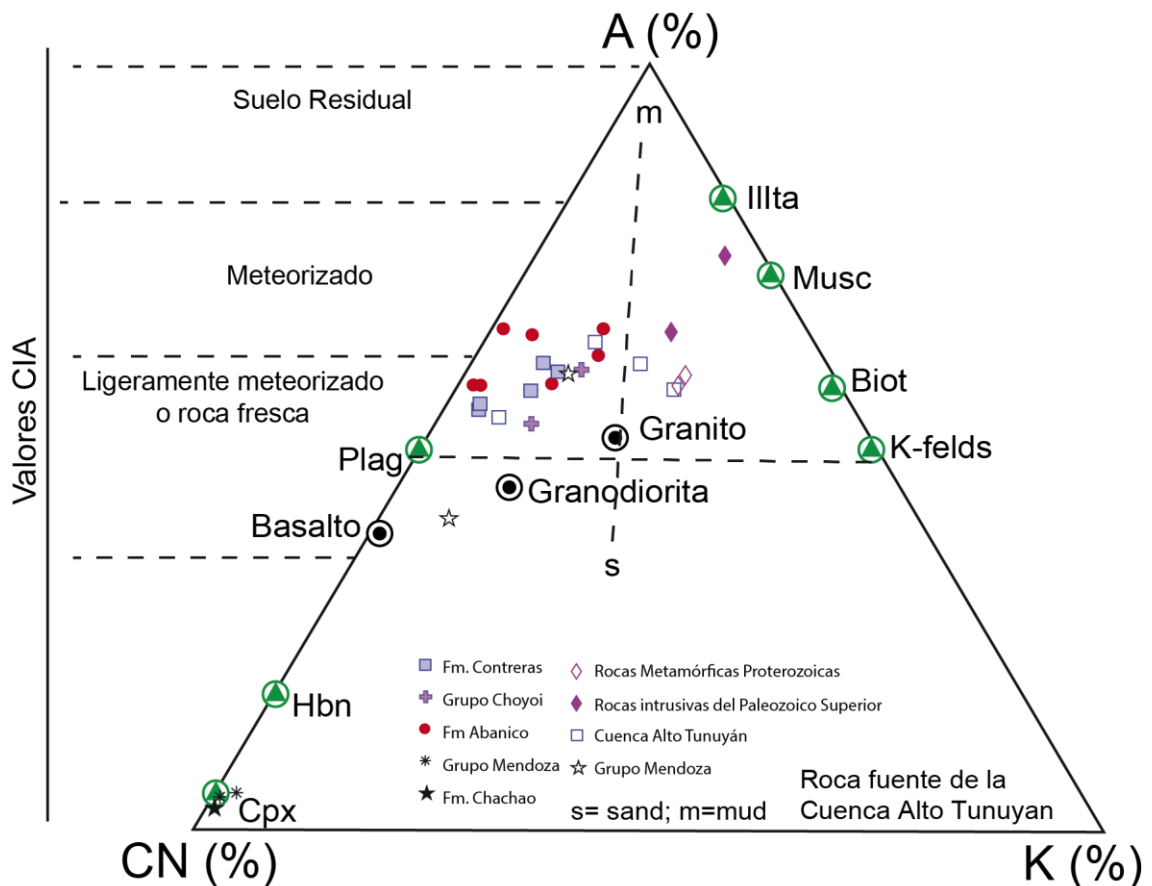


Figura 4. 6. Grafico propuesto por Nesbitt y Young (1984), muestra las tendencias generales de las posibles rocas fuente de la cuenca del Alto Tunuyán.

El diagrama CIA vs SiO₂ propuesto por Nesbitt y Young (1982) (Fig. 4.7), donde se ve reflejado el comportamiento de las rocas sedimentarias sinorogénicas de la cuenca del Alto Tunuyán se observa como todas las muestras se ubican por debajo las rocas pelíticas (CIA~70-75), sin embargo CM-3, CM-5, CL-5, CL-8, CL-15, CL-16A, muestran una ligera tendencia a desplazarse hacia esta clasificación. Esta distribución de las muestras indicaría poca meteorización química en las rocas sedimentarias. Los minerales con bajo y bajo SiO₂ podrían indicar una afinidad sedimentaria, en contraste con las muestras con elevado CIA y alto SiO₂ las cuales mostrarían una afinidad volcánica intermedia a ácida. Tomado en consideración lo anterior las muestras del nivel medio del Conglomerado Tunuyán son las que tendrían la mayor componente sedimentaria de toda la cuenca. Esta tendencia es seguida por las muestras del nivel inferior del Conglomerado Tunuyán.

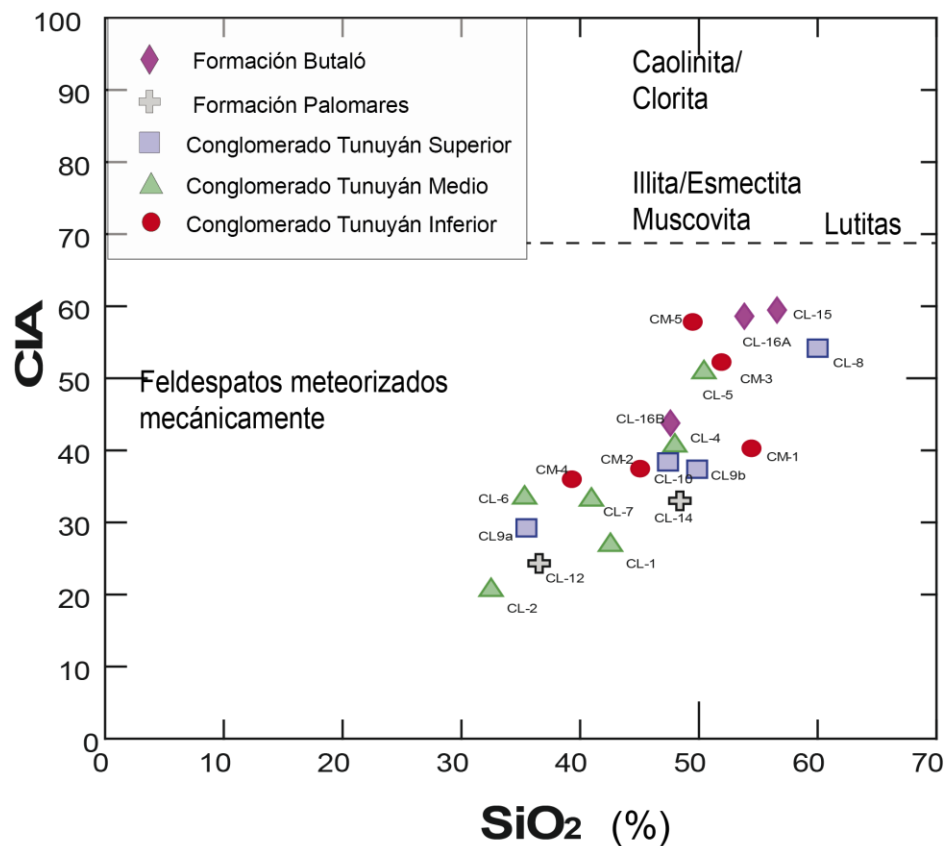


Figura 4. 7. Diagrama CIA vs SiO₂ propuesto por Nesbitt y Young (1982).

4.6. Influencia de la diagénesis en la composición química

Los procesos diagenéticos en las rocas sedimentarias clásticas tienden a modificar de manera significativa la porosidad y su composición final (Rasmussen y Glover, 1994; Walderhaug, 2000; Walderhaug et al., 2000; Box, 2004; Peterson 2009). La porosidad puede ser reducida por compactación mecánica de los granos, precipitación de cemento en la porosidad primaria, reacciones minerales que forman y generan la expansión de los hidruro–minerales de tipo montmorillonita y caolinita asociados a los feldespatos y micas, y la presión–solución que da como resultado el incremento de la compactación y precipitación y/o reemplazamiento de cemento (Chilingarian y Wolf 1988a, 1988b; Marsaglia, 1989).

Además, la composición geoquímica puede ser modificada por la precipitación de cementos calcínicos o dolomíticos, que incrementa las concentraciones de CaO, MgO y MnO (Dworkin y Land 1994; Kimbell y Humphrey 1994; Hartmann et al., 2000; Hendry et al., 2000). También el reemplazo de los feldespatos y plagioclasas por cementos calcínicos o por minerales arcillosos de tipo caolinita o sericita, propiciando los incrementos de CaO, MgO, Al₂O₃ y Fe₂O₃ y los decrementos de K₂O y Na₂O (Curtis 1978; Ehrenberg y Jakobsen 2001, Ehrenberg et al., 2002; Dutton et al. 2002).

La concentración de los elementos traza litófilos y de transición puede ser modificada por la sustitución del feldespato y plagioclasa por minerales arcillosos (e.g., caolinita y sericita), y su reemplazo por cemento carbonatado, propiciando el aumento de Sr (Mansurbeg et al., 2009); las concentraciones y los patrones de los elementos de tierras raras pueden ser modificadas por la precipitación de titanita autigénica, por la precipitación del agua dispersa en los poros, o bien ser liberados por sedimentos ricos en materia orgánica y fosforitas (Milodowski y Zalasiewicz 1991; Hole et al., 1992; Curtis 1995; Bruhn et al., 1996; Lev et al., 1999; Bouch et al., 2002).

Se han considerado Al_2O_3 , CaO y CO_2 como los principales elementos que modifican la concentración de los elementos mayores, considerando que Al_2O_3 representa los productos de mayor alteración de los feldespatos y plagioclasas, el CO_2 deriva del cemento carbonatado y el CaO proviene tanto de la albitización como del cemento carbonatado. Considerando los incrementos del Na_2O , K_2O , Fe_2O_3 , MgO , MnO en relación con Al_2O_3 y CO_2 , asumimos que dicho incremento puede ser el resultado de procesos diagenéticos como la albitización o cementación. En las rocas sedimentarias de la cuenca del Alto Tunuyán se observa una relación directa y proporcional entre las concentraciones de CaO y CO_2 , y una distribución inversamente proporcional en la concentración de Al_2O_3 esto sugiere que las altas concentraciones de CaO estarían relacionadas con la cementación carbonática y no de procesos de albitización.

4.7. Relación óxido de calcio (CaO) – pérdida por calcinación (LOI)

Los depósitos sintectónicos de la cuenca del Alto Tunuyán, muestran una concentración anómala de CaO , esto debido posiblemente a reacciones con las rocas de origen calcáreo, que se levantaron durante la Formación de la cuenca, originándose así un aumento significativo en el porcentaje de óxido de calcio (CaO) presente en las muestras (Fig. 4.8).

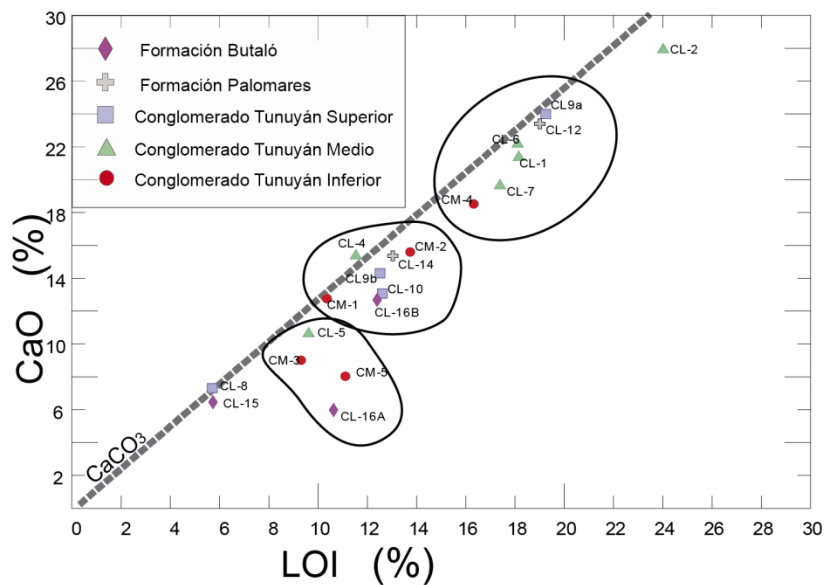


Figura 4. 8. Comportamiento entre el porcentaje de CaO con respecto al LOI.

La concentración de elementos en los diferentes niveles estratigráficos en los depósitos sintectónicos es irregular y no predecible salvo de una forma muy general. Si se analiza el comportamiento de los elementos mayores y su dispersión en los gráficos (Fig. 4.8), la concentración de CaO con respecto a la pérdida por calcinación (LOI), muestra una distribución anómala en su porcentaje.

4.7.1. Método básico del LOI

La pérdida por calcinación es utilizada ampliamente para estimar las propiedades de las rocas sedimentarias, es decir, contenido de agua, materia orgánica, carbono inorgánico y el residuo mineralógico (Dean, 1974; Maher, 1998). La mayoría de las rocas sedimentarias se compone de una mezcla de clastos y óxidos (fracciones arena, limo y arcilla), materia orgánica, carbonatos y agua (Dean, 1974).

La determinación cuantitativa de los parámetros de estas rocas sedimentarias se hace por medio de la pérdida por calcinación (LOI) esta se basa en el calentamiento secuencial de las muestras (Dean, 1974; Heiri et al., 2001).

Para determinar el porcentaje de peso de la materia orgánica y contenido de carbonato en las rocas sedimentarias por medio del LOI se aplica el calentamiento secuencial de las muestras en un horno de mufla (Dean, 1974; Bengtsson y Enell de 1986). Después de secado el sedimento en un horno (generalmente 12-24 horas a aprox. 105°C) el material orgánico se quema (Dean, 1974; Bengtsson y Enell, 1986).

En una primera reacción, la materia orgánica se oxida a 500-550°C para dióxido de carbono y en ceniza. Heiri et al (2001) definen el cálculo del LOI siguiendo la ecuación:

$$LOI_{550} = \frac{DW_{105} - DW_{550}}{DW_{105}} * 100$$

Donde LOI_{550} representa LOI a 550°C (en porcentaje), DW_{105} representa el peso seco de la muestra antes de la combustión y DW_{550} el peso seco de la muestra después de calentar a 550°C. El peso de pérdida entonces debe ser proporcional a la cantidad de carbono orgánico contenido en la muestra. Dean (1974; Snowball y Sandgren, 1996) mostró que existe una fuerte correlación entre LOI a 550°C y la cantidad de carbono y materia orgánica en la muestra.

En una segunda reacción, el dióxido de carbono se desprende de carbonato a 900-1000°C (Bengtsson y Enell; 1986, Heiri et al., 2001; Maher, 1998) dejando óxido de Calcio. El LOI se calcula como:

$$LOI_{950} = \frac{DW_{550} - DW_{950}}{DW_{105}} * 100$$

Donde LOI_{950} es el LOI a 950°C (en porcentaje), DW_{550} es el peso seco de la muestra después de la combustión de materia orgánica a 550°C, representa DW_{950} es el peso seco de la muestra después de calentar a 950°C, y DW_{105} es de nuevo el peso seco inicial de la muestra antes de la combustión del carbono orgánico (Dean, 1974; Bengtsson y Enell, 1986).

Suponiendo un peso molecular (PM) de 44 g mol^{-1} para el dióxido de carbono (CO_2) y 60 g mol^{-1} para el carbonato (CO_3^{2-}), la pérdida de peso por la LOI a 950°C, multiplicada por 1,36 que es el cociente teórico para $\text{CO}_3^{2-}/\text{CO}_2$ debe ser igual al peso del carbonato en el muestra original (Bengtsson y Enell, 1986). El LOI muestra una buena correlación con otros métodos para determinar el contenido de carbonato en las rocas sedimentarias (Dean, 1974; Maher, 1998; Heiri et al., 2001).

Bengtsson y Enell (1986), mencionan que el método da una idea aproximada de la materia orgánica y el contenido de carbonato de las rocas sedimentarias. Dependiendo de la temperatura de calcinación, de las diversas pérdidas de sales volátiles, el agua estructural y el carbono inorgánico (Dean, 1974; Bengtsson y Enell, 1986; Sutherland, 1998).

De esta manera, parte de la pérdida 4-5% de su peso, puede ser consecuencia de que la pérdida de agua ligada químicamente en tales muestras de arcilla con alto y bajo contenido de carbonatos (Maher, 1998). La suposición de que la pérdida por calcinación entre 550-925°C representa CO_2 la cual aumenta a partir de carbonatos y es directamente proporcional a la cantidad de arcilla presente, e inversamente proporcional a la cantidad de carbonatos presentes (Dean, 1974; Veres, 2002).

4.7.2. El CO₂ Total

La concentración de carbono total es un parámetro fundamental para describir la abundancia de materia orgánica y carbono inorgánico en las rocas sedimentarias (Meyers y Lallier Vergés, 1999). El valor total de la concentración de carbono orgánico es en su mayor parte la representación de la fracción de la mineralización de materia orgánica que se escapó durante los procesos de sedimentación que fueron influenciados tanto por la generación de la biomasa inicial y el grado de degradación posterior.

La concentración total de carbono orgánico varía a menudo a través de la sucesión sedimentaria, lo que indica cambios en las condiciones de deposición (Meyers y Lallier Vergés, 1999). El carbono emitido entre 105°C y 650°C se interpreta como el contenido de carbono orgánico; y el carbono producido entre 650°C y 925°C se interpreta como el contenido de carbonato (Veres, 2002; Heiri et al., 2001).

La determinación del dióxido de carbono (CO₂) proveniente del carbonato de calcio (CaCO₃) por medio de la pérdida por calcinación (LOI) está fuertemente influenciada por la distribución de la fracción fina. Un aumento en el contenido de arcilla es seguido de cerca por un incremento extra en la pérdida de peso. El contenido de carbono a través de la pérdida por calcinación funciona como un indicador paleoambiental (Dean, 1974; Veres, 2002; Heiri et al., 2001).

4.7.3. Origen del Ca presente en las muestras

Irfan (1999) propone el LOI como un buen indicador del grado de meteorización química. El CaO se ve influenciado por procesos de lavado, con pérdidas que pueden llegar a ser extremas, en ocasiones generan un aumento en el contenido de CaO; la masa de calcita que se deposita en algunos sectores de las rocas aporta una cantidad de calcio superior al que han perdido (Nesbitt y Young, 1984, 1989; Nesbitt et al., 1996). Estos procesos ligados a la lixiviación generan como resultado un proceso irreversible de intercambio químico entre una solución acuosa y rocas adyacentes. Ciertos componentes son extraídos selectivamente de las rocas caja y son agregados al fluido y otros componentes son selectivamente incorporados por las rocas (o forman una cubierta sobre ellas). Nesbitt y Young (1984), indican que el resultado de este proceso depende de las condiciones físicas en la interface fluido-roca y en las cantidades relativas de fluido y roca involucrados en el proceso de intercambio químico (razón agua/roca). Solo la roca alterada es el resultado visible del proceso, porque el fluido es removido del sistema.

4.7.4. Metodología empleada para la corrección del Ca en relación al LOI

Se analizaron los resultados geoquímicos obtenidos de las muestras de la cuenca del Alto Tunuyán, mediante los diagramas de discriminación ígnea, para determinar el ambiente tectónico y establecer su afinidad ígnea (ver Capítulo 5). Todas las muestras graficadas exponen un bajo contenido de elementos

mayores. En aquellos gráficos en los que se utiliza el cociente entre un elemento y otro, no existe cambio en cuanto a los parámetros establecidos para su clasificación y el grado de alteración de la muestra, esto debido a que los gráficos son adimensionales y lo que representan es la proporción entre la concentración de un elemento y otro.

Sin embargo, también hay que tomar en consideración que la mayoría de rocas mesozoicas que pudieron generar aporte a la cuenca son de origen sedimentario, por tal motivo en el capítulo 5 donde se analizan las características composicionales de las rocas sedimentarias, se utilizan diagramas cuyos valores en sus ejes reflejan un cociente entre un elemento y otro, debido a que esta relación no se ve afectada por la posterior corrección del porcentaje de CaO. En los gráficos donde se involucra el porcentaje de CaO directamente se muestra una mayor dispersión de los datos (Fig. 4.8) que en aquellos gráficos en los cuales el CaO no es una variable directa. Después de analizar las características particulares de los gráficos y los resultados obtenidos en cada uno de ellos se optó por utilizar el diagrama de tipo de roca Zr/TiO_2 vs Nb/Y propuesto por Winchester y Floyd (1977) como parámetro inicial de clasificación ya que estos elementos son los menos móviles en las rocas sedimentarias y representan una mayor aproximación a la roca fuente de la cual proviene (Fig. 4.9).

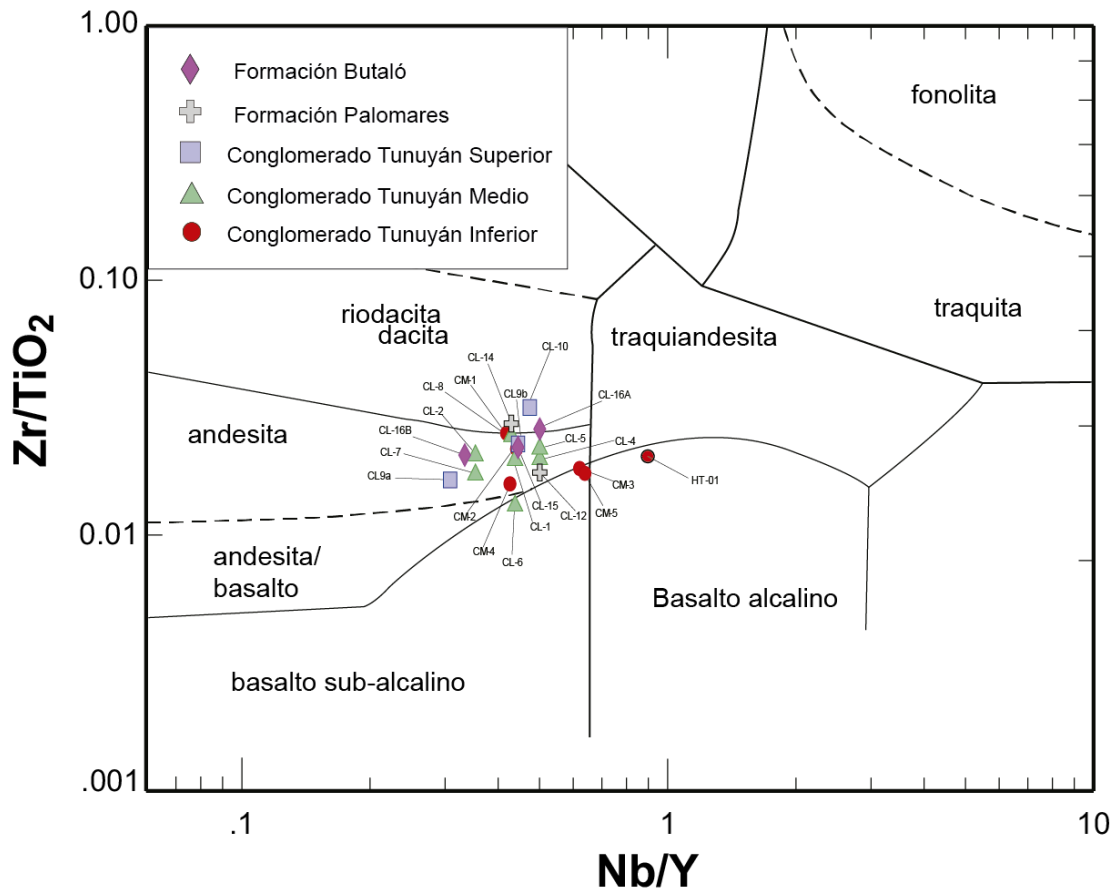
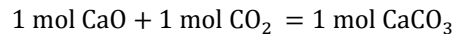


Figura 4. 9. Diagrama Zr/TiO_2 vs Nb/Y propuesto por Winchester et Floyd (1977).

Las rocas de origen ígneo presentes en el área de estudio y consideradas como posibles rocas fuente, corresponden en su mayoría a andesitas, andesitas basálticas, traquiandesitas y riocacitas (Fig. 4.8). De la Roche (1980), define el porcentaje promedio de CaO para; la andesita (6,84%), la riocacita (3,1%), la andesita basáltica (8,47%), la traquiandesita (4,3%), los cuales según los criterios establecidos por los Winchester y Floyd (1977) definimos el porcentaje promedio CaO para estas rocas en 5,6%.

Para el cálculo de la corrección del CaO con respecto al LOI, la primera relación de la calcita con los minerales que la forman está dada por;



Esto implica que:

$$56,08 \text{ g de CaO} + 44 \text{ g de CO}_2 = 100 \text{ g de CaCO}_3 \quad (1)$$

Se parte de una concentración inicial de Óxido de Calcio ($\text{CaO}_{\text{inicial}}$) y un LOI inicial ($\text{LOI}_{\text{inicial}}$), cuyos valores son tomados directamente de los datos geoquímicos de roca total. Se realiza el ajuste sobre el contenido de CaO a un valor estandarizado en todas las muestras donde este valor está representado por $\text{CaO}_{x\%}$, en nuestro caso al 5,6%, la relación está dada por;

$$\text{CaO}_{\text{rec}}(\%) = \text{CaO}_{\text{inicial}}(\%) - \text{CaO}_{x\%}(\%) \quad (2)$$

Donde CaO_{rec} , es el CaO recalculado haciendo una diferencia entre el CaO inicial y el porcentaje (%) de CaO al que se realiza la corrección. Si observamos la relación (1), el contenido de CaO es directamente proporcional al contenido de CO_2 , en este caso el volátil está representado por el valor del LOI. Aunque esta relación es expresada en gramos, podemos deducir que las proporciones se mantienen, por lo tanto CaO / CO_2 es igual a 56,08 % / 44 %, simplificado se tiene que 14% de CaO es proporcional a 11% de LOI (CO_2).

Por tanto, el LOI correspondiente al CaO_{rec} , se denomina LOI_{rec} y está dado por la relación;

$$\text{LOI}_{\text{rec}}(\%) = \frac{11 * \text{CaO}_{\text{rec}}(\%)}{14} \quad (3)$$

Los datos obtenidos con el CaO_{rec} y el LOI_{rec} , indican las proporciones en las muestras sin el X% a corregir, en nuestro caso sin el 5,6%. Esto quiere decir que es necesario un nuevo cálculo del CaO a partir del contenido de LOI, tanto del $\text{LOI}_{\text{inicial}}$ como del LOI_{rec} , con el fin de obtener el LOI correspondiente a X% (5,6% en este caso), la relación está dada por la ecuación del $\text{LOI}_{x\%}$;

$$\text{LOI}_{x\%} = \text{LOI}_{\text{inicial}}(\%) - \text{LOI}_{\text{rec}}(\%) \quad (4)$$

Por lo tanto, la ecuación para encontrar el $LOI_{x\%}$ está dado por:

$$LOI_{x\%} = LOI_i (\%) - \left(\frac{11(CaO_i(\%) - CaO_o(\%))}{14} \right) \quad (5)$$

Una vez obtenido este valor, se realiza una sumatoria de los porcentajes de óxidos y se reemplaza el contenido de $CaO_{inicial}$ por el $CaO_{x\%}$ y el $LOI_{inicial}$ por el $LOI_{x\%}$.

$$SiO_2 + Fe_2O_3 + MgO + MnO + P_2O_5 + TiO_2 + K_2O + Na_2O + Al_2O_3 + CaO_{x\%} + LOI_{x\%} = T \quad (6)$$

La sumatoria da como resultado una cantidad inferior al 100%, por lo que se realiza un ajuste con el fin de llevar los datos al 100 %, esto se logra calculando un factor (F) de cada muestra donde se divide entre 100 la suma T de cada muestra;

$$F = \frac{100}{T} \quad (6)$$

Como paso final se multiplica cada uno de los óxidos presentes en la formula (4) por el factor F. La sumatoria de estos nuevos porcentajes es igual al 100% de la muestra.

En el diagrama CaO vs LOI se observan proporciones con una tendencia más homogénea de los porcentajes (Fig. 4.10) a la observada en la figura 4.8 donde los datos no han sido normalizados. Esta modificación en el porcentaje de solo implica un cambio en las proporciones de los elementos mayoritarios como se observa en la figura 4.11.

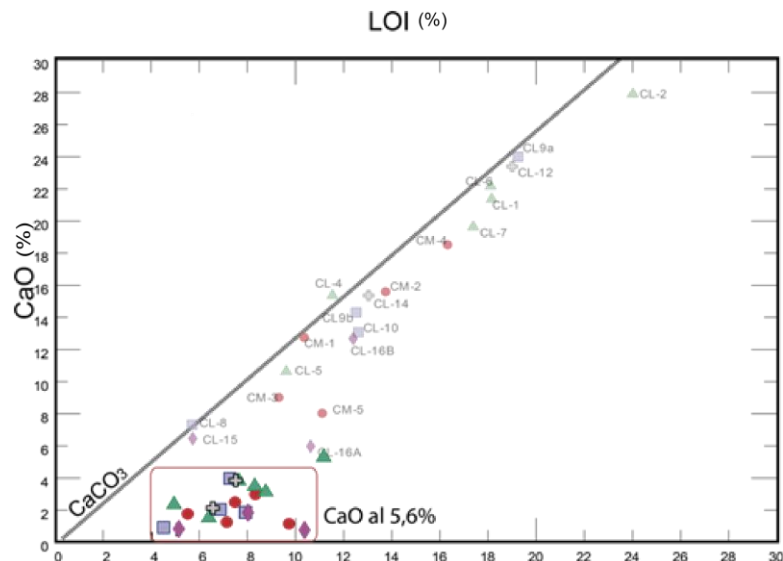


Figura 4. 10. Relación entre el LOI - CaO original obtenido directamente de los análisis geoquímicos de roca total de la cuenca alto del Tunuyán y el LOI - CaO corregido al 5,6%.

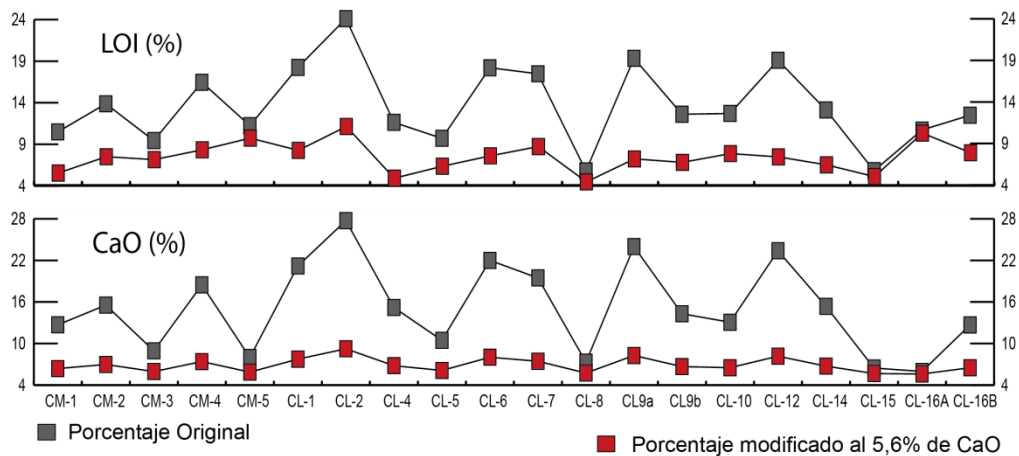


Figura 4. 11. Diagrama de variación del porcentaje de calcio y el LOI normal y su posterior corrección al 5,6% de CaO.

e.g.,;

En la tabla 3 se aprecian los datos geoquímicos de roca total originales de dos muestras tomadas al azar de la cuenca del Alto Tunuyán. Según el diagrama propuesto por Winchester y Floyd (1977) para determinar el contenido de CaO aproximado que debería tener las muestras el cual es de 5,6% (Fig. 4.8).

Tabla 3. Muestras CM-1 y CL-4 donde se exponen elementos mayores de roca total originales.

Muestra	CM-1	CL-4
SiO ₂	54,62	47,98
Al ₂ O ₃	11,67	13,62
Fe ₂ O ₃	4,18	3,97
MnO	0,096	0,154
MgO	1,17	1,16
CaO	12,7	15,2
Na ₂ O	2,44	3,13
K ₂ O	2,36	1,95
TiO ₂	0,53	0,512
P ₂ O ₅	0,21	0,23
LOI	10,4	11,54
T	87,7	82,3

Entonces según la ecuación (2) para las muestras;

$$\text{CM - 1; } \text{CaO}_{\text{rec}} = 12,7\% - 5,6\% = 7,1\%$$

$$\text{CL} - 4; \text{CaO}_{\text{rec}} = 15,2\% - 5,6\% = 9,6\%$$

Por lo tanto el LOI recalculado en (3) sería;

$$\text{CM} - 1; \text{LOI}_{\text{rec}} = \frac{14\% * 7,1\%}{11\%} = 5,53\%$$

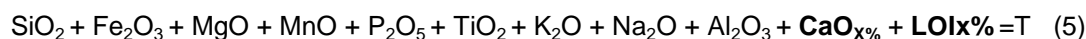
$$\text{CL} - 4; \text{LOI}_{\text{rec}} = \frac{14\% * 9,6\%}{11\%} = 7,48\%$$

Y el $\text{LOI}_{x\%}$ de la ecuación (4) es;

$$\text{CM} - 1; \text{LOI}_{x\%} = 10,4\% - 5,53\% = 4,862\%$$

$$\text{CL} - 4; \text{LOI}_{x\%} = 11,54\% - 7,48\% = 4,052\%$$

Se colocan los valores de porcentajes correspondientes (%) en la ecuación (5) para obtener el resultado de la sumatoria T se reemplaza el valor del $\text{CaO}_{\text{inicial}}$ por el CaO al 5,6% y el LOI inicial por el $\text{LOI}_{x\%}$:



$$\text{CM-1}; T = 87,738\%$$

$$\text{CL-4}; T = 82,358\%$$

Tabla 4. Se muestran los valores originales de los elementos mayores y el cambio en el porcentaje de CaO (5,6%) y su respectivo LOI, para cada una de las muestras.

Muestra	CM-1	CL-4
SiO₂	54,6	47,9
Al₂O₃	11,67	13,62
Fe₂O₃	4,18	3,97
MnO	0,09	0,15
MgO	1,17	1,16
CaO	5,6	5,6
Na₂O	2,44	3,13
K₂O	2,36	1,95
TiO₂	0,53	0,512
P₂O₅	0,21	0,23
LOI	4,86	4,05
T	87,7	82,3

El factor F tomado de la ecuación (6) corresponde a;

$$\text{CM} - 1; F = \frac{100\%}{87,738\%} = 1,139\%$$

$$\text{CL} - 4; F = \frac{100\%}{82,358\%} = 1,214\%$$

Se multiplica el valor F por cada uno de los óxidos y el LOI;

Tabla 5. Se muestra los porcentajes finales una vez multiplicados los valores de la tabla 4 por el factor F.

Muestra	CM-1	CL-4
SiO₂	62,25	58,25
Al₂O₃	13,3	16,53
Fe₂O₃	4,76	4,82
MnO	0,109	0,186
MgO	1,33	1,408
CaO	6,38	6,79
Na₂O	2,78	3,8
K₂O	2,68	2,36
TiO₂	0,6	0,62
P₂O₅	0,23	0,27
LOI	5,51	4,91

A continuación se resume en un gráfico el procedimiento anteriormente descrito, en este diagrama se ubica en el eje x se ubica el porcentaje de LOI y en el eje y el porcentaje de CaO. Las muestras a las cuales se les realizará la corrección de CaO deben ser graficadas sobre el diagrama. Posterior a esto, las muestras deben moverse de forma paralela a la línea CaCO₃ hasta alcanzar la línea con el porcentaje de CaO adecuado (Fig. 4.12). Una línea vertical desde ese punto hacia el eje x indicara el porcentaje de LOI que corresponde al CaO corregido.

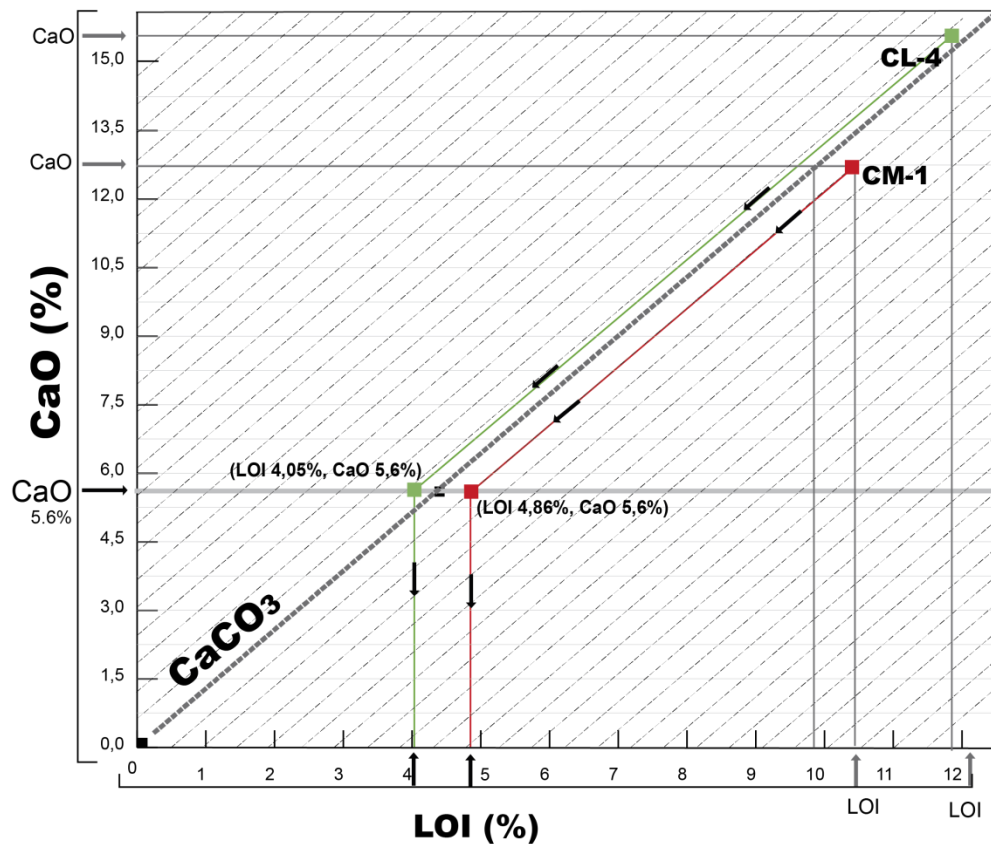


Figura 4. 12. Grafico propuesto para efectuar la corrección del LOI con respecto al CaO deseado.

4.7.5. Consideraciones finales acerca del contenido de CaO con respecto al LOI

Si las muestras son consideradas en su totalidad de origen sedimentario y más aún si consideramos que el total de CaO presente en las rocas sedimentarias proviene de rocas enriquecidas en CaCO_3 , se llega a la conclusión de que hay un excedente de CaO con respecto al LOI disponible para generar el CaCO_3 . El CaO en exceso se interpreta como originario de procesos de alteración de alteración química tales como albitización.

Las muestras de la cuenca del Alto Tunuyán que contienen valores elevados de calcio corresponden a las CL-1, CL-2, CL-9a y CL-12. Este resultado indicaría una fuerte componente sedimentaria calcárea. Por otra parte, las muestras CM-3, CM-5, CL-15, CL-16A, presentan un valor bastante reducido de CaO, lo que se interpretaría como un cambio de procedencia hacia rocas más ácidas o bien un aumento en el contenido del LOI, lo que implicaría un aumento en el aporte de pelitas debido al alto contenido de volátiles producto de la combustión de materia orgánica.

CAPITULO 5

TENDENCIA IGNEA O SEDIMENTARIA EN LA GEOQUIMICA DE ROCA TOTAL

5.1. Geoquímica

5.1.1. Procesos que controlan la composición de las rocas sedimentarias

La composición de las rocas sedimentarias depende de varios factores interrelacionados, los cuales influyen en diferentes grados sobre el producto final. En particular, la composición de la roca fuente está directamente relacionada con la composición química de las rocas detríticas (elementos mayores, trazas, tierras raras e isótopos) y de los cambios que ocurren a lo largo del ciclo sedimentario (Bathia y Crook, 1986; Taylor y MacLennan, 1985; McLennan, 1989). Los procesos, tiempo y distancia de transporte provocan una selección física del material; y finalmente los procesos de diagénesis causan la disolución y la modificación de las fases minerales (Johnsson, 1993; Johnsson et al., 1991; Johnsson 1993; Morton y Hallsworth, 1999). Además la meteorización química causa un debilitamiento de los minerales originalmente inestables presentes en la roca fuente, debido a la disolución selectiva causando un incremento relativo del mineral más estable. La meteorización química está directamente relacionada con el relieve del área fuente y la humedad (Johnsson 1993; Morton y Hallsworth, 1999). Otro factor está relacionado al clima el cual favorece la lixiviación de las rocas sedimentarias menos estables y un enriquecimiento de los minerales más resistentes (Potter, 1978a, b; Franzinelli, 1983; Morton y Hallsworth 1999). Otros factores involucrados en el análisis de procedencia son los procesos de selección, disolución y los cambios que se producen durante la diagénesis. Varios elementos, especialmente feldespatos y litoclastos se disuelven de forma selectiva que sustituyen por arcilla, carbonatos, óxidos y otros minerales autigénicos cuando están en contacto con líquidos reactivos durante la diagénesis (McDonald y Surdam, 1984; McBride 1985, Morton y Hallsworth, 1999).

5.2. Generalidades

La concentración de elementos mayores ha sido corregida al 5,6% de CaO de acuerdo a la explicación del capítulo anterior. La proyección de estos datos en un formato de variación muestra que los elementos mantienen la proporción original entre ellos a pesar de la corrección del porcentaje original (Fig. 5.1).

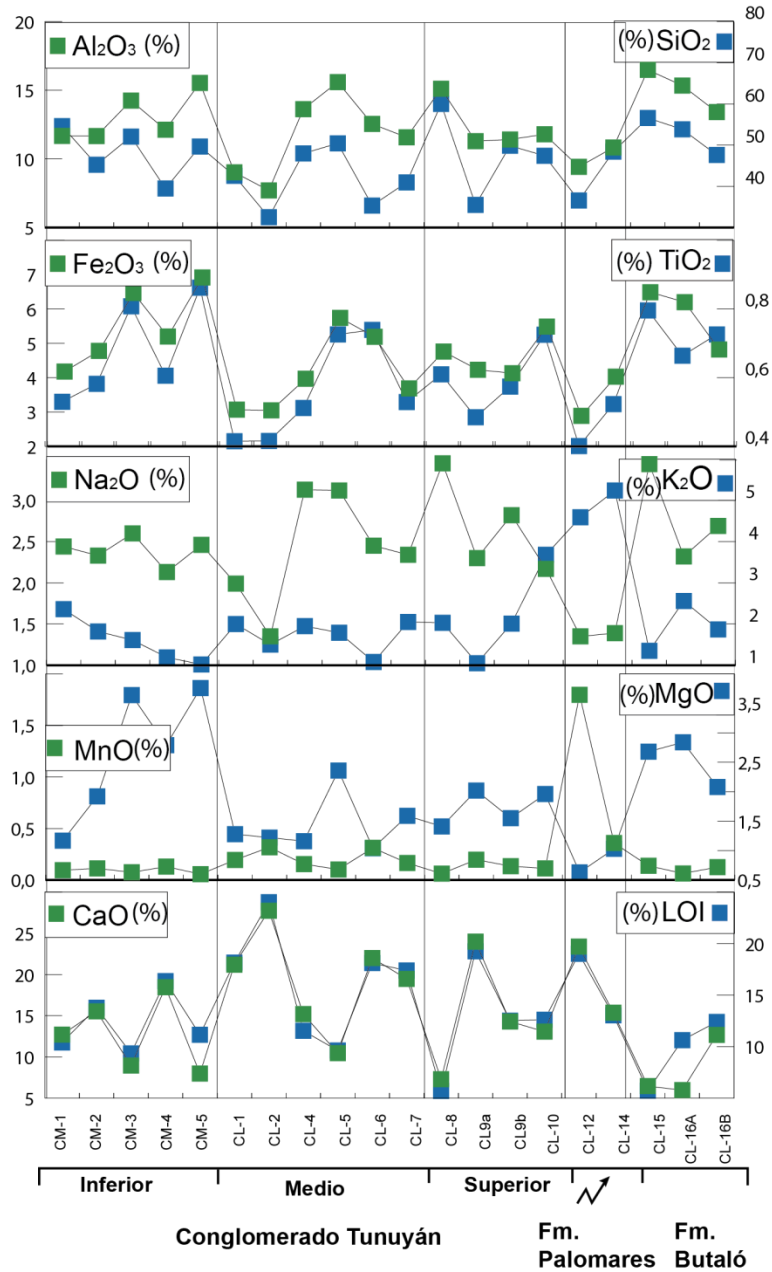


Figura 5. 1. Diagramas de variación a lo largo de la cuenca del Alto Tunuyán, donde se muestran los porcentajes relativos de cada uno de los elementos mayores y su dispersión con base en el CaO al 5,6%.

Las concentraciones de CaO y SiO₂ son heterogéneas en toda la secuencia, presentando progresiones de aumento y disminución inversas entre ellas (Fig. 5.1). Destaca en las rocas sedimentarias de los niveles inferiores del Conglomerado Tunuyán (CM-1 a CM-5) una tendencia decreciente en la concentración de SiO₂ (Fig. 5.1) y a diferencia de los niveles inferiores, que muestran una relación directa entre K₂O y Na₂O, en los niveles medios y superiores esta relación es inversa.

Las concentraciones de Na₂O se mantienen elevadas en toda la sucesión. Sin embargo, la concentración promedio en los niveles inferiores del Conglomerado Tunuyán es más baja que aquella de los niveles medios. En los niveles superiores y hasta la Formación Palomares el Na₂O disminuye drásticamente. Esta disminución está directamente relacionada a un aumento sustancial de K₂O (Fig. 5.1).

Las concentraciones de Al₂O₃, MgO, Fe₂O₃ y TiO₂ y P₂O₅ aumentan progresivamente en las muestras de los niveles inferiores (CM-1 a CM-5). Sin embargo, al pasar a la parte basal de los niveles medios del Conglomerado Tunuyán (CL-1 a CL-7) existe una fuerte disminución en estos elementos y luego la sucesión muestra patrones heterogéneos para estos elementos. Las concentraciones de MnO se mantienen bajas y ligeramente heterogéneas pero sin una relación clara con otros elementos.

Las muestras de la Formación Palomares (CL-12 y CL-14) presentan concentraciones que se diferencian de las tendencias del Conglomerado Tunuyán y de la Formación Butaló. Destacan principalmente la disminución en Na₂O, TiO₂, MgO y Fe₂O₃ (y P₂O₅) y un aumento significativo en K₂O (Fig. 5.1). En particular, hay una alta concentración de MnO en la muestra CL-12, la cual es anómala con respecto a su concentración promedio en el resto de la sucesión.

Las muestras de la Formación Butaló (CL-15 a CL-16B) presentan concentraciones de elemento comparables a las muestras del Conglomerado Tunuyán. Tienen una buena correlación entre SiO₂, Fe₂O₃ y MgO. Destaca también la correlación negativa entre K₂O y Na₂O asociada a una alta concentración de CaO de la muestra CL-16A.

5.3. Cocientes geoquímicos entre elementos mayoritarios

La relación de cociente entre los elementos mayoritarios es una herramienta importante para la caracterización composicional de las rocas.

La relación SiO₂/Al₂O₃ (Fig. 5.2), fue utilizada como un indicador de madurez mineralógica en las areniscas y como un indicador del tamaño de grano de las rocas sedimentarias (Pettijohn et al., 1987; Herron, 1988). La madurez de las areniscas es mayor a medida que se incrementa el contenido de cuarzo respecto a feldespatos, minerales máficos y fragmentos líticos (Dingle y Lavelle, 1998, 2000;

Roser et al., 1996). Por lo tanto valores superiores a 1 indican predominio de SiO_2 e indica sedimentos con alta madurez composicional. Las rocas sedimentarias de la cuenca del Alto Tunuyán muestran un valor promedio de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de 3,75 lo que sugiere se tratan en general de sedimentos maduros (Fig. 5.2).

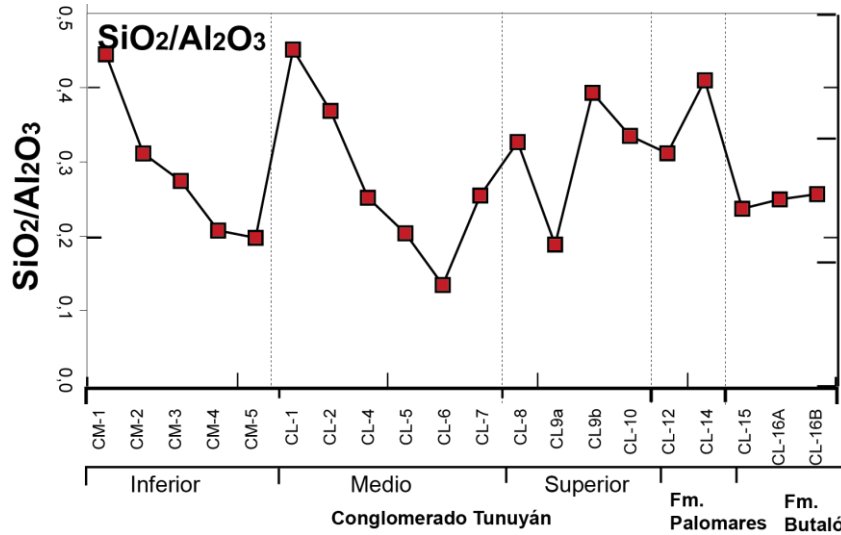


Figura 5. 2. Relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, se observan variaciones cíclicas en los diferentes niveles estratigráficos lo que refleja cambios en la madures composicional.

Esta relación se traza de manera cíclica de mayor a menor en los niveles inferior y medio del Conglomerado Tunuyán y aleatoria para los demás niveles estratigráficos. El alto cociente en la parte baja de cada nivel del Conglomerado Tunuyán posiblemente refleja la madurez mineralógica de dichas muestras.

El cociente $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (Fig. 5.3), según Spalletti et al. (1993), muestra un patrón similar al que desarrollan los fragmentos volcánicos y las plagioclasas en las areniscas, reflejando así la existencia de fenómenos volcánicos. Esta relación en las rocas sedimentarias de la cuenca del Alto Tunuyán es baja por lo general menor a 1 (Fig. 5.3). Los cocientes menores a 1 indicarían un predominio de las plagioclasas en relación con los feldespatos potásicos. En base a este cociente se interpreta que en las rocas sedimentarias del Conglomerado Tunuyán habría un aporte significativo de material volcánico básico a intermedio. En la Formación Palomares esta relación es mayor a 1, lo que indica un predominio de feldespatos potásicos en relación con las plagioclasa y por consiguiente un cambio en la fuente de aporte a rocas con afinidad más félsica. La Formación Butaló muestra valores aleatorios lo que podría sugerir dos fuentes de aporte distintas (Fig. 5.3).

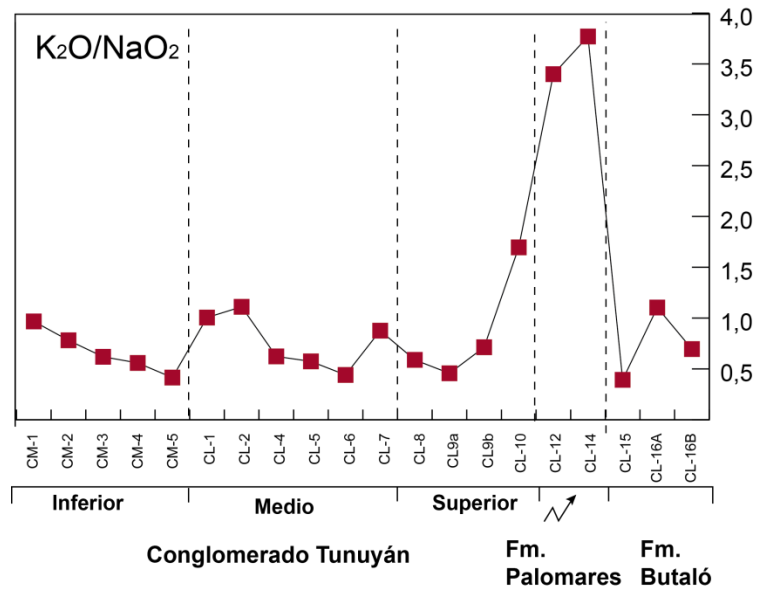


Figura 5. 3. Relación K_2O/Na_2O , se observan variaciones cíclicas en los diferentes niveles estratigráficos lo que refleja cambio en la composición del área de aporte.

El cociente Fe_2O_3/K_2O (Fig. 5.4) puede ser utilizado como un indicador de estabilidad mineralógica, pues representa la relación existente entre los fragmentos líticos y los feldespatos (Herron, 1988). El cuarzo, los feldespatos potásicos y las micas, en especial la muscovita, son los minerales más estables en los ambientes sedimentarios, mientras que los fragmentos líticos con minerales de Fe y Mg son los menos estables en estos ambientes.

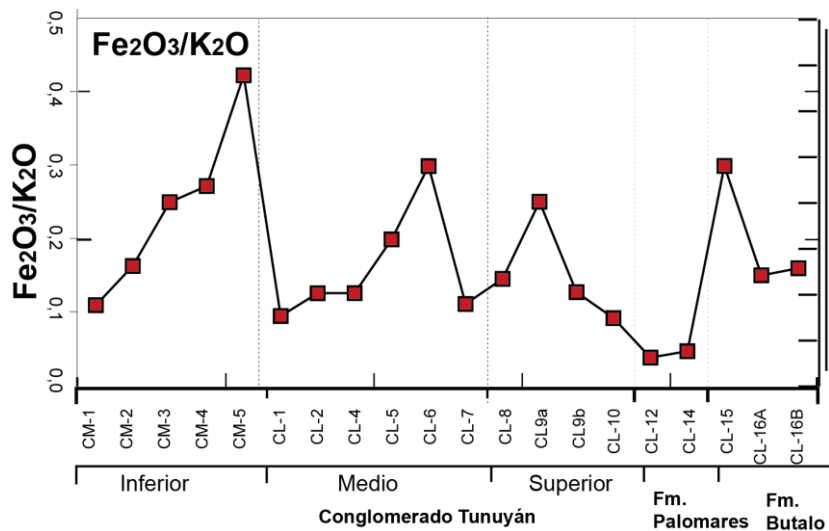


Figura 5. 4. Relación Fe_2O_3/K_2O , se observan variaciones cíclicas en los diferentes niveles estratigráficos lo que refleja cambios en la estabilidad mineralógica.

El análisis de las muestras revela valores relativamente bajos para la mayoría de las muestras lo que indicaría estabilidad mineralógica. Destacan las muestras CM-3, CM-4, CM-5, CL-6, CL-9a y CL-15 con un contenido de Fe_2O_3 mayor al promedio, este hecho sería un indicativo de la presencia de minerales ricos en Fe, como óxidos y minerales arcillas propias de pelitas.

5.4. Elementos trazas y tierras raras

La concentración de los elementos traza en las rocas sedimentarias es el resultado de la influencia de la roca fuente, la meteorización, la diagénesis y la selección de las rocas sedimentarias; sin embargo, su concentración en las rocas sedimentarias depende principalmente de su procedencia (Rollinson, 1993). Esto se debe a que muchos de los elementos traza son extremadamente insolubles en soluciones acuosas y tienden a ser transferidos desde las rocas de aporte a las rocas sedimentarias sin sufrir un significativo fraccionamiento; además, poseen una relativa baja movilidad durante la meteorización, el transporte y la diagénesis (Rollinson, 1993; Lee, 2002). Es así como los elementos traza reflejan la composición de la roca fuente y pueden ser utilizados para identificar procesos geoquímicos particulares y para establecer la procedencia de las rocas sedimentarias (Taylor y McLennan, 1985; Rollinson, 1993).

5.4.1. REE

Las concentraciones de los elementos de tierras raras (REE, *Rare Earth Elements*) se graficaron normalizadas al meteorito tipo condrito, utilizando los valores establecidos por Taylor y McLennan (1985). Como referencia se han tomado los valores del promedio de Pelitas post Arqueanas (PAAS) y los valores de la Corteza Continental Superior (UCC), también establecidos por los mismos autores (Fig. 5.5). Las REE son divididas en elementos de tierras raras livianas (LREE; La–Eu) y elementos de tierras raras pesadas (HREE; Gd–Lu).

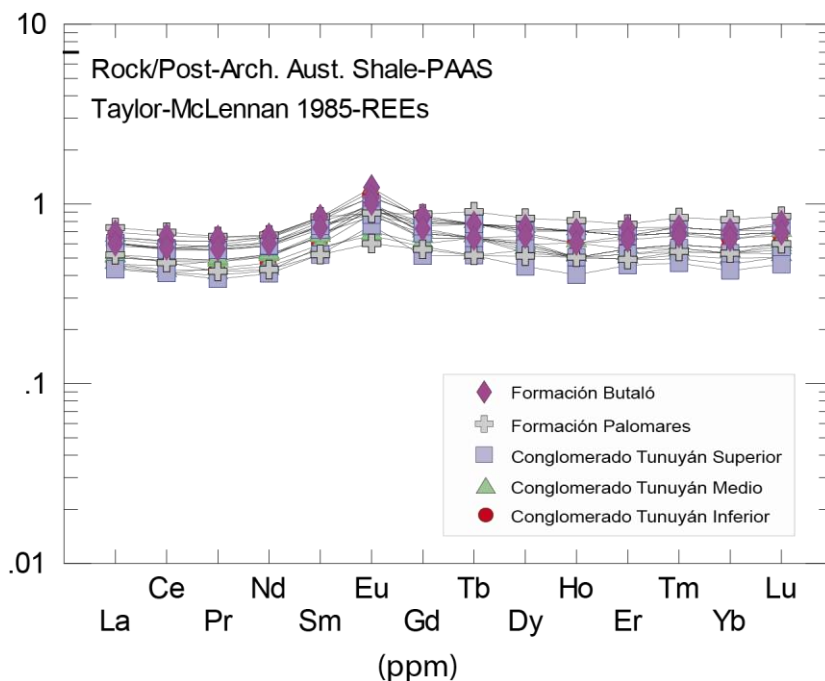


Figura 5. 5. Concentraciones de REE normalizadas al meteorito tipo Condrito, utilizando según Taylor y McLennan, 1985 y los valores del promedio de Pelitas post Arqueanas (PAAS). Se observa en todas las muestras una fuerte anomalía de Eu.

La tendencia general observada demuestra que las mayores concentraciones absolutas de REE se relacionan con los valores más altos de SiO_2 . Además, la anomalía en Eu en todas las muestras indicaría un aporte constante de rocas volcánicas ricas en plagioclasa durante la selección sedimentaria (McLennan, 1989).

Sin embargo, la presencia de detritos de composición máfica o la concentración de fases ricas en Eu como la epidota, conducen al mismo resultado (Campos Álvarez y Roser, 2007) (Fig. 5.5). Adicionalmente relaciones entre elementos incompatibles con compatibles se emplean para diferenciar los componentes félsicos de los máficos (McLennan et al., 1983, 1990; Taylor y McLennan 1985; Wronkiewicz y Condie 1990; Cullers 1994; Cox et al., 1995; Fedo et al., 1995; Cullers y Berendsen 1998; Yan et al., 2000). Ligado a esto, los patrones de REE se han empleado para inferir las fuentes de las rocas sedimentarias, desde rocas básicas, que muestran un bajo cociente de LREE/HREE (Fig. 5.6) sin anomalías de Eu, hasta rocas silíceas que usualmente presentan altos cociente de LHREE/HREE y anomalías negativas de Eu (e.g., Culler y Graf, 1983) (Taylor y McLennan, 1985; Wronkiewicz y Condie, 1987, 1989).

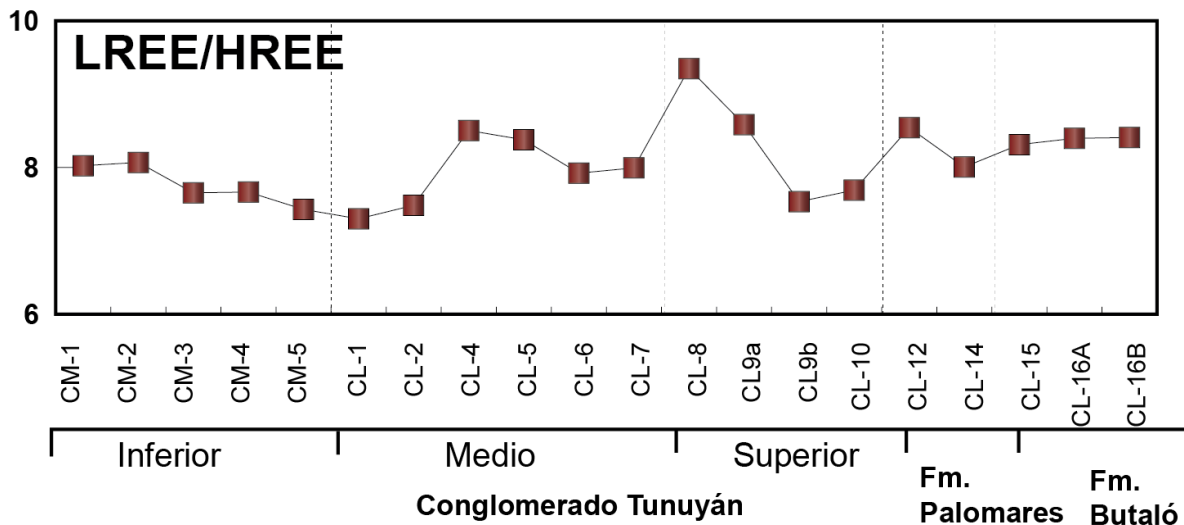


Figura 5. 6. Diagrama de variación a lo largo de la cuenca del Alto Tunuyán mostrando la relación LREE/HREE para las muestras estudiadas.

Todas las muestras presentan valores similares en el cocientes LREE/HREE, cuyo promedio es de 8. Destacan las muestras CM-5, CL-1, CL-2 y CL-9b ligeramente por debajo del promedio las cuales indicarían un aporte de rocas con alto contenido de HREE, tales como rocas máficas o sedimentos retrabajados. Las muestras CL-4, CL-5, CL-9a, CL-15 y sobre todo la CL-8 por encima del promedio indicarían un mayor aporte de material félsico.

5.4.2. Co/Th

Gu et al. (2002) señalan un valor Co/Th de 1,27 para separar las afinidades ácidas de las intermedias a básicas. Valores inferiores a 1,27 señalan una composición ácida del área fuente, mientras que valores superiores indican procedencia intermedia a básica. Una roca andesítica posee un cociente entre 7 y 10, mientras que en un basalto el cociente es cercano a 20 (Gu et al., 2002). La razón Co/Th en las muestras de la cuenca del Alto Tunuyán (Fig. 5.7) varía entre 0.1 y 5.6, indicando una tendencia más ácida a las mostradas por las andesitas, quizás riolitas o dacitas. Las muestras correspondientes a la base del nivel inferior (CM-1, CM-2), la base del nivel medio (CL-1, CL-2) y el nivel superior completo (CL-7, CL-8, CL-9a, CL-10) del Conglomerado Tunuyán, al igual que la Formación Palomares (CL-12, CL-14) muestran una afinidad más ácida mientras que las demás muestras indican un tendencia intermedia (Fig. 5.7).

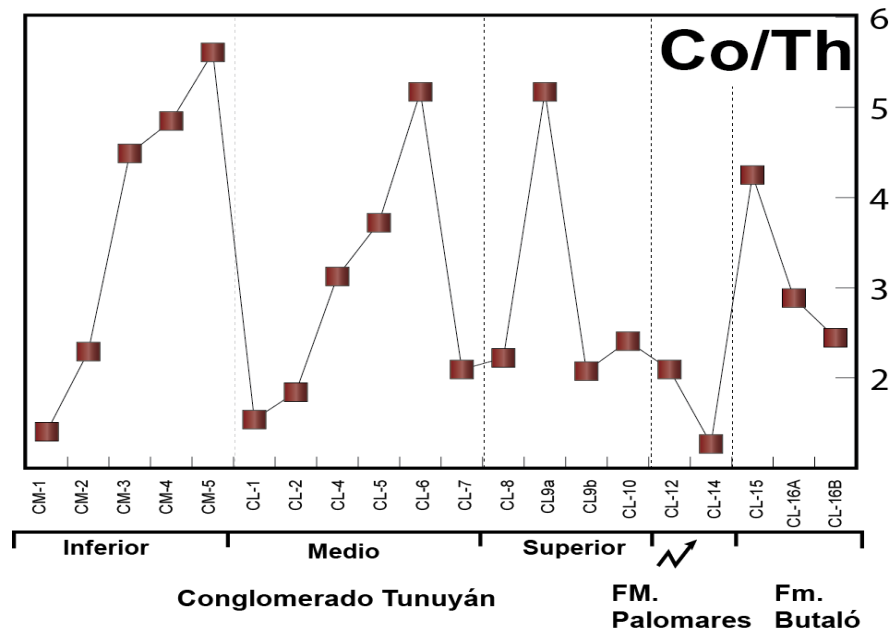


Figura 5. 7. Diagrama que muestra el cociente Co/Th para las muestras estudiadas. Se observan variaciones cíclicas en los diferentes niveles estratigráficos lo que refleja cambios en la afinidad acida-básica de las rocas fuente.

5.4.3. ΣREE

La ΣREE en las muestras estudiadas varía entre 77,6 y 131,5 ppm, con un promedio de 102,7 ppm (Fig. 5.8). Las rocas sedimentarias de la cuenca del Alto Tunuyán muestran un enriquecimiento relativo de REE en las muestras CM-1, CM-2, CM-3, CL-5, CL-14, CL-15, CL-16a. Estos valores altos están relacionados con aportes de rocas félsicas (Campos Álvarez y Roser, 2007) o de rocas con un importante retrabajo (Zimmermann y Spalletti, 2005).

En el patrón observado las altas concentraciones de REE indicarían una concentración de minerales formados por meteorización como los minerales arcilla. Sin embargo esta concentración de REE puede deberse a rocas de grano más fino tendrán a poseer mayores concentraciones de REE que las rocas con grano más grueso (McLennan, 1989; Cullers, 2000).

Este patrón reforzaría lo expuesto en los gráficos anteriores donde se observa una marcada tendencia de aporte de rocas sedimentarias de grano fino tipo pelitas en el nivel inferior del Conglomerado Tunuyán. Sin embargo la tendencia con respecto a los demás niveles y unidades de la Cuenca del Alto Tunuyán observada en los patrones y gráficos anteriores se pierde, quizás debido a la mezcla de distintas fuentes que se irían generando aporte hacia la cuenca.

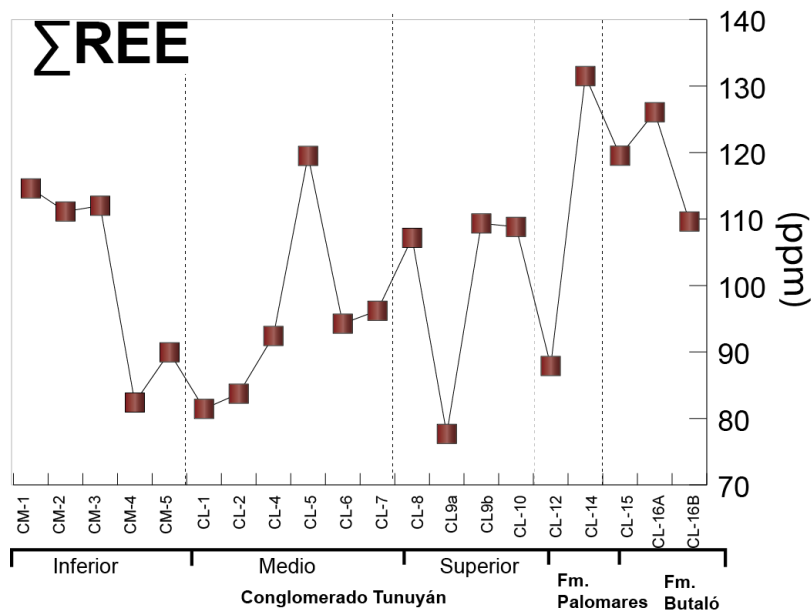


Figura 5. 8. Sumatoria de REE, se observan variaciones cíclicas en los diferentes niveles estratigráficos lo que refleja cambios en cuanto al grado de meteorización y tamaño de grano de las rocas sedimentarias.

5.5. Clasificación de las características volcánicas de las rocas sedimentarias y ambiente tectónico

Diferentes autores se han interesado en la definición de los rasgos geoquímicos de las rocas sedimentarias en términos de ambiente tectónico utilizando elementos principales. Dos diagramas de discriminación importantes para establecer el marco tectónico en el cual se generaron las rocas sedimentarias es el propuesto por Bhatia (1983) y por Roser y Korsch (1986) quienes establecieron una manera de discriminar los diferentes ambientes tectónicos utilizando elementos mayores.

5.5.1. Discriminación de sedimentos según Bhatia (1983)

Bhatia (1983) propuso el diagrama $(Fe_2O_3t + MgO)$ vs. TiO_2 , el cual es útil para establecer la proveniencia de sedimentos desde un arco oceánico, arco continental, margen continental activo o margen pasivo. Este gráfico mediante estos elementos diferencia entre sedimentos de un polo más félsico y uno más básico (Fig. 5.9).

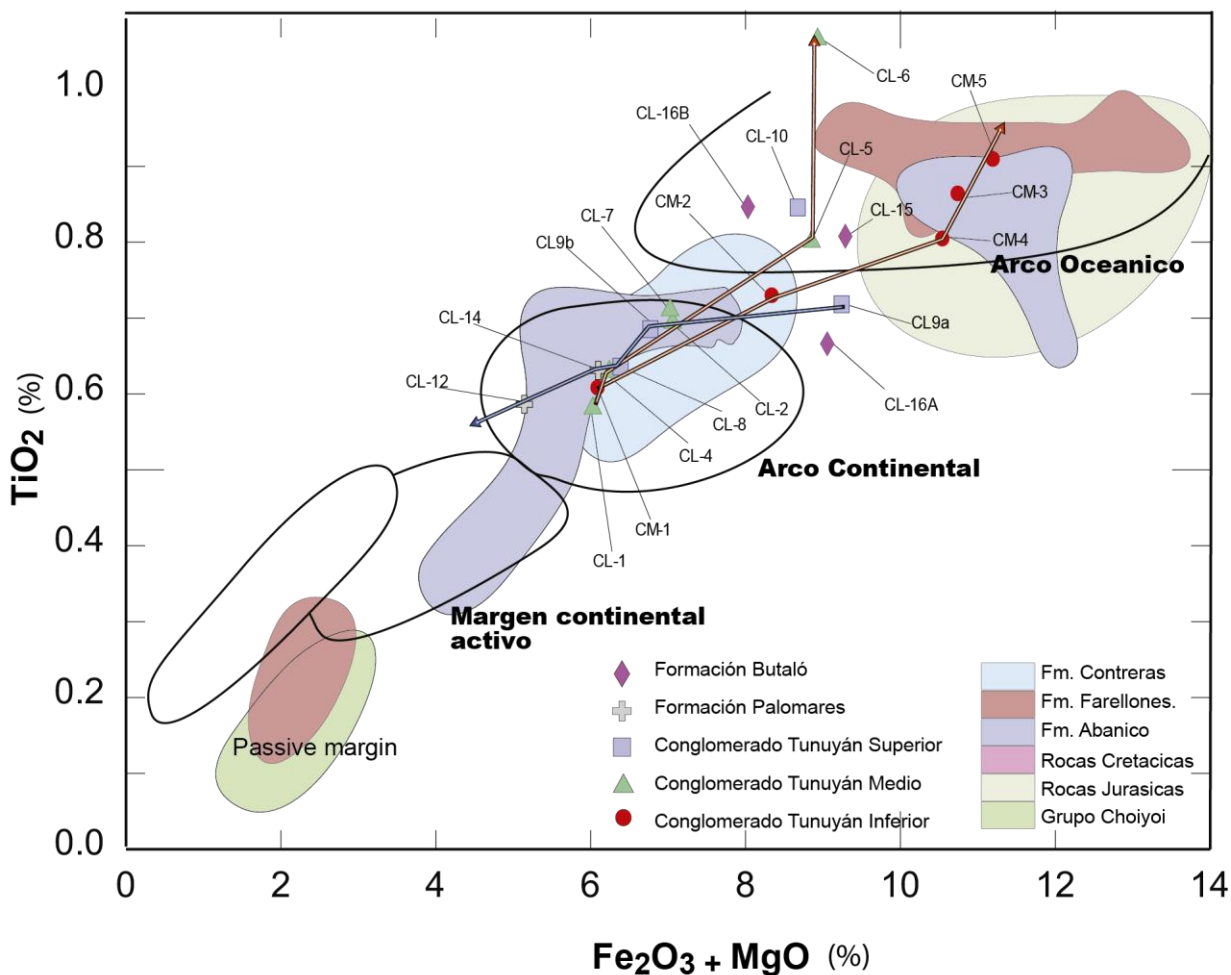


Figura 5. 9. Diagrama ($Fe_2O_3 + MgO$) vs. TiO_2 propuesto por Bhatia (1983), para ambientes tectónicos.

Las muestras de toda la sucesión se ubican en un ambiente entre arco oceánico y arco continental. Las muestras de la Formación Palomares y de los niveles medios del Conglomerado Tunuyán que tienen una mayor tendencia hacia arco continental provendrían de rocas más félsicas con una menor concentración de los elementos analizados (Ti, Fe+Mg). La Formación Butaló y los niveles inferiores y superiores del Conglomerado Tunuyán tienen una mayor tendencia hacia arco oceánico (Fig. 5.9), lo cual reflejaría un carácter más inmaduro de las rocas sedimentarias relacionado posiblemente a una proveniencia desde rocas más máficas con mayor concentración de Ti, Fe y Mg.

Se puede realizar una comparación de las muestras de la cuenca del Alto Tunuyán con las posibles rocas fuentes, graficando estas últimas en los diagramas de discriminación propuestos por Bhatia (1983) (Fig. 5.9). En cuanto a las tendencias observadas, el nivel inferior y medio del Conglomerado Tunuyán muestran una preferencia a desplazarse desde el campo de arco continental hacia el arco de islas. Esta disposición es un indicativo de un cambio de fuente el cual sería cíclico y con aporte de sedimentos con

una baja concentración de Fe y Mg a sedimentos con una alta concentración de éstos. El nivel superior y la Formación Butaló mostrarían una tendencia inversa la cual iría del campo de arco de islas al arco continental, mostrando un empobrecimiento de elementos mayores. En cuanto a la Formación Butaló esta se mantiene estable y solo presenta un ligero aumento en el contenido de TiO_2 .

5.5.2. Discriminación de sedimentos, según Roser y Korsch (1986)

Otro diagrama discriminante interesante para ambientes tectónicos es el $\log(K_2O/Na_2O)$ vs. SiO_2 propuesto por Roser y Korsch (1986). Este gráfico fue elaborado para areniscas y también fangolitas a diferencia del de Bathia (1983) que es adecuado solo para areniscas (Fig. 5.10).

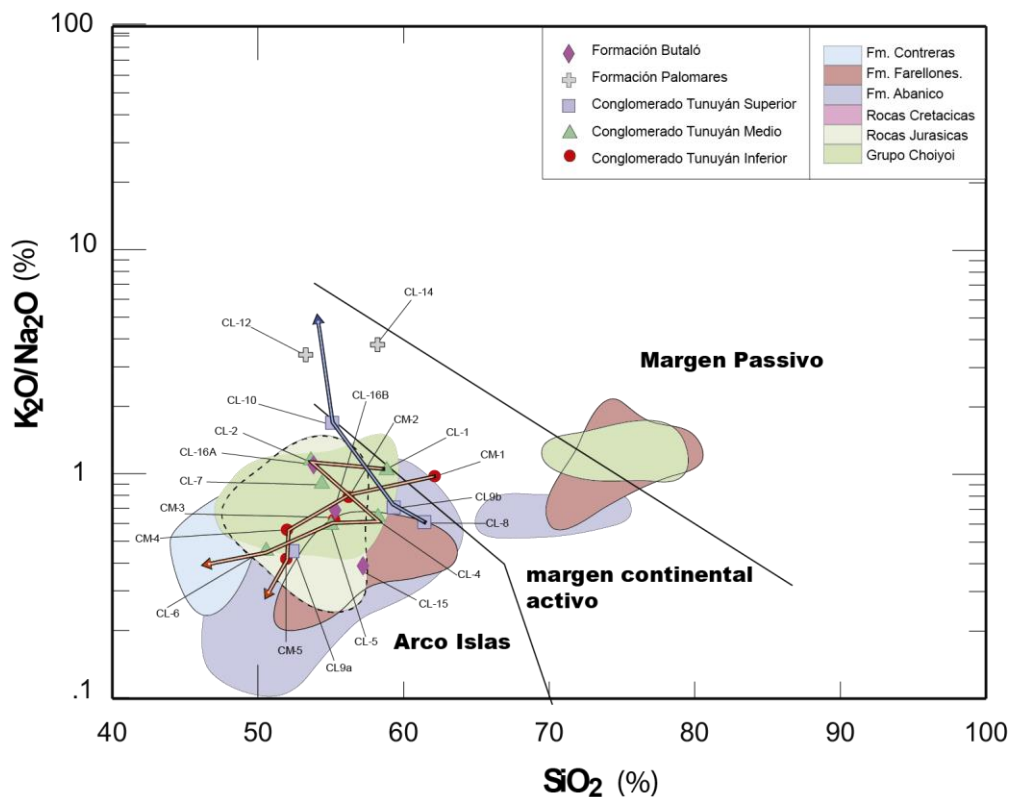


Figura 5. 10. Diagrama (K_2O/Na_2O) vs. SiO_2 propuesto por Roser y Korsch (1986) para discriminar entre ambientes tectónicos.

En este diagrama casi todas las muestras de la sucesión caen en el campo de arco de islas (Fig. 5.10), salvo las muestras de la Formación Palomares. Nuevamente se observa que la muestra CL-10 del estrato más superior del Conglomerado Tunuyán cae en el límite de ambos campos, posiblemente indicando una transición entre esta unidad y la Formación Palomares. Esto es avalado por la progresión de menor a mayor valor en el cociente K_2O/Na_2O para las muestras CL-9a, CL-9b y CL-10, lo cual sugiere una progresión de aporte de rocas ígneas. Volvemos a notar la tendencia progresiva desde CM-1 a CM-5 de

los niveles inferiores del Conglomerado Tunuyán desde rocas fuente ígneas menos a más diferenciadas, i.e., de más a menos SiO_2 y una relativa disminución del cociente $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, pasando de margen continental activo (CM-1) a arco de isla (CM-2 a CM-5). En cuanto a las tendencias observadas, el nivel inferior y medio del Conglomerado Tunuyán se desplazaría desde un límite cercano al margen continental activo hacia el arco de islas. Esto sería una evidencia de empobrecimiento en el contenido de SiO_2 , el cual podría darse por el aporte predominante de material con una alta afinidad sedimentaria. Mientras que para el nivel superior del Conglomerado Tunuyán y la Formación Palomares esta tendencia es inversa desplazándose desde un arco de islas hacia el margen continental activo. Este hecho evidencia un aumento en cuanto al contenido de rocas con una fuerte afinidad ígnea enriquecidas en SiO_2 .

Al comparar las rocas sedimentarias de la cuenca del Alto Tunuyán con las rocas ígneas de las potenciales rocas fuente, se observa como las muestras del Conglomerado Tunuyán al igual que la Formación Butaló no presentan una tendencia definida. Las relaciones de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ bajas a intermedias, pueden interpretarse como indicadoras de condiciones tectónicas y tectono-sedimentarias activas, al mismo tiempo las relaciones bajas también reflejan la existencia de fenómenos volcánicos (Spalletti et al., 1993a).

5.6. Diagramas de clasificación de rocas sedimentarias

Como método de clasificación de las rocas estudiadas se utilizó el diagrama binario de Pettijohn et al. (1987) para areniscas, el cual se basa en el logaritmo de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus el logaritmo de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (Fig. 5.11). Este diagrama utiliza la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ como un índice químico de madurez mineralógica, permitiendo discriminar rocas de composición silíceas (areniscas cuarzosas), rocas de composición intermedia (subarcosas y sublitoarenitas) y rocas de composición aluminosa (areniscas líticas y wackas). El segundo parámetro ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$) es empleado como un discriminador entre graywackas ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$) y arcosas ($\text{Na}_2\text{O} < \text{K}_2\text{O}$) (Fig. 5.11).

Las rocas sedimentarias de la sucesión de la cuenca del Alto Tunuyán son clasificadas como graywackas, litarenitas y arcosas en el diagrama de clasificación de Pettijohn et al. (1972) (Fig. 5.11). Las rocas sedimentarias del Conglomerado Tunuyán poseen un cambio progresivo de litarenitas a graywackas para los niveles inferiores (CM-1 a CM-5). La distribución es heterogénea en las rocas sedimentarias del nivel medio y superior.

La Formación Palomares está claramente posicionada dentro del campo de las arcosas. La Formación Butaló muestra una transición de graywackas a litarenitas desde la base hacia el techo de la misma. Para el Conglomerado Tunuyán se aprecia un aumento en la razón de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ en el nivel inferior; para el

resto de la unidad esta razón es variable. La Formación Palomares tiene un bajo cociente de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ en comparación con las demás muestras de la cuenca del Alto Tunuyán.

La Formación Butaló muestra un incremento paulatino en la razón $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ de la base al techo (Fig. 5.11). Estos resultados indican, en líneas generales, que las rocas sedimentarias de la cuenca del Alto Tunuyán poseen una relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ baja y relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ elevadas indicando baja madurez mineralógica y escasa proporción de feldespato K.

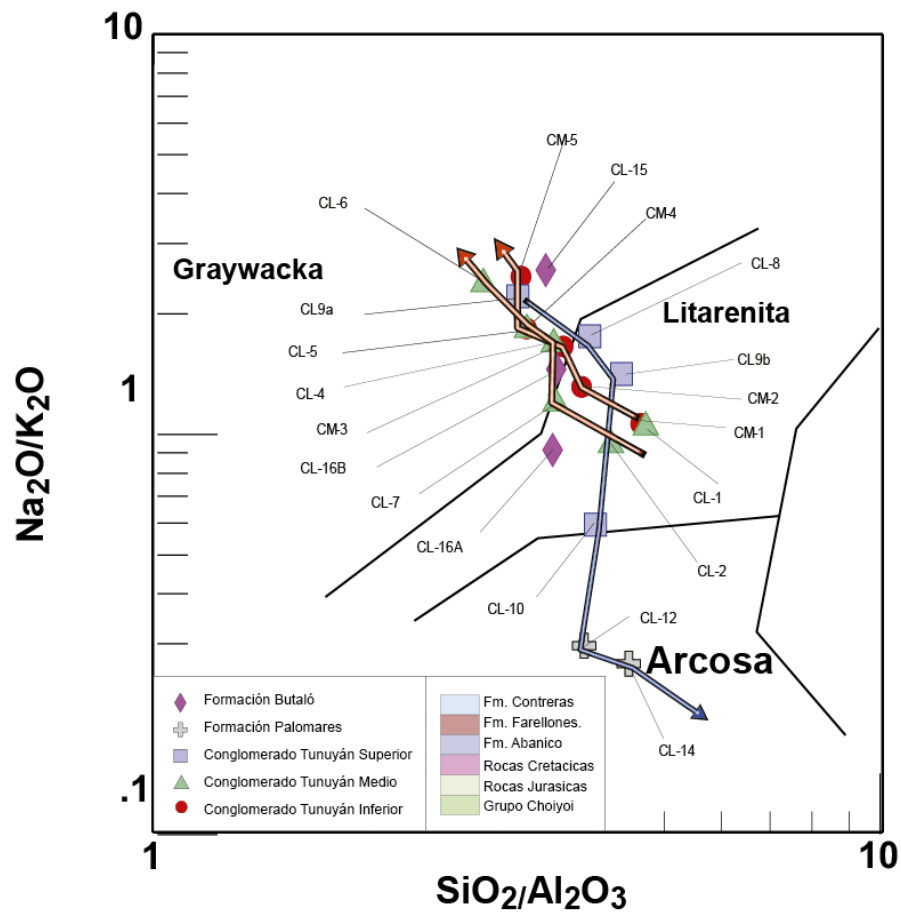


Figura 5. 11. Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ de Pettijohn et al. (1987) para clasificación para rocas sedimentaria.

Moine et al. (1974) propuso un diagrama de discriminación creado para protolitos metamórficos Na/Al vs. K/Al (Fig. 5.12) el cual elimina la influencia de cuarzo y carbonatos e indica la naturaleza y abundancia de feldespatos (albita feldespato-K) en comparación con los filosilicatos. Este diagrama fue usado para el análisis de proveniencia de rocas sedimentarias por Pinto (2003) mostrando excelentes resultados de discriminación. En este diagrama las muestras estudiadas son clasificadas como graywackas.

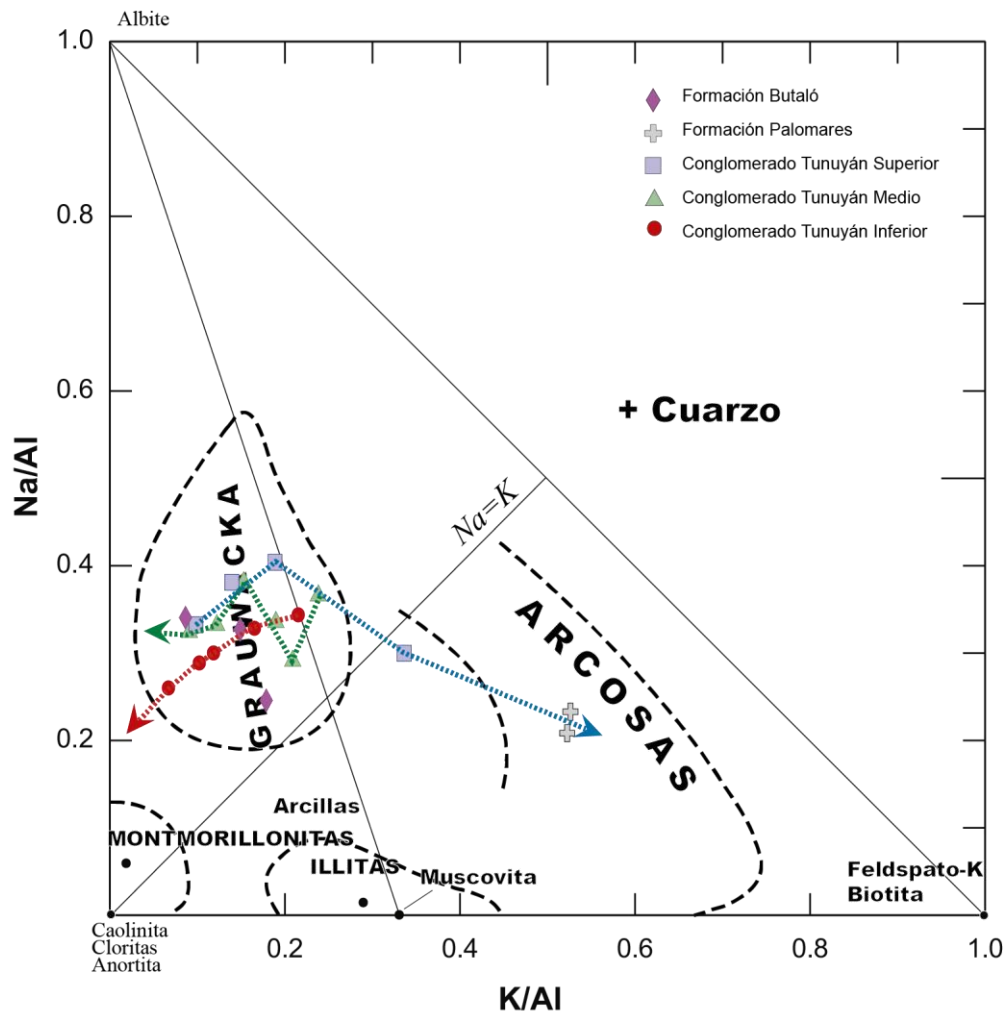


Figura 5. 12. Diagrama Na/Al vs. K/Al propuesto por Moine et al. (1974) para protolitos metamórficos, el cual ha sido aplicado para análisis de proveniencia de rocas sedimentarias (Pinto, 2003).

En el diagrama se destaca una disminución gradual de los cocientes de K/Al y Na/Al en el nivel inferior y medio del Conglomerado Tunuyán de base a techo (Fig. 5.13), marcando una tendencia hacia el polo de los minerales arcilla. Esto se interpreta como un incremento en el aporte de material volcánico con un predominio de rocas poco retrabajadas. Las muestras del nivel superior de Conglomerado Tunuyán al igual que la Formación Butaló muestran una tendencia a desplazarse hacia el polo de las illitas, lo que sugeriría un mayor retrabajo en los sedimentos o un incremento de sedimentos con alto contenido de feldespato K. La Formación Palomares se desplaza con una tendencia bastante clara hacia el polo de los feldespatos-K, esto sugiere un mayor aporte de rocas ígneas ácidas.

También se utilizó la clasificación propuesta por Herron (1988) aplicable tanto a pelitas como a areniscas, donde se consideran tres parámetros; el logaritmo de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ versus el logaritmo de $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ y el

contenido de CaO total que actúa como una variable independiente y no es representado en el gráfico (Fig. 5.13). Como se mencionó anteriormente, la relación $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ es empleada como un índice de madurez mineralógica en las areniscas, permitiendo diferenciar entre los tipos de rocas fuente. Además, posee un significado textural, ya que permite distinguir entre pelitas y areniscas.

Por su parte, el parámetro $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ actúa como un factor discriminante entre areniscas líticas y areniscas feldespáticas, pudiendo ser utilizado como un indicador de estabilidad mineralógica. Los valores muy altos de esta relación indican altas concentraciones de minerales contenidos de hierro tanto en pelitas como en areniscas. Por otro lado, el contenido de CaO total discrimina entre sedimentos no calcáreos ($\text{CaO} < 4\%$), calcáreos ($\text{CaO} 4\text{-}15\%$) y carbonáticos ($\text{CaO} > 15\%$).

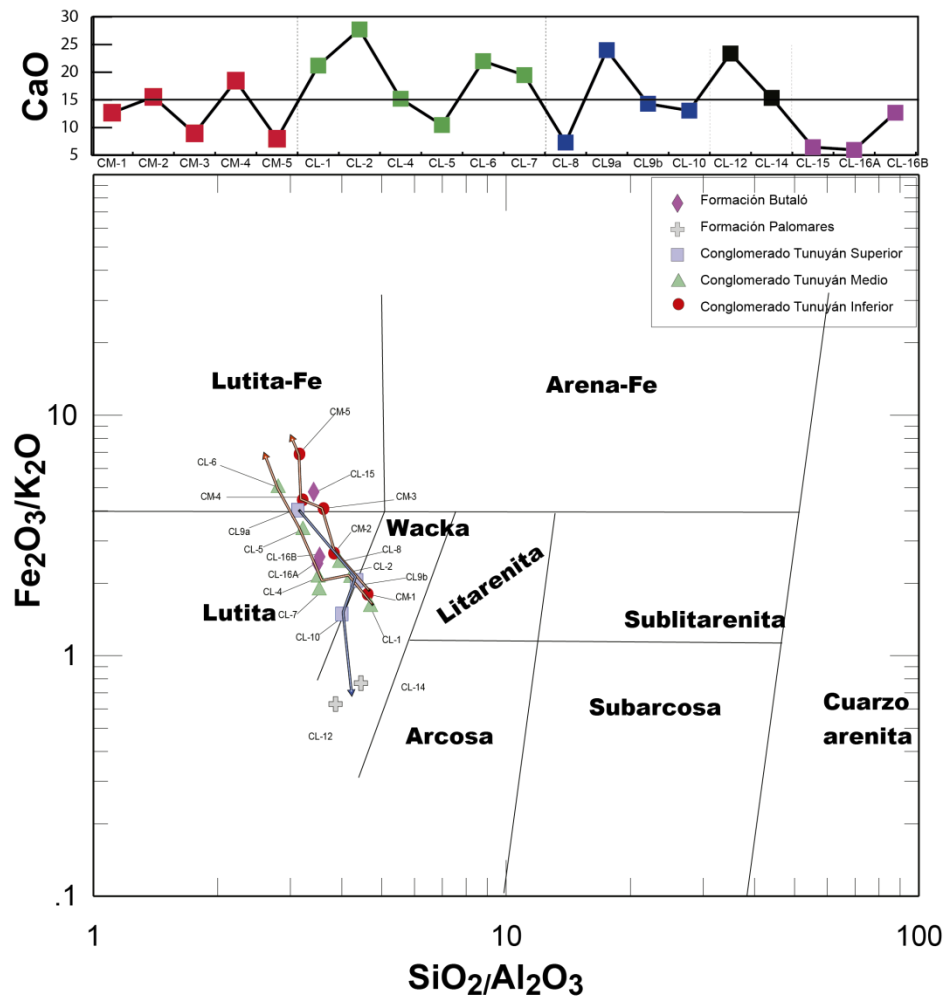


Figura 5. 13. Diagrama $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ propuesto por Herron (1988) para pelitas areniscas. Sobre este se encuentra el diagrama de variación del CaO.

Las rocas sedimentarias de la cuenca del Alto Tunuyán se ubican dentro de la clasificación pelitas y en menor medida como wackas. Las muestras CM-5, CM-4, CL-6 y CL-15 corresponden a pelitas ricas en hierro. Esta distribución, con relaciones $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ menor a 10, evidencia la baja madurez mineralógica que poseen las areniscas del grupo, debido a la presencia de matriz o pseudomatriz (enriquecimiento en Al_2O_3) en las mismas, desplazándolas hacia el campo de las pelitas. Las relaciones $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ relativamente altas (~ 1), reflejan la baja estabilidad mineralógica en las areniscas debido al elevado contenido de fragmentos líticos, los cuales poseen minerales inestables ricos en hierro y en magnesio. Los altos contenidos de CaO (original) entre 4%-15% presente en las muestras clasificadas como pelitas y pelitas ricas en hierro sugieren que el calcio presente se encuentra disperso en la matriz.

El diagrama $\text{K}/(\text{Al}-\text{Na})$ frente a $(\text{Fe} + \text{Mg})/(\text{Al}-\text{Na})$ (Fig. 5.14) propuesto por Poxeddu et al. (1984) elimina la influencia de albita (pero no feldspato K), cuarzo y carbonatos. Los puntos representativos de los principales grupos de filosilicatos (caolinita, montmorillonita, illita y clorita) están claramente separados.

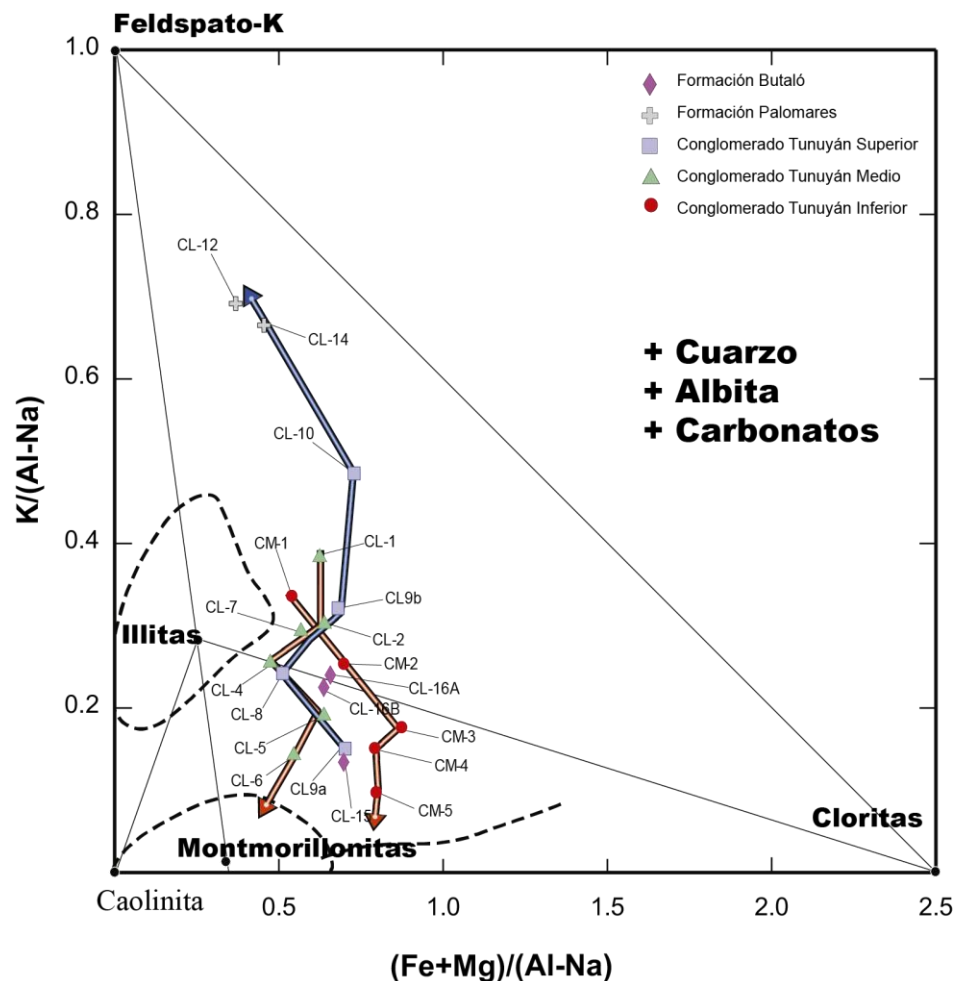


Figura 5. 14. El diagrama $\text{K}/(\text{Al}-\text{Na})$ vs $(\text{Fe} + \text{Mg})/(\text{Al}-\text{Na})$ propuesto por Puxeddu et al. (1984).

En el Conglomerado Tunuyán, el nivel inferior (CM-1 a CM-5) y el nivel medio (CL-1 a CL-7) presentan una progresión de un sector enriquecido en feldespato K a uno empobrecido. Caso contrario al nivel superior (CL-8 a CL-10) y a la Formación Palomares, donde la progresión se da del sector empobrecido al enriquecido. La Formación Butaló no muestra una tendencia definida y se coloca en un punto intermedio entre los polos de illita y montmorillonita

5.7. Conclusión de la discriminación sedimentaria

El análisis composicional comparativo de las muestras la cuenca del Alto Tunuyán indica cierta consistencia en cuanto a los datos analizados. En el diagrama de Pettijohn et al. (1972) los niveles inferiores del Conglomerado Tunuyán así como la Formación Butaló presentan cocientes más altas de $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ y menores de $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ indicando una tendencia progresivamente más básica de base a techo. Por el contrario, en las muestras de los niveles medios y superiores de esta unidad, la distribución es heterogénea entre graywackas y litarenitas. Estos resultados indican que las rocas sedimentarias de la cuenca del Alto Tunuyán poseen una baja madurez mineralógica y escasa proporción de feldespato K. La presencia de matriz o pseudomatriz (enriquecimiento en Al_2O_3) en las muestras sería la causante de desplazarlas hacia el campo de las pelitas.

Los resultados observados también reflejan escasa estabilidad mineralógica en las areniscas debido a un elevado contenido de fragmentos líticos, los cuales poseen minerales inestables ricos en hierro y en magnesio. El contenido de CaO (original) entre 4%-15% sugiere que el Calcio presente se encuentra disperso en la matriz.

Las muestras que destacan con una química distinta son aquellas del techo del nivel superior del Conglomerado Tunuyán y de la Formación Palomares que son clasificadas como arcosas en ambos diagramas. Esto indica que existió un fuerte cambio de aporte entre el Conglomerado Tunuyán y la Formación Palomares y que este cambio habría ocurrido transicionalmente desde los niveles superiores del Conglomerado Tunuyán. El enriquecimiento en el contenido de feldespato K hacia la sección superior del Conglomerado Tunuyán y que continúa en la Formación Palomares indica un incremento paulatino en el aporte de rocas félsicas, ya sean granitoides o riolitas. Si bien es cierto, la Cordillera Principal pudo generar aporte de rocas félsicas hacia la cuenca del Alto Tunuyán este aporte no sería significativo dada su lejanía relativa para este periodo. Giambiagi et al. (2003) sin embargo, describió clastos de granitoides en la Formación Palomares atribuyéndolos al levantamiento y erosión de la Cordillera Frontal. Este antecedente es consistente con el cambio geoquímico reconocido entre estas formaciones en este trabajo.

5.8. Discriminación de proveniencia ígnea

El diagrama Al/3-Na versus Al/3-K propuesto por de la Roche (1968) y Moine (1971) (Fig. 5.15) que discrimina dominios ígneos y sedimentarios y creado para descubrir protolitos de rocas metamórficas puede ser usado para rocas sedimentarias (e.g., Pinto et al., 2004).

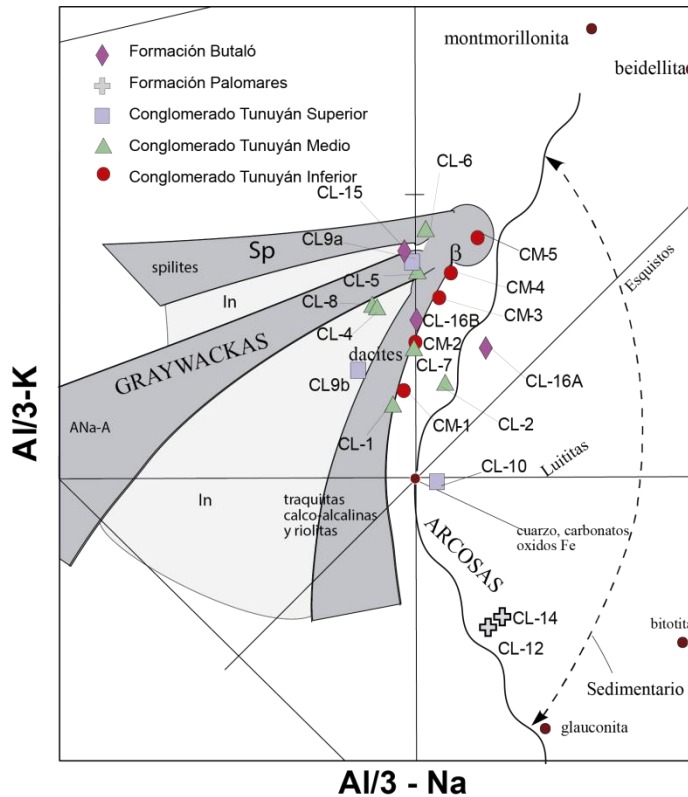


Figura 5. 15. Diagrama Al/3-Na vs. Al/3-K propuesto por de la Roche (1968) y Moine (1971) discrimina dominios ígneos y sedimentarios y para protolitos de rocas metamórficas.

La mayoría de las muestras caen en el dominio ígneo respaldando un origen o proveniencia ígnea de las rocas sedimentarias, CL-10 y CL-16A ubicadas dentro del dominio sedimentario. Las muestras se mueven en el campo de rocas calcoalcalinas. El nivel superior del Conglomerado Tunuyán presenta una progresión del dominio ígneo al dominio sedimentario, pasando de basaltos, dacitas a traquitas y riolitas con una alta concentración de cuarzo y óxidos de Fe. La Formación Butaló exhibe una ligera progresión desde basalto (CL-15) a dacita (CL-16B), con una muestra que cae en el dominio sedimentario. Algo destacable es la tendencia progresiva de base a techo (CM-1 a CM-5) de las muestras de los niveles inferiores del Conglomerado Tunuyán de más félsico (dacita) a más máfico (basalto). Esto es concordante con lo visualizado en los diagramas de variación de elementos mayores y también en los diagramas tectónicos y de clasificación. Estaría relacionado a un cambio de aporte o también a un

incremento del aporte volcánico básico. Para el nivel medio del Conglomerado Tunuyán no hay tendencia marcada y no se diferencian radicalmente de la Formación Butaló. Destacan las muestras de la Formación Palomares en el límite de rocas ígneas y sedimentarias, con relación $K > Na$ y una fuerte tendencia hacia el polo de ortoclasa. Esto estaría relacionado a la abundancia de K_2O reconocida en estas muestras y podemos proponer que corresponde a la presencia de feldespato K, seguramente asociado a la presencia de los clastos graníticos descritos por Giambiagi et al. (2003) en esta unidad.

Una estimación de la composición y procedencia de las rocas sedimentarias puede realizarse utilizando el diagrama $Zr/Ti \cdot 10,000$ versus Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977), dado que estos elementos son fuertemente inmóviles donde todas se ubican en el dominio de rocas subalcalinas (Fig. 5.16).

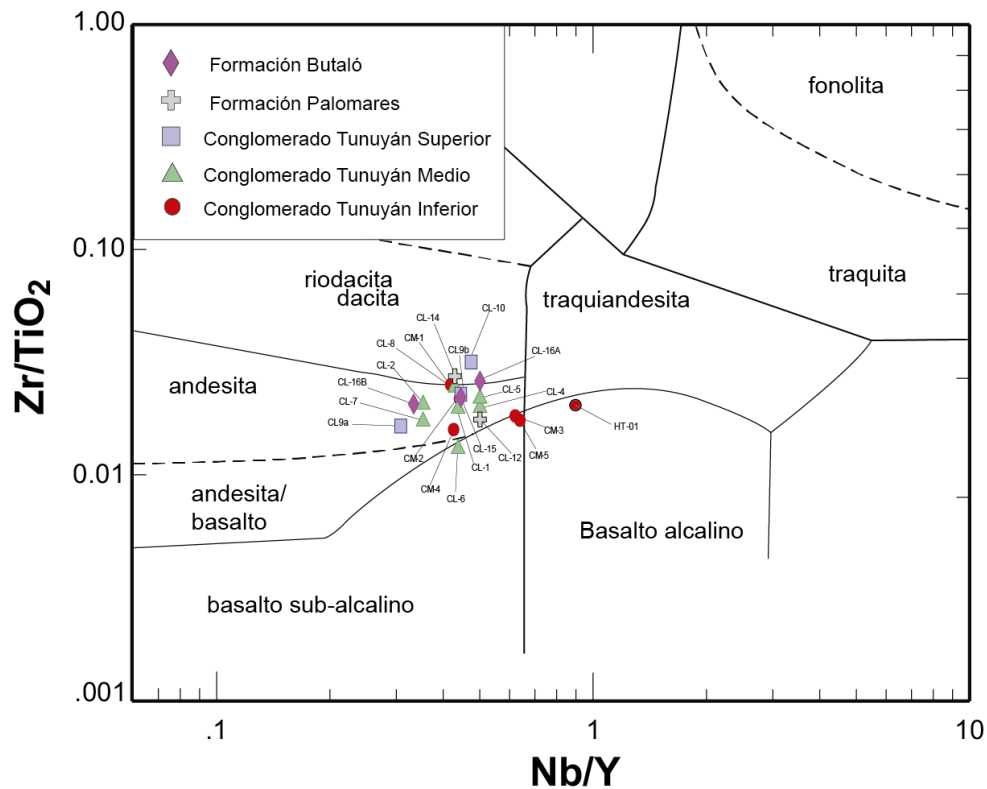


Figura 5. 16. Diagrama $Zr/Ti \cdot 10,000$ vs. Nb/Y propuesto por Winchester y Floyd (1977) y que ha sido usado para rocas sedimentarias (Pinto et al., 2004).

Según estos elementos la tendencia principal de las muestras sería andesítica, con algunas en el campo de dacita-riodacita de los niveles superiores del Conglomerado Tunuyán, Formación Palomares y Formación Butaló (CL-10, CL-14, CL16A). Solo hay tres muestras que caen en el dominio de basaltos alcalinos muy cerca del límite con las andesitas (CL-6, CM-3 y CM-5) que justamente corresponden a las muestras que tenían una tendencia más básica que el resto de las muestras.

5.10. Comparación geoquímica entre las rocas sedimentarias la cuenca del Alto Tunuyán y su posible roca fuente

Los diagramas de discriminación y clasificación geoquímica de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, (Fig. 5.9, 5.10, 5.11 y capítulo 3) son utilizados en conjunto para efectuar un análisis cuantitativo, estableciendo la cantidad de ocasiones que cae cada una de las muestras de este estudio, sobre los campos asignados a las diferentes formaciones consideradas como posibles rocas fuente. Los datos obtenidos se han llevado al 100%, para facilitar su interpretación. En toda la secuencia de la cuenca, se pueden apreciar tres agrupaciones bastante características (Fig. 5.17).

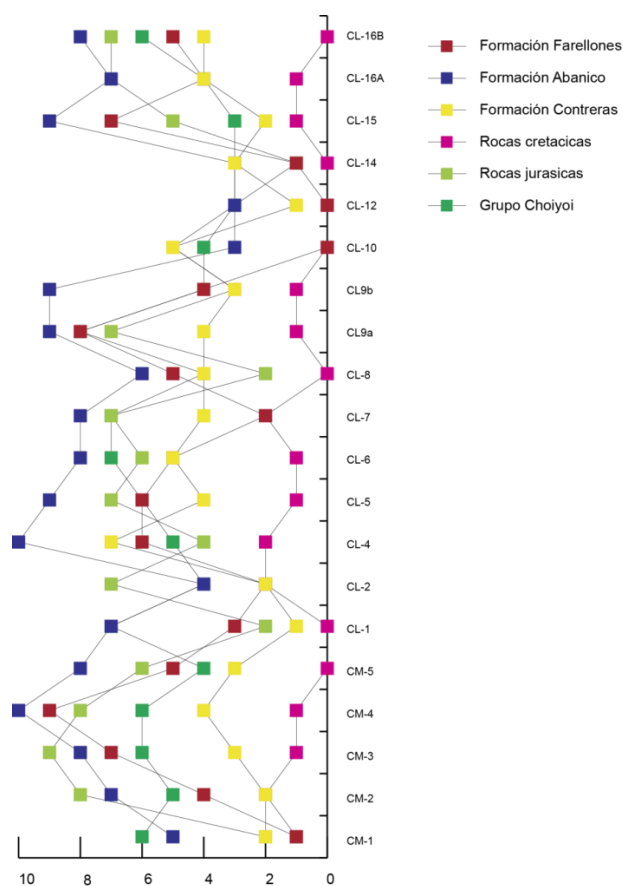


Figura 5. 17. Diagrama de dispersión donde se muestran las posibles fuentes de aporte para cada muestra de la cuenca del Alto Tunuyán.

El Conglomerado Tunuyán muestra variadas tendencias dependiendo del nivel estratigráfico; sin embargo, se pueden destacar algunas características en cuanto a la posible presencia o ausencia de las diferentes unidades litológicas:

a) El nivel inferior muestra un incremento de base a techo de la presencia de la Formación Abanico encontrando un máximo relativo en la muestra CM-4, al igual que un aumento significativo de las rocas jurásicas las cuales muestran su punto máximo en la muestra CM-3. La coincidencia de la Formación Contreras, el Grupo Choiyoi, las rocas cretácicas y las Yaretas es casi nula para este nivel.

b) Para el nivel medio, las muestras CL-1 y CL-2, tienen un aumento en la presencia de las rocas jurásicas y una disminución casi total de los demás tipos de rocas. Sin embargo, a partir de la muestra CL-4 aumenta significativamente la presencia de la Formación Abanico, mientras que las Formaciones Farellones y Contreras, Grupo Choiyoi y las rocas cretácicas mantienen una presencia intermedia poco variable. Destaca la escasa presencia de las rocas cretácicas y las Yaretas.

c) El nivel superior muestra una presencia significativa de la Formación Abanico, Farellones y rocas jurásicas, mientras las demás unidades se mantienen con relativamente escasa presencia. Destaca la muestra CL-10 con una presencia importante de la Formación Contreras.

La Formación Palomares tiene una afinidad similar a la de la Formación Contreras. La Formación Butaló se encuentra de manera muy variable en sus muestras y no arroja una tendencia marcada.

CAPITULO 6:

MINERALES PESADOS DETRITICOS

6.1. Introducción

Este capítulo proporciona resultados de los análisis de texturas por medio de la lupa binocular y la química de microsonda en minerales pesados detríticos. Los minerales pesados comprenden zircón, turmalina, hornblenda, granate, augita. Las tendencias de las rocas fuente que aportaron a la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán pueden deducirse por medio de la asociación y química de los minerales pesados detríticos de la sucesión Conglomerado Tunuyán, Formación Palomares y Formación Butaló.

6.2. Marco teórico

El análisis de minerales pesados detríticos se basa en una metodología ampliamente utilizada en la determinación de las rocas fuentes que dan origen a las rocas sedimentarias (e.g., Morton, 1985, 1999; Krawinkel et al., 1999; von Eynatten y Gaupp, 1999; Pinto et al., 2004, Pinto et al., 2007; Rodríguez, 2008; Rodríguez et al., 2012). Las características texturales como el hábito, color y redondeamiento de cada especie mineral, son indicadores del tipo de roca fuente y la cercanía de estas rocas respecto al depósito.

Ejemplo de esto son los minerales que presentan hábito euhedral, los cuales tienen mayor posibilidad de originarse en rocas porfídicas, como lavas o intrusivos hipoabisales, y en menor probabilidad de encontrarse en rocas no porfídicas, como intrusivos plutónicos y rocas metamórficas.

Las características geoquímicas de los minerales pesados tales como el clinopiroxeno y de la anfíbola sirven para establecer la petrogénesis de las rocas fuentes que dieron origen a estos minerales (Jakes y White, 1972; Leterrier et al., 1982).

A pesar de que los minerales pesados son indicadores precisos de la composición mineralogía de la zona de origen, la composición de una asociación de minerales pesados se ve afectada por una variedad de procesos involucrados durante el ciclo sedimentario (Morton, 1985). Procesos tales como resistencia a la intemperie en el área fuente (antes de la incorporación en el sistema de transporte), los efectos del

proceso de transporte en sí, las condiciones hidráulicas durante la deposición y los procesos que operan diagenética después de la deposición (Morton y Johnsson, 1993), influyen en las asociaciones y características físicas y químicas de los minerales finales.

Sin embargo, considerando los índices de alteración y reciclado sedimentario analizados previamente (Ver capítulo 4 y capítulo 5), se puede considerar a las rocas sedimentarias de la cuenca del Alto Tunuyán como graywackas con poco trabajo. Esto implica una proveniencia muy cercana a la fuente de aporte.

Por lo general, la presencia y composición de una especie mineral no es por sí sola indicativa de un tipo de roca fuente, sino que es necesario reconocer una asociación mineralógica formada por varias especies minerales, cuyas composiciones sean consistentes con su proveniencia de una misma roca fuente. En algunos casos, las variaciones texturales y composicionales de una determinada especie mineral, como el clinopiroxeno, han sido utilizadas para establecer diferencias en la proveniencia de las rocas sedimentarias entre sedimentos de distintas edades (Krawinkel et al., 1999).

Mediante el análisis de minerales pesados es posible determinar el afloramiento de unidades antiguas, que actualmente no afloran, por efecto de la erosión o porque han sido cubiertas por la deposición de unidades más jóvenes o cabalgamientos tectónicos (Pinto et al., 2007). Por esta razón, la metodología del análisis de minerales pesados ha sido frecuentemente utilizada para reconstrucciones paleogeográficas (e.g., von Eynatten y Gaupp, 1999; Krawinkel et al., 1999; Pinto et al., 2007, Rodríguez et al., 2012).

En este estudio se no considera como indicadores de proveniencia a los óxidos de Fe-Ti, como la ilmenita y la magnetita, ya que es posible encontrar estos minerales en una gran variedad de tipos de roca y su valor como indicador de proveniencia es bajo.

6.3. Asociación de minerales pesados detríticos de la cuenca del Alto Tunuyán

En las muestras estudiadas se identificaron 9 especies de minerales: Clinopiroxenos (Cpx), anfíbolos (Amp), apatitos (Ap), granates (Gnt), epidotas (Ep), turmalinas (Tur), zircón (Zr), biotita (Bt) y óxidos de hierro y titanio (Ox Fe-Ti) (Fig. 6.1). La variación de su contenido en función del tamaño de grano es diferente de una especie a otra. Los Cpx y Amp son un registro de erosión de rocas volcánicas y los otros minerales son evidencia de erosión de rocas sedimentarias.

Los porcentajes de la fracción de minerales pesados detríticos analizados se han representado en un gráfico de líneas con el fin de visualizar la concentración relativa de estos en cada muestra. Este gráfico

(Fig. 6.1) se muestran los minerales analizados geoquímicamente en porcentajes representativos de las muestra estudiadas.

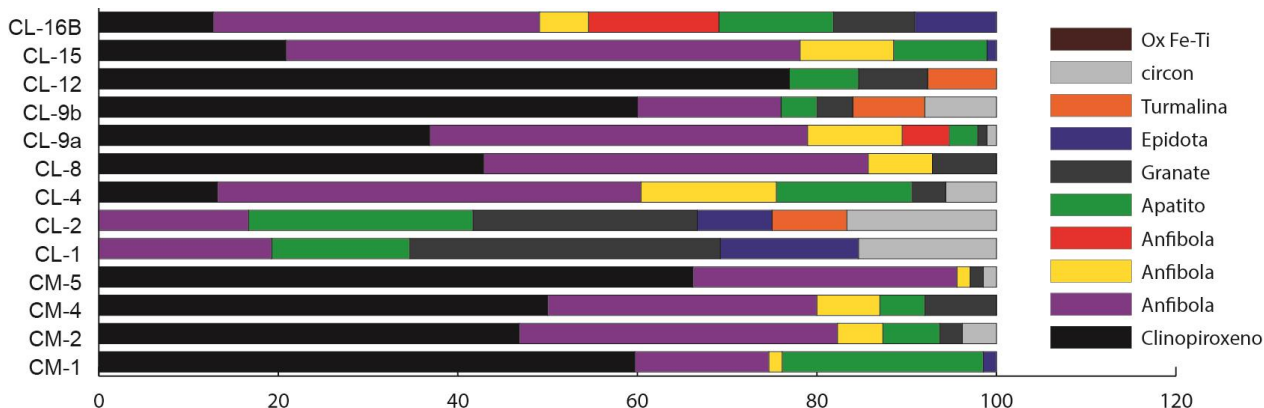


Figura 6. 1. Porcentajes de la fracción de minerales pesados detríticos analizados geoquímicamente.

El **Conglomerado Tunuyán**; El **nivel inferior** muestra una alta concentración de clinopiroxenos (Cpx) y anfíbolos (Amp 1), los demás minerales encontrados se mantienen en bajas proporciones. Se destaca la disminución progresiva hacia el techo del apatito y un ligero aumento hacia el techo en la cantidad de granates. Lo anterior dado que la alta cantidad de clinopiroxenos y apatito seguido de una disminución de las anfíbolos son escasos en rocas básicas. La alta cantidad de clinopiroxenos y anfíbolos observados en las muestras CM-2, CM-4 y CM-5 indican un fuerte aporte volcánico. La disminución de óxidos de hierro y titanio hacia el techo, y la presencia de apatito (Ap) sugiere un aporte originado en vetas hidrotermales y caliza, sugiere un aporte de rocas sedimentarias.

En el **nivel medio** las muestras exhiben una escasez de clinopiroxenos (Cpx) y anfíbolos (Amp), acompañado de una abundancia en los granates (Gt), circones (Zr), turmalina (Turm), apatitos (Ap) y óxidos de hierro y titanio (Ox Fe-Ti). Esto sugiere poco aporte volcánico y un fuerte aporte sedimentario posiblemente relacionado a areniscas finas o pelitas en la base, y en el techo del mismo nivel habría un aporte de material sedimentario con menor contenido de óxidos (Ox fe-Ti) y mayor contenido de clinopiroxenos y anfíbolos (Amp) lo que implicaría un aporte presumiblemente de rocas sedimentarias poco trabajadas o de rocas volcánicas intermedias a ácidas (Fig. 6.1).

En el **nivel superior** del Conglomerado Tunuyán las relaciones se mantiene similares al nivel medio, salvo por un ligero incremento en el contenido de clinopiroxenos y de óxidos (Ox Fe-Ti) y biotita (Bt). Estas relaciones sugieren una etapa de aporte sedimentario en compañía de un volcanismo intermedio-ácido (CL-8); seguido de intenso período de aporte ígneo intermedio-ácido posiblemente con un cierto grado de retrabajo (CL-9a); el cual culminaría con un fase (CL-9b) de aporte sedimentario. Esto tomando en cuenta el contenido variable de óxidos (Ox Fe-Ti) y la cantidad de anfíbolos (Amp) y clinopiroxenos (Cpx) en todo el nivel (Fig. 6.1).

Por su parte la Formación Palomares muestra el mayor contenido reportado de óxidos de hierro y titanio (Ox Fe-Ti). La biotita (Bt) y la cantidad de clinopiroxenos (Cpx) disminuye considerablemente con respecto a los otros niveles mientras que los demás minerales tienden a desaparecer o mostrar concentraciones inferiores a 1. Esto se interpretaría como un aporte de rocas ígneas pobres en anfíbolos (Amp) y ricas en clinopiroxenos (Cpx) y biotita aunque este último mineral también es asociado a rocas metamórficas. El alto contenido en óxidos de hierro y titanio (Ox Fe-Ti) sería un indicador de retrabajo de las muestras o de una ligera alteración química de las rocas.

La Formación Butaló muestra un contenido variable de minerales; sin embargo se mantiene elevados los contenidos de clinopiroxenos (Cpx) y anfíbolos (Amp) y relativamente bajos los demás minerales. Estos datos se interpretan como un aporte mayoritario de rocas ígneas con alto contenido de anfíbolos tales como rocas ácidas (Fig. 6.1).

6.4. Grupo del granate: almandino-piropo-espesartina, andradita-grosularia

La fórmula mineral de los granates se calculó sobre la base de 12 oxígenos (Tindle, 2007). Este grupo presenta la siguiente fórmula estructural $X_3 Y_2 (SiO_4)_3 O_{12}$. La posición X se encuentra ocupada por los cationes Ca, Mg, Fe^{2+} o Mn y la posición Y por los cationes Al, Fe^{3+} y Cr^{3+} (Leake et al., 1997). Sobre la base de los cationes en X los granates se clasifican en una serie aluminosa piropo almandino-espesartina-piropo de composición $(Mg, Fe^{2+}, Mn)_3 Al_2 Si_3 O_{12}$ y una serie cálcica andradita-grosularia de composición $Ca_3 (Al, Fe^{3+})_2 Si_3 O_{12}$.

6.4.1. Granates de la cuenca del Alto Tunuyán

En cada sector se han identificado distintas variedades de granates, agrupados principalmente según la naturaleza de la roca fuente (roca intrusiva, metamórfica y volcánica) y como característica secundaria por las texturas tales como el hábito y color. El tipo de roca o la naturaleza de la roca fuente han sido determinados por medio de la composición geoquímica global de cada granate detrítico, representada en diagramas específicos que utilizan el Fe^{2+} , Mn^{2+} y Mg y el Al⁶ y Fe^{3+} . La composición química de los granos de granate de la zona de estudio muestra variaciones significativas (Fig. 6.2, Apéndice B) e indican varios tipos de granate. Estos tipos son andradita, almandino, grosularia, piropo y espesartina (Nanayama, 1997; Copjakova et al., 2005; Puellas et al., 2005).

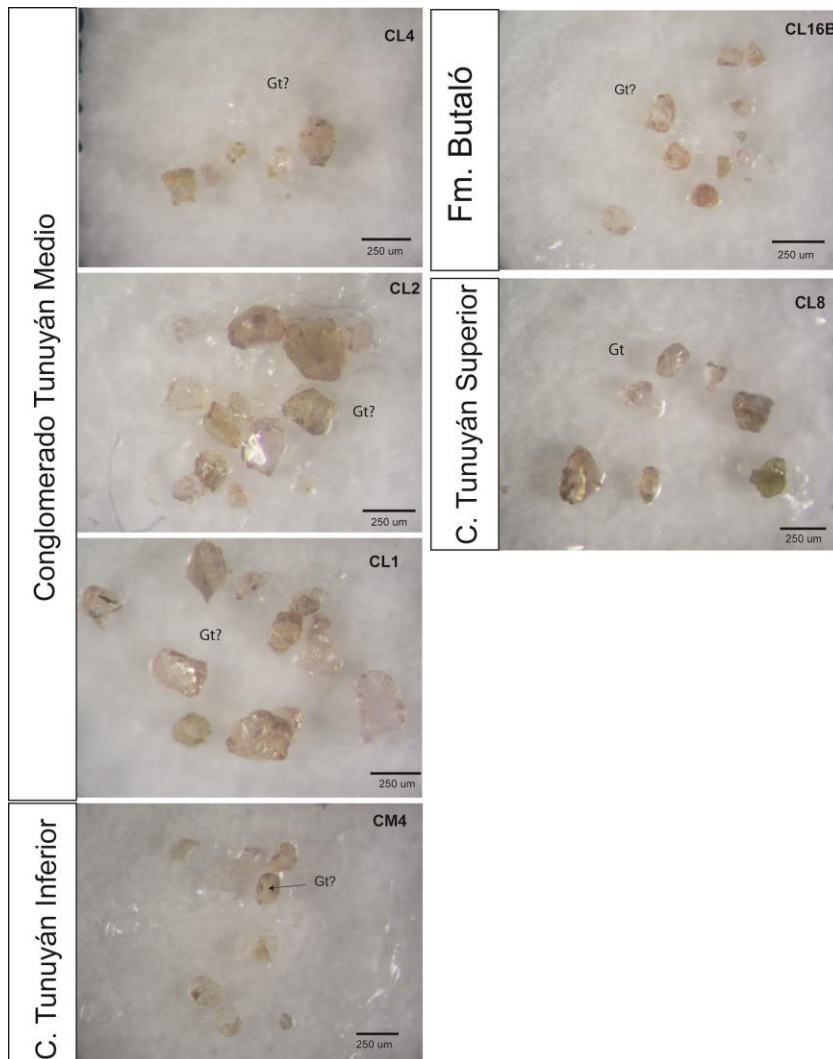


Figura 6. 2. Microfotografías de granates detríticos en las muestras estudiadas de la cuenca del Alto Tunuyán.

El granate se encuentra en la mayor parte de las muestras recolectadas. Por lo general, se reconoce en porcentajes bajos, en el nivel inferior del Conglomerado Tunuyán, con un promedio de 2,75%, un máximo de 8% ubicado en la muestra CM-4, el mínimo de 0% en la muestra CM-1. El nivel medio del Conglomerado de Tunuyán, se mantiene con porcentajes bajos mostrando un 5,6% en promedio, con un máximo de 9% en la muestra CL-1 y un mínimo de 2% en la muestra CL-4. El nivel superior al igual que la Formación Palomares, contrastan con respecto a los anteriores en cuanto al porcentaje que exhiben de esta especie mineral el cual no sobrepasa el 1% de la fracción total de minerales pesados. En la Formación Butaló no se encuentran granates asociados a la muestra CL-15, sin embargo la muestra CL-16B, registra una concentración del 5% este mineral.

En todas las unidades se observa principalmente un tipo de granate translúcido color café claro (gt1) y en menor cantidad un tipo de granate (gt2) translúcido color rosado-naranja. Son cristales equidimensionales

de caras anhedrales con bordes angulosos a subredondeados. En el nivel inferior del Conglomerado Tunuyán (CM-1, CM-2, CM-4), se reconoce solo un tipo de granate (gt1), con la excepción de la muestra CM-5, la cual muestra el tipo de granate rosado (gt2). Hacia el nivel medio de Conglomerado Tunuyán, así como en la Formación Butaló se reconoce solo el tipo gt1. En el nivel superior al igual que en la Formación Palomares se reconoce únicamente el tipo de granate rosado (gt2).

6.4.2. Tipos de rocas fuentes del granate y potenciales rocas fuentes en la región de estudio

El granate es un mineral característico de una amplia variedad de rocas metamórficas y también se encuentra en algunos granitos, pegmatitas y rocas volcánicas ácidas (Deer et al., 1982). Dentro de la serie aluminosa, el almandino es muy común en esquistos micáceos derivados de metamorfismo regional tipo Barroviano en sedimentos pelíticos (Atherton, 1964).

Los granates que presentan altos contenidos en MgO, y que son bajos en MnO cristalizan bajo condiciones metamórficas de alto grado. Mientras que los granates con bajas razones en X_{Mg} son comunes en rocas intrusivas (Deer et al., 1997a). El granate tipo espesartina con frecuencia se encuentra en asociaciones ricas en manganeso de origen metasomático asociado con intrusiones ígneas adyacentes o más extensamente con metasomatismo regional (Jonas, 1942; Lee, 1955).

Aunque la molécula de espesartina está siempre presente en cantidades significativas en granates tipo almandino de rocas graníticas, riolitas y rocas metamórficas, raras veces es dominante en estos ambientes (Deer et al., 1997a).

El granate tipo almandino reconocido en todos los niveles del Conglomerado Tunuyán, así como en la Formación Palomares y Formación Butaló, posiblemente este asociado a rocas metamórficas del tipo Barroviano característico de metapelitas, esquistos micáceos. Sin embargo las muestras CL-1, -CL-2 y CL-8 del nivel medio y superior del Conglomerado Tunuyán, tendría una ligera tendencia hacia la variedad espesartina dentro de su composición, se asocia a depósitos de skarn y rocas rica en Mn y a óxidos de Mn (Fig. 6.3).

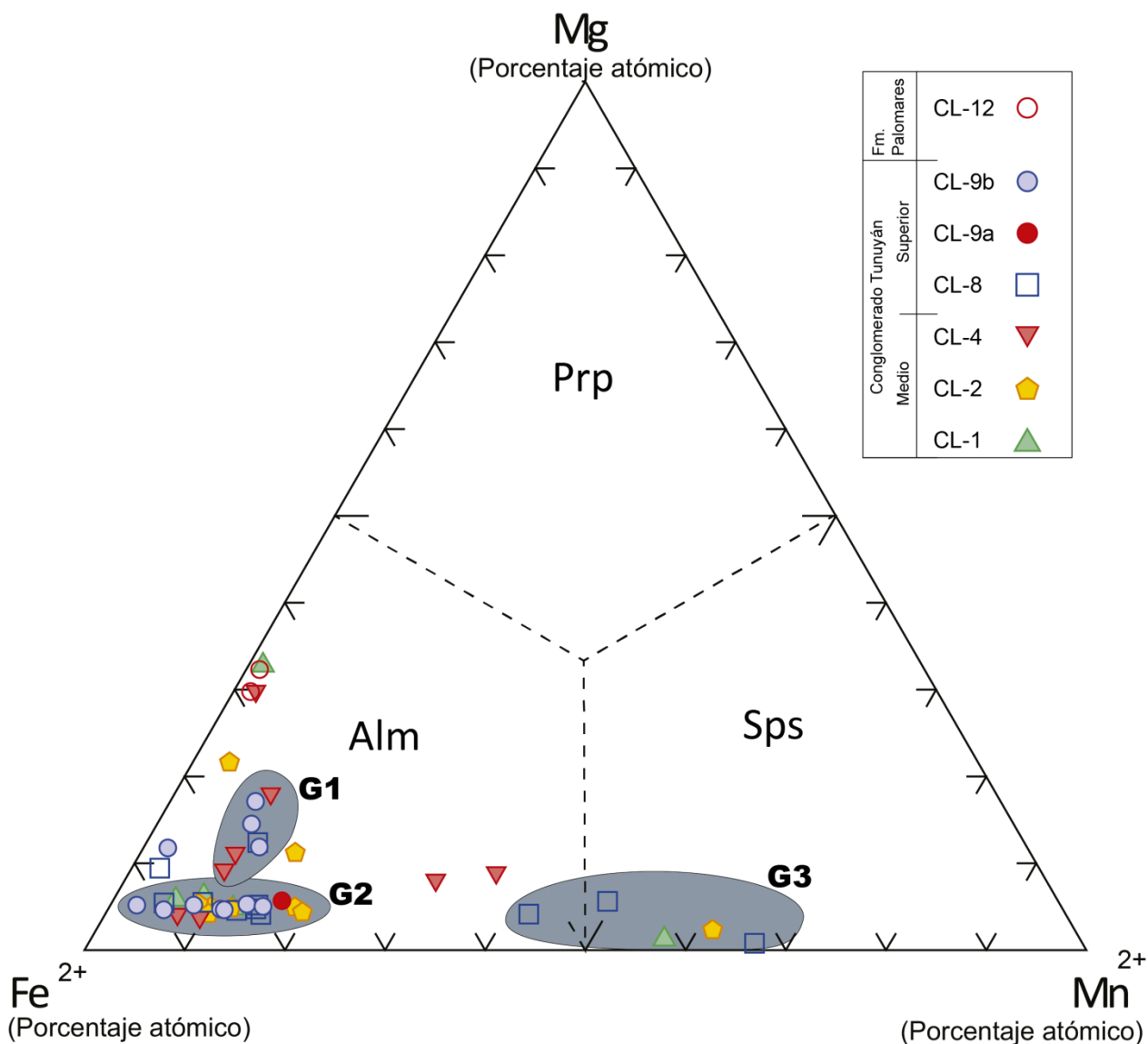


Figura 6. 3. Diagramas ternario donde se indica la composición química de los granates (Rickwood, 1968).

Respecto a los análisis de la serie cálcica, según el diagrama propuesto por Deer et al. (1997) el cual utiliza las concentraciones de Al^{VI} y Fe³⁺ mismas que según los autores sumados no pueden sobrepasar los 2 átomos por fórmula unidad (c.p.f.u). En las muestras analizadas se observan dos grupos bastante marcados de andradita y dos más de grosularia (Fig. 6.4). Los granates de la serie cálcica, la andradita y grosularia son minerales típicos de metamorfismo termal de sedimentos calcáreos y en particular, de depósitos metasomáticos de skarn asociados a este metamorfismo (Deer et al., 1997b). En la cuenca del Alto Tunuyán las muestras CL-1, CL-2 y CL-8 pertenecientes al nivel medio y superior, se clasifican como andraditas en su totalidad, las muestras CL-9a del nivel superior del Conglomerado Tunuyán y la muestra CL-12 de la Formación Palomares tienen pocos especímenes dentro de esta variedad. Por otra parte, las muestras clasificadas como grosularias son la CL-4 del nivel medio del Conglomerado Tunuyán, las CL-

9a, CL-9b del nivel superior del Conglomerado Tunuyán con la mayor proporción especímenes dentro de esta variedad al igual que la muestra CL-12 de la Formación Palomares.

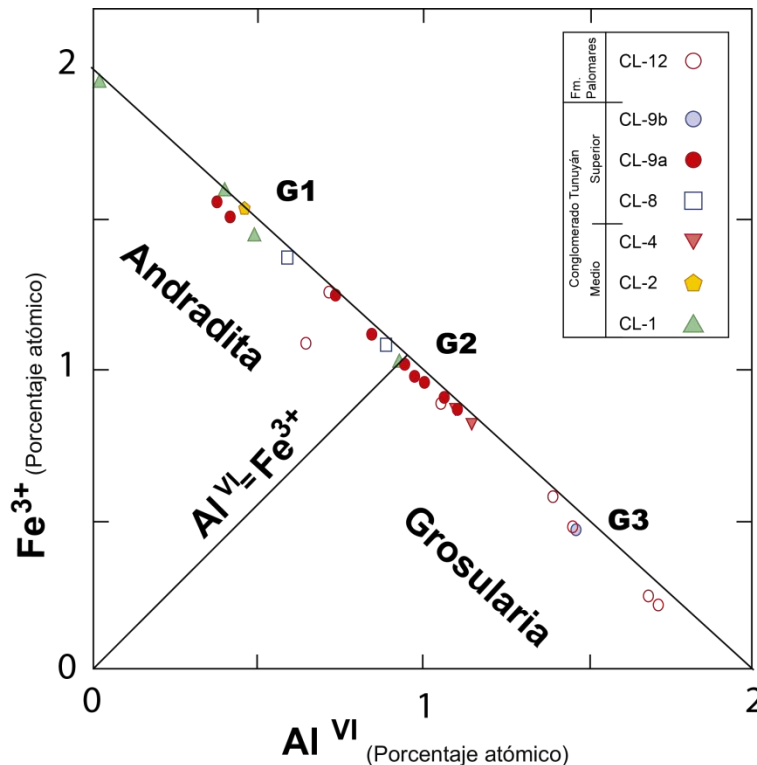


Figura 6. 4. Diagrama propuesto por Deer et al. (1997b), para clasificar entre andradita y grosularia.

6.5. Grupo del piroxeno: diópsido, augita, enstatita, ferrosilita y pigeonita

6.5.1. Piroxenos

Los piroxenos representan el grupo más importante de silicatos ferromagnesianos formadores de roca, presentes en fases estables en casi todos los tipos de rocas ígneas. La fórmula general de los piroxenos es: $M_2 M_1 (Si,Al)_2 O_6$, y se dividen en tres grupos;

El primero integrado por piroxenos magnésicos férricos: el Mg y Fe ocupan más del 90% de los sitios M_1 y M_2 (Opx: enstatita-ferrosilita; clinoenstatita-clinoferrrosilita-pigeonita). El segundo formado por piroxenos cálcicos: el Ca ocupa más de dos tercios del sitio M_2 (diópsido, hedenbergita-augita). El tercero constituido por piroxenos sódicos: M_2 es ampliamente ocupado por Na y M_1 por Al, Fe_{3+} o Cr (jadeita).

La mayoría de los niveles del Conglomerado Tunuyán así como las Formaciones Palomares y Butaló presentan altos porcentajes de concentración de este mineral con excepción del nivel medio el cual se encuentra empobrecido en este mineral.

La composición de cada piroxeno detrítico está representada en los diagramas que utilizan la En, Wo y Fs para establecer el tipo de piroxeno o en diagramas que utilizan el Al^{IV} y el Si para determinar la acidez de la roca fuente. La composición global de los piroxenos detríticos también ha sido representada en diagramas que utilizaban Ti y Ca+ Na para determinar el ambiente geotectónico en el cual se habrían formado.

Los análisis químicos de la microsonda electrónica de los piroxenos se compararon con los análisis químicos obtenidos por Deer et al. (1997a) para distintos tipos de piroxenos detríticos. Además, se utilizaron las características texturales como el hábito para determinar la diferencia entre piroxenos detríticos de origen volcánico y plutónico (Rodríguez, 2008; Rodríguez et al., 2012).

6.5.2. Piroxenos de la cuenca del Alto Tunuyán

Los piroxenos corresponden a los minerales pesados más abundantes en el nivel inferior y superior del Conglomerado Tunuyán, así como en las Formaciones Palomares y Butaló. Son escasos en el nivel medio del Conglomerado Tunuyán (Fig. 6.9) y corresponden exclusivamente a la variedad clinopiroxenos.

De estos clinopiroxenos se diferencian 2 tipos, un grupo color verde claro (cpx1) de hábito prismático anhedral y un grupo segundo grupo color verde oscuro (cpx2), que se reconoce escasamente en los niveles inferiores (CM-1 y CM-5), está formado por granos de hábito subprismático subhedral a anhedral presentan sus bordes redondeados (Fig. 6.5).

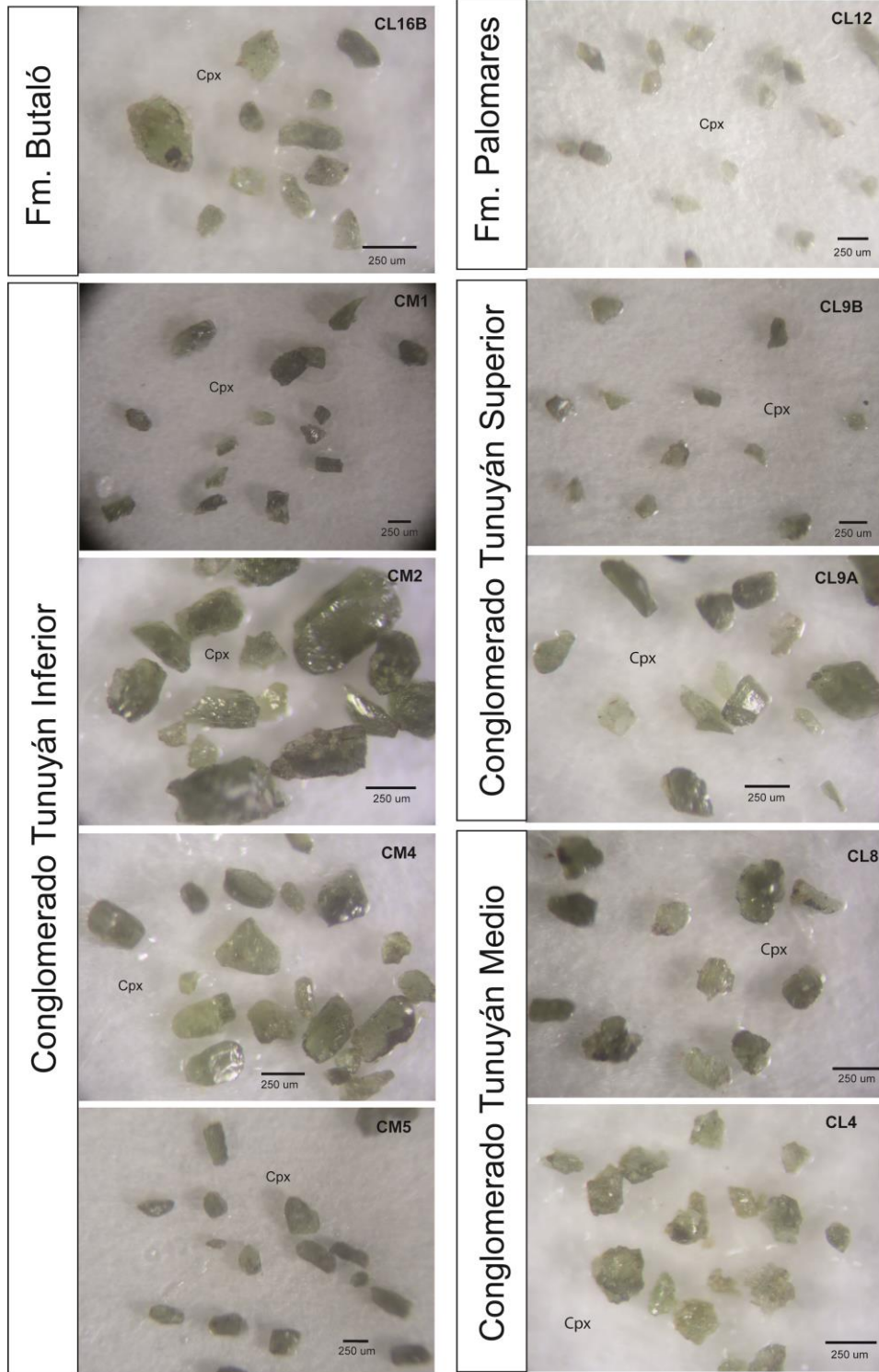


Figura 6. 5. Microfotografías de los clinopiroxenos de la cuenca del Alto Tunuyán.

Los clinopiroxenos presentan contenidos variables de FeOt (0-4,32% wt), de MgO (0,03-17,4% wt), Al₂O₃ (0,78-23,6% wt), CaO (18,69-23,15% wt), MnO (0,02-0.65% wt), Cr₂O₃ (0-0,89% wt) y Na₂O (0,01-0.826% wt) e insignificantes en K₂O (<0,06% wt).

Las fases ricas en calcio (máfica) corresponden a augita y diópsido, según la clasificación de Morimoto (1989) (Fig. 6.10). Las muestras CM-2, CL-8 y CL-9A (Conglomerado Tunuyán inferior y superior) muestran la tendencia a posicionarse hacia el dominio de las augitas (G3) de manera predominante, y en menor proporción dentro del dominio del diópsido (G2). Las muestras CL-9b y CL-12 (Conglomerado Tunuyán superior y Fm. Palomares) tienden hacia el dominio del diópsido (G1) (Fig. 6.6). Las demás muestras se distribuyen de forma aleatoria entre ambos grupos conservando una ligera tendencia a agruparse en la clasificación de Augita (Fig. 6.6).

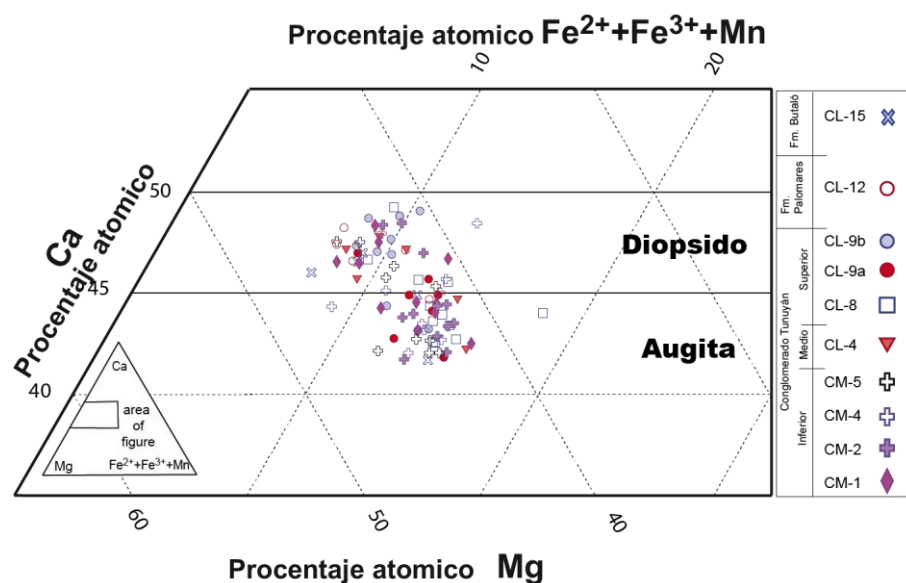


Figura 6. 6. Diagrama de clasificación según Morimoto (1989) para augita y diópsido.

6.5.3. Indicadores de proveniencia de los piroxenos

El diagrama propuesto por Le Bas (1962) permite distinguir entre clinopiroxenos de rocas sub-alcálicas, alcálicas y per-alcálicas. Las muestras correspondientes al nivel superior del Conglomerado Tunuyán así como la Formación Palomares (CL-4, CL-8, CL9a,b, CL-12) se ubican en su mayoría dentro de la clasificación alcálica, mientras que el nivel inferior y medio del Conglomerado Tunuyán y la Formación Butaló abarcan tanto la clasificación de alcálicos como subalcálicos en proporciones similares (Fig. 6.7).

Se reconocen al menos dos grupos de piroxenos de los cuales uno se clasifica como alcálico (G1) y otro como sub-alcálico (G2) (Fig. 6.7).

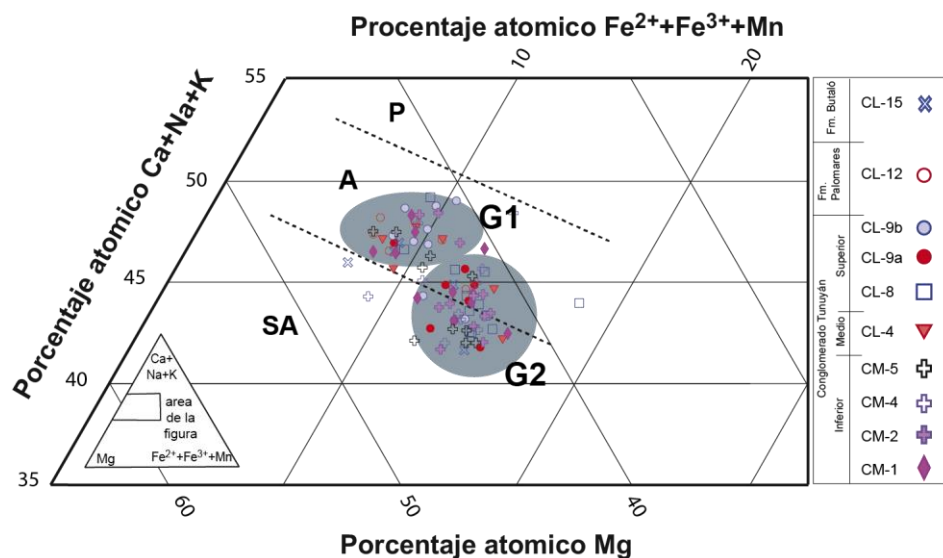


Figura 6. 7. Diagrama propuesto por Le Bas (1962) permite distinguir entre clinopiroxenos de rocas sub-alcálinas, alcálinas y per-alcálinas.

6.5.4. Contenido de Al tetraédrico en piroxenos cálcicos de origen volcánico

El contenido de Al en clinopiroxenos se relaciona inversamente con la actividad de sílice en los magmas (Le Bas, 1962; Carmichael et al., 1970). En particular, índices bajos de actividad de sílice favorecen la sustitución de Si por Al^{IV} (Simonetti et al., 1996). Según esto se espera que el contenido de Al^{IV} a.p.f.u. en clinopiroxenos de origen volcánico que provienen de magmas ácidos sea menor que el contenido de Al^{IV} átomos por fórmula unidad (a.p.f.u) en clinopiroxenos que provienen de magmas de composición intermedia a básica (Rodríguez, 2008) (Fig. 6.8).

Las muestras de la cuenca del Alto Tunuyán muestran tendencia hacia una composición intermedia a básica, lo que sugiere una proveniencia de rocas volcánicas o metamórficas afines. Sin embargo, las muestras CM-1, CM-2, CL-4, CL-12 y principalmente CL-8 presentan clinopiroxenos dentro de la clasificación de rocas ácidas (Fig. 6.8).

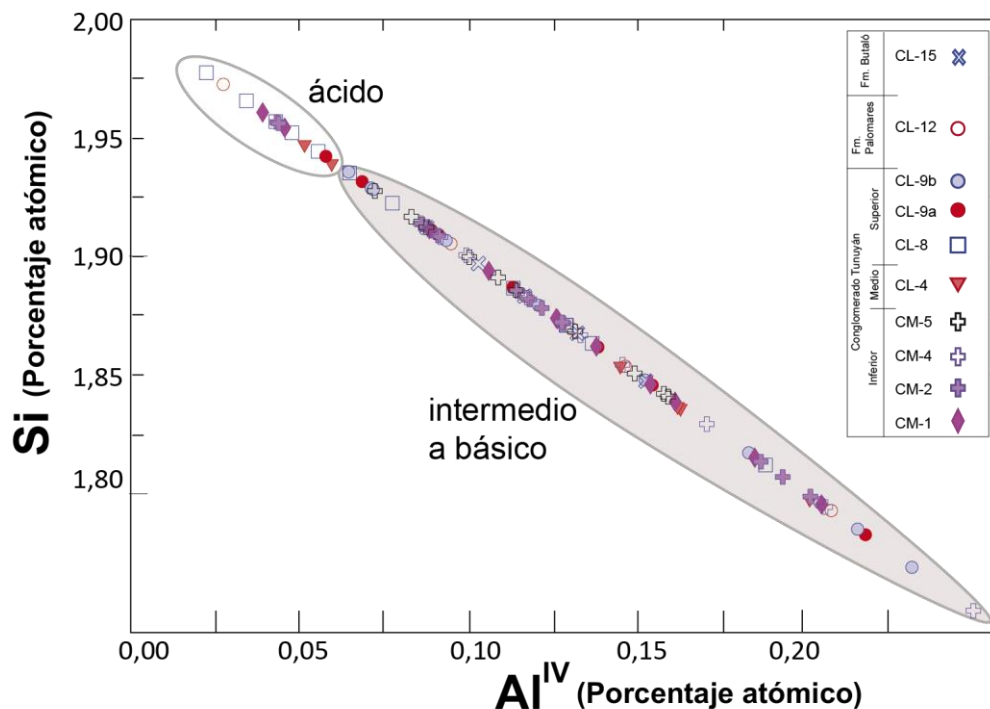


Figura 6. 8. Diagrama de Rodríguez (2008), para clinopiroxenos de origen volcánico que provienen de magmas ácidos y clinopiroxenos de magmas de composición intermedia a básica.

6.5.5. Diagramas de Leterrier et al. (1982) para clinopiroxenos de origen volcánico

Los diagramas de Leterrier et al. (1982) para clinopiroxenos son utilizados para determinar el ambiente geodinámico donde se originan las rocas basálticas y andesitas basálticas. No han sido incluidos dentro del análisis los clinopiroxenos clasificados como ácidos según el contenido de Al tetraédrico en piroxenos cálcicos de origen volcánico. Esta discriminación se lleva a cabo utilizando tres diagramas de Leterrier et al. (1982) los cuales se utilizan en orden, siendo el primer diagrama discriminante entre basaltos alcalinos y basaltos no alcalinos (Fig. 6.9), el segundo diagrama discriminante se utiliza sobre basaltos no alcalinos (definidos en el diagrama anterior) y discrimina entre basaltos orogénicos y basaltos no orogénicos (Fig. 6.10). Por último, el tercer diagrama discriminante para basaltos orogénicos diferencia entre basaltos calcoalcalinos y basaltos toleíticos (Fig. 6.11).

En este diagrama se forman dos grandes grupos donde uno es de composición basalto alcalino y las restantes son toleíticas y calcoalcalinas (Fig. 6.9).

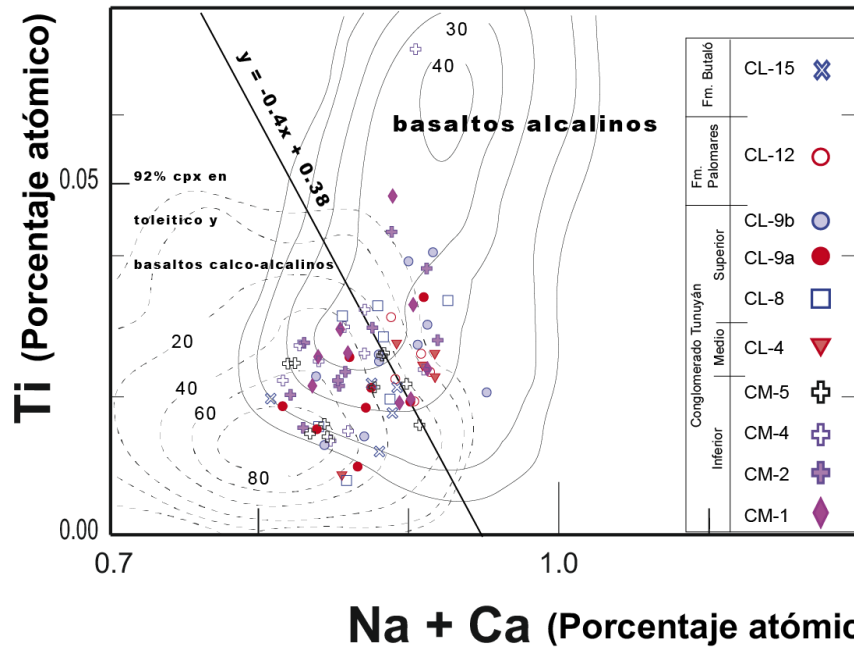


Figura 6. 9. Diagramas de Leterrier et al. (1982), discriminante entre basaltos alcalinos y basaltos toleíticos y calcoalcalinos.

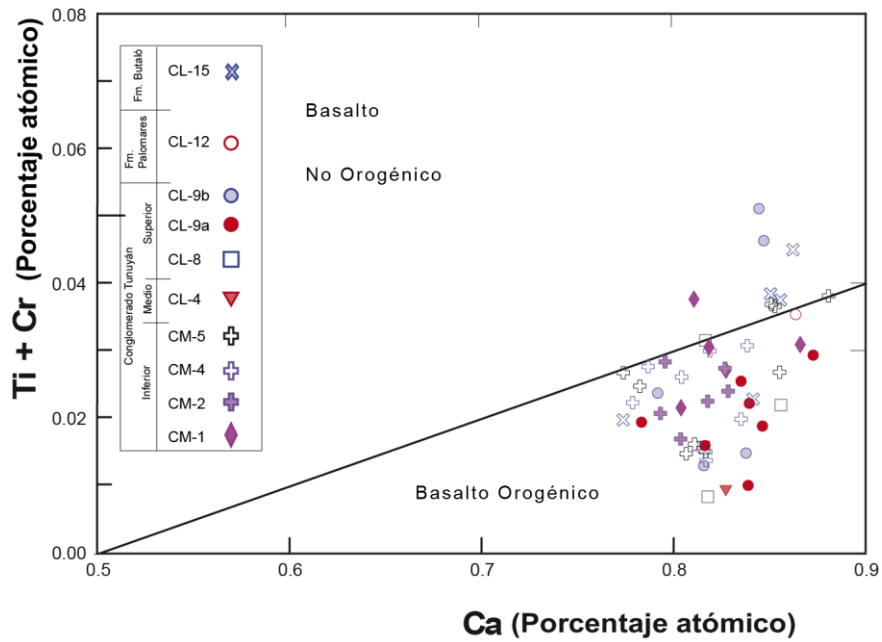


Figura 6. 10. Diagrama de Leterrier et al. (1982), discrimina entre basaltos orogénicos y basaltos no orogénicos

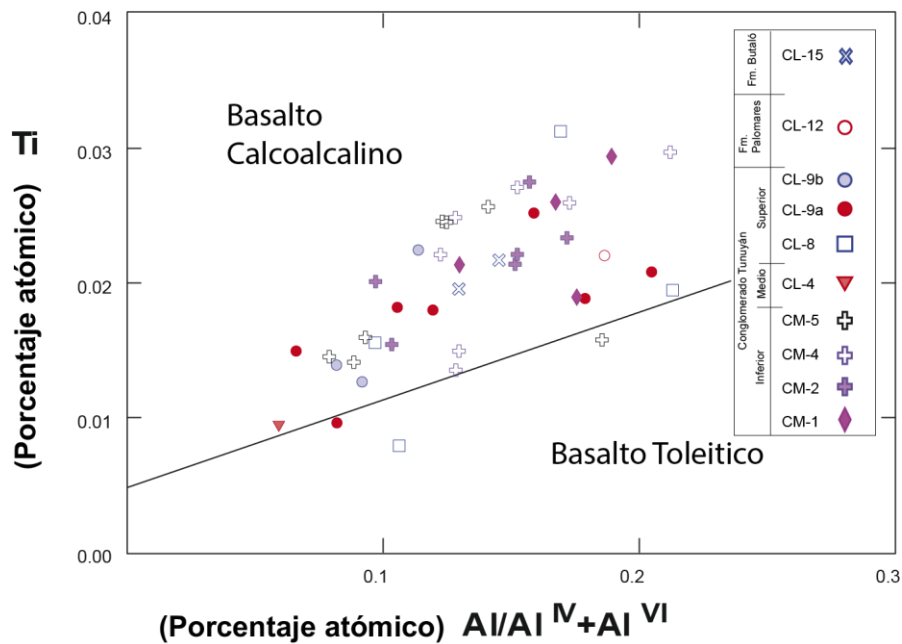


Figura 6. 11. Diagrama de Leterrier et al. (1982) diferencia entre basaltos calcoalcalinos y basaltos toleíticos.

Un magma toleítico por definición corresponde a un magma que presenta un fuerte enriquecimiento en Fe durante las primeras etapas de diferenciación, mientras que en un magma calcoalcalino el enriquecimiento en Fe se encuentra suprimido debido a la cristalización temprana de óxidos de Fe-Ti. Por esta razón, la cristalización de piroxenos con altos contenidos de Fe es menos probable en magmas calcoalcalinos.

La Formación Abanico está constituida por basaltos y andesitas basálticas con andesitas subordinadas y los flujos de cenizas asociadas a riolitas que tienen bajos contenidos de SiO₂. En la Formación Farellones, son andesitas basálticas y dacitas en el miembro inferior, el miembro medio son andesitas basálticas, en el miembro superior corresponde a dacitas y riolitas.

Los diagramas de Leterrier et al. (1982) indican que los clinopiroxenos provenientes de rocas volcánicas de composición intermedia a básica reconocidos en la cuenca del Alto Tunuyán provienen principalmente de rocas calcoalcalinas. El grupo de minerales representado por las muestras CL-12, CL-9B y CL-4 (nivel medio y superior del Conglomerado Tunuyán y Formación Palomares) presentan una tendencia alcalina. Las demás muestras se posición dentro de la clasificación toleítica calcoalcalina.

Los clinopiroxenos de la cuenca del Alto Tunuyán se clasifican como basaltos orogénicos con excepción de la Formación Butaló (CL-15) que corresponde a un basalto no orogénico.

6.6. Grupo de la anfíbola: magnesiohornblenda, magnesiohastingsita, actinolita, edenita, tschermakita, pargasita, ferrohornblenda, ferrotschermakita, hastingsita.

La fórmula estándar para la anfíbola corresponde a $AB_2^{VI}C_5^{IV}T_8O_{22}(OH)_2$, en la cual los iones que normalmente ocupan los diferentes sitios de la estructura cristalográfica que corresponden a;

A = Na, K

B = Ca, Na, Mg, Fe^{2+} , Mn

C = Mg, Fe^{2+} , Mn, Al, Fe^{3+} , Mn, Cr, Ni, Ti

T = Si, Al, Ti^{4+} OH = OH, F, Cl, O

La anfíbola se encuentra prácticamente en todos los niveles del Conglomerado Tunuyán al igual que en la Formación Butaló pero ausente en la Formación Palomares.

Todas las anfíbolas analizadas corresponden composicionalmente a anfíbolas cálcicas, en las cuales $(Ca+Na) B \geq 1$ y $Na B < 0,5$. Las anfíbolas cálcicas se subdividen en dos grupos y se grafican en dos esquemas diferentes según su contenido de (Na+K) en la posición A. De esta manera, pequeñas variaciones en el contenido de (Na+K) podrían cambiar la nomenclatura de las anfíbolas (e.g., de magnesiohornblenda a magnesiohastingsita o pargasita).

6.6.1. Anfíbolas de la cuenca del Alto Tunuyán

En la cuenca del Alto Tunuyán las anfíbolas se presentan en porcentajes variables dentro de las muestras recolectadas, en general se encuentra subordinada a los piroxenos. No se registran anfíbolas para la Formación Palomares. En la Formación Butaló su abundancia aumenta visiblemente hasta llegar a representar un 60% de la fracción de minerales pesados. Se observan 3 variedades de anfíbola: una color negro (amp1), otra verde (amp2), y una color café rojizo (amp3), todas euhedrales a subhedrales (Fig. 6.12 a, b). Para el Conglomerado Tunuyán, en el nivel inferior se reconocen las anfíbolas de los tipos anf1 y anf3 (Fig. 6.16a), en el nivel medio y superior se reconoce las anfíbolas de los tipos anf1 y anf2, en la Formación Butaló se reconocen las variedades amp1, amp2, amp3 (Fig. 6.12b,c).

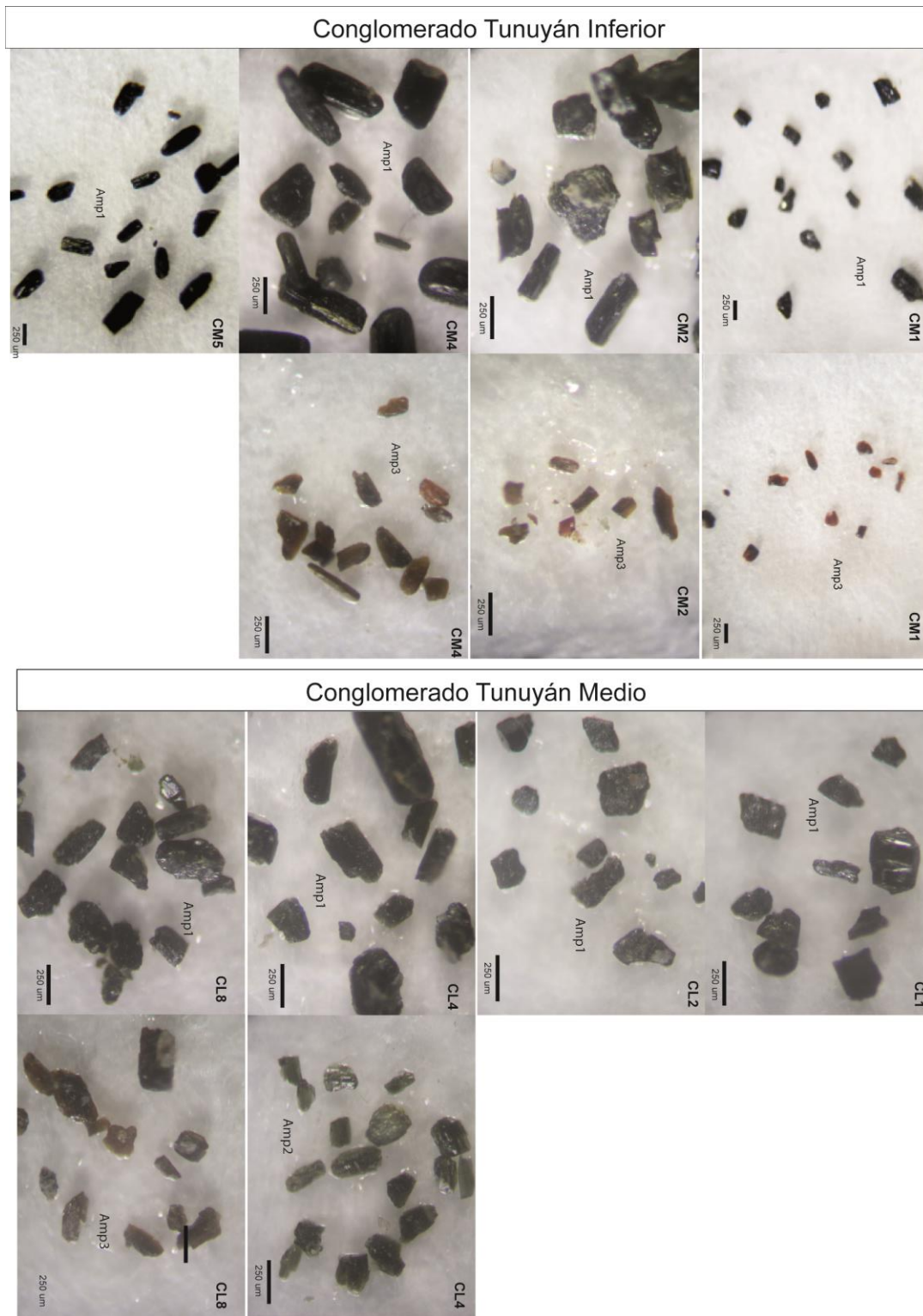


Figura 6. 12a. Microfotografías donde se exhiben 3 variedades de anfíbolos: una color negro (amp1), otra verde (amp2), y una color café rojizo (amp3).

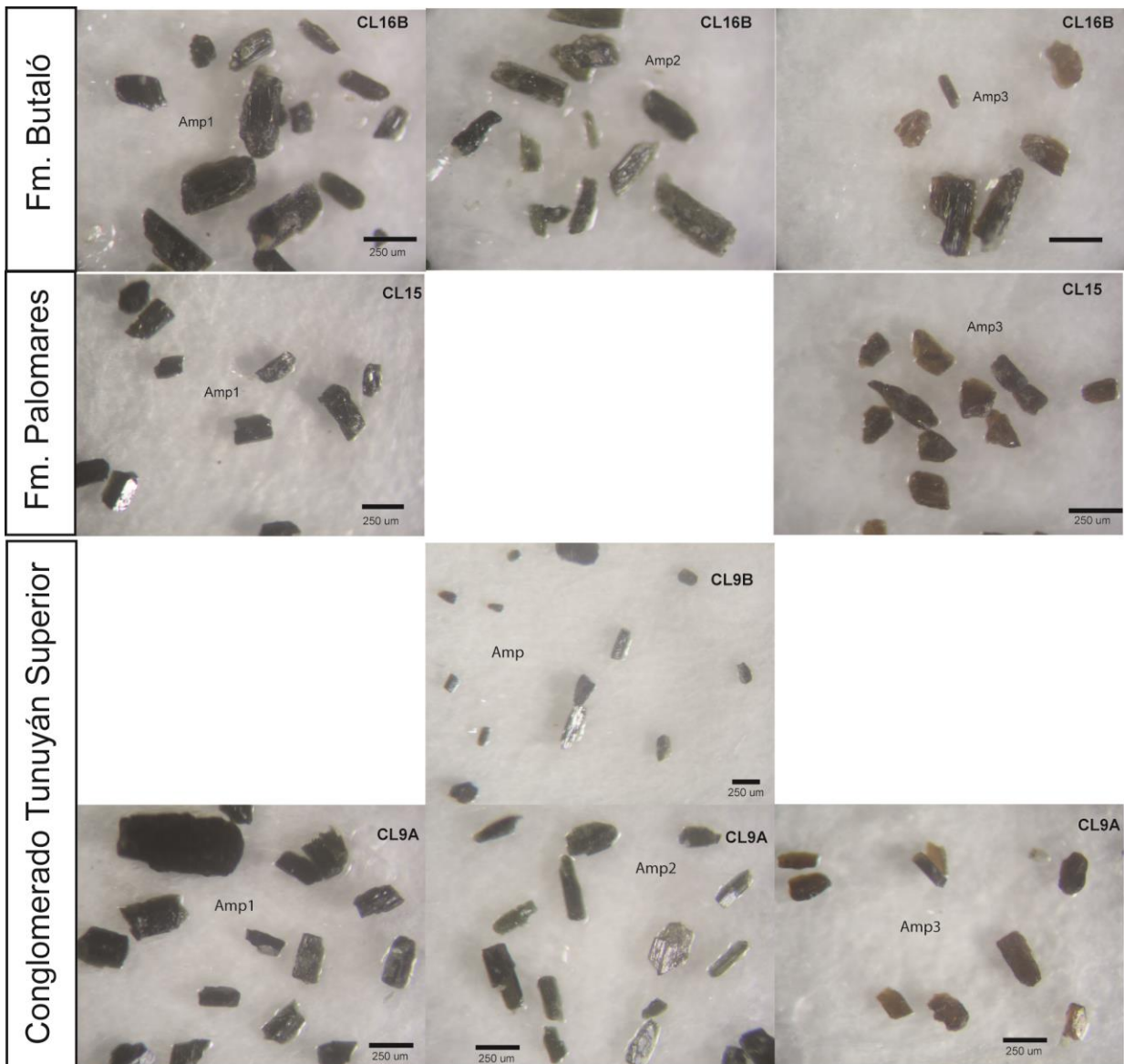


Figura 6. 132b Microfotografías donde se exhiben 2 variedades de anfíbolas: un color negro (amp1), otra verde (amp2), un color café rojizo (amp3).

El diagrama de clasificación de Leake et al. (1997) indica que la composición de las anfíbolas en los niveles medios y superiores del Conglomerado Tunuyán así como para la Formación Butaló corresponden a magnesiohornblenda, destaca la polarización de la muestra CL-8 con respecto a los niveles inferiores más ricos en Si, la cual se proyecta en el campo de estabilidad de la pargasita. En general, todos ellos presentan un X_{Mg} del orden de 0,65 a 0,85 para un contenido de Si dentro de un rango de 6,50-7,30 átomos por fórmula unidad (a.p.f.u). (Fig. 6.13).

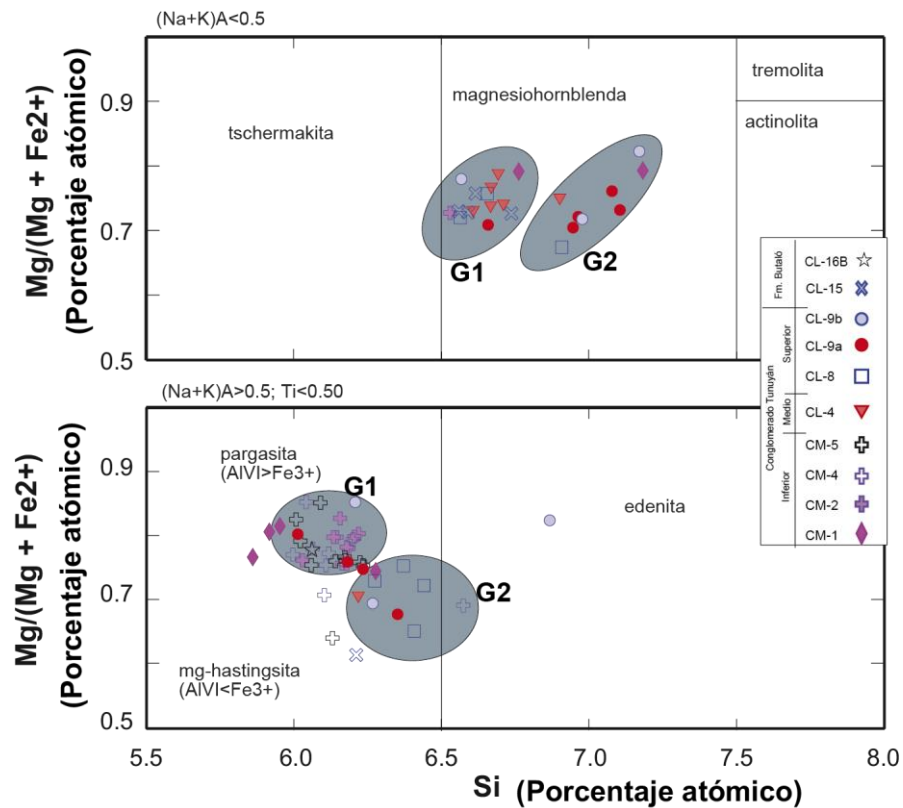


Figura 6.13. Diagrama de clasificación de anfíbolos cálcicos según Leake et al. (1997). Pargasita: (Al^{VI} > Fe³⁺), Magnesiohastingsita: (Al^{VI} < Fe³⁺), Ferropargasita: (Al^{VI} < Fe³⁺), Hastingsita: (Al^{VI} < Fe³⁺).

El nivel inferior del Conglomerado Tunuyán se posiciona dentro del campo de estabilidad de la pargasita. Donde las muestras presentan un X_{Mg} del orden de 0,6 a 0,85 con un contenido de Si dentro de un rango de 5,70-6,30 (c.p.f.u., cationes por fórmula unidad). Se destaca la polarización de las muestras CM-2 y CM-5, lo cual sugiere un solo tipo de aporte de anfíbolos durante estos períodos de acumulación.

Dentro de esta clasificación se destaca la muestra CL-9A la cual aparece representada tanto dentro del grupo de las Magnesiohornblendas como en el de la pargasita, lo cual sugiere que distintas rocas con contenido de anfíbolos estarían aportando en este período.

6.6.2. Indicadores de proveniencia de las anfíbolos

El hábito prismático de las anfíbolos indica que provienen de rocas volcánicas, además el diagrama de discriminación entre anfíbolos ígneos y anfíbolos metamórficos propuesto por Leake et al. (1969) (Fig. 6.14) indica que todas las muestras tanto para el Conglomerado Tunuyán como para la Formación Butaló se clasifican como ígneas. Sin embargo, se mantiene la tendencia del nivel inferior del Conglomerado

Tunuyán a agruparse en un sector con un contenido mayor de Al^{IV} (2,3-1,8), y este disminuye para el nivel medio y superior donde la concentración de Al^{IV} está entre 1,7-0,7. Se observa una tendencia a moverse hacia el dominio metamórfico de las muestras CM-1, CL-8, CL-9a-b. Estas anfíbolos de origen ígneo tienden a formar 2 asociaciones en función del contenido de Al^{IV} (Fig. 6.14).

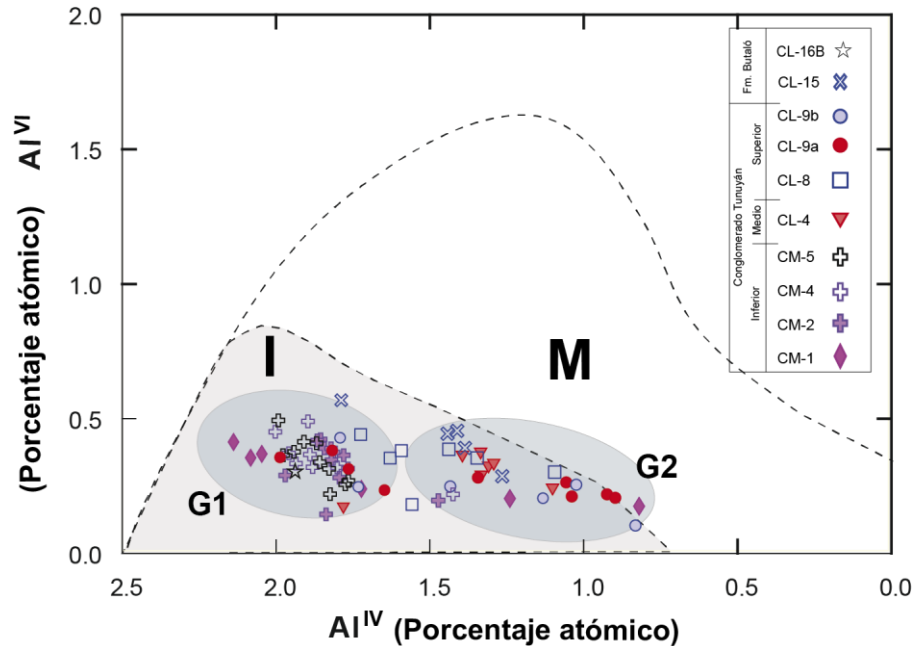


Figura 6. 14. Diagrama de discriminación entre anfíbolos ígneos y anfíbolos metamórficos propuesto por Leake et al. (1969).

La primera de estas asociaciones estaría representada por las muestras del nivel inferior del Conglomerado Tunuyán (G1). La segunda asociación la formarían las anfíbolos de la Formación Butaló en conjunto con las del nivel medio y superior del Conglomerado Tunuyán (G2). Estas asociaciones indican que para el nivel inferior del Conglomerado Tunuyán habría una única fuente de aporte de anfíbolos con una componente ígnea bastante marcada. Sin embargo para los demás niveles se observa que habría una mezcla de fuentes potenciales de anfíbolos aportando hacia la cuenca.

6.6.3. Diagrama (Na+K) vs Al^{IV} para anfíbolos volcánicas

Según Jakes y White (1972), en rocas calcoalcalinas continentales, existe una correlación más positiva entre los contenidos de (Na+K) y Al^{IV} de las anfíbolos, que en rocas calcoalcalinas de arco de isla (Fig. 6.15).

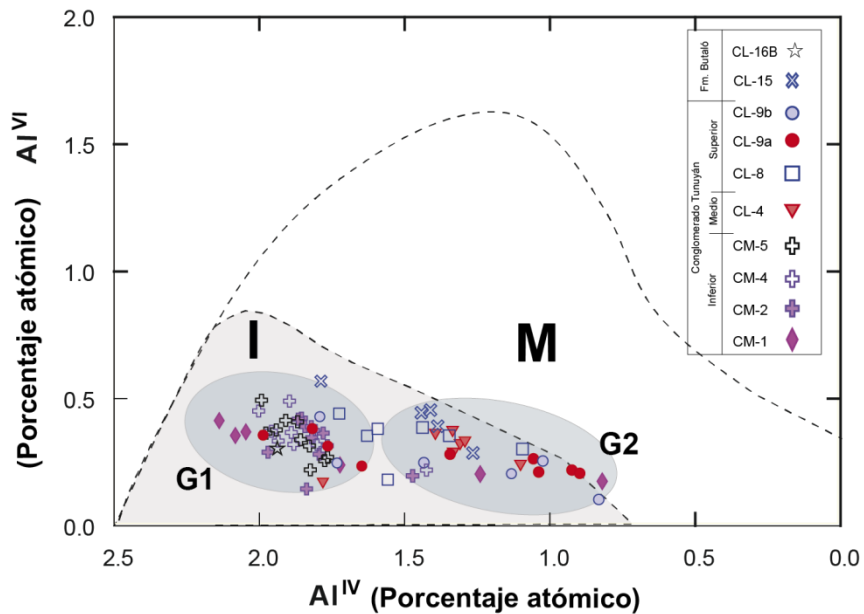


Figura 6. 14. Diagrama de clasificación entre rocas calcoalcalinas de arco de islas y rocas calcoalcalinas continentales, utilizando los contenidos de $(Na+K)$ y Al^{IV} en las anfíbolos, propuesto por Jakes y White (1972).

En este gráfico se aprecia como el nivel inferior y superior del Conglomerado Tunuyán tienen una tendencia calcoalcalina continental, mientras que el nivel medio y superior del Conglomerado Tunuyán y la Formación Butaló presentan una tendencia calcoalcalina de Arco de Islas.

Las unidades litológicas en Chile Central que presentan anfíbol y que podrían corresponder a la fuente para la cuenca del Alto Tunuyán, corresponden a la Formación Farellones y a los intrusivos tipo Manquehue (Sellés y Gana, 2001; Fuentes, 2004). Ambas unidades mencionadas presentan un carácter calcoalcalino. Los intrusivos tipo Manquehue corresponderían a un evento magmático intermedio entre la Formación Abanico y la Formación Farellones que se habrían generado durante el Mioceno Inferior-Medio de manera anterior o simultánea a la progresión del frente volcánico (Sellés, 1999; Yañez et al., 2002). Las anfíbolos de los intrusivos tipo Manquehue presentan una tendencia a aumentar el contenido de $(Na+K)$ y de Al^{IV} desde el campo de las anfíbolos calcoalcalinas de arco de islas hacia el campo de las anfíbolos calcoalcalinas continentales, por lo que estas podrían ser las que generan aporte en el nivel medio y superior del Conglomerado Tunuyán y en la Formación Palomares. Mientras que la composición de las anfíbolos de la Formación Farellones se proyecta en el extremo más rico en $(Na+K)$ y Al^{IV} dentro del campo de anfíbolos calcoalcalinas continentales y serían las responsables de aportar anfíbolos al nivel inferior y superior del Conglomerado Tunuyán. Si bien el ambiente geotectónico en el cual se habría generado la Formación Abanico no correspondería exactamente a un arco de islas, la tendencia observada podría estar reflejando el aumento progresivo en el grosor de la corteza, desde las condiciones de extensión, similares a un arco de islas, que habrían dado origen a la Formación Abanico,

a las condiciones compresivas que habrían engrosado la corteza, provocando la progresión del arco hacia el este y la generación de la Formación Farellones.

6.6.4. Tipos de rocas fuentes de las anfíbolas y posibles rocas fuentes en la región de estudio

Las anfíbolas cálcicas son comunes en una gran variedad de rocas, tanto metamórficas, como ígneas, plutónicas y volcánicas (Deer et al., 1982). En rocas metamórficas las anfíbolas cálcicas corresponden a uno de los constituyentes más comunes en rocas básicas que han sufrido metamorfismo regional y son estables en un rango amplio de condiciones P-T desde facies esquistos verde hasta facies anfíbolita (Deer et al., 1982).

6.6.5. Posibles fuentes para las anfíbolas detríticas de origen ígneo plutónico.

En rocas ígneas plutónicas las anfíbolas cálcicas son particularmente características de rocas de composición intermedia, pero pueden reconocerse en rocas de composición granítica a gabroica (Deer et al., 1982). En general, las que presentan menor X_{Mg} se reconocen en intrusivos ácidos y alcalinos los que presentan mayor X_{Mg} se reconocen en intrusivos de composición básica (Deer et al., 1982). En particular en la región de estudio, la anfíbola es un constituyente muy común en los intrusivos plutónicos que forman las franjas de intrusivos de la Cordillera Principal (Gana et al., 1996; Wall et al., 1996; Selles y Gana, 2001; Thiele, 1980) y en los plutones correspondientes al Grupo Choiyoi ubicados en la Cordillera Frontal (Martínez, 2008; Martínez y Giambiagi, 2012)

6.6.6. Posibles fuentes para las anfíbolas detríticas de origen ígneo volcánico

En rocas ígneas volcánicas las anfíbolas cálcicas son menos comunes y menos abundantes que en sus equivalentes plutónicos. Sin embargo, pueden encontrarse en un amplio rango de composición desde basaltos hasta traquitas. En rocas volcánicas calcoalcalinas son particularmente características de andesitas y dacitas. En particular, en la región de estudio, la anfíbola volcánica se reconoce en la Formación Farellones junto a escasos piroxenos en la Cordillera Principal (Sellés, 1999; Fuentes, 2004).

6.7. Turmalinas: schorlita-dravita-uvita

La turmalina es un borosilicato con fórmula general del tipo: $XY_3Z_6B_3Si_6O_{27}(OH)_3(OH, F)$, donde Z es ocupado por aluminio y por cantidades significantes de Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti, Mg, Cr y V^{3+} que pueden remplazar al Al; X usualmente contiene Na, pero también puede acomodar cantidades variables de Ca, Mg y puede ser remplazado por Mg, Fe, Mn, Li y Al (Henry y Guidotti, 1985). También es común la sustitución de Al por Si en los sitios tetraédricos en la estructura de la turmalina (Foit y Rosemberg, 1979). La principal variedad composicional en el grupo de las turmalinas varía entre las turmalinas magnéticas (dravitas), en

donde el Mg toma la posición del catión, y las turmalinas férricas (schorlita), en las cuales $Y=Fe^{2+}$. Un tercer grupo corresponde a las turmalinas alcalinas, denominadas elbaítas, enriquecidas en litio (Deer et al., 1982). La turmalina es muy común como mineral accesorio, siendo encontrado en muchos tipos de rocas. La turmalina es química y mecánicamente un mineral estable y resistente, otorgando a cada grano de turmalina información suficiente sobre la historia de la roca en la cual fue formada (Krynine, 1946; Pettijohn et al., 1973; Henry y Guidotti, 1985).

El tipo de roca fuente donde comúnmente es encontrada son rocas plutónicas en asociaciones de aplitas pegmatitas, vetillas y en especial rocas metamórficas asociadas a distintos grados de metamorfismo (Henry y Guidotti, 1985), incluyendo las rocas formadas por metasomatismo producto del contacto entre el fluido hidrotermal y la roca caja (Deer et al., 1997c). Las variedades ricas en Fe pertenecen a la serie schorlita-elbaita, que en la mayoría de los casos son de color negro, de forma prismática y forman parte de rocas graníticas (Deer et al., 1997c). Por otro lado, las únicas turmalinas encontradas se ubican en el nivel medio del Conglomerado Tunuyán (CL-1 y CL-2) y corresponden a turmalinas magnésicas o también denominadas dravitas (Fig. 6.20, 6.21). En general son de color marrón (Fig. 6.21) y es posible encontrarla en asociaciones metasomáticas en rocas ígneas básicas o como ganga en depósitos minerales del tipo estrato ligado y asociada con esquistos y micas en pegmatitas (Deer et al., 1982, 1997c). Sin embargo estas condiciones no se encuentran en la zona de estudio.

La uvita es otro tipo de turmalina también encontrado en el nivel medio del Conglomerado Tunuyán (CL-1) (Fig. 6.16, 6.17) de color marrón (Fig. 6.16) pero a diferencia de la dravita sólo se encuentra asociada a minerales de calcio en calizas con metamorfismo de contacto (Deer et al., 1997b). Por consiguiente las turmalinas del Conglomerado Tunuyán provendrían de las rocas calizas pertenecientes al Grupo Mendoza y a la Formación Colimapu.



Figura 6. 15. Microfotografía de Turmalina color marrón encontrada en el nivel medio del Conglomerado Tunuyán (CL-1).

TURMALINAS

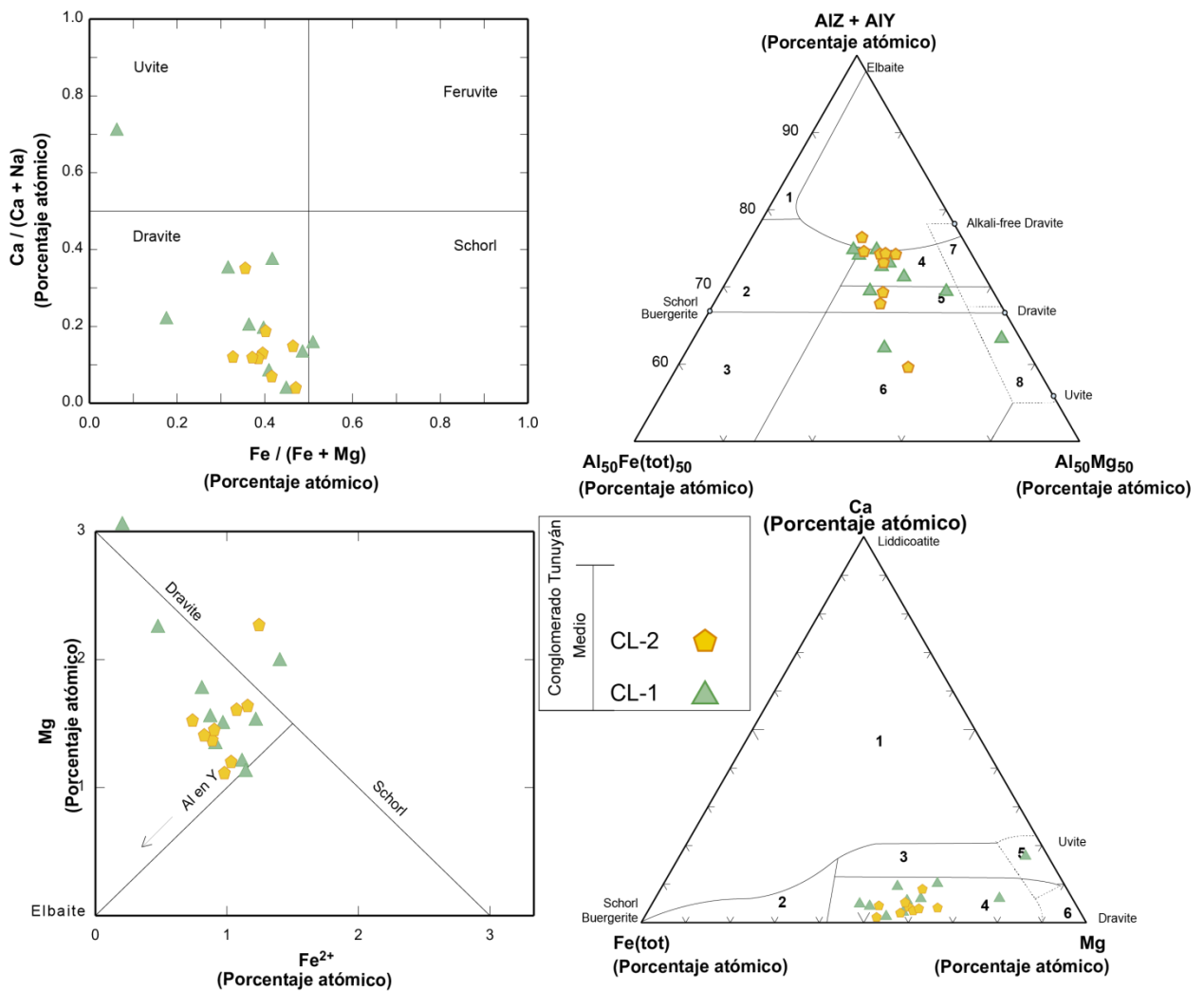


Figura 6. 16. Diagrama de la Discriminación de turmalinas de Henry y Guidotti, 1985.

6.8. Asociación de los minerales pesados en la cuenca del Alto Tunuyán

A continuación se presentan las asociaciones de minerales pesados reconocidas en los depósitos neógenos de la cuenca del Alto Tunuyán. Los contenidos de clinopiroxenos y anfíbulas detríticos permiten diferenciar entre aportes de composición félsica (dacita) y máfica (basalto). Las rocas máficas contienen porcentajes altos de clinopiroxenos y anfíbulas, los cuales son frecuentes en las rocas encontradas en la Cordillera Principal. Por otra parte las rocas félsicas contienen proporciones menores de clinopiroxenos y anfíbulas las cuales se hallan en el sector argentino.

6.8.1. Nivel Inferior del Conglomerado Tunuyán

Clinopiroxeno (Augita + Diópsido) + Anfíbol (Pargasita): De origen ígneo, común en andesitas con afinidad calcoalcalina continental. La asociación provendría de rocas volcánicas de la Formaciones Abanico, Farellones, del sector de la Cordillera Principal (Tabla 6).

Tabla 6. Asociaciones minerales encontradas en la cuenca del Alto Tunuyán.

Muestra	Granates				Piroxenos		anfíbolos				Turmalina
	Alm	Sps	And	Gslr	Diópsido	Augita	Pgs	Mg-hornb	I	M	
CM-1					x	x	x		x		
CM-2					x	x	x		x		
CM-4						x	x		x		
CM-5					x	x	x		x		
CL-1	x	x	x		x	x					x
CL-2	x		x								x
CL-4	x			x				x		x	
CL-8	x	x	x	x	x	x	x		x		
CL9a	x			x	x	x	x	x	x	x	
CL9b	x				x		x	x	x	x	
CL-12	x			x	x	x					
CL-15					x	x		x		x	
CL-16B							x		x		

Alm Almandino, Sps espesartina, And andradita, Gslr grosularia, Pgs pargasita, Mg-hornb magnesiohornblenda, I ígneo, M metamórfico.

6.9.2. Nivel medio del Conglomerado Tunuyán

Granate (Almandino + andradita) + Turmalina (Dravita + Uvita): Nivel medio bajo del Conglomerado Tunuyán. Representa una asociación proveniente de rocas calizas y metamorfismo termal de sedimentos calcáreos y en particular, de depósitos metasomáticos de skarn asociados a este metamorfismo. Su origen se asocia al Grupo Mendoza ubicado en la Cordillera Principal (Tabla 6).

Granates (Espesartina): común en rocas magmáticas pegmatitas graníticas, en roca granito y en riolita. También puede formarse en algunas rocas de metasomatismo ricas en manganeso adyacentes a las intrusiones ígneas La fuente más cercana correspondería al Grupo Choiyoi ubicado en la Cordillera Frontal (Tabla 6).

Clinopiroxeno (Augita + Diópsido): De origen ígneo, común en andesitas con afinidad calcoalcalina continental. La asociación provendría de rocas volcánicas de la Formaciones Abanico, Farellones, del sector de la Cordillera Principal (Tabla 6).

Granate (Almandino+ grosularia) + Anfíbol (Magnesihornblenda): Representan una asociación de alto grado metamórfico. Estaría asociado a los gneis del basamento proterozoico ubicado en la Cordillera Frontal (Tabla 6).

9.6.3. Nivel superior del Conglomerado Tunuyán

Clinopiroxeno (Augita + Diópsido) + Anfíbol (Pargasita): De origen ígneo, común en andesitas con afinidad calcoalcalina continental. La asociación provendría de rocas volcánicas de la Formaciones Abanico y Farellones, del sector de la Cordillera Principal (Tabla 6).

Granate (Almandino+ grosularia) + Anfíbol (Magnesihornblenda): Representan una asociación de alto grado metamórfico. Estaría asociado a los gneis del basamento proterozoico ubicado en la Cordillera Frontal (Tabla 6).

9.6.4. Formación Palomares

Granate (Almandino + Grosularia) + Clinopiroxeno (Diópsido): Representan una asociación de alto grado metamórfico. Estaría asociado a los gneis del basamento proterozoico ubicado en la Cordillera Frontal (Tabla 6).

9.6.5. Formación Butaló.

Clinopiroxeno (Diópsido, G1) + Anfíbol (Magnesihornblenda) + Granate (Almandino) Provenirían de rocas calcoalcalinas de composición intermedia a básica cuya fuente corresponderían a rocas de la Formaciones Abanico y Farellones (Tabla 6).

CAPITULO 7

GEOCROLOGÍA EN CIRCONES DETRÍTICOS

7.1. Introducción

En los últimos años, el uso de la técnica de ablación en zonas elegidas dentro de un grano de circón para un estudio de procedencia de rocas sedimentarias ha dado la posibilidad de definir evoluciones paleogeográficas, reconstrucciones tectónicas y evoluciones corticales (e.g., Ross y Bowring, 1990; Gehrels y Dickinson, 1995; Gehrels et al., 1995; Knudsen et al., 1997; Gehrels y Ross, 1998; Holm et al., 1998; Mahoney et al., 1999; Wallin et al., 2000; Cawood y Nemchin 2001; Gehrels et al., 2002), ayudando a distinguir de forma significativa la diferenciación de las áreas de aporte por medio de la geocronología de circones detríticos.

El presente capítulo fundamenta la posible composición y ubicación de las áreas fuentes a fin de apoyar la correlación propuesta en la geoquímica de roca total y los minerales pesados detríticos en la cuenca del Alto Tunuyán de manera más confiable.

7.2. Poblaciones geocronológicas de circones detríticos

En la Figura 7.1 se muestran los histogramas con la frecuencia de edades U/Pb en circones detríticos del Conglomerado Tunuyán y Formación Palomares. Esta información nos permite interpretar una posible ubicación paleogeográfica y la evolución tectónica de los bloques actualmente distantes o tiempos de exhumación de las diferentes poblaciones de rocas. Los resultados de las muestras se clasificaron en seis poblaciones según los rangos de edades. Estas poblaciones se han correlacionado con potenciales rocas ígneas o metamórficas de origen que podrían haber generado la entrada a la cuenca del Alto Tunuyán (Fig. 7.1). En base a esta correlación se definen 5 poblaciones: la población 1 está constituida por circones del Mesoproterozoico (1,000 Ma-1,300 Ma), la población 2 compuesta por circones de Devónico medio (~387 Ma) la población 3 con circones de edad del permo-triásico (253 Ma-280 Ma), población 4 con circones del Mioceno temprano (~18,9 Ma), la población 5 con circones Mioceno medio-superior (15 Ma-9 Ma).

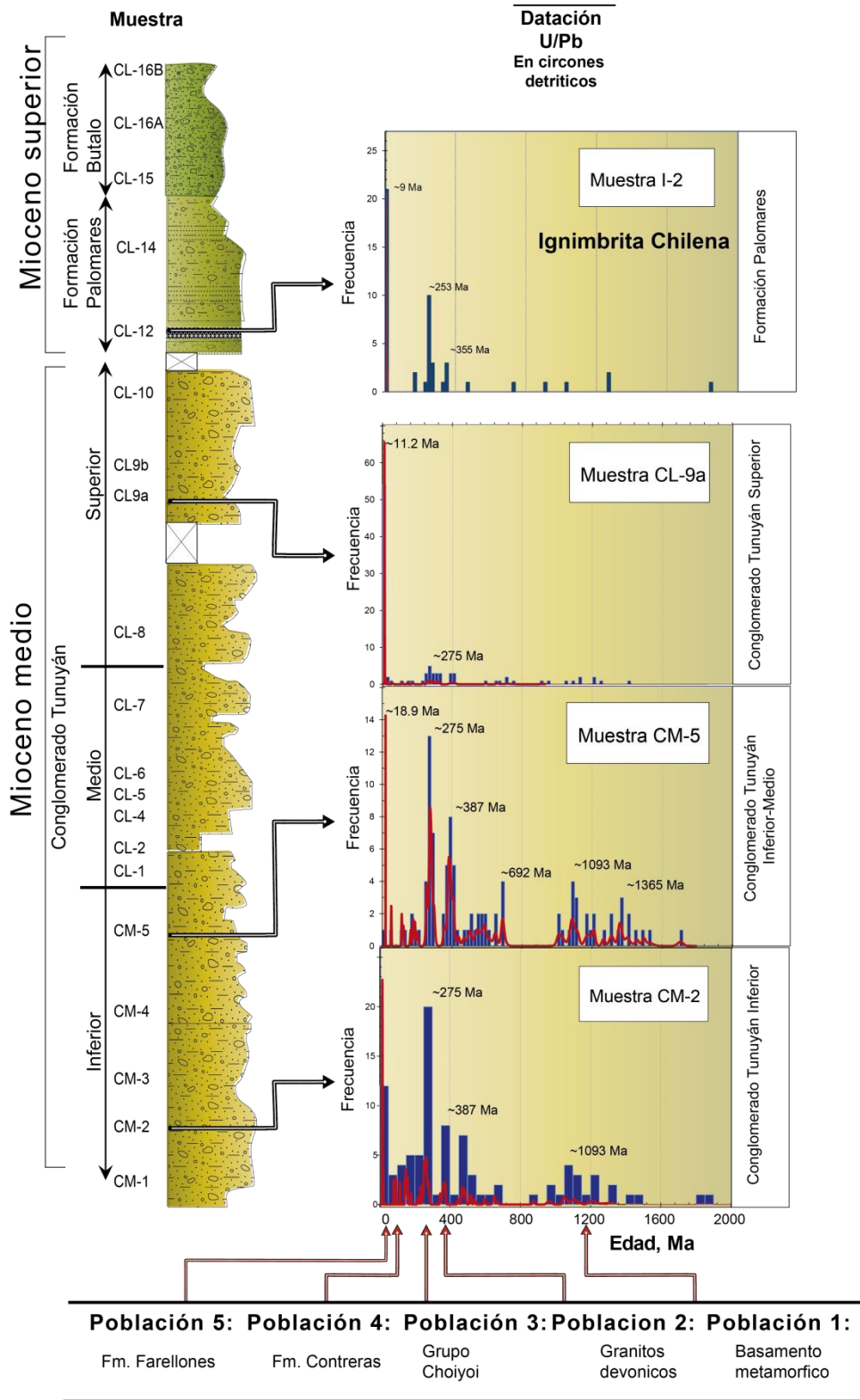


Figura 7. 1. Histogramas con la frecuencia de edades U/Pb en circones detriticos del Conglomerado Tunuyán y Formación Palomares.

7.2.1. Población 1: circones del Mesoproterozoico (1,000 Ma-1,300 Ma)

Es la población de circones detríticos más antigua reconocida en el Conglomerado Tunuyán, tiene edades entre ca. 1,000 y 1,300 Ma (Fig. 7.1). Corresponden a las rocas metamórficas del Mesoproterozoico que constituyen el basamento pre-volcánico del cordón del Portillo (Fig. 7.2). Estas rocas forman parte del complejo metamórfico definido por Polanski (1964), representado en la zona de estudio por esquistos biotíticos plegados, con biotita hacia el contacto con los granitos del Grupo Choiyoi e intercalados con bancos de cuarcitas. Ramos y Basei (1997) dataron mediante U/Pb los circones de los gneises ubicados en las Yaretas, a unos 20 km al oeste de la zona de estudio, obteniendo una edad de 1069 ± 36 Ma (Mesoproterozoico), la cual permite relacionar a estas rocas metamórficas con la orogenia Grenvilleana.

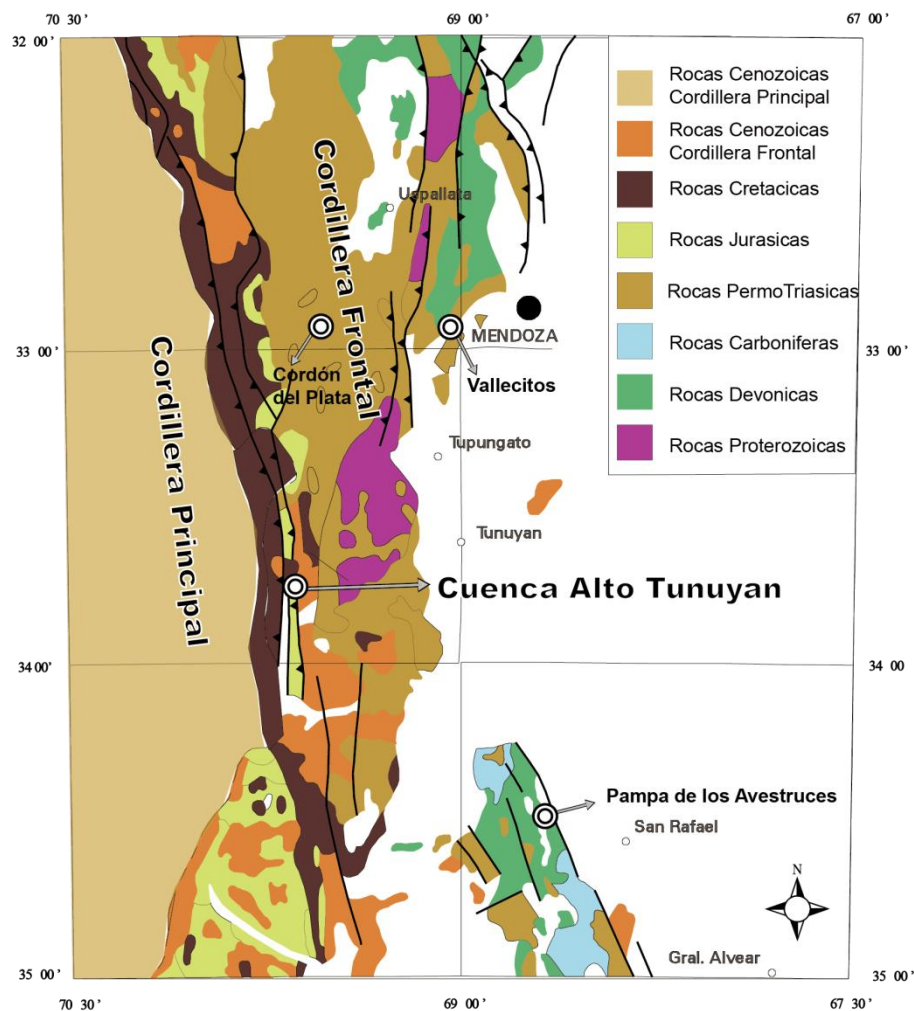


Figura 7. 2. Mapa geológico basado en la Hoja Cerro Tupungato. Muestra únicamente las edades de las rocas y no discrimina entre el tipo ni el origen de la roca.

7.2.2. Población 2: circones de Devónico medio (~387 Ma)

La segunda población de circones detríticos reconocidos en el Conglomerado Tunuyán tiene una edad de ca. 387 Ma (Fig. 7.1). Dentro del área de estudio no se han reportado rocas de edades aproximadas a los 387 Ma (Devónico medio). Sin embargo, la presencia de circones detríticos del Devónico de origen magmático indicaría una fuente expuesta y sujeta a la erosión durante el Mioceno. Si tomamos en consideración que fueron analizados un total 100 circones detríticos en las muestras, entonces un ~25% de circones devónicos resulta ser una población significativa lo que podría indicar una fuente proximal.

Circones con edad devónica han sido reportados en las unidades del cordón del Plata, en unidades del Paleozoico en la Cordillera de la Costa de Chile central, con edades que oscilan entre 365 y 414 Ma, además en la pampa de Carrizalito en Argentina con edades entre 365 y 375 Ma (Willner et al., 2008; Sagripanti et al., 2011).

Una zona a considerar como posible origen sería correspondiente al terreno inferido de Chilenia (Fig. 2.5), con una menor presencia de plutones devónicos (Zappettini et al., 2012).

Tickyj et al. (2009) han reportado recientemente una datación preliminar de la Granodiorita Pampa de los Avestruces en la Cordillera Frontal, Mendoza, como Devónico Temprano (Fig. 7.2). Heredia et al. (2012) analizaron la evolución geodinámica del basamento de la Cordillera Frontal y han descrito clastos volcánicos en la Unidad Vallecitos y se interpretaron como procedentes de rocas volcánicas devónicas del terreno de Chilenia.

Entre los 33°-34°S no han sido reportadas rocas devónicas. Sin embargo, es posible que la franja de rocas devónicas ubicados al sur pertenecientes a la Formación Colohuincul (~40°S fuera del área de la figura 7.2) (Zappettini et al., 2012) hayan constituido en algún momento una franja continua hasta la Formación Vallecitos, lo cual explicaría la presencia de circones devónicos proximales. Esta franja habría sido posteriormente cubierta por los depósitos cuaternarios presentes entre los 33° y 34°S.

7.2.3. Población 3: circones del Permo-Triásicos (253 Ma-280 Ma)

Una tercera población de circones detríticos reconocidos en la cuenca del Alto Tunuyán presenta un rango de edades entre ca. 253 y 280 Ma (Fig. 7.1). Estas edades corresponden a aquellas descritas para el **Grupo Choiyoi** (Rapela y Llambías, 1999) formada por una sucesión volcánica. Estas rocas se apoyan en discordancia angular sobre unidades deformadas y están cubiertas por depósitos rocas del Triásico Superior, lo cual permite acotar el evento ígneo del Grupo Choiyoi entre el Pérmico medio y el Triásico tardío (Martínez, 2004). Además, una ignimbrita vítrea riolítica del nivel medio del Grupo Choiyoi fue

datada por K/Ar en sanidina en 266 ± 6 Ma (Martínez y Giambiagi, 2010). Esta edad corresponde al Pérmico medio (Guadalupiano), casi en el límite entre los pisos Wordiano–Capitaniano (ICC, 2013). Martínez y Giambiagi (2010) realizaron un análisis estadístico de las edades publicadas del Grupo Choyoi (Linares y González, 1990; Mpodozis y Kay, 1990, 1992; Koukharsky, 1997; Costa et al., 1998; Cortés et al., 1999a, b; Orme y Atherton, 1999; Melchor, 2000; Koukharsky et al., 2000; Linares, 2001; Llambías et al., 2003; Schiuma y Llambías, 2008) y determinaron la máxima frecuencia de edad entre 270 y 230 Ma (Fig. 7.3).

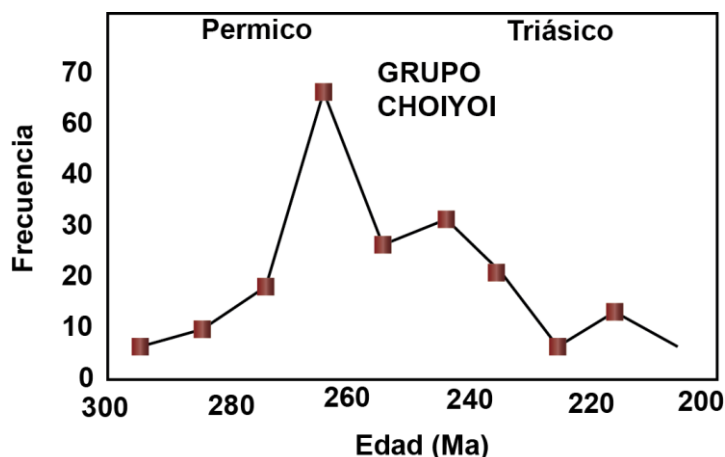


Figura 7. 3. Compilación de las edades presentes en la literatura, mediante un análisis estadístico se muestra la máxima frecuencia entre los 270 y 230 Ma para el Grupo Choyoi (modificado de Martínez y Giambiagi, 2010).

7.2.4. Población 4: circones Mioceno temprano (~18,9 Ma)

La cuarta población tiene una edad de circones altamente restringida a 18,9 Ma (Fig. 7.1). Hay tres formaciones diferentes, con una edad de circones del Mioceno temprano; Formación Contreras, Formación Abanico y rocas plutónicas del Mioceno temprano y medio.

La edad de los circones se ajusta bastante bien con la edad asignada a la Formación Contreras. A continuación se describen las formaciones en orden de mayor a menor probabilidad en cuanto a la contribución que pudieron haber generado a la cuenca, teniendo en cuenta la composición química y su ubicación actual.

Formación Contreras: Esta Formación fue descrita por primera vez por Polanski (1964); se sitúa en la Cordillera de las Yaretas en la Cordillera Frontal en los costados australes del curso transversal del Río Tunuyán. La roca más abundante de esta Formación es una brecha andesítica que constituye la parte inferior del complejo, a la que sobreyacen flujos lávicos y piroclásticos. Las andesitas que aparecen en la base son félsicas, preferentemente augíticas. La parte superior es eminentemente andesítico-

hornbléndica, con sus correspondientes tobas. A partir de una datación de una roca andesítica del sector medio de la unidad se obtuvo una edad de $18,3 \pm 0,7$ Ma la cual correspondería al Mioceno temprano (Ramos et al., 1996b). Esta unidad se ubica dentro de la cuenca del Alto Tunuyán, lo cual es un argumento de peso para sugerir que los circones del mioceno temprano (18.9 Ma.) provendrían de esta Formación.

Formación Abanico: las dataciones radiométricas publicadas situarían esta Formación con edades comprendidas entre 37 y 19 Ma, correspondiente al Eoceno tardío-Mioceno temprano (Vergara y Drake, 1979; Drake et al., 1982; Munizaga y Vicente, 1982; Flynn et al., 1995; Gana y Wall, 1997; Aguirre, 1999; Baeza, 1999; Sellés, 1999; Vergara et al., 1999; Fuentes et al., 2002; Charrier et al., 2002, 2005; Nyström et al., 2003; Fock, 2005; Fock et al., 2006). Esta Formación corresponde a una secuencia continental, conformada por tobas y brechas volcánicas con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias volcanoclásticas (Thiele, 1980; Gana y Wall, 1997).

Por lo tanto, también es una fuente probable de los sedimentos de los niveles más bajos de la cuenca del Alto Tunuyán. Sin embargo, parece poco probable que haya contribuido con circones a la sucesión, ya que su tendencia es más máfica y se encuentra en un sector distal de la cuenca del Alto Tunuyán lo que dificulta el aporte hacia la misma.

Rocas plutónicas del Mioceno temprano a medio: Estas rocas se reconocen en el borde oeste de la Cordillera Principal, con intrusivos en Cerro Manquehue y cuesta de Chacabuco, Plutón La Obra y Plutón del Salto del Soldado (Vergara y Drake, 1978; Thiele, 1980; Kurtz et al., 1997). Su rango de edades varía entre ca. 20 y 18 Ma. Intruyen a la Formación Abanico y su composición principal corresponde a granodioritas. Este plutónismo se relacionaría con los productos volcánicos iniciales de la Formación Farellones y con el tectonismo compresivo que comenzó alrededor de los 20 Ma (Godoy, 1998; Godoy y Lara, 1994). Además, Kay y Kurtz (1995) describieron una similitud química y cronológica del plutón La Obra y la franja oriental Formación Abanico sugiriendo una relación genética entre ambos.

7.2.5. Población 5: circones Mioceno medio-superior (15 Ma-9 Ma)

Existen dos diferentes unidades de las cuales puede haber provenido esta población de circones. Una fuente volcánica y una fuente plutónica. Las rocas volcánicas correspondientes a la Formación Farellones presentan la mayor probabilidad generar aporte a la cuenca. En segundo lugar están los intrusivos del Mioceno tardío.

Formación Farellones: Esta Formación abarca el lapso comprendido entre los 19 y 7 Ma para el sector ubicado entre 33°y 34°S (Rivano et al., 1990; Charrier et al., 2009). En el área al este de la ciudad

de Santiago, la unidad representa estratovolcanes erosionados y domos riolíticos intrusivos y extrusivos (Rivano et al., 1990). Debido a la ubicación geográfica y estratigráfica, esta Formación puede haber generado aporte durante todo el desarrollo de la cuenca del Alto Tunuyán. Los circones con diferentes edades pero dentro del Mioceno medio-Tardío se explicarían como una erosión de toda la secuencia volcánica expuesta de la Formación Farellones.

Intrusivos del Mioceno Tardío: Estos intrusivos se reconocen en al este de la franja de intrusivos del Mioceno temprano. Su rango de edades varía entre ca. 13 y 8 Ma. Destacan dentro de esta Población los plutones San Gabriel (unión ríos Volcán, Yeso y Maipo) y La Gloria (río Colorado), Batolito San Francisco (parte superior del río Río Blanco), Cerro Mesón Alto (CMA), intrusivo Lago Yeso e intrusivo Colina (Portezuelo Colina). Las litologías principales de estos cuerpos corresponden a granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera (Thiele, 1980; Kurtz et al., 1977; Deckart et al., 2005; 2010; Deckart y Godoy, 2006). En base a la edad, las características químicas y las relaciones de contacto de estos cuerpos intrusivos con la Formación Farellones, ha sido sugerida una relación genética entre ambos (Thiele, 1980; Kurtz et al., 1977; Kay et al., 2005).

7.2.6. Población 6: Ignimbrita de 9 Ma

La sexta y última población de circones detríticos tiene ca. 9 Ma y fue reconocido en la muestra I-2 de la Formación Palomares (Figs. 7.1 y 7.4). Esta muestra fue tomada de la Ignimbrita Chilena, previamente descrita como un conglomerado pumicítico (García, 2004) y se obtuvo una edad de ~9 Ma. Una edad similar posee la Toba de Angostura (~9 Ma; García, 2004) al este de la zona de estudio en las cercanías de Tunuyán. Realizamos un análisis geoquímico de esta última (Fig. 7.4) y se consiguió una tendencia alcalina similar a la Ignimbrita Chilena. Sin embargo, es clasificada como basalto alcalino, pero en muestra de mano esta tiene una apariencia de toba félsica. Lo más probable es que la alteración y mezcla de material de distintas fuentes le haya dado esta característica química.

El histograma de frecuencia presenta una población bastante definida de edades cercanas a los 9 Ma, lo que sugiere es la edad de la ignimbrita. Sin embargo, existe una población bastante acotada y significativa con edades permo-triásicas. Esta población de circones podría sugerir que durante el trayecto que recorrió la ignimbrita esta removió y asimiló parte de las rocas que se encontraban a su paso. Dichas rocas estarían relacionadas al volcanismo permo-triásico del Grupo Choiyoi, ubicado en la Cordillera Frontal. Así mismo, los circones detríticos en la muestra de edad proterozoica, aunque menos significativos, estarían confirmando esta idea. La fuente exacta de esta ignimbrita no está definida aun. Establecer su proveniencia es de suma importancia para establecer el inicio de la acumulación de la Formación Palomares. Esto ayudará a determinar con precisión los períodos de alzamiento de las cordilleras adyacentes.

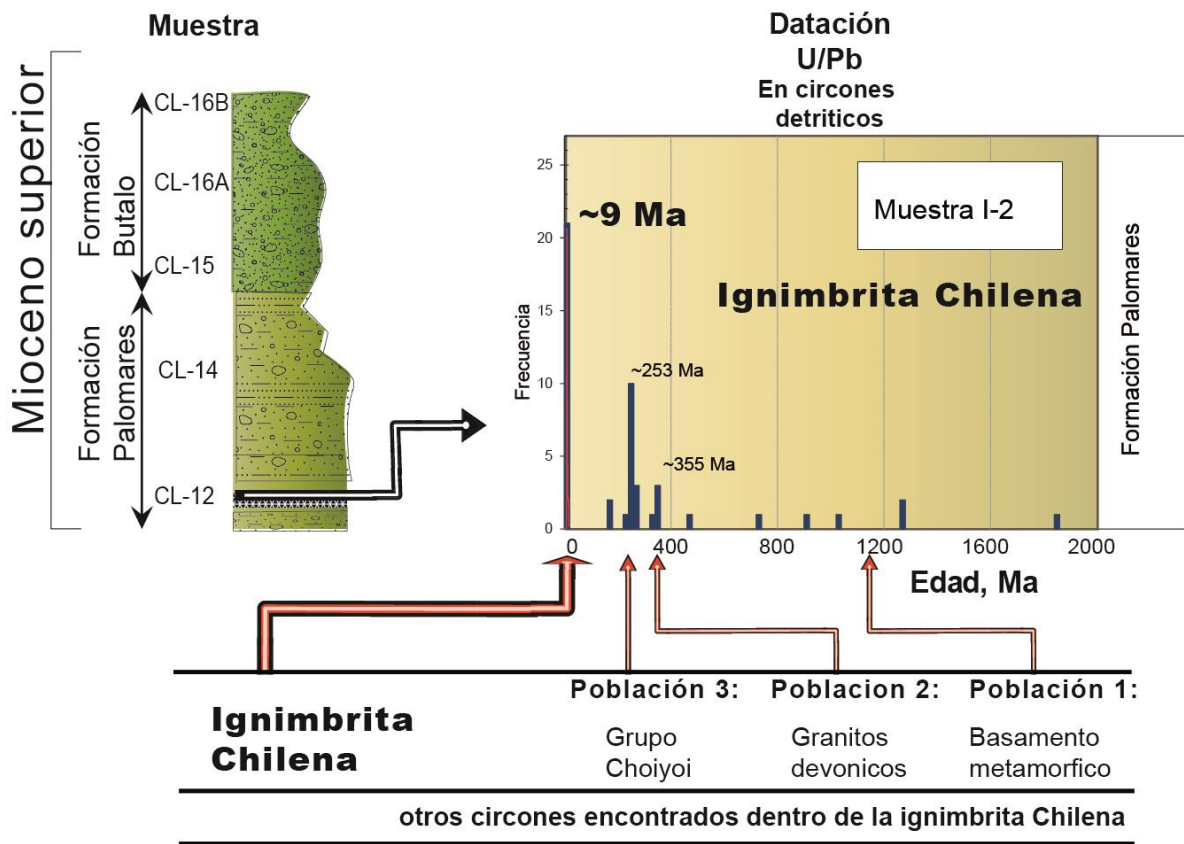


Figura 7. 4. Histograma con las frecuencias de edades U/Pb en circones detriticos de la Ignimbrita de 9 Ma, Formación Palomares.

7.3. Composición de las rocas de las áreas fuente basada en los circones detriticos

El circón es un mineral de alta resistencia a los procesos fisicoquímicos naturales, siendo frecuente entre los minerales detriticos resistentes en la mayoría de los depósitos sedimentarios. El circón también soporta a altas temperaturas como procesos hidrotermales y metamórficos donde es común encontrar cristales de circón de remanentes de metamórficos en las rocas magmáticas producidos por anatexia (Cherniak et al., 1997). Estas propiedades hacen que el circón sea un mineral de gran importancia en los estudios de procedencia y geocronología (e.g., Belousova et al., 2002; Rubatto y Hermann, 2003).

Las propiedades ópticas de los circones han sido utilizadas en la identificación de la procedencia de sedimentos; la geometría de las caras de crecimiento en los cristales indica el origen de ígneo (Pupin, 1980; Sturm, 2004). Hoskin y Black (2000) indican que en general circones metamórficos tienen los extremos redondeados y las rocas de alto grado tienden a formar ovoides, mientras que las rocas ígneas son generalmente de hábito euhedral con zonificación. El circón puede ser visto como una solución

intermedia de silicatos sólidos de Zr y Hf, donde el primero predomina ampliamente (Ahrens y Erlank, 1969). Las principales características geoquímicas utilizadas para identificar los posibles orígenes están relacionadas con la concentración de Hf, REE, U, Th, Nb e Y (Ahrens y Erlank, 1969; Belousova et al., 2002).

La relación **U/Th** es empleada para determinar el área fuente, discriminando entre rocas magmáticas y metamórficas. Los circones contienen típicamente entre 10 y 1000 ppm de Th y entre 50 y 1000 ppm de U, mostrando relaciones de U/Th que oscilan entre 0,1 y 6,0 para aquellos con un origen ígneo y U/Th > 7,0 para aquellos de origen metamórfico (Rubatto y Gebauer, 2000; Rubatto, 2002; Belousova et al., 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003).

Los circones detríticos del presente estudio tienen en su mayoría relaciones de U/Th < 6 (Figs. 7.5, 7.6 y 7.7), indicando un predominio de rocas fuente plutónicas o volcánicas. Sin embargo todas las muestras presentan cantidades significativas de circones metamórficos (U/Th > 7; Figs. 7.5, 7.6 y 7.7). Considerando que las rocas metamórficas sólo han sido descritas en la Cordillera Frontal, entonces estos cocientes sugieren un aporte constante hacia la cuenca del Alto Tunuyán desde la Cordillera Frontal. Los circones plutónicos/volcánicos y las edades que estos arrojan se correlacionan con las rocas fuente ya propuestas desde la mineralogía y las dataciones.

En la **muestra CM-2** (base del nivel inferior del Conglomerado Tunuyán) (Fig. 7.5a) las rocas con características metamórficas se concentran en el Proterozoico y corresponden al basamento que aflora en la Cordillera Frontal. Los circones de origen ígneo con diferente rango de edades van desde el Devónico hasta el Mioceno temprano. Con el fin de analizar en mayor detalle las tendencias y edades se ha hecho una aproximación a las poblaciones de circones utilizando el mismo gráfico y datos pero con rango de edades limitado (Figs. 7.5 b, c, d).

Las muestras con un rango de edad menor a 500 Ma presenta al menos 5 agrupaciones de circones todos de origen ígneo (Fig. 7.5b). La población de circones ígneos con edad Devónico y Permo-Triásico provendría de la actual Cordillera Frontal, mientras que las Poblaciones de circones ígneos con edades menores a 200 (Mesozoico y Mioceno) estarían asociados a las formaciones ubicadas en la Cordillera Principal.

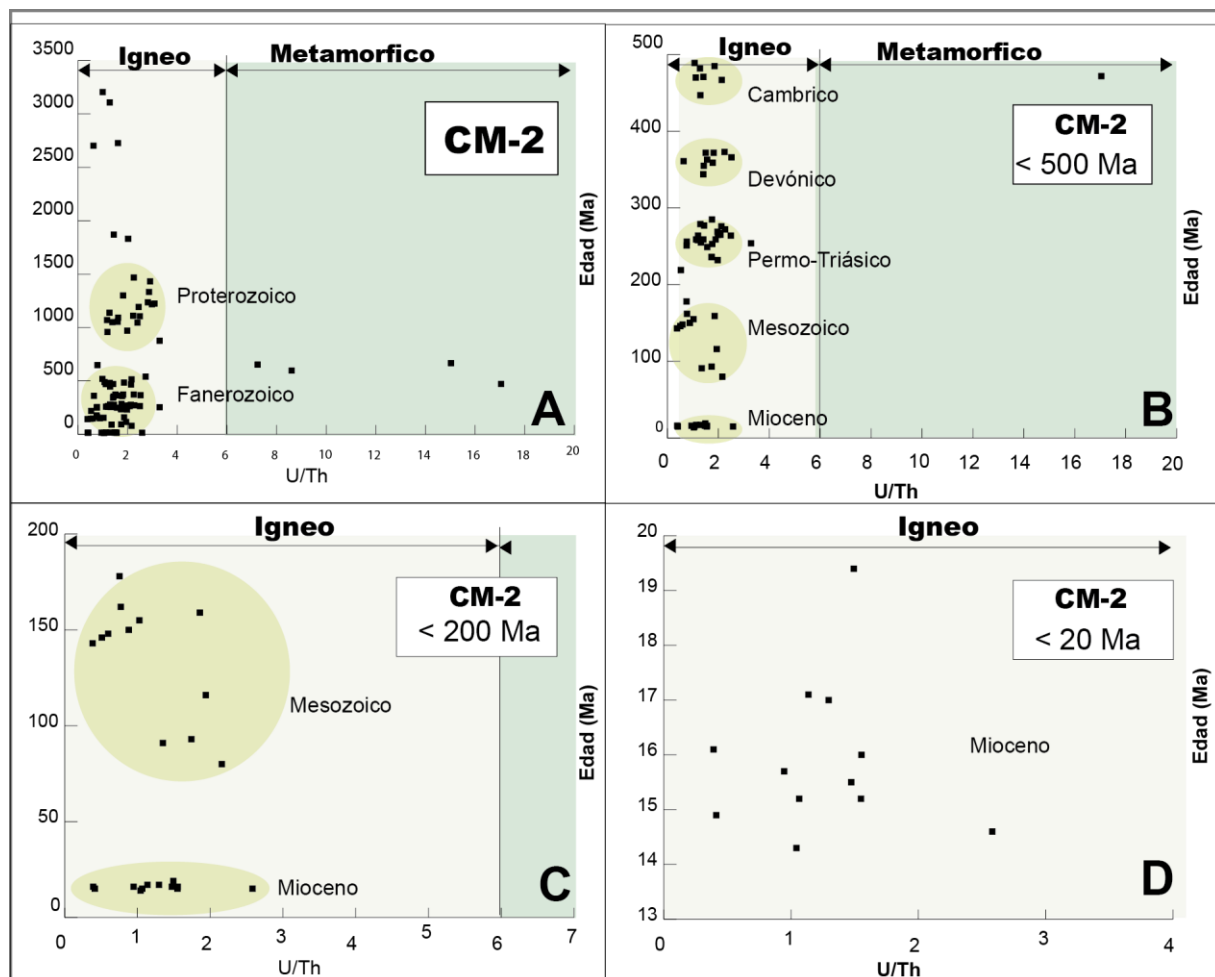


Figura 7. 5. Relación U/Th en circones detríticos para determinar entre fuente magmática o metamórfica (según; Rubatto y Gebauer, 2000; Rubatto, 2002; Belousova et al., 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003); A) todos los circones datados en la muestra, B) circones con edades menores a 500 Ma, C) circones con edades menores a 200 Ma, D) Circones con edades menores a 20 Ma.

En la **muestra CM-5** (nivel inferior del Conglomerado Tunuyán) (Fig. 7.6 a, b, c) el aporte de circones de origen metamórfico de edad Proterozoico relacionados al basamento de la Cordillera Frontal es considerablemente menor al de las demás muestras. Posiblemente esta disminución esté relacionada a un aumento en la erosión y aporte desde la Cordillera Principal de las unidades mesozoicas con características sedimentarias, lo cual habría generado una menor presencia relativa de circones. Las poblaciones de circones con edades menores a 500 Ma marcan tres tendencias. Las primeras dos de origen ígneo con edades Devónico y Permo-Triásico cuya fuente de proveniencia estaría ubicada en la Cordillera Frontal (Fig. 7.6B). La tercera de estas tendencias correspondería a circones con edades mesozoicas atribuidas a las formaciones ubicadas en la Cordillera Principal. Se destacan la ausencia casi total de circones con edades menores a 100 Ma. Solamente se reportan dos circones entre este rango de

edades uno con 50 Ma y otro con 18 Ma. Este hecho podría estar relacionado a una mayor erosión de las secuencias mesozoicas y a un mayor distanciamiento de la fuente de circones cenozoicos.

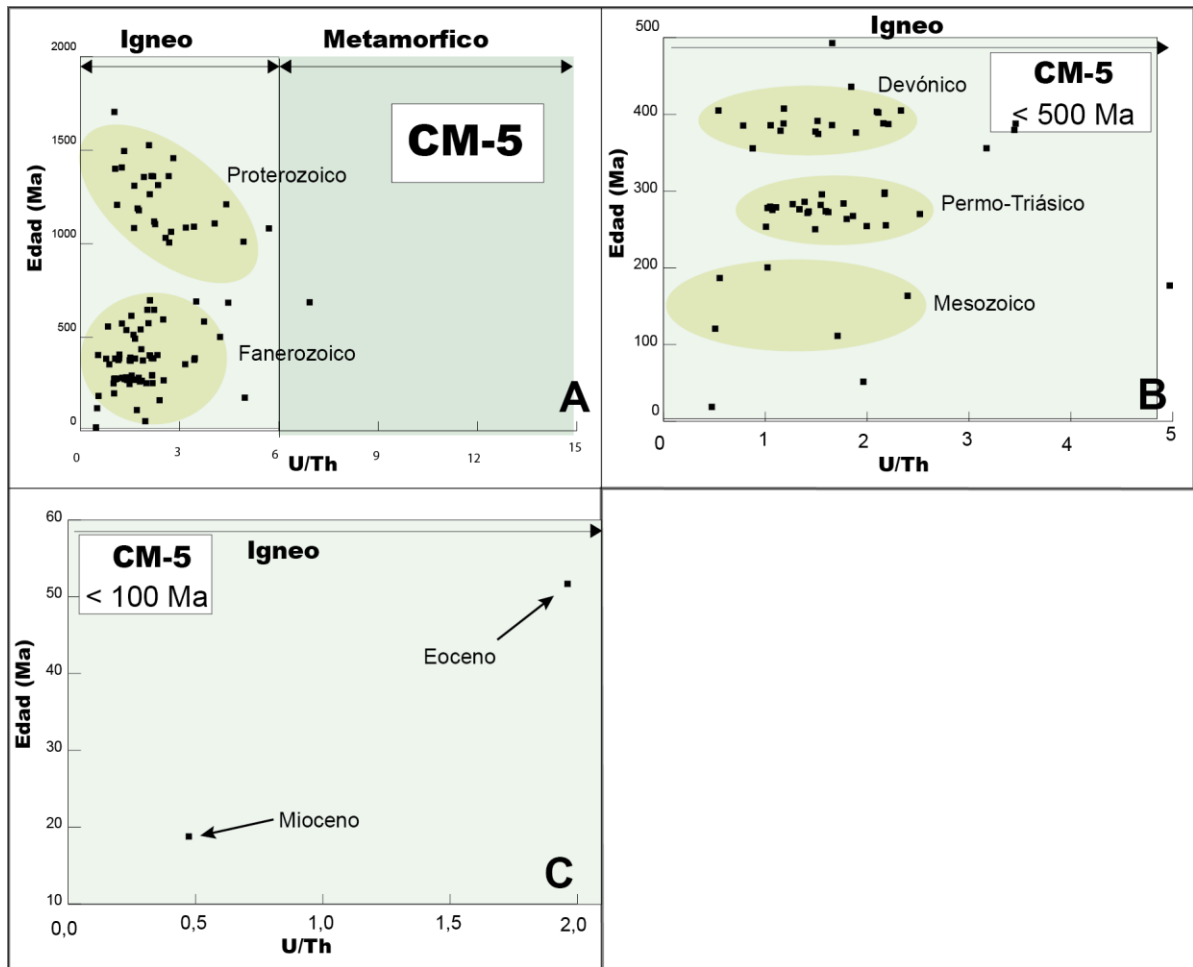


Figura 7. 6. Relación U/Th en circones detríticos para determinar entre fuente magmática o metamórfica (según; Rubatto y Gebauer, 2000; Rubatto, 2002; Belousova et al., 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003) A) todos los circones datados en la muestra, B) circones con edades menores a 500 Ma, C) circones con edades menores a 100 Ma.

La **muestra CL-9a** (Fig. 7.7) tiene una cantidad significativa de circones con afinidad metamórfica. Sin embargo, éstos no pertenecen al Proterozoico como en los casos anteriores, sino que tienen una edad miocena superior. Estos circones posiblemente se encuentren asociados al metamorfismo de contacto de los intrusivos miocenos de la Cordillera Principal. En base al nivel estratigráfico dentro de la cuenca del Alto Tunuyán que ocupa esta muestra, los circones metamórficos estarían asociados a una rápida erosión de la Formación Farellones donde han quedado expuestos los eventos intrusivos.

En cuanto a los circones con afinidad ígnea, se aprecia una alta concentración con una edad devónica y permo-triásica, asociadas a las rocas ubicadas en la Cordillera Frontal. La siguiente población significativa de circones tiene una edad entre los 10-13 Ma (Mioceno medio), los cuales estarían asociados a la Formación Farellones o a los intrusivos ubicada en la Cordillera Principal. Esta abundancia de circones con edad miocena podría deberse a una menor tasa de alzamiento de la Cordillera Principal, donde el alzamiento es relativamente menor que la erosión. Esta estabilidad podría ser el reflejo de la generación de deformación interna en la Cordillera Principal, causada por retrocorrimientos y corrimientos fuera de secuencia. La Cordillera Principal al mantener una deformación interna estaría propiciando la erosión de las unidades volcánicas miocenas. En este punto habría cesado la generación de escamas tectónicas y corrimientos en secuencias y la deformación estaría migrando hacia el sector de la Cordillera Frontal.

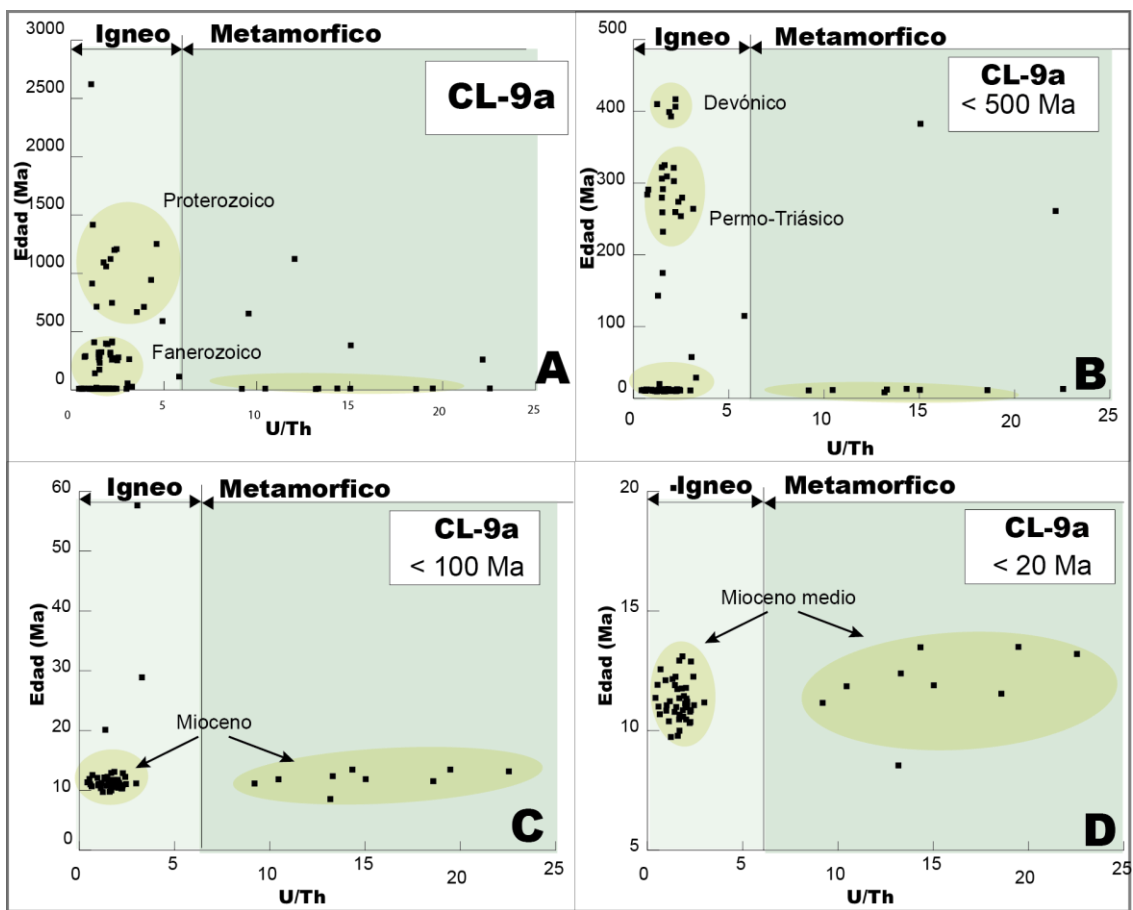


Figura 7. Relación U/Th en circones detríticos para determinar entre fuente magmática o metamórfica (según; Rubatto y Gebauer, 2000; Rubatto, 2002; Belousova et al., 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003); A) todos los circones datados en la muestra. B) Circones con edades menores a 500 Ma. C) circones con edades menores a 100 Ma. D) Circones con edades menores a 20 Ma.

CAPITULO 8

DISCUSIÓN

8.1. Características composicionales de la cuenca del Alto Tunuyán

Las características composicionales de las rocas sedimentarias de la cuenca del Alto Tunuyán han sido analizadas utilizando: geoquímica de roca total (capítulo 4 y 5), geoquímica de los minerales pesados detríticos (capítulo 6) y dataciones U/Pb en los circones detríticos (capítulo 7). El estudio se centró en los depósitos que tuvieron lugar de manera simultánea con la tectónica denominados depósitos sintectónicos, compuestos por el Conglomerado Tunuyán, la Formación Palomares y la Formación Butaló para realizar un análisis de su proveniencia, por medio de la caracterización y determinación de las áreas fuentes, así como de su relación con los procesos tectónicos que les dieron origen. Los datos composicionales obtenidos permitieron establecer las diferentes rocas fuente de origen ígneo, metamórfico y sedimentario que aportaron a la cuenca del Alto Tunuyán.

En la figura 8.1 se muestra un resumen del análisis de proveniencia de la parte geoquímica de roca total, que sirve de guía en la interpretación de los datos.

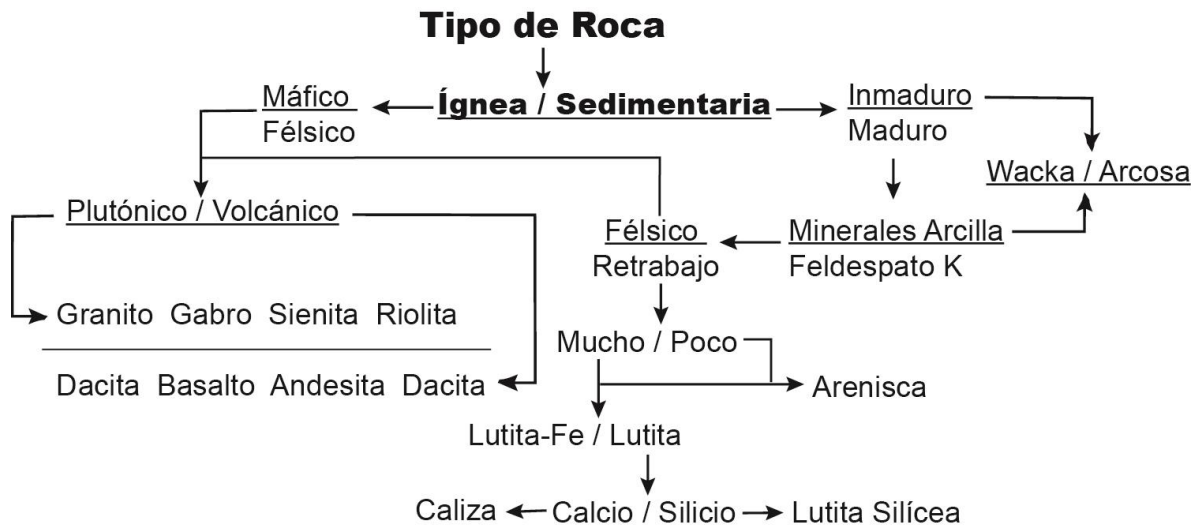


Figura 8. 1. Esquema de análisis de los datos de geoquímica de roca total de las muestras estudiadas.

- **La geoquímica de roca total:** Las anomalías positivas de Eu indican abundancia de plagioclasa en todas las muestras, lo cual es respaldado por la cociente Co/Th y el diagrama La/Th vs. Hf de Floyd y Leveridge (1987) que indican una fuente con afinidad máfica, lo cual indica un aporte constante de rocas ígneas con una afinidad máfica-intermedia. Además, los diagramas de Pettijohn et al. (1972) y Bhatia (1983) indican que el nivel inferior del Conglomerado Tunuyán presenta una tendencia progresivamente más básica de base a techo. Estas tendencias indicarían una fuente de aporte volcánico con características félsicas el cual estaría siendo opacada por una fuente de aporte máfica. Por el contrario, en las muestras de los niveles medio y superior del Conglomerado Tunuyán la distribución es heterogénea. Esto sería un indicativo de una mezcla de fuentes máficas y félsicas (Fig. 8.2).

Los resultados indican que las rocas sedimentarias de la cuenca del Alto Tunuyán poseen en la parte baja del nivel inferior y la parte baja del nivel medio del Conglomerado Tunuyán una alta madurez mineralógica y poca variabilidad composicional (según Herron, 1988) lo que sugiere un aporte de rocas sedimentarias. Esto es respaldado por la descripciones petrográficas (Porrás et al., en revisión; anexo 1) donde se describe la presencia significativa de fragmentos de roca con componente detrítico que comprende de 55 al 75% de las areniscas. Se identificaron granos ígneos, sedimentarios y metamórficos, también pseudomatrix y se distinguían algunos líticos alterados de origen sedimentario.

En contraste, la parte alta del nivel inferior, la parte alta del nivel medio y el nivel superior del Conglomerado Tunuyán al igual que la Formación Palomares tienen una baja madurez mineralógica y alta variabilidad composicional, lo que sugiere un aporte de rocas ígneas, con poco retrabajo. Esto podría indicar que existió un fuerte cambio de aporte entre el Conglomerado Tunuyán y la Formación Palomares. Debido a la afinidad félsica predominante y a las asociaciones minerales, este cambio habría ocurrido de manera escalonada en el nivel superior del Conglomerado Tunuyán y culminaría en la Formación Palomares.

Las rocas sedimentarias con un alto índice de reciclado indican que la parte baja del nivel inferior y parte baja del nivel medio del Conglomerado Tunuyán tendrían una tendencia a estar enriquecidos en feldespatos-K y se ubican en un punto cercano a las illitas. Esto es indicativo de depósitos pelíticos y de sedimentos marinos y estaría relacionado a la erosión de las secuencias sedimentarias jurásicas ubicadas en la Cordillera Principal. La estabilidad mineralógica indica que esta variación se habría iniciado con rocas de características sedimentarias pelíticas en el nivel inferior del Conglomerado Tunuyán. Los cambios en la proporción de feldespatos respecto a los minerales de arcilla hacia el techo del nivel inferior y hacia el techo del nivel superior del Conglomerado Tunuyán y la Formación Butaló muestran una fuerte componente volcánica.

Conforme se avanza hacia el techo del nivel inferior y techo del nivel medio del Conglomerado Tunuyán, la estabilidad mineralógica de las rocas sedimentarias señalan un aumento en el contenido de

fragmentos líticos que poseen minerales inestables ricos en hierro y en magnesio. La descripción petrográfica de las muestras (Porrás et al., en revisión) señala fragmentos de rocas volcánicas de composición básica. El aumento significativo de material volcánico indica que en la cuenca se estaría produciendo alteración de tobas volcánicas y cenizas lo que generaría un aumento en la presencia de montmorillonita. Este aporte de material volcánico según la discriminación de proveniencia ígnea corresponde principalmente a andesitas y estaría relacionado con las formaciones Farellones y Contreras ubicados en la Cordillera Principal y Frontal, respectivamente.

En el nivel medio del Conglomerado Tunuyán el contenido de CaO sugiere que el carbonato de calcio (CaCO_3) presente se encuentra disperso en la matriz, por lo que se asocia a rocas pelíticas calcárea. Además, el alto índice de madurez en este nivel sería un indicativo del aporte de rocas sedimentarias provenientes de las unidades mesozoicas de la cordillera Principal y corresponden a la Formación Río Colina.

En el nivel superior del Conglomerado Tunuyán y en la Formación Palomares la estabilidad mineralógica indica una variación del área de aporte y la progresión se da de base a techo hacia el polo de los feldespatos-k y según el índice de reciclaje se asocian a rocas de origen ígneo. La petrografía de las rocas sedimentarias estudiadas indica que las rocas fuente de esta parte de la sucesión tienen una tendencia félsica. Esta tendencia estaría directamente relacionada con un incremento paulatino en el contenido de rocas félsicas ya sean granitoides o riolitas, las cuales se ubican en la Cordillera Frontal. Las dataciones U/Pb correlacionan estas rocas con las Formación Contreras, Grupo Choiyoi y los granitos devónicos. El cambio significativo del área de aporte es una evidencia fuerte del alzamiento Temprano de la Cordillera Frontal.

- **Minerales pesados detríticos:** la asociación de minerales pesados y la población de circones detríticos muestran una mezcla de fuentes, siendo éstas las rocas sedimentarias mesozoicas y las rocas volcánicas cenozoicas de la Cordillera Principal (Formaciones Abanico y Farellones).

Los minerales pesados y la asociación de éstos sugieren que para el **nivel inferior del Conglomerado Tunuyán** habría un fuerte aporte de origen ígneo, que representa composiciones intermedias a ácidas de afinidad calcoalcalina continental. Esta fuente correspondería a las rocas las volcánicas de las Formaciones Abanico y Farellones, ubicadas en el sector occidental de la Cordillera Principal. Además, para el mismo nivel existe un aporte volcánico de rocas de composición intermedia a básica y de afinidad calcoalcalina continental, cuya fuente podría corresponder a la Formación Contreras.

Para el **nivel medio del Conglomerado Tunuyán** se han encontrado al menos 3 distintas fuentes de aporte. La primera fuente de aporte está asociada a calizas y rocas sedimentarias calcáreas con metamorfismo termal y depósitos metasomáticos de skarn asociados a este metamorfismo. Estas rocas estarían asociadas al Grupo Mendoza, ubicado en la Cordillera Principal. La segunda fuente de aporte

tendría una asociación de minerales pesados provenientes de rocas calcoalcalinas de composición intermedia a básica cuya fuente se relaciona a la Formación Farellones ubicado en la Cordillera Principal. La tercera fuente de aporte se asocia a rocas con una composición intermedia a ácida de afinidad calcoalcalina, que según los valores de $(Na + K)$ y Al^{IV} en las anfíbolos correspondería también a la Formación Farellones en la Cordillera Principal.

El **nivel superior del Conglomerado Tunuyán** muestra un fuerte cambio en la ubicación del área de aporte. Entre las asociaciones interpretadas se encuentra una que sugiere proveniencia de rocas metamórficas de protolitos ígneos. La fuente más cercana de este tipo de rocas metamórficas correspondería a los gneises del basamento proterozoico ubicado en la Cordillera Frontal. La presencia de estas rocas sugiere que el aporte principal provendría de la Cordillera Frontal. Sin embargo aún se mantendría el aporte desde la Cordillera Principal el cual se reconoce por una asociación de rocas calcáreas impuras que han sufrido metamorfismo termal o regional. Rocas con estas características corresponde a la Formación Río Colina y al Grupo Choiyoi. Otra asociación mineralógica en este mismo nivel evidencia una fuente de rocas plutónico de composición ácida. Esta fuente correspondería a los plutones relacionados al Grupo Choiyoi ubicados en la Cordillera Frontal. La última asociación del nivel superior del Conglomerado Tunuyán indica un aporte de rocas de composición intermedia a ácida de afinidad calcoalcalina, que correspondería a la Formación Farellones en la Cordillera Principal.

La Formación **Palomares** muestra solo una asociación de minerales que indican una fuente de rocas plutónicas de composición ácida. Esta fuente correspondería a los plutones asociados al Grupo Choiyoi ubicados en la Cordillera Frontal. Esta asociación de minerales única representa un aporte exclusivo proveniente de la Cordillera Frontal.

La Formación **Butaló** presenta una asociación de minerales de una fuente plutónica relacionada al Grupo Choiyoi, sin embargo, su origen no es claro.

8.2. Fuentes de roca de la cuenca del Alto Tunuyán

De acuerdo a las tendencias geoquímicas y mineralógicas presentadas para las unidades de la cuenca del Alto Tunuyán, la secuencia estratigráfica exhibe un patrón de aporte de abundancia creciente en fuentes de roca con afinidad ígnea y un patrón de aporte de abundancia decreciente en fuentes de roca con afinidad sedimentaria. En cuanto a la afinidad metamórfica esta se mantiene constante en toda la secuencia sedimentaria, por lo tanto no se incluyen dentro de las variaciones de las etapas de erosión. El nivel superior del Conglomerado Tunuyán tiene una tendencia de abundancia creciente en sus fuentes sedimentarias, mientras que las formaciones Palomares y Butaló solo presentan tendencias de fuentes ígneas (Fig. 8.2).

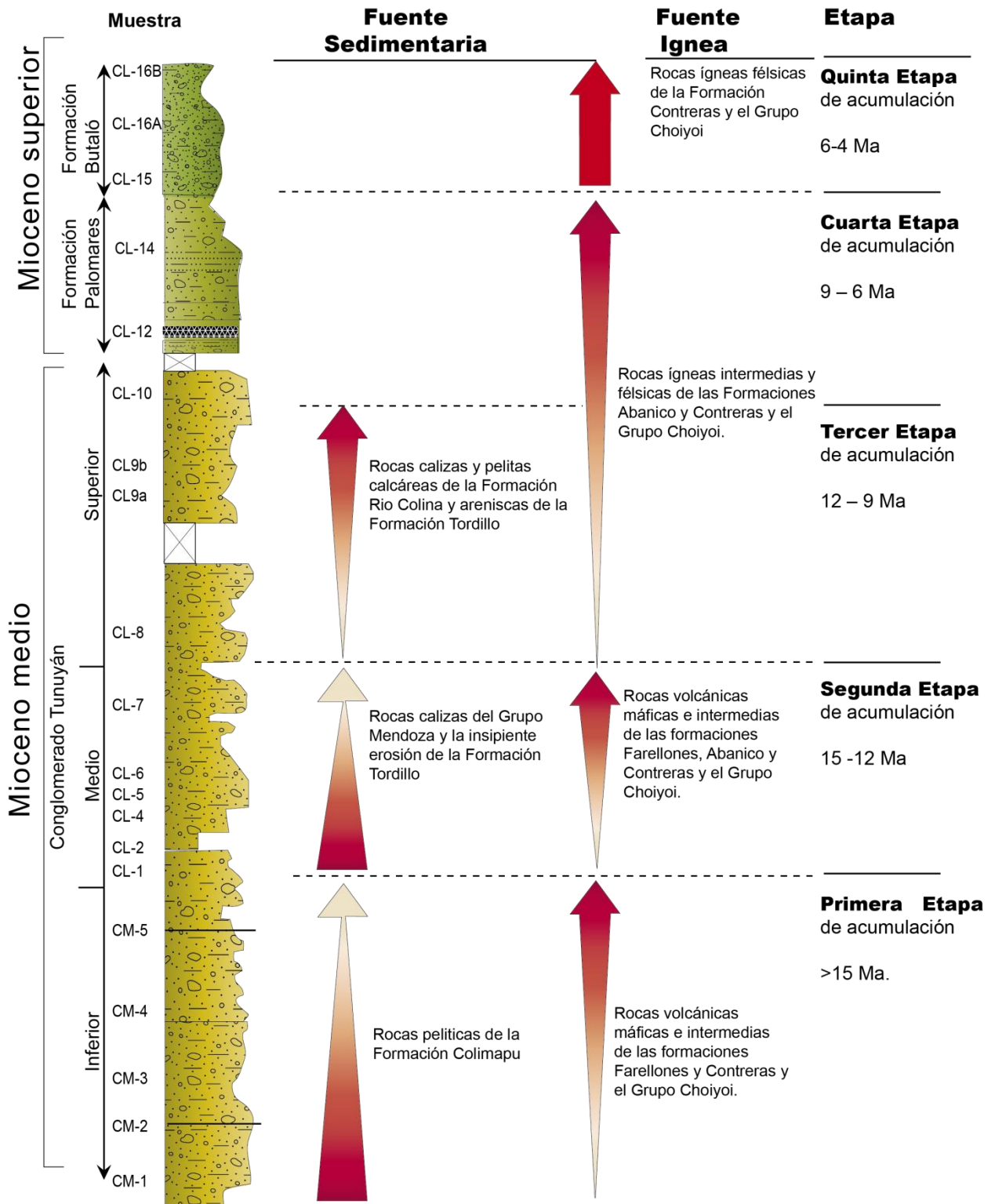


Figura 8. 2. Cuadro esquemático de los patrones de las afinidades ígneas y sedimentarias de las fuentes de rocas de la cuenca del Alto Tunuyán. Se muestran además las etapas de acumulación definidas en la secuencia estratigráfica.

Estas tendencias pueden ser divididas en estadios de acumulación relacionando las tendencias de las afinidades de las rocas fuente. Partiendo con este criterio como base se establecieron cinco etapas de acumulación:

Primera etapa (muestras CM-1 a CM-5); constituida por rocas sedimentarias con tendencia ígnea de composición intermedia y básica y una tendencia sedimentaria rica en arcilla.

En cuanto al origen ígneo, la variedad de minerales pesados encontrados con abundante clinopiroxeno y anfíbola evidencian un origen volcánico. Las daciones U/Pb asocian las edades de este nivel con el volcanismo de composición máfica-intermedia de la cuenca de Abanico (formaciones Abanico y Farellones). Además se identificó una asociación de minerales pesados con afinidad calcoalcalina continental, lo cual relacionado a la edad 18,9 Ma (U/Pb en circones detríticos) indica una fuente en las volcánicas que probablemente corresponde a la Formación Contreras.

La afinidad félsica observada para algunas muestras en los diagramas de discriminación geoquímica y las edades permo-triásicas, devónicas y mezoproterozoicas (U/Pb en circones detríticos) indicarían un aporte de las ígneas ácidas del Grupo Choiyoi, granitos devónicos y basamento metamórfico respectivamente, todos ubicados en la Cordillera Frontal.

Los análisis geoquímicos y petrográficos indican que durante esta etapa también existe un aporte de fuente sedimentaria. Esto se refleja en la presencia de minerales de arcilla illita y rocas pelíticas. Rocas con estas características se reconocen en la Formación Colimapu ubicada en la Cordillera Principal. La abundancia de illitas y rocas pelíticas en las muestras estudiadas disminuye progresivamente en la columna estratigráfica, por lo cual la fuente de las mismas también disminuiría su aporte a la cuenca.

Por lo tanto, la distribución espacial de las muestras y los datos interpretados en esta etapa sugieren un aporte predominante desde la Cordillera Principal, específicamente de las formaciones Farellones y Colimapu. El aporte menos abundante de rocas plutónicas ácidas desde la Cordillera Frontal evidencia un relieve positivo en este sector, el cual estaría aportando con material a la cuenca.

Segunda etapa (muestras CL-1 a CL-7): los datos indican un período en el que las fuentes de aporte principales corresponden a rocas volcánicas cenozoicas y sedimentarias mesozoicas ubicadas en la Cordillera Principal.

La asociación de minerales pesados sugiere que provendrían de rocas calcoalcalinas de composición intermedia. La fuente correspondería a rocas de la Formación Farellones en la Cordillera Principal. El alto contenido de CaCO_3 y la asociación de granate y turmalina en las rocas sedimentarias de esta etapa evidencian una fuente de rocas calizas y rocas sedimentarias calcáreas. Rocas con estas características se reconocen en el Grupo Mendoza en la Cordillera Principal de edad cretácica. Esta fuente indicaría

que un nuevo bloque de la Cordillera Principal se habría expuesto a la erosión. Si bien es lo más probable, la exhumación progresiva de las Formaciones Farellones y Abanico, Colimapu y el Grupo Mendoza podrían dar el mismo patrón sin necesidad de un nuevo bloque levantado. Además, este patrón indica que el alzamiento de bloques en la Cordillera Principal se realizó con una deformación en secuencia.

La contribución ígnea y el contenido significativo de fragmentos líticos descritos en Porras et al. (en revisión; anexo 1) en este período quizás podría deberse a la elevación de la Formación Tordillo (CL-6) y la contribución de las rocas básicas de la Cordillera Principal. Las fuentes de tendencia intermedia-félsica registradas en esta etapa están asociadas con la Formación Contreras. Mientras que el aumento de la característica félsica de las fuentes en la parte alta del nivel medio (CL-7) indicaría un aporte progresivamente más abundante del Grupo Choiyoi desde la Cordillera Frontal. La presencia de esta segunda fuente es apoyada por las poblaciones de circones detríticos de edad permo-triásica. El aumento en el aporte de las rocas del Grupo Choiyoi sugiere un mayor alzamiento de la Cordillera Frontal alrededor de los 11 Ma.

Tercera etapa (muestras CL-8 a CL-10): los datos indican una fuente de tendencia predominante ígnea de composición intermedia a félsica y en segundo lugar una fuente de tendencia sedimentaria. La fuente ígnea correspondería químicamente a riolitas y granitoides. Por su parte, las asociaciones de minerales pesados sugieren un origen plutónico con una composición ácida y las dataciones U/Pb las atribuyen a las rocas del Grupo Choiyoi de la Cordillera Frontal. Las asociaciones minerales de granates, anfíbola y circón junto con las edades de circones, indicarían una proveniencia de rocas metamórficas de protolito ígneo, probablemente los gneises del basamento proterozoico en la Cordillera Frontal. La tendencia geoquímica intermedia y la asociación de minerales con composición intermedia a ácida de afinidad calcoalcalina de las muestras de esta etapa indicarían la erosión de la Formación Farellones de la Cordillera Principal. Por lo tanto, los datos de proveniencia mostrarían un aporte continuo desde la Cordillera Principal y la continuidad del levantamiento de la Cordillera Frontal.

Por otra parte, la petrografía de las muestras de esta etapa indican la presencia de clastos sedimentarios de material volcánico-clástico (Porras et al., en revisión; anexo 1). Además, las dataciones U/Pb en los circones detríticos sugieren una edad jurásica tardía de la fuente. Tanto las características litológicas como la edad son atribuibles a la Formación Tordillo, que se correlaciona a la Formación Río Damas. Un aumento significativo con respecto a la base de este nivel en el contenido de CaO y una asociación de minerales propios de rocas calcáreas impuras que han sufrido metamorfismo termal se asocian a la Formación Río Colina. Estos datos de proveniencia apoyan un aporte de rocas desde la Cordillera Principal.

Cuarta etapa (muestras CL-12 y CL-14): los datos geoquímicos indican una afinidad ígnea félsica, que correspondería a riolitas y granitoides. Esto junto a la asociación granate y clinopiroxeno indican un origen plutónico de composición ácida para las rocas fuente de esta etapa. Las rocas pertenecerían al Grupo Choiyoi de la Cordillera frontal. Los circones con edades Mioceno Superior con afinidad ígnea sugieren un aporte desde la Cordillera Principal. Sin embargo no habría evidencias de aporte sedimentario, esto debido a un posible aporte mayoritario proveniente de la Cordillera Frontal. Este cambio en el área fuente respecto a la etapa anterior implica que disminuyó el aporte desde la Cordillera Principal y el aporte fue principalmente desde la Cordillera Frontal, la cual estaría en un área más proximal a la cuenca del Alto Tunuyán.

Ignimbrita Chilena (muestra I-2 dentro de CL-12) Se ubica en la base de la Formación Palomares, tiene una edad U/Pb en circones de 9 Ma. Tiene una población bastante acotada y significativa de circones con edades permo-triásicas relacionadas al volcanismo permo-triásico del Grupo Choiyoi, lo que sugiere que durante el trayecto que recorrió la ignimbrita esta removi6 y asimil6 parte de las rocas que se encontraban a su paso. Dichas rocas estarían ubicadas en la Cordillera Frontal, lo que sugiere un volcanismo activo y posterior aporte desde este sector. De este modo, los circones detríticos en la muestra de edad proterozoica, aunque menos significativos, estarían confirmando esta idea. La fuente exacta de esta ignimbrita no está definida aun.

Quinta etapa (muestras CL-15 a CL-16B): en esta etapa hay un aumento importante en el contenido de cuarzo y un aumento en la abundancia de fragmentos de rocas volcánicas félsicas. Además se reconoci6 una asociación de minerales pesados de origen plutónico tales como granate y clinopiroxeno. Las rocas volcánicas provendrían de la Cordillera Principal, mientras que el cuarzo y los minerales pesados provendrían de las rocas del Grupo Choiyoi.

8.3 Historia y evolución de la cuenca del Alto Tunuyán

Sobre la base de los datos presentados se proponen cinco etapas de erosión durante la Formación de la cuenca del Alto Tunuyán. Como se ha dicho anteriormente, los circones proterozoicos asociados al basamento metam6rfico que aflora actualmente en la Cordillera Frontal se encuentran en todas las unidades de la cuenca del Alto Tunuyán; por lo tanto, su presencia es una prueba de la presencia de un relieve positivo ubicado al este de la cuenca.

8.3.1. Primera etapa de erosión >15 Ma

La Formación de la cuenca del Alto Tunuyán se inició anterior a los 15 Ma. Este primer período se asocia al nivel inferior del Conglomerado Tunuyán (muestras CM-1 a CM-5). Durante este período ya habría ocurrido la inversión en la cuenca Abanico y la secuencia iniciaría a partir de la exhumación de las primeras rocas del Cretácico tardío asociados a las formaciones Colimapu y Diamante en el sector de la Cordillera Principal (Fig. 8.3). El aporte de sedimentos de la Formación Colimapu disminuyó progresivamente hacia el techo de la secuencia debido a la constante llegada de tobas y cenizas producida por la actividad volcánica de la Formación Farellones. Las rocas de la Formación Contreras, Grupo Choiyoi y los granitos devónicos estarían generando suministro de material constante desde el este. Esta contribución de sedimentos se relaciona con un relieve positivo situado en la actual Cordillera Frontal (Fig. 8.3).

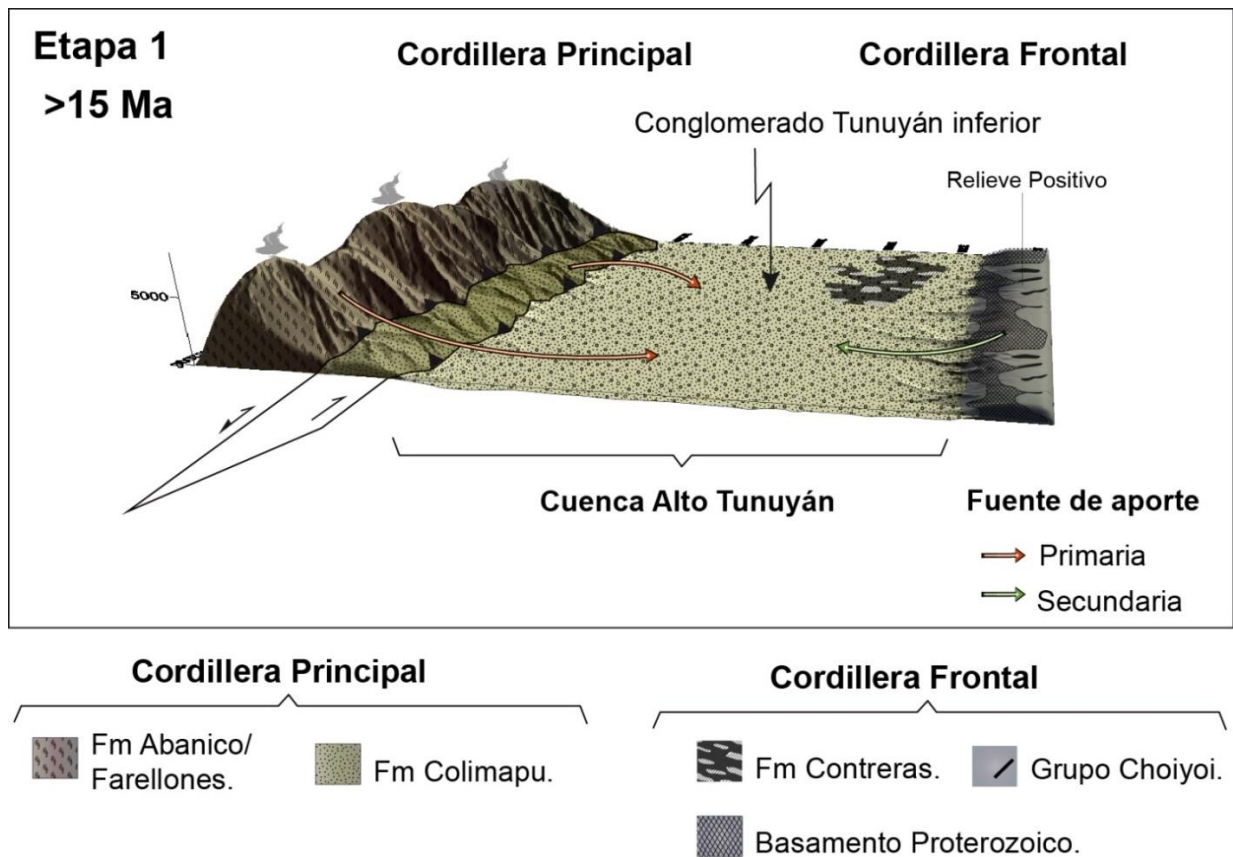


Figura 8. 3. Modelo paleogeográfico de la primera etapa de erosión de la cuenca del Alto Tunuyán.

8.3.2. Segunda etapa de erosión 15 -12 Ma

En este período predomina una alta acumulación de sedimentos de origen calcáreo, asociado al alzamiento de las secuencias del Cretácico Temprano, representado por el Grupo Mendoza. Este alzamiento se produce alrededor de los 15 Ma. La acumulación sedimentaria del Grupo Mendoza se ve opacada por influencia de sedimentos volcánicos de las Formaciones Contreras y Abanico. Hacia el final de esta etapa de erosión alrededor de los 11 Ma, se inicia la erosión de la Formación Tordillo. La fuerte presencia de sedimentos provenientes de la Cordillera Frontal refuerza la idea de un relieve positivo al lado este de la cuenca del Alto Tunuyán y la generación en secuencia normal de los sistemas de fallas (Fig. 8.4).

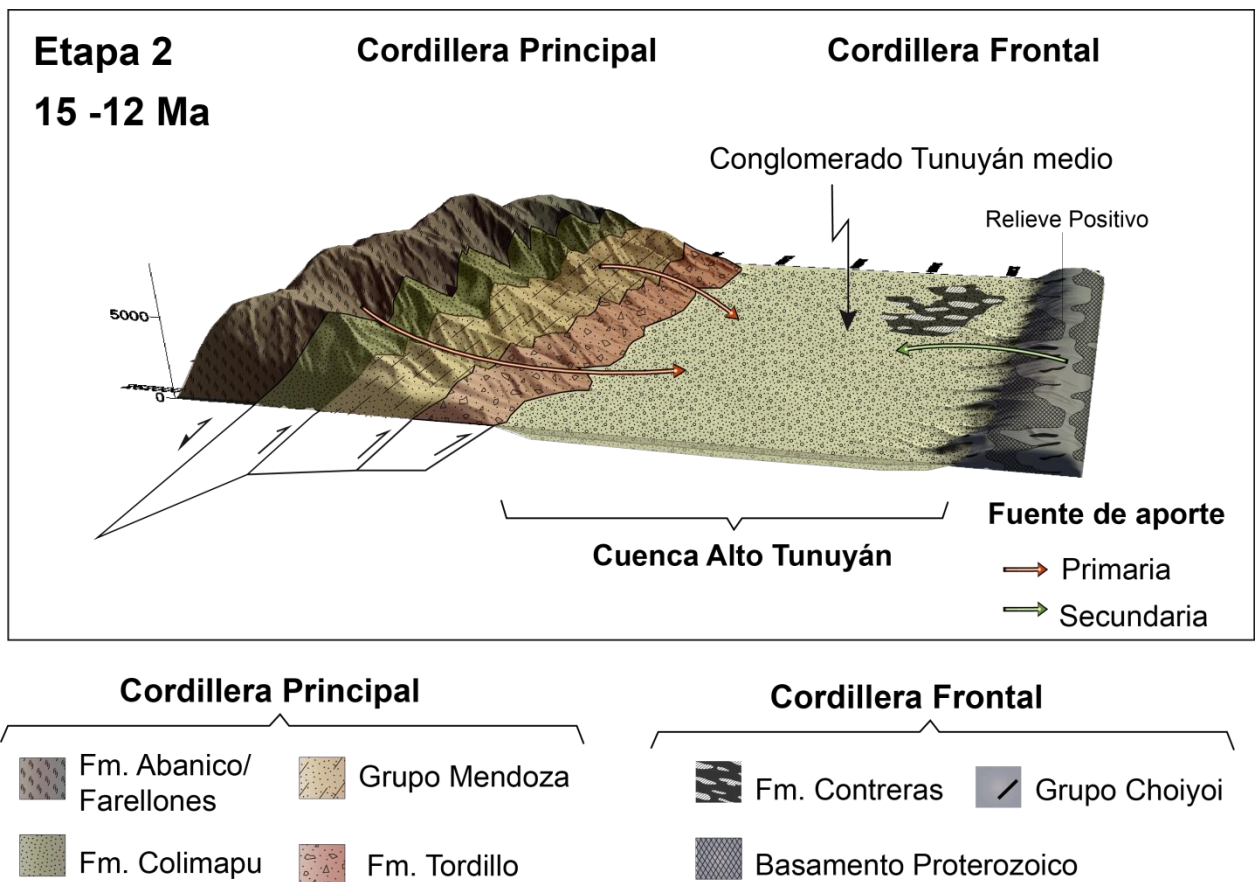


Figura 8. 4. Modelo paleogeográfico de la segunda etapa de erosión de la cuenca del Alto Tunuyán.

8.3.3. Tercera etapa de erosión de 12 a 9 Ma

En este período la Cordillera Principal continúa levantándose, dejando al descubierto las rocas del Jurásico Inferior. Estas rocas corresponden a la Formación Río Colina. La fuente plutónica atribuida al Grupo Choiyoi y la proveniencia de los gneises del basamento proterozoico son un indicativo del alzamiento de la Cordillera Frontal. El alzamiento se habría iniciado alrededor de los 10 Ma (Fig. 8.5).

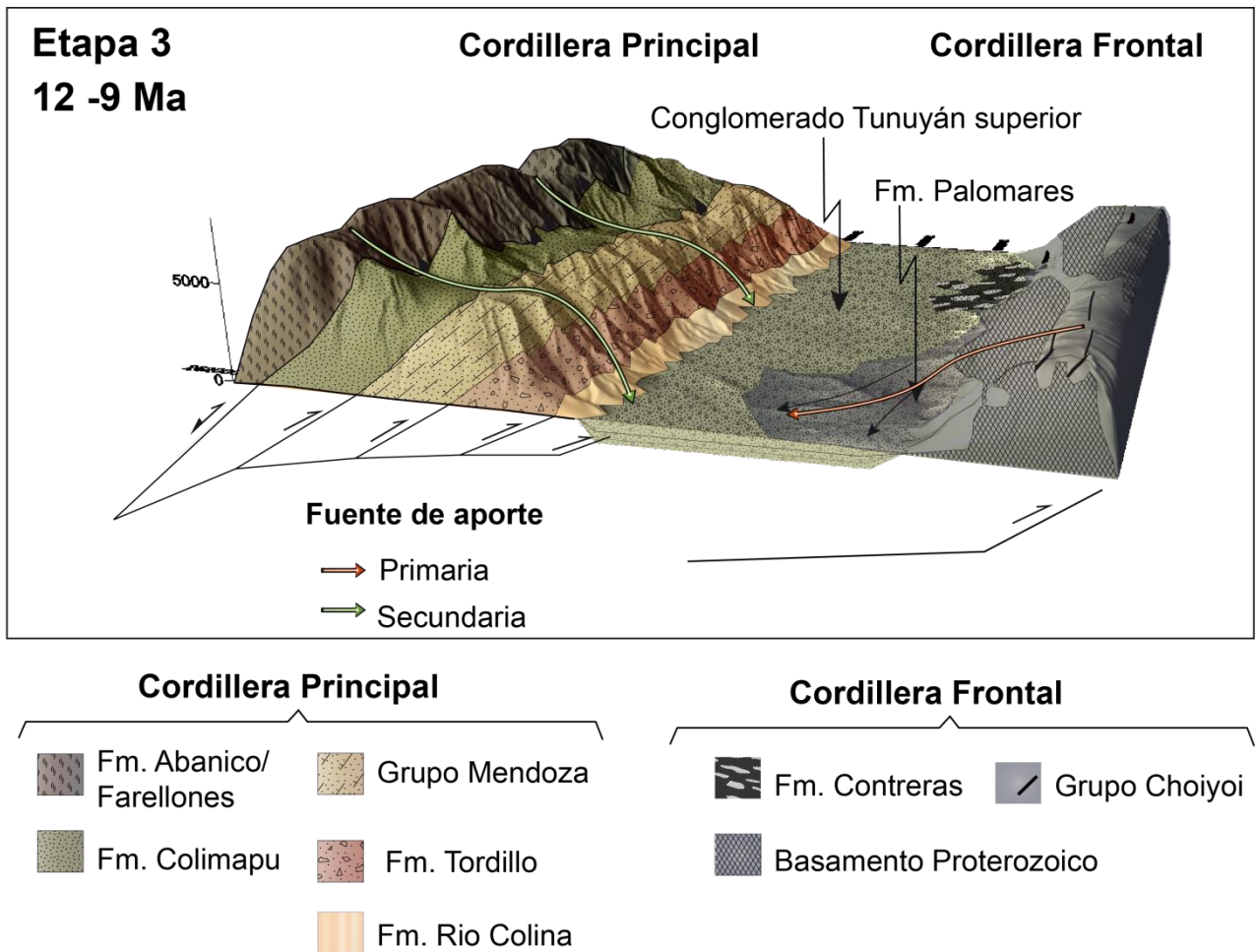


Figura 8. 5. Modelo paleogeográfico de la tercera etapa de erosión de la cuenca del Alto Tunuyán.

8.3.4. Cuarta etapa de erosión de 9 a 6 Ma

En la cuarta etapa de erosión la Cordillera Frontal habría continuado su ascenso y generando un aporte predominante de rocas félsicas. En este punto se habría depositado la ignimbrita Chilena generando la base de la Formación Palomares. En base a los circones con edades del Mioceno tardío con afinidad ígnea y metamórfica se interpreta que la Cordillera Principal continua generando aporte de sedimentos

volcánicos y la erosión se habría intensificado alcanzando las aureolas de metamórficas de contacto producidas por los intrusivos ígneos. Esta intensa erosión podría ser explicada como una estabilidad en el alzamiento de la Cordillera Principal en la cual solo se habrían generado retrocorrimientos y corrimientos fuera de secuencia (Fig. 8.6).

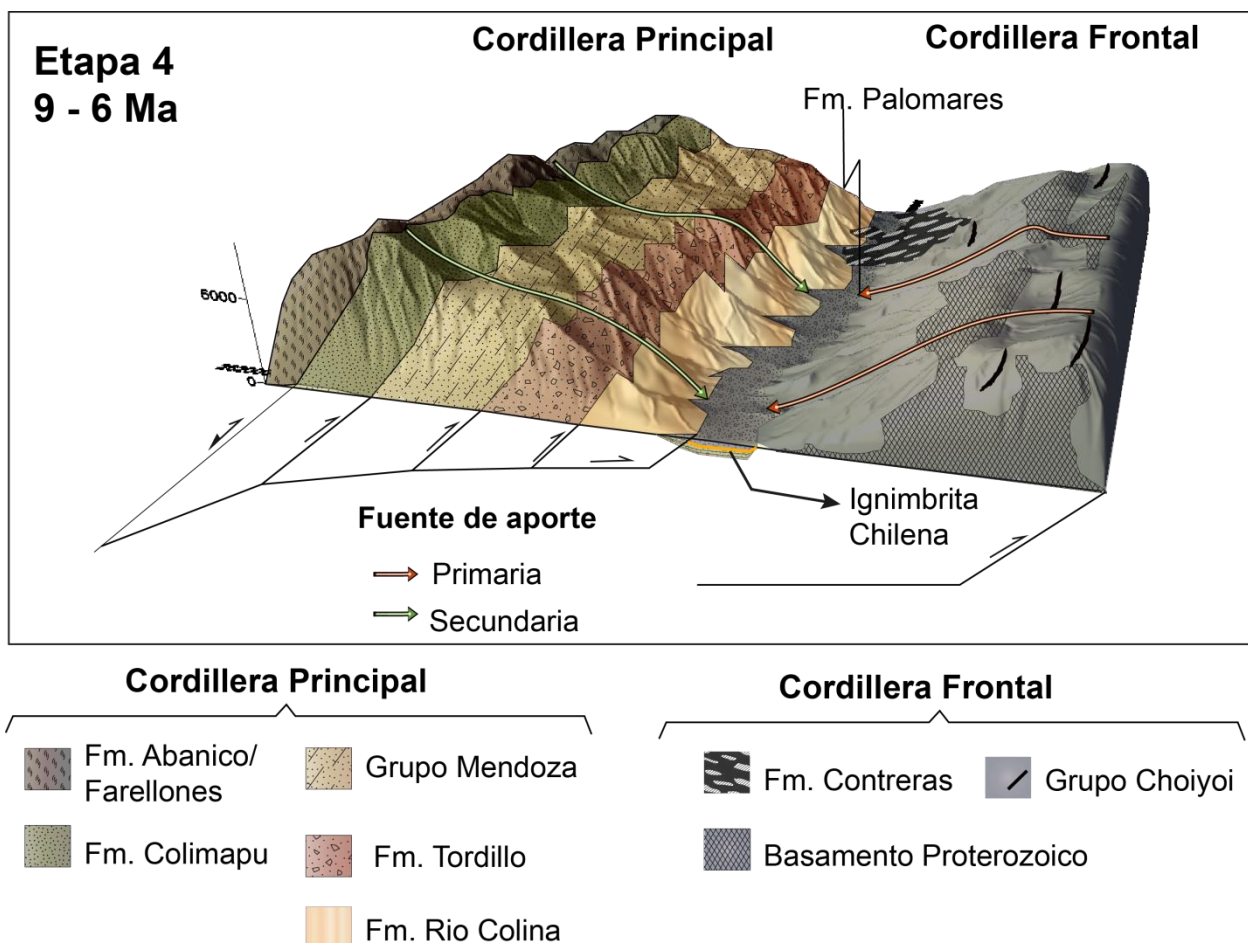


Figura 8. 6. Modelo paleogeográfico de la cuarta etapa de erosión de la cuenca del Alto Tunuyán.

8.3.5. Quinta etapa de erosión 6 a 4 Ma

La fuente principal de aporte corresponde proviene de la Cordillera Principal. Este cambio en el área de aporte indicaría una interrupción del aporte desde la Cordillera Frontal en esta etapa hay un aumento importante en el contenido de cuarzo y un aumento en la abundancia de fragmentos de rocas volcánicas félsicas. Las rocas volcánicas provendrían de la Cordillera Principal, mientras que el cuarzo y los minerales pesados provendrían de las rocas del Grupo Choiyoi (Fig. 8.7).

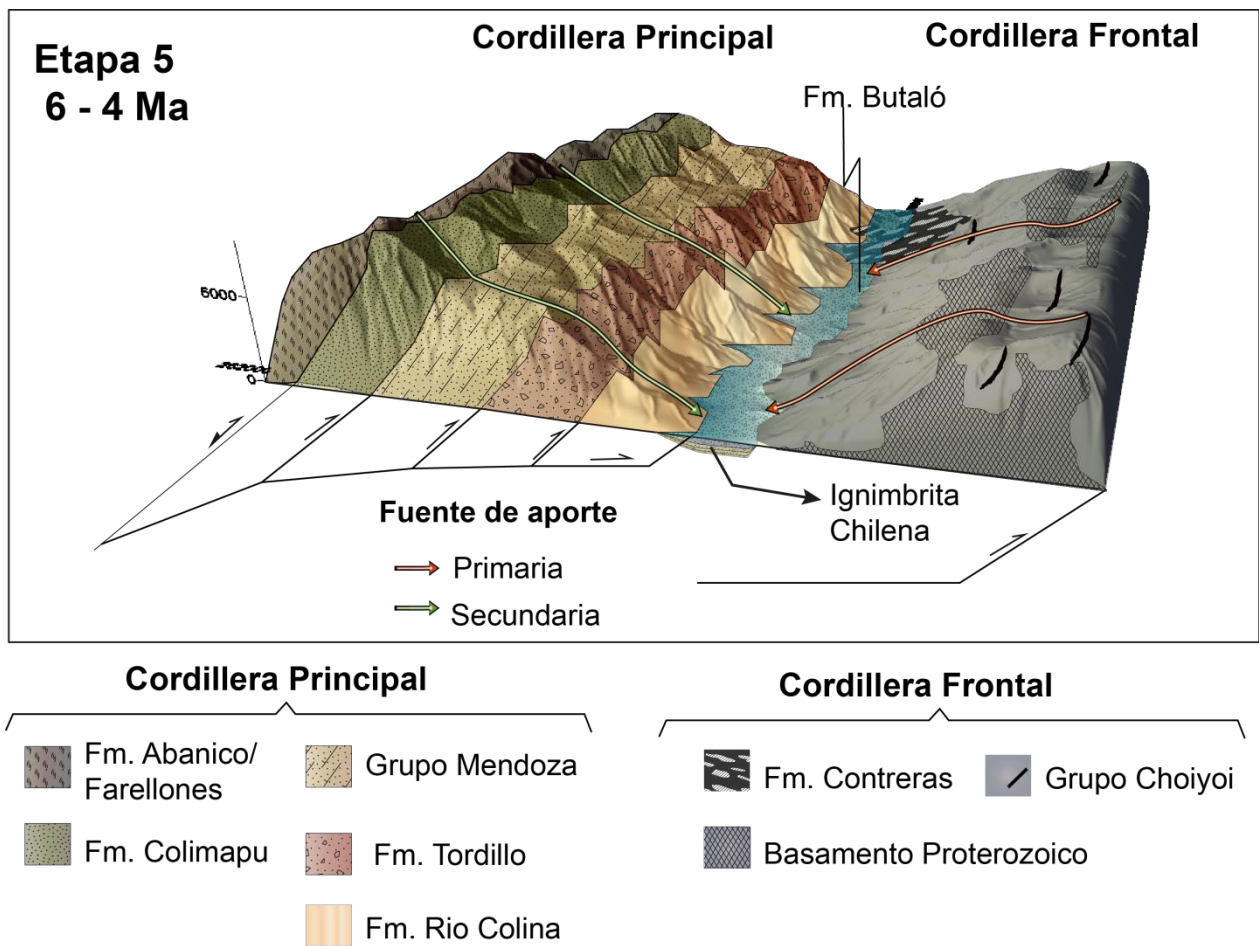


Figura 8.6. Modelo paleogeográfico de la cuarta etapa de erosión de la cuenca del Alto Tunuyán.

CONCLUSIONES

Como se planea oportunamente, el objetivo de esta tesis consistió en determinar el tipo roca fuente que dio origen a las distintas tendencias químicas y a las asociaciones de minerales pesados contenidas en las rocas sedimentarias detríticas del cuenca del Alto Tunuyán con edad del Mioceno medio a Superior, con el fin de reconstruir la historia de erosión durante el Neógeno y de esta manera definir un modelo evolución paleogeográfico en la Cordillera de los Andes Centrales entre los 33° y 34°S desde el Mioceno al presente. Bajo esta premisa se establece que:

- La cuenca del Alto Tunuyán habría iniciado la acumulación de sedimentos anterior a los 15 Ma. En este período habría ocurrido la inversión de la cuenca de Abanico e iniciado la erosión de las formaciones Abanico y Farellones. El aporte hacia la cuenca del Alto Tunuyán iniciaría a partir de la exhumación de las primeras rocas del Cretácico tardío asociados a las formaciones Colimapu y Diamante en el sector de la Cordillera Principal.
- El aporte constante de sedimentos provenientes de la Cordillera Frontal indicaría la presencia de un relieve positivo situado en ese sitio.
- El alzamiento de las secuencias del Cretácico Temprano asociado al Grupo Mendoza se produce entre los 15 Ma y 11 Ma. En este período predomina una alta acumulación de sedimentos de origen calcáreo. Cerca de los 11 Ma, se produce el alzamiento de la Formación Tordillo.
- Las rocas sedimentarias constituidas por clastos de origen plutónico atribuidas al Grupo Choiyoi y la proveniencia de los gneises del basamento proterozoico, son un indicativo del alzamiento de la Cordillera Frontal. El comienzo del alzamiento se habría dado alrededor de los 10 Ma.
- El inicio de la Formación Palomares se establece a partir de los 9 Ma, esto en base a la ignimbrita Chilena, la cual provino de un volcanismo activo ubicado en la Cordillera Frontal.
- La Formación Butaló se habría depositado alrededor de los 6 ma.

REFERENCIAS

- Aguirre, R., 1999. Depositación y deformación de la secuencia volcánica terciaria en el sector cordillerano de Pata del Diablo, Cajón del Maipo. Undergraduate Thesis, Universidad de Chile, Santiago, 60 pp.
- Álvarez, P.P.; Aguirre-Urreta, M.B.; Godoy, E.; Ramos, V.A. 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33°45'–34°00'LS). In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas 1: 425–429. Antofagasta.
- Álvarez, P.P.; Ramos, V.A. 1999. The Mercedario rift system in the Principal Cordillera of Argentina and Chile (32°SL). *J. South Am. Earth Sci.* 12: 17–31.
- Atherton, M.P. 1964. The garnet isograd in pelitic rocks and its relationship to metamorphic rocks. *American Mineralogist*, Vol 49, p.1331-1349.
- Aubouin, J., Audebaud, E., Debelmas, J., Dollfus, O., Dresh, J., Faucher, B., Mattauer, M., Mégord, F., Peredes, J., Savoyat, E., Thiele, R. and Vicante, J.C. 1973. De quelques problèmes géologiques et géomorphologiques de la Cordillère des Andes. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* (2), Vol. XV, p. 207–216.
- Baeza, O., 1999. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. Undergraduate Thesis, Universidad de Chile, Santiago, 119 pp.
- Baranzangi, M.; Isacks, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4: 686–692.
- Basu, A. 1985. Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas, in Zuffa, G. G., ed., *Provenance of Arenites*: Holland, Reidel, p. 1-18
- Bengtsson, L. and Enell, M., 1986: Chemical analysis. In: Berglund, B.E., (ed.): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley. Chichester. 423–451.
- Bernard Humphreys, Andrew C. Morton, Claire R. Hallsworth, Robert W. Gatliff, and James B. Riding. 1991. An integrated approach to provenance studies: a case example from the Upper Jurassic of the Central Graben, North Sea Geological Society, London, Special Publications, 57:251-262, doi:10.1144/GSL.SP.1991.057.01.19
- Berry, L.G. and Mason, B. 1961. *Mineralogy*. Tokyo: Modern Asia Ed.
- Bhatia, M. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.* 91: 611-627.
- Bissig, T.; Clarck, A.H.; Lee, J. K. W.; von Quadt, A. 2003. Petrogenetic and metallogenetic responses to Miocene slab flattening: new constrains from the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile/Argentina. *Mineralium Deposita* 38: 844-862.
- Bissig, T.; Clark, A. H.; Lee, J. K. W.; Hodgson, C. J. 2002. Miocene landscape evolution and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu Belt, Chile and Argentina. *Econ. Geol.* 97: 971-996.
- Cahill, T.; Isacks, B. L. 1992. Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res.* 97: 17503-17529.
- Caminos, R. 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 351-392.
- Caminos, R.; Cordani, U.; Linares, E. 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y Cordillera Frontal de Mendoza. In Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas 1 (F): 43-61. Arica.

Campos Alvarez, N. y Roser, B. (2007). Geochemistry of black shales from the Lower Cretaceous Paja Formation, Eastern Cordillera, Colombia: Source weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal South American Earth Science*, 23: 271-289.

Carmicheal, I.S.E., J. Nicholls y L. Smith. 1970. Silica activity in igneous rocks. *America Mineralogist*, Vol 55, p. 246-263.

Cawood, P., 1983. Modal composition and detrital clinopyroxene geochemistry of lithic sandstones from the New England Fold Belt (east Australia): A Paleozoic forearc terrane. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, 1199-1214.

Cegarra, M.; Ramos, V. A. 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. In *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza* (V. A. Ramos et al.; Eds.). Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24 (14): 387-422, Buenos Aires.

Charrier, R., Farias, M. & Maksaev, V. (2009). Evolución tectónica, palogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile Norte y Central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*: 65, 5-35.

Charrier, R.; Baeza, O.; Elgueta, S.; Flynn, J.; Gans, R; Kay, S.; Muñoz, N.; Wyss, A.; Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *Journal of South-American Earth Sciences* 15: 117-139.

Charrier, R.; Baeza, O.; Elgueta, S.; Flynn, J.J.; Gans, P.; Kay, S.M.; Muñoz, N.; Wyss, A.R.; Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *J. S. Am. Earth Sci.* 15 (1): 117-139.

Charrier, R.; Bustamante, M.; Comte, D.; Elgueta, S.; Flynn, I; Iturra, N.; Muñoz, N.; Pardo, M.; Thiele, R.; Wyss, A. 2005. The Abanico Extensional Basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie Abh.* 236 (1-2): 43-47.

Cloos, M.; Shreve, R. L. 1996. Shear zone thickness and the seismicity of Chilean- and Mariana-type subduction zones. *Geology* 24: 107-110.

Copjakova, R., Sulovsky, P. and Paterson, B.A. 2005. Major and trace elements in pyrope-almandine garnets as sediment provenance indicators of the Lower Carboniferous Culm sediments, Drahaný Uplands, Bohemian Massif. *Lithos*, 82: 51–70.

Cortés, J. M., González Bonorino, G., Koukharsky, M., Brodtkorb, M. Y Pereyra, F. (1999b): Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000 de la Hoja Geológica 3369-09 "Uspallata", provincia de Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacio

Cortés, J. M., González Bonorino, G., Koukharsky, M., Brodtkorb, M. Y Pereyra, F. (1999a): Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000 de la Hoja Geológica 3369-03 "Yalguaráz", provincia de Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Boletín 280, Reporte técnico, 120 pp.

Costa c. H., gardini, c. E. Y schmidt, c. J. (1998): Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), provincia de San Luis. Nota Breve. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (2): 282-285.

Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. (1979). *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin.

Cox, R. y Lowe, D. (1995). A conceptual review of regional-scale controls on the composition of clastic sediment and the co-evolution of continental blocks and their sedimentary cover. *Journal of Sedimentary Research*, A65 (1): 1-21.

Cox, R., and Lowe, D.R., 1996, The effects of secondary matrix on detrital modes of sandstones, and the relationships between sandstone chemistry and tectonic setting: Implications for provenance studies: *Journal of Sedimentary Research*, v. 66p. 548-558.

Cox, R., Lowe, D. y Cullers, R. (1995). The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59: 2919-2940.

- Cristallini, E. O.; Ramos, V. A. 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in La Ramada fold and thrust belt. Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°SL). *Tectonophysics* 317: 205-235.
- Cullers, R. (2000). The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51: 181-203.
- Cullers, R. L. & Graf, J. 1983. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks, ore petrogenesis. *Rare-Earth Geochemistry* (Henderson, P., ed.), 275–312, Elsevier, Amsterdam.
- Dabard, M. P., Loi, A. y Peucat, J.J. 1996. Zircon typology combined with Sm-Nd whole-rock isotope analysis to study Brioverian sediments from the Armorican Massif. *Sedimentary Geology*, vol. 101, 243-260.
- Dean, W. E. Jr. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *J. Sed. Petrol.* 44: 242–248.
- Deckart, K.; Clark, A. H.; Aguilar, C.; Vargas, R. 2005. Magmatic and hydrothermal chronology of the supergiant Río Blanco Porphyry Copper Deposit, Central Chile: Implications of an integrated U-Pb and ⁴⁰Ar-³⁹Ar database. *Economic Geology Special Issue on "Giant Porphyry Cu-Mo Deposits of the Andean and PNG/Irian Jaya Foldbelts"* 100 (5): 905-934.
- Deckart, K., Godoy, E., Bertens., A., Jeréz, D., Saeed, A. 2010. Barren Miocene Granitoids in the Central Andean Metallogenic Belt, Chile: Geochemistry and Nd-Hf end U-Pb Isotope Systematics. *Andean Geology*, 37(1), 1-31.
- Deckart, K. y Godoy, E. 2006. Barren igneous intrusives in the Central Andes: U/Pb geochemistry and Nd-Hf isotope geochemistry. *5° South American Symposium on Isotopic Geology (Montevideo)*, Resúmenes: 349-351.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussmann, J., 1982. *An Introduction to Rock-Forming Minerals*, vol. 1A, Orthosilicates. (J. Wiley & Sons, New York), 2nd ed.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussmann, J., 1997a. *Rock-Forming Minerals*, vol. 1A, Orthosilicates. (J. Wiley & Sons, New York), 2nd ed.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussmann, J., 1997b. *Rock-Forming Minerals*, vol. 2b, Double Chain Silicates. (J. Wiley & Sons, New York), 2nd ed.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussmann, J., 1997c. *Rock-Forming Minerals*, vol. 1B, Disilicates and Ring Silicates. (J. Wiley & Sons, New York), 2nd ed.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussmann, J., 1997d. *Rock-Forming Minerals*, vol. 5b, Non-silicates: Sulphates, Carbonates, Phosphates, Halides. (J. Wiley & Sons, New York), 2nd ed.
- Dewey, J. F.; Bird, J. M. 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.* 75(14): 2625–2647.
- Dickinson, W. (1970). Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695-707.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones", in Zuffa, G.G. (ed.), *Provenance of Arenites: NATO ASI Series, C 148*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 333–363.
- Dingle, R. y Lavelle, M. (1998). Late Cretaceous-Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141: 215-232.
- Dingle, R. y Lavelle, M. (2000). Antarctic Peninsula Late Cretaceous-Early Cenozoic palaeoenvironments and Gondwana palaeogeographies. *Journal of African Earth Sciences*, 31 (1): 91-105.
- Dobrogorskii, N. 1981. *Quality of Coal Ash and Its Utilization*. Vichta Shkola, Kiev, 118 pp. (in Russian).

Drake, R.; Charrier, R.; Thiele, R.; Munizaga, F.; Padilla, H.; Vergara, M. 1982. Distribución y edades K-Ar de volcanitas post-Neocomianas en la Cordillera Principal entre 32°y 36°L. S. Implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. In Congreso Geológico Chileno, No. 3, Actas 1: 42-78. Concepción.

Fariás, M.; Charrier, R.; Carretier, S.; Martinod, J.; Fock, A.; Campbell, D.; Cáceres, J.; Comte, D. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S). *Tectonics* 27, TC1005, doi:10.1029/2006TC002046.

Fariás, M.; Comte, D.; Cembrano, J.; Charrier, R.; Martinod, J.; Tassara, A.; Fock, A. 2007. Ramp-flat crustal-scale structure as the first order feature of the Andean margin: seismologic, surface structural and rheological evidence for Central Chile. In Geosur, International geological congress on the Southern hemisphere. Santiago, Chile, 19-20 November.

Fedo, C., Nesbitt, H. y Young, G. (1995). Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23 (10): 921-924.

Fleischer, M. and Altschuler, Z.S. 1986. The lanthanides and yttrium in minerals of the apatite group: An analysis of available data: *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 10: 467-480.

Floyd, P. A. and Leveridge, B. E. (1987) Tectonic environment of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *J. Geol. Soc. London* 144, 531–542.

Flynn, B.B., Schroeder, R.G., & Sakakibara, S. 1995. The impact of quality management practices on performance and competitive advantage. *Decision Sciences*, 26 (5), 659-692.

Fock, A.; Charrier, R.; Fariás, M.; Muñoz, M. 2006a. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina publicación especial* 6: 48-55.

Fock, A.; Charrier, R.; Maksaev, V.; Fariás, M.; Alvarez, P. 2006b. Evolución cenozoica de los Andes de Chile Central (33°-34°S). In Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas 2:205-208. Antofagasta.

Foit, F. F. Jr. y Rosenberg, P.E. 1979. The structure of vanadium-bearing tourmaline and its implications regarding tourmaline solid solution. *American Mineralogist*. vol. 64, 788-798.

Franzinelli and Potter?

"Fuentes, F., 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33°S). Tesis de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 398 p.

Fuentes, F.; Vergara, M.; Aguirre, L.; Féraud, G. 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar. *Revista Geológica de Chile* 29 (2): 207-225.

Gana, P., Wall, R., Gana, P., Wall, R., 1997. Evidencias geocronológicas ⁴⁰Ar/³⁹Ar y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior- Eoceno en Chile central (33°-33°30'S). *Rev. Geol. Chile*, 24 (2), 145-163.

Gana, P.; Wall, R.; Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área Valparaíso-Curacaví, regiones de Valparaíso y Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Mapas Geológicos N° 1, 1:100.000.

Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *J. Geol. Soc. London* 129:93-131.

García, V.H. 2004. Análisis estructural y neotectónico de las lomas Jaboncillo y del Peral, departamento de Tupungato, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (ínédito), 100 p.

Gehrels G.E., and Ross G.M. 1998. Detrital zircon geochronology of Neoproterozoic to Permian miogeoclinal strata in British Columbia and Alberta: *Canadian Journal of Earth Sciences*. 35: 1380–1401, doi: 10.1139/cjes-35-12-1380.

Gehrels, G.E. & Dickinson, W.R. 1995. Detrital zircon provenance of Cambrian to Triassic miogeoclinal and eugeoclinal strata in Nevada. *American Journal of Science*, 295, 18-48.

Gehrels, G.E., and Dickinson, W.R. 1995. Detrital zircon provenance of Cambrian to Triassic miogeoclinal and eugeoclinal strata in Nevada. *Am J Sci*. 295:18-48.

Gehrels, G.E., Stewart, J.H., and Ketner, K.B. 2002. Cordilleran-margin quartzites in Baja California—implications for tectonic transport. *Earth Planet Sci Lett*. 199:201-210.

Giambiagi, L. 2000. Estudio de la evolución tectónica de la Cordillera Principal de Mendoza en el sector comprendido entre los 33°30' y los 33°45' latitud Sur. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, inédita.

Giambiagi, L. 2003. deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45' S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(1), 85-96, Buenos Aires.

Giambiagi, L. B.; Alvarez, P. P.; Godoy, E.; Ramos, V. A. 2003b. The control of pre-existing extensional structures in the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt. *Tectonophysics* 369:1-19.

Giambiagi, L. B.; Ramos, V. A.; Godoy, E.; Alvarez, P. P.; Orts, S. 2003a. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° South Latitude. *Tectonics* 22(4): 1041. doi:10.1029/2001TC001354.

Giambiagi, L., Bechis, F., Barredo, S. y Tunik, M. 2009. Fallas extensionales de meso-escala y su interpretación cinemática: ejemplos de la cuenca Neuquina, Argentina. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago. Actas S9_031.

Giambiagi, L.B. 1999a. Los depósitos neógenos de la región del río Palomares, Cordillera Principal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica de Argentina* 54 (1): 469-479.

Giambiagi, L.B. 1999b. Interpretación tectónica de los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en la región del río Palomares, Cordillera Principal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica de Argentina* 54 (4): 361– 374.

Giambiagi, L.B. 1999c. Las discordancias erosivas dentro de los depósitos sinorogénicos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, Provincia de Mendoza. In Congreso Geológico Argentino, No. 14, Actas 1: 490-493. Salta.

Giambiagi, L.B.; Ramos, V.A. 2002. Structural evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction (33°30'-33°45'S), Argentina and Chile. *J. S. Am. Earth Sci.* 15:101-116.

Giambiagi, L.B.; Tunik, M.; Ghiglione, M. 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment (33°30'–34° S), western Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 14 (7):707– 724.

Godoy, E. 1993. El Caloviano del Estero Yeguas Muertas, Río Yeso del Maipo, Chile: implicancias tectónicas y paleogeográficas. In XII Congr. Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 104–107. Mendoza.

Godoy, E. 1998. Intrusivos sintectónicos entre los ríos Aconagua y Cachapoal, Andes de Chile Central. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 149-154. Buenos Aires.

Godoy, E.; Lara, L. 1994. Segmentación estructural andina a los 33°-34°S: nuevos datos en la Cordillera Principal. In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas 2: 1344-1348. Concepción.

Gregory-Wodzicki, K. 2000. Uplift history of central and Northern Andes: A review. *Geol. Soc. Am. Bulletin* 112(7): 1091-1105.

Gu, X.X., Liu, J.M., Zheng, M.H., Tang, J.X. and Qi, L. 2002. Provenance and Tectonic Setting of the Proterozoic Turbidites in Hunan, South China: Geochemical Evidence. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 393-407.

Gutscher, M. A. 2002. Andean subduction and their effect on the thermal structure and interpolate coupling. *J. S. Am. Earth Sci.* 15: 3–10.

- Gutscher, M.A., Spakman, W., Bkjwaard, H., Engdahl, E. R. 2000. Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* 19:814–833.
- Hall, A. 1965. The origin of accessory garnet in the Donegal granite. *Mineralogical Magazine*. Vol. 35, p. 628-633.
- Heiri, O., Lotter, A.F. and Lemcke, G., 2001: Loss on ignition as a method for estimating organic carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25: 101–110.
- Henry, D. y Guidotti, Ch. V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, vol 70, 1-15.
- Heredia, N., Farías, P., García Sansegundo, J., Giambiagi, L. The basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina): Geodynamic Evolution. *ANDEAN GEOLOGY*; Año: 2012 vol. 39 p. 242 - 257
- Herron, M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 (5): 820-829.
- Herron, M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 (5): 820-829.
- Holm, D., Schneider, D., and Coath, C.D. 1998. Age and deformation of Early Proterozoic quartzites in the southern Lake Superior region: implications for extent of foreland deformation during final assembly of Laurentia. *Geology* 26:907-910
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., & Sares, S. W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sediment. Petrol.*, 54,103-116.
- INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART (ISC) (2013): International Union of Geological Sciences and International Commission on Stratigraphy.
- Irfan, T., 1999. Characterization of weathered volcanic rocks in Hong Kong. *Quart. J. Engng. Geol.* Vol. 32. pp. 317-348.
- Isacks, B. 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.* 93: 3211–3231.
- Jakes, P., White, A. J. R. 1972. Hornblendes from cal-alkaline volcanic Rocks of island arcs and continental margins. *American mineralogist*, vol. 57, 887-902.
- James, D.E. 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America, Bulletin* 82: 3325-2246.
- Johnson, M.J. (1993) The system controlling the composition of clastic sediments. In: *Processes controlling the composition of Clastic Sediments* (Eds M.J. Johnson and A. Basu), Special Paper 284, pp. 1-19. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Johnsson, M.J., Stallard, R.F., Lundberg, N., 1991. Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: Sands of the Orinoco drainage basin, Venezuela and Colombia. *Bull. Geol. Soc. Am.* 103, 1622–1647.
- Jonas, A. 1942. Manganese-bearing veins in Southwestern Virginia. *Econ. Geol.*, vol. 37, 408-423.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., Ando, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geol. Soc. Am. Bulletin* 94: 341–361.
- Jordan, T. E., Reynolds, III, J. H., Erikson, J. P. 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the Central Andes, 16–33°30pS. In: RUDDIMAN, W. (ed.) *Tectonic Uplift and Climate Change*. Plenum Press, New York, 41–61.

Jordan, T. E., Tamm, V., Figueroa, G., Flemings, P. B., Richards, D., Tabbutt, K., Cheatham, T. 1996. Development of the Miocene Manantiales foreland basin, Principal Cordillera, San Juan, Argentina. *Rev. Geol. Chile* 23 (1): 43-79.

Juan Pablo Lacassie, Francisco Hervé and Barry Roser. 2006. Sedimentary provenance study of the post-Early Permian to pre-Early Cretaceous metasedimentary Duque de York Complex, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 33, No. 2, p. 199-219

Kay, S.M., Godoy, E., Kurtz, A. 2005. Episodic are migration, crustal thickening, subduction erosión and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of América Bulletin*, 117, 67-88.

Kay, S.M., Kurtz, A., 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Informe, CODELCO Chile, 180 p.

Kay, S.M., Mpodozis, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *J. S. Am. Earth Sci.* 15 (1): 39-57.

Kay, S.M., Mpodozis, C., Coira, B. 1999. Neogene magmatism, tectonics, and mineral deposits of the Central Andes (22° to 33°S Latitude). In *Geology and ore deposits of the Central Andes* (Skinner, B.J., editor). Society of Economic Geologists, Special Publication, 7, 27-59.

Kler, V., Nenahova, V. 1981. *Paragenetic Ore Deposit Assemblages in Shale and Coal-bearing strata*. Nauka, Moscow, 175 pp. (in Russian).

Kley, J., Monaldi, C.R., Salfity, J.A. 1999. Along-strike segmentation of the Andean foreland: causes and consequences. *Tectonophysics* 301: 75–94.

Knudsen T.-L., Andersen T., Whitehouse M.J., and Vestin J. 1997. Detrital zircon ages from southern Norway—Implications for the Proterozoic evolution of the southwestern Baltic Shield: *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 130: 47–58, doi: 10.1007/s004100050348.

Korobetskii, I., Shpirt, M. 1988. *Genesis and Properties of the Coal Mineral Components*. Nauka, Novosibirsk, 227 pp. (in Russian).

Kostov, I. 1993. *Mineralogy*. Technika, Sofia, 734 pp. (in Bulgarian).

"KOUKHARSKY, M. (1997): Informe petrológico. Hoja 3369-09, Uspallata. Provincia de Mendoza: Servicio Geológico Minero Argentino, Reporte técnico, Buenos Aires.

Koukharsky, M., Munizaga, F. Y Brodtkorb, A. (2000): Edades K/Ar del complejo ígneo mineralizado del cerro Yalguaráz, provincia de Mendoza, Argentina. 9º Congreso Geológico Chileno, 2, 742-744

Kozlowski, E., Manceda, R. y Ramos, V. A. 1993. Estructura. En V. A. Ramos (ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Buenos Aires), Relatorio: 235-256.

Kozlowski, E., Manceda, R., Ramos, V.A. 1993. Estructura. In: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Buenos Aires. Relatorio I (18): 235–256.

Krawinkel, H., Wozazek, S., Krawinkel, J., Hellmann, W. 1999. Heavy-mineral analysis and clinopyroxene geochemistry applied to provenance analysis of lithic sandstones from the Azuero-Soná Complex (NW Panama). *Sedim. Geol.* B120(124): 149-168.

Krynine, P. D. 1946. The tourmaline Group in sediments. *Journal of Geology*, vol. 54, 65-87.

Kuno, H. 1960. High-Alumina Basalt: *Journal of Petrology*, vol. 1 (2): 121-145, 1960.

Kurtz, A., Kay, S.M., Charrier, R., Farrar, E. 1997. Geochronology of Miocene plutóns and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Rev. Geol. Chile* 24 (1): 75-90.

- La Roche (de), H., 1967. Caractères chimiques généraux et classification des roches charnockitiques plutoniques. *Science de la Terre*, T. XII, N°3, 207-223.
- Lacassie, J.P., Roser, B., Ruiz-del-Solar, J., Hervé, F. 2004. DISCovering Geochemical Patterns using Self-Organizing Neural Networks: A new Perspective for Sedimentary Provenance Analysis. *Sedim. Geol.* 165: 175-191.
- Lavenu, A., Cembrano, J. Y Costa, C. 2002. Margin-Parallel & Margin Orthogonal compression along a convergent margin: The Andes of Central-Southern Chile and Western Argentina. 5th International Symposium Andean Geodynamics, Toulouse, France. 367-370.
- Lavenu, Alain y Cembrano, José. 1999. Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology*, Volume 21, Issue
- Le Bas, M. 1962. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Sciences*, Vol. 260, p. 267-288.
- Leake, B.E. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, Vol. 82, p. 1019-1037.
- Lee, D.E. 1955. Mineralogy of some Japanese manganese ores. *Stanford Univ. Publ., Geol. Sci.*, vol. 5, 1-64.
- Lee, Y.I., 2002, Provenance derived from the geochemistry of late Paleozoic-early Mesozoic mudrocks of the Pyeongan Supergroup, Korea, *Sed. Geol.*, v. 149, 219-235.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 59, 139-154.
- Lewis D.G. McConchie D. (1993), *Analytical sedimentology*, Chapman & Hall, New York. London.
- Linares, E. (2001): Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina, 1988-2000. Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina. Serie "F" Publicaciones en CD N° 1, Buenos Aires.
- Llambías, E. J., Quenardelle, S. Y Montenegro, T. (2003): The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent: *J. S. Am. Earth Sci.*, 16 (4): 243-257.
- Llambías, E.J.; Bertotto, G.W.; Risso, C.; Hernando, I. R. 2010. El volcanismo cuaternario en el retroarco de Payenia: una revisión. *Revista de la asociación Geológica Argentina*. 67 (2): 278-300.
- Loi, A. y Dabard, M.P. 1997. Zircon typology and geochemistry in the palaeogeographic reconstruction of the Late Ordovician of Sardinia (Italy). *Sedimentary Geology*, vol. 112, 263-279.
- Maher, P. 1998. An East Clare Landscape Adventure. Geological Survey of Ireland, Pamphlet Series.
- Mahoney, J.B., Mustard, P.S., Haggart, J.W., Friedman, R.M., Fanning, C.M., and McNicoll, V.J. 1999. Archean zircons in Cretaceous strata of the western Canadian Cordillera: the "Baja B.C." hypothesis fails a crucial test. *Geology* 27:195-198
- Maksaev, V. y Zentilli, M. 1999. Fission track thermochronology of the Domeyko Cordillera, northern Chile: Implications for Andean tectonics and porphyry copper metallogenesis. *Exploration and Mining Geology* 8: 65-89.
- Mange, M.A. and Morton, A.C., 2007. Geochemistry of heavy minerals. In: Mange, M. and Wright, D.K. (eds), *Heavy Minerals In Use. Developments in Sedimentology*, 58, 345-391.
- Mange, M.A., Maurer, H.F.W. (1992). *Heavy Minerals in Colour*. London: Chapman & Hall.

Marchesini, L., Amorosi, A., Cibin, U., Zuffa, G.G., Spadafora, E. & Preti, D. (2000): Sand composition and sedimentary evolution of a Late Quaternary depositional sequence, northeastern Adriatic coast, Italy. – *J. Sediment. Res.*, 70, 829–838.

Martinez, A. (2004): Secuencias volcánicas permo-triásicas de los cordones del Portillo y del Plata, Cordillera Frontal, Mendoza: su interpretación tectónica. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral, 274 pp.

Martínez, A. Y Giambiagi, L. Evolución petrológica y geoquímica del magmatismo bimodal Permo-Triásico del Grupo Choyoi en el cordón del Portillo, Mendoza, Argentina Trabajos de Geología; Lugar: Oviedo; Año: 2010 vol. 30 p. 432 - 451

McDonald, David A. & Surdam, Ronald C. & American Association of Petroleum Geologists. 1984, *Clastic diagenesis* / edited by David A. McDonald and Ronald C. Surdam American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Okla

McLennan, S. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Rev. Mineral*, 21: 169-200.

Melchor, R. N. (2000): Stratigraphic and biostratigraphic consequences of a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ date for the base of the Cochicó Group (Permian), Eastern Permian Basin, San Rafael, Mendoza, Argentina: *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 37: 271-282.

Meyers, Philip A.; Lallier-vergés, Elisabeth; (1999). "Lacustrine Sedimentary Organic Matter Records of Late Quaternary Paleoclimates." *Journal of Paleolimnology* 21 (3): 345-372

Middleton, G. (1960). Chemical composition of sandstone. *Geological Society of America Bulletin*, 71: 1011-1026.

Milliken, K. L., 1998, Carbonate diagenesis in non-marine foreland sandstones at the western edge of the Alleghanian overthrust belt, southern Appalachians: in Morad, S. (ed.), *Carbonate Cementation in Sandstones*, IAS Special Volume 26, p.87-105

Moine, B. 1974. Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (Région d'Ambatofinandrahana). *Mémoire*, 31, Université de Nancy, France, 293 pp.

Moine, B., Post, A., Englund, J.O., 1974. Étude chimique d'une série détritique : les sparagmites de Norvège du Sud, région du Lac Mjøsa. 2ème Réun. Annu. Sci. Terre, Pont-à-Mouson, pp. 291.

Morimoto, Ch. N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American mineralogist*, vol. 73, 1123-1133.

Morton A.C. 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance studies. In: Morton A.C., Todd S.P. & Haughton P.D.W. (eds) *Developments in Sedimentary Provenance*. Geological Society of London, Special Publication 57, 31-45.

Morton, A. 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance studies. In Morton, A., Todd, S., Haughton, P., (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. J. Geol. Soc. Lond. Special Publication 57: 31-45.

Morton, A. C. y Hallsworth, C. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, vol. 124, 3–29.

Morton, A. C., Humpreys, B., Manggal, G., Fanning, C. M. 2000. Provenance and correlation of Upper Jurassic and Lower Cretaceous reservoir sandstones in Papua New Guinea using heavy mineral analysis. In Buchanan, P.G., Grainge, A.M., Thornton, R.C.N. (Eds.), *Petroleum Exploration and Development in Papua New Guinea: Proceedings of the Fourth PNG Petroleum Convention*. PNG Chamber of Mines and Petroleum, Port Moresby, Papua New Guinea, 187-203.

Morton, A.C. and Yaxley G., 2007. Detrital apatite geochemistry and its application in provenance studies. In: Arribas, J., Critelli, S. and Johnsson, M.J. (eds), *Sediment provenance and petrogenesis: perspectives from petrography and geochemistry*. Geological Society of America, Special Paper, 420, 319-344.

Morton, A.C., 1984. Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones of the North Sea Basin. *Clay Miner.* 19, 287-308.

Morton, A.C., 1985. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from middle Jurassic sandstones of the Northern North Sea. *Sedimentology*, 32, 553-556.

Mpodozis, C. Y Kay, S. M. (1990): Provincias magmáticas ácidas de los Andes Chilenos (28°S-31°S) y evolución tectónica de Gondwana: *Revista Geológica de Chile*, 17: 153-180.

Mpodozis, C. Y Kay, S. M. (1992): Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordillera batholiths (28°S to 31°S): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 104: 999-1014.

Mpodozis, C., Ramos, V. A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In G. E. Ericksen, M. T. Cañas Pinochet, J. A. Reinemund (Eds.): *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series 11: 59-90.

Munizaga, F., Vicente, J. C., 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (lat. 32°-33°S): datos radiométricos K/Ar. *Rev. Geol. Chile*, 16, 3-21.

Muñoz, C., Pinto, L., Nalpas, T. 2006a. Análisis de la influencia de la sedimentación tectónica por medio de modelación analógica. In Congreso Geológico Chileno, No. 11, 7-11 Agosto. Antofagasta.

Muñoz, C., Pinto, L., Nalpas, T., Charrier, R., 2007. Influence of sedimentation in the tectonic inversion of an extensional basin: Analogic modelling applied to the Cenozoic evolution of the Principal Cordillera in Central Chile (33°-36°S). Geosur, International geological congress on the Southern hemisphere, Santiago, Chile, 19-20 November.

Nanayama, F., 1997, An electron microprobe study of the Amazon Fan: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, v. 155, p. 147-168.

Nesbitt, H. and Young, G., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.* Vol. 97. pp. 129147.

Nesbitt, H. y Young, G. (1982). Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.

Nesbitt, H. y Young, G. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Journal of Geology*, 48: 1523-1534.

Nesbitt, H., Young, G., McLennan, S. and Keays, R., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implication for provenance studies. *J. Geol.* Vol. 104. pp. 525542.

Nyström, J. O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'–33°45'S). *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 115, 1523–1537.

ORME, H. y ATHERTON, M. (1999): New U/Pb ages and Sr-Nd data from the Frontal Cordillera composite batholith, Mendoza: implications for magma source and evolution. Fourth International Symposium on Andean Geodynamics, Goettingen, Germany, 555-558.

Pángaro, F., Godoy, E., Ramos, V.A., 1996. La faja plegada y corrida de la Cordillera Principal de Argentina y Chile a la latitud del cerro Palomares (33°35'S). In XIII Congreso Geológico Argentino and III Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 315-324. Buenos Aires.

Pardo, M.; Comte, D.; Monfret, T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 11-22.

- Pardo-Casas, F., Molnar, P. 1987. Relative Motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous. *Tectonics* 6(3): 233-248.
- Parffenoﬀ, A., Pomerol, Ch. y Tourenq, J. 1970. Les minéraux lourds en grains. Méthodes d'étude et détermination. 578p.
- Pérez, D. J., 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32°30'S), San Juan Province, Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.*, 14, 693-705.
- Pérez, D.J. 1995. Estudio geológico del Cordón del Espinacito y regiones adyacentes. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral (inédita), pp. 262. Buenos Aires.
- Pérez, D.J., Álvarez, G., Choncheyro, A., Ramos, V. A. 1997. La Formación Papal: depósito sinorogénico de la cuenca de antepaís de Tunuyán, Mendoza, Argentina. In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas 1: 568-572. Antofagasta.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E. y Silver, R. 1973. Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York.
- Pettijohn, F., Potter, P. y Siever, R. (1987). Sand and sandstones, 2º Edición. Springer-Verlag: 553 pp.
- Pettijohn, F., Potter, P., Siever, R. 1972. Sand and sandstones. Springer-Verlag, New York.
- Pilger, R.H. 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geol. Soc. Am. Bulletin* 92: 448-456.
- Pinto, L., Hérail, G., Moine, B., Fontan, F., Charrier, R., Dupre, B. 2004. Using geochemistry to establish the igneous provenances of the Neogene continental sedimentary rocks in the Central Depression and Altiplano, Central Andes. *Sedim. Geol.* 166 (1/2): 157-183.
- Pinto, L., Hérail, G., Montan, F., de Parseval, Ph. 2007. Neogene erosion and uplift of the western edge of the Andean Plateau as determined by detrital heavy mineral análisis. *Sedim. Geol.* 195: 217-237.
- Polanski, J. (1958): El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 12 (3): 165-196.
- Polanski, J. 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del terciario de la depresión intermontana del Alto Tunuyán. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Contribución Científica Serie Geología, Buenos Aires, 1 (2): 95-139.
- Polanski, J. 1964. Descripción geológica de la Hoja 25 ab – Volcán de San José, Provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98: 1-92.
- Porras, H., Pinto, L., and Tunik, M. 2012. Análisis de proveniencia de minerales pesados detríticos en la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán y su implicancia en el alzamiento temprano de la Cordillera Frontal. XIII Congreso Geológico Antofagasta, Chile.
- Potter, P. E., 1978, Petrology and chemistry of modern big river sands: *Journal of Geology*, v. 86, no. 4, p. 423-449.
- Potter, P., Maynard, B. y Depetris, P. (2005). *Mud and Mudstones: introduction and overview*. Springer: 297 pp.
- Potter, P.E. 1978. Significance and origin of big rivers. *J Geol.* 86:13-33
- Puelles, P., Ábalos, B. y Gil Ibarguchi, J.I. 2005. Metamorphic evolution and thermobaric structure of the subduction-related Bacariza high-pressure granulite formation (Cabo Ortegal Complex, NW Spain). *Lithos*, 84, 125-149
- Pupin, J. P. (1980). Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 207–220.
- Pupin, J.P, 1980. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol.73, 207-220.

Pupin, J.P., 1992. Les zircons des granites océaniques et continentaux: couplage typologie-géochimie des éléments en traces. Bull. Soc. g6ol. Fr. 163 (4), 495-508.

Pupin, J.P. y Turco, G. 1972a. Le zircon accessoire en g6othermom6trie. C.R. Acad. Sci. Paris 274 (D), 2121-2124.

Pupin, J.P. y Turco, G. 1972b. Une typologie originale du zircon accessoire. Bull. Soc. fr. Minéral. Cristallogr. 95, 348-359

Pupin, J.P., 1976. Significations des caracteres morphologiques du zircin commun en petrologic. Base de la methode typologique. Applications. These d'Etat, Nice, 394 pp.

Ramos, R., Zapata, T., Cristallini, E., Introcaso, A. 2004. The Andean Thrust System-Latitudinal Variations in Structural Styles and Orogenic Shortening. In K. R. McClay (ed.), Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82: 30– 50.

Ramos, V. A. 1985a. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza, facies y desarrollo estratigráfico, Argentina. In Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas 1: 492-513. Antofagasta.

Ramos, V. A. 1985b. El Mesozoico de la Alta Cordillera de Mendoza. Reconstrucción tectónica de sus facies, Argentina. In Congreso Geológico Chileno, No. 4, Actas 1: 104-118. Antofagasta.

Ramos, V. A. 1988. The tectonics of the Central Andes, 30o - 33oS latitude. In Processes in Continental Litospheric Deformation (Clark, S., Burchfield, D. Eds.). Geological Society of America, Special Paper 218: 31 - 34

Ramos, V. A. 1996. Evolución tectónica de la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza. In V. A. Ramos et al. (Eds.): Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24 (14): 447-460.

Ramos, V. A., Aguirre-Urreta M. B., Alvarez, P. P., Coluccia, A., Giambiagi, L. B., Pérez, D., Tunik, M., Vujovich, G. 2000. Descrpción de la Hoja Geológica Cerro Tupungato (1:250 000). Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico. (Inédito), 124 pp. Buenos Aires.

Ramos, V. A., Alvarez, P. P., Aguirre-Urreta, M. B., Godoy, E. 1997. La Cordillera Principal a la latitud del paso Nieves Negras (33°50'S), Chile-Argentina. In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas 3: 1704-1708. Antofagasta.

Ramos, V. A., Basei, M. 1997. Gondwanan, Perigondwanan, and exotic terranes of southern South America. South American Symposium on Isotope Geology, Abstracts: 250-252. Sao Paulo.

Ramos, V. A., Cegarra, M. I., Cristallini, E. 1996a. Cenozoic Tectonic of the High Andes of West-Central Argentina (30-36°S latitude). Tectonophysics 259: 185-200.

Ramos, V. A., Cegarra, M. I., Pérez, D. J. 1996b. Carta Geológica, Región del Aconcagua. In Ramos, V. A. (Ed.): Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires. Anales, 24 (11).

Ramos, V. A., Cristallini, E., Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. J. S. Am. Earth Sci. 15: 59-78.

Ramos, V. A., Jordan, T.E., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortes, J. M., Palma, M. 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. Tectonics 5(6): 855-880.

RAMOS, V.A., 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva?. 9°Congreso Geológico Argentino (Bariloche), Actas 2: 311-325, Buenos Aires.

Rickwood, P. C.(1968). On recasting analyses of garnet into end member molecules. Contr. Mineral. and Petrol. 18, 175–198. 125-149.

Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., Villaroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32°-34°S). Rev. Geol. Chile 17 (2): 205-214.

Rodríguez, M. P. 2008. Historia de erosión cenozoica de la Cordillera de los Andes de Chile Central (33-34°S): una aproximación por medio del análisis de minerales pesados detríticos y la geomorfología. Master Thesis, Universidad de Chile, Santiago, 246 pp.

Rodríguez, M.P., Pinto, L., Encinas, A., 2012. Neogene erosion and relief evolution in Central Chile forearc (33-34°S) as determined by detrital heavy mineral analysis. In: « Mineralogical and Geochemical Approaches to Provenance », E. Troy Rasbury, Sidney R. Hemming, Nancy R. Riggs (Eds.). Geological Society of America Special Papers, 487, 141-162.

Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical: 352 pp.

Roos., G.M., and Bowring, S.A. 1990. Detrital zircon geochronology of the windermere supergroup and the tectonic assembly of the southern Canadian Cordillera. *Journal of geology*. 98: 879-893

Roser, B. y Korsh, R. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94 (5): 635-650.

Roser, B., Cooper, R., Nathan, S. y Tulloch, A. (1996). Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Palaeozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. *New Zealand Journal Geology Geophysics*, 39: 1-16

Roser, B., Korsch, R., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, 67, 119-139.

Sabeen, H.M., Ramanujam, N. y Morton A.C. 2002. The provenance of garnet: constraints provided by studies of coastal sediments from southern India. *Sedimentary Geology*, vol.152, 279–287.

Sagripanti, L., Bottesi, G., Naipauer, M., Folguera, A. Y Ramos, V.A. 2011. U/Pb ages on detrital zircons in the southern central Andes Neogene foreland (36° 37°S): Constraints on Andean exhumation. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4): 554-565, doi: 10.1016/j.jsames.2011.03.010.

Schiller, W. 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería 7(5): 1-68.

Schiama, M. Y Llambías E. J. 2008. New ages and chemical analysis on lower jurassic volcanism close to the Dorsal de Huincul, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): 644-652.

Sellés, D. 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'- 33°30'S, 70°30'- 70°45'O), Chile Central. *Estratigrafía y Geoquímica*. Undergraduate Thesis, Universidad de Chile, Santiago, 154 pp.

Sellés, D. y Gana, P. 2001. Geología del área Talagante –San Francisco de Mostazal, regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. Serie Geológica Básica, N°74, 30p, 1 mapa escala 1:100000.

Sellés, D., 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'- 33°30'S, 70°30'- 70°45'O), Chile Central. *Estratigrafía y Geoquímica*. Undergraduate Thesis, Universidad de Chile, Santiago, 154 pp.

Sellés, D., 2000. La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas 1: 555-558. Puerto Varas.

Shao, L., Li, X. H., Wei, G. J., Liu, Y. & Fang, D. Y. 2001. Provenance of a prominent sediment drift on the northern slope of the South China Sea. *Science In China (Series D)*. 44, 919–925.

Simonetti, A., Shore, M. y Bell, K. 1996. Diopside phenocryst from nephelinite lavas, Napak volcano, Eastern Uganda: Evidence for magma mixing. *The Canadian Mineralogist*, vol. 34, 411-421.

Snowball, I. and Sandgren, P., 1996: Lake sediment studies of Holocene glacial activity in the Kårsa Valley, northern Sweden: contrasts in interpretation. *The Holocene*, 6: 367–372.

Spalletti, L., Merodio, J. y Mateos, S. (1993a). Geoquímica y significado tectónico-deposicional de las pelitas y margas cretácico-terciarias del noreste de la Patagonia argentina. *Revista Geológica de Chile*, 20 (1): 3-13.

Spalletti, L.A., Mahteos, S.D., and Merodio., J.C. 2003. Sedimentitas carbonáticas Cretácico-Terciarias de la Plataforma Norpatagónica. *Actas, XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Explotación de Hidrocarburos*, 1: 249–257

Stacey, J.S. and Kramers, J.D. (1975). Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters* 26(2): 207-221.

Stanislav V. Vassilev, Christina G. Vassileva, David Baxter, Lars K. Andersen. 2010. Relationships between chemical and mineral composition of coal and their potential applications as genetic indicators Part 1. Chemical characteristics. *GEOLOGICA BALCANICA*, 39: 21–41.

Stern, C., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. Geol. Chile* 31(2): 161-206.

subduction-related Bacariza high-pressure granulite formation (Cabo Ortegal Complex, NW Spain). *Lithos*, 84,

Tassara, A., Yáñez, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15–47°S). *Rev. Geol. Chile* 30: 159–186.

Tassara, A., Yáñez, G., 1996. Thermomechanic segmentation of the Andes (158–508S): a flexural analysis approach. In III International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), IRD (Eds.): 115– 118. St. Malo, France.

Tavera, J. 1979. Estratigrafía y paleontología de la Formación Navidad, Provincia de Colchagua, Chile (Lat 308500–348S). *Boletín del Museo de Historia Natural* 36, 176.

Taylor, S y McLennan, S. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford: 312 pp.

Tebbens, S.F. y Cande, S.C. 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, 12061-12084.

Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, IIG, Carta Geológica de Chile 39, 51 pp.

Thiele, R., Nasi, C. 1982. Evolución tectónica de los Andes a la latitud de 33o y 34o Sur (Chile Central) durante el Mesozoico. In Congreso Latinoamericano de Geología, No. 5, Actas 3: 404-426.

Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de la Ligua y la cuesta Barriga, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 86 pp.

Tickyj, H.; Rodríguez Raising, C.; Cingolani, C.A.; Alfaro, M.; Uriz, N. 2009. Graptolitos ordovícicos en el Sur de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64 (2): 295-302.

Tortosa, A., Palomares, M., Arribas, J. 1991. Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis, in Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society of London, Special Publication, 57, 47– 54.

Toselli, A.; Rossi de Toselli, J.; Pellitero, E. y Saavedra, J. 1993. El Arco Magmático Granítico del Paleozoico Inferior en el Sistema de Famatina, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 7-15. Mendoza.

Tunik, M. 1996. Geología del sur del río Palomares inferior. Provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis de Licenciatura, (inérita), 111 pp., Buenos Aires.

Tunik, M. 2000. Análisis sedimentológico y tectónico de la primera ingresión atlántica en la Alta Cordillera de Mendoza. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Tesis Doctoral (inérita). Buenos Aires.

Uliana, M. A., Briddle, K. T. 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of Southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias* 18 (2): 172-190.

Uliana, M.A., Legarreta, L. 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous sub-andean setting: Neuquén basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16(4): 379 - 420.

Valloni, R., Amorosi, A., Cibin, U., De Donatis, M., De Nardo, M.T., Farina, M., Ghiselli, F., Martelli, L., Martini, A., Ottria, G., Piccin, A., Pizzolo, M. y Severi, P. 1991. Proposta di classificazione macroscopica delle areniti. *Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense*. 27: 1-22.

Veres, D.S, 2002. A comparative study between loss on ignition and total carbon analyses on minerogenic sediments. *Studia Universitatis Babes-Bolyai, Geologia XLVII (2)*, 171-182.

Vergani, G. D., A. J. Tankard, H. J. Belotti, and H. J. Welsink. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In A. J. Tankard, R. Suarez, and H. J. Welsink (eds.), *Petroleum basins of South America*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem 62: 383–402.

Vergara, M., and Nystrom, J.O. 1996. Geochemical features of Lower Cretaceous back-arc lavas in the Andean Cordillera, central Chile (31–34°S): *Revista Geologica de Chile*. 23: 97–106.

Vergara, M., Drake, R. 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocomianas de Chile central: Su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34: 42-52.

Vergara, M., Morata, D., Villarroel, R., Nyström, J., Aguirre, L., 1999. Ar/Ar ages, very low-grade metamorphism and geochemistry of the volcanic rocks from "Cerro El Abanico", Santiago Andean Cordillera (33°30'S-70°30'-70°25'W). IV International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Göttingen, Germany, IRD (Eds.), pp. 785-788.

Vicente, J.C. 2005. La fase primordial de estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua: importancia de la fase pehuenche del Mioceno inferior. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 60: 672-684.

von Eynatten, H., Barceló-Vidal, C. and Pawlowsky-Glahn V. 2003. Modelling compositional change: the example of chemical weathering of granitoid rocks. *Mathematical Geology*, 35: 231–251

von Eynatten, H., Gaupp, R., 1999. Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy minerals analysis and mineral chemistry. *Sedimentary Geology*, Vol. 124, p. 81–111.

Vujovich, G. and Gregori, D. A. 2002. Cordón del Portillo, Cordillera Frontal, Mendoza: caracterización geoquímica de las Metamorfitas. XV Congr. Geol. Argentino, Actas en CD.

Wagner, L. S., Beck, S. L., Zandt, G. 2005. Upper mantle structure in the south central Chilean subduction zone (30 to 36S). *Journal Geophys. Res.* 110, B01308, doi:10.1029/2004JB003238.

Wall, R., Gana, P., Gutiérrez, A. 1996. Mapa Geológico del area de San Antonio-Melipilla. Regiones de Valparaíso y Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Mapas Geológicos N° 1, 1:100.000.

Wallin, E.T., Noto, R.C., and Gehrels, G.E. 2000. Provenance of the Antelope Mountain Quartzite, Yreka terrane, California: evidence for large-scale late Paleozoic sinistral displacement along the North American Cordilleran margin and implications for the mid-Paleozoic fringing-arc model. *Geol Soc Am Spec Paper*. 347:119-132

Ward, C.R. 1989. Minerals in bituminous coals of the Sydney basin (Australia) and the Illinois basin (U.S.A.). *International Journal of Coal Geology* 13, 455–479.

Ward, C.R. 2002. Analysis and significance of mineral matter in coal seams. *International Journal of Coal Geology* 50, 135–168.

Weltje, G.J and von Eynatten, H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology* 171: 1 – 11.

WILLNER, A.P, GERDES, A., MASSONNE, H.-J. 2008. History of crustal growth and reworking at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29°-36°S revealed by a U-Pb and Lu-Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology*, 253, 114-129.

Winchester, J., Floyd, P., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, 325-343.

Woods, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11 - 30.

Yáñez, G. A., Ranero, C. R., Von Huene, R., Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *J. Geophys. Res.* 106 (B4): 6325-6345.

Yáñez, G., Cembrano, J. 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *J. Geophys. Res.* 109, B02407, doi:10.1029/2003JB002494.

Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., Selles, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *J. S. Am. Earth Sci.* 15: 23-38.

Yrigoyen, M. R. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. In XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1(11): 123-148.

Zack, T., Von Eynatten, H., Kronz, A. 2004. Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. *Sedim. Geol.* 171(1-4): 37-58.

Zappettini, E., Dalponte, M., Segal, S., Cozzi, G. 2012. Mineralogía y aspectos genéticos del depósito volcánogénico submarino de manganeso "la casualidad", cerro atravesada, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Norteamérica*, 69 (4), 544-555.

Zimmermann, U. y Spalletti, L. (2005). The provenance of the Lower Palaeozoic Balcarce Formation (Tandilia System, Buenos Aires province, Argentina). XVI Congreso Geológico Argentino. Actas III: 368-375

Zuffa, G.G. Ed.1985. Provenance of Arenites. Reidel Publishing Company, 408 p.

ANEXOS

Anexo 1

Provenance analysis using whole rock geochemistry and U-Pb dating of the Alto Tunuyán Basin and its implications in its paleogeographic evolution.

Hernán Porras¹, Luisa Pinto¹, Maisa Tunik², Laura Giambiagi³

Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile.

Instituto de Investigación en Paleobiología y Geología, UNRN, Isidro Lobo y Belgrano, (8332) General Roca, Río Negro, Argentina – CONICET.

CONICET e IANIGLA, CCT Mendoza, CC 330, CP 5500, Mendoza, Argentina

ABSTRACT

The transitional segment of the Andes is dominated by the presence of the Aconcagua fold-and-thrust belt, in the eastern sector of the Principal Cordillera. Associated with the development of these fold-and-thrust belts, syntectonic basins were formed in the foreland region. The Alto Tunuyán Basin has a basin containing a thick sequence of sedimentary rocks associated with the Andean tectonics. This basin is located between the Principal and Frontal Cordilleras from ca. 33°30'S to 34°S. In this paper we carry out a detailed study of provenance analysis methods that integrate petrographic, geochemical analysis and zircon dating. Trying to find out what the nature of rocks from their origin.

The beginning of deposition in Alto Tunuyán Basin begun around 17 Ma and the main area source of Alto Tunuyán basin sediments happens to be a volcanic environment primarily of intermediate composition associated with Farellones Formation, contemporary with sedimentation of Mesozoic sedimentary sequences from the Cordillera Principal and, in a smaller amount, felsic rocks from Choiyoi Group, set in a positive relief located in the current Frontal Cordillera. The uplift of the Frontal Cordillera occurred around 10 Ma.

Key words: paleogeography, Alto Tunuyán, Frontal Cordillera, Principal Cordillera, provenance

1. Introduction

One of many interesting aspects of the Andean Mountains is the presence of a flat slab between 27° - 33°S (e.g., Barazangi and Isacks de 1976, Cahill and Isacks, 1992, Gregory-Wodzicki, 2000, Gutscher, 2002). South of the flat slab is the transition zone at 33-34°S which define the transition between the flat slab and normal subduction (e.g., Barazangi and Isacks de 1976, Cahill and Isacks, 1992, Gregory-Wodzicki, 2000, Gutscher, 2002). In the transition zone sector has been well documented the development of the Abanico extensional basin in the Principal Cordillera (PC) evolved at ca. 37 to 23 Ma and afterward partially inverted at 23 to 17 Ma to be completely inverted subsequent to this date (e.g., Charrier et al., 2002, Fock et al., 2006 a, b, Muñoz et al., 2011). In the second inversion stage of the basin, deformation no longer would focus on the basin, it would have spread to the Argentinian side with the development of the Aconcagua fold and thrust belt (AFTB) in the easternmost part of the PC (e.g., Giambiagi et al., 2003). It is in this stage that Alto Tunuyán Basin is developed. This basin evidenced the contribution of andesitic volcanic material from the PC until at least 15 Ma, followed by a strong sediment supply from the Mesozoic sequences between 15-16 Ma to 10.9 Ma located in the PC and afterward pink granite from Frontal Cordillera (FC) are identified in the sequence of the basin (Fig. 1) (e.g., Giambiagi et al., 1999, Giambiagi et al., 2003). This evidences that the deformation in the Andes at these latitudes propagated further east to elevated FC.

Figure 1.

However, it is not known exactly which blocks were elevated and therefore what specific volcanic units were eroded to provide to Alto Tunuyán Basin. It is known that the two units involving the Abanico Basin (Abanico and Farellones Formations) have particular chemicals that could be recognized in the chemistry of the sediments. Therefore, a detail provenance study of detrital sediments is postulated in Alto Tunuyán Basin which could be a contribution for exhaustive erosion evolution and consequently could complete the model proposed by Giambiagi et al. (2003a).

Another aspect in the Abanico Basin is that the development and inversion has been well documented between 33°-34°S. There is one main feature interesting about its evolution: The Andean denudation products next to this region, certainly, have recorded tectonic uplift, however there is limited information on them (e.g., Rodríguez et al., 2012, Giambiagi, 1999). Provenance studies in this area have focused on the Argentine side emphasizing the local paleogeography and do not adequate to the history of the inversion process in the Western Principal Cordillera.

In this context we developed a study of provenance of sedimentary sintectonics rocks in the backarc basin of Alto Tunuyán with data of the erosion sequence of uplifted blocks, located on the western side of the Principal Cordillera in central Chile, during the Miocene, in the transition segment between 33° and 34 ° S. Provenance studies methodologies include sedimentary petrology, geochemistry of whole rock of major

and trace elements as well as U-Pb dating in detrital zircons. These data helped to establish in detail the history of erosion during the Andean Orogeny of the uplift blocks, as they record the specific characteristics of the formations that constitute the source rocks of sediments.

2. Global tectonic setting

The Andes Cordillera or Andean Mountains are a continuous orogen along the western margin of South America, formed by the subduction of the Nazca oceanic slab under the South American continental plate (Fig. 1a) (Dewey and Bird, 1970). This orogen varies significantly and systematically along strike (ca. 9,000 km) in topography, morphology, tectonics, distribution basins, volcanism, subduction geometry, crustal thickness, lithospheric structure and geological history (e.g., Gansser, 1973, Barazangi and Isacks, 1976, Jordan et al., 1983, 1997, Isacks, 1988, Mpodozis and Ramos, 1989, Cahill and Isacks, 1992, Tassara and Yáñez, 1996, Gutscher, 2002, Stern, 2004, Yáñez and Cembrano, 2004). Three main segments are recognized in the Andes: North, Central and South (Gansser, 1973, Aubouin et al., 1973). Subduction in the Central Andes (Fig. 1a), along the Chilean margin, is generally considered to be highly coupled (e.g., Cloos and Shreve, 1996). However, this area does not have a homogeneous dip and there is a segment of the shallow slab (flat-slab segment) between ca. 27° and 33°S (Fig. 1) with a very low subduction angle (ca. 5-10°), further north and south the angle increases to ca. 30°, being constant at depth (e.g., Barazangi and Isacks, 1976, Cahill and Isacks, 1992, Gregory-Wodzicki, 2000, Gutscher, 2002). The southern boundary of the flat-slab has an orientation of ca. N80°E (Fig. 1a) (e.g., Kley et al., 1999, Wagner et al., 2005), following this trend and considering the morphostructural features the southern flat-slab boundary can be traced to ca. 33°S on the Chilean side of the Andes and ca. 32.5°S on the Argentinean side (Fig. 1). Between this limit and ca. 34°S a transitional zone of flat to normal subduction has been defined (Cahill and Isacks, 1992), herein called the “transitional segment”.

The morphotectonic model for the flat slab segment postulates that the region would have evolved gradually from a subduction angle of 30° to its current configuration from the Middle to Late Miocene (14-5? Ma, Bissig et al., 2002, 2003, Yáñez et al., 2001). As a result of this process, volcanism would have ceased at ca. 6 Ma (Kay et al., 1999, Kay and Mpodozis, 2002). It has been suggested that subduction of the Juan Fernández Ridge triggered the flat-slab condition in the continental margin (e.g., Pilger, 1981, Gutscher et al., 2000, Yáñez et al., 2001, 2002, Tassara and Yáñez, 2003). Coeval with the tilting of the slab, crustal thickening occurred and the deformation spread eastward through thick-skinned faulting in the Precambrian-Paleozoic basement (Jordan et al., 1983, 1997). The Cenozoic tectonics in this segment produced the Principal and Frontal Cordilleras, the Precordillera, and the Sierras Pampeanas in the foreland region (Ramos et al., 2002) as well as steep morphology in the forearc region (Fig. 1).

Notwithstanding the chronology of development of these morphologic traits has been not established in detail, Ramos (1996a) proposed that the deformation developed in the last 20 million years.

This model contrasts with the morphotectonic features just to the south in the transitional segment, where the Precordillera and Sierras Pampeanas are not developed in the foreland region, instead, the Andean mountains are conformed by the forearc Coastal Cordillera, Central Depression, Principal Cordillera and the southern part of the Frontal Cordillera (Figs. 2a and 2b). In this area it has been suggested that during the Early to Middle Miocene (ca. 23-17 Ma) tectonic inversion of an Oligocene basin occurred, followed during the Middle to Late Miocene (ca. 18-8.5 Ma) by the eastward spreading of deformation, generating the Aconcagua fold-and-thrust belt (AFTB, Figs. 2a) (e.g., Giambiagi, 1999b). The uplift of the Frontal Cordillera would have been a resistant block that prevented the spreading of the belt in the Late Miocene (ca. 8.5 Ma). This fact explains why the deformation has developed out-of-sequence during the Late Miocene to Early Pliocene (ca. 8.5-4 Ma) in the Principal Cordillera towards its present western border (e.g., Giambiagi, 1999c, Giambiagi et al., 2003a, Fock et al., 2006a,b, Farías et al., 2007, 2008). During these events, the rocks located in the Coastal Cordillera and the Central Depression (Thomas, 1958) suffered very little deformation (Fig. 2) (Farías et al., 2008).

Figure 2.

3. Alto Tunuyán basin

3.1. Overview

The transitional segment of the Andes is dominated by the presence of the Aconcagua fold-and-thrust belt, in the eastern sector of the Principal Cordillera (Figs. 2a and 2b) (e.g., Giambiagi et al., 2003a, b, Ramos, 1996, Ramos et al., 1996a, 2002, 2004). These structures were formed during the Miocene (e.g., Ramos, 1996, Cristallini and Ramos, 2000, Giambiagi et al., 2003a, b, Ramos et al., 2004, Vicente, 2005). The Aconcagua segment presents structures evidencing previous extensional phases (Álvarez et al., 1997, Álvarez and Ramos, 1999), with superposed tectonic inversion, development of footwall short-cuts and both thick- and thin-skinned thrusting (Ramos, 1988, Kozłowski et al., 1993, Godoy, 1993, 1998, Cegarra and Ramos, 1996, Pángaro et al., 1996, Ramos et al., 1996a, Giambiagi et al., 2001, 2003b, Giambiagi and Ramos, 2002). The thin-skinned geometry of this segment has been controlled by the pre-extensional basin architecture and also by competition from uplifted blocks that acted as barriers on the spreading side of the detachments (Giambiagi et al., 2003b). In the Aconcagua segment, where there are no Precordillera and Pampean Ranges as in the northern, the main percentage of shortening occurred in the Principal Cordillera (Ramos et al., 1996a, Cristallini and Ramos, 2000).

Associated with the development of these fold-and-thrust belts, syntectonic basins were formed in the foreland region (Fig. 1b) (e.g., Yrigoyen, 1993, Pérez, 1995, 2001, Jordan et al., 1996, Giambiagi, 1999a,

b, c, Giambiagi et al., 2003a, b). We have chosen for our study a well-studied basin containing a thick sequence of sedimentary rocks associated with the Andean tectonics: the Alto Tunuyán Basin (Fig. 2b) (e.g., Pérez, 1995, Jordan et al., 1996, Giambiagi, 1999b). This basin is located between the Principal and Frontal Cordilleras from ca. 33°30'S to 34°S (Figs. 1 and 2).

3.2. Paleogeographic Model

Giambiagi et al. (2003a) relates different data structures and deformation stages, with sedimentary cycles and provenance study of synorogenic deposits (Fig. 3) and proposed to discriminate development times of thrust and classified it into four stages of deformation, D1 to D4.

Stage D1, between 20-15 Ma, occurs first pulse of Pehuenche Orogeny, which is marked by inversion of ancient normal faults in the basement and by the development of the first deposits in the Alto Tunuyán Basin represented by the lower levels of Tunuyán Conglomerate (0-200 m). This event is related to intense and sustained magmatic activity represented by the Farellones Formation in the Principal Cordillera on the Chilean side (Kurtz et al., 1997). Stage D2, between 15 and 9 Ma, corresponded to a period of shortening concentrated in Aconcagua FPC orogenic front with the development of normal sequence thrusts in Cerro Palomares system (Fig. 2), followed by a period of out of sequence thrusts and probable previously emplaced fault reactivations. At this stage middle and upper levels of Tunuyán Conglomerate developed, which present lower Cretaceous limestone of the Mendoza Group and fewer Cenozoic volcanics from the west (Farellones Formation?). Stage D3, between 9 and 6 Ma, shows greater shortening located to the east, in the Frontal Cordillera, while the Palomares thrust was the only one developed in the fold and thrust belt of Aconcagua (Fig. 2). The lifting of the Frontal Cordillera was responsible for the generation of a larger orogenic wedge, which also involved the Principal Cordillera. Synorogenic deposits of this period are represented by the Palomares Formation, which has a significant amount of pink granite clasts from the Upper Paleozoic granites in the Frontal Cordillera. During stage D4, between 6 and 4 Ma, shortening of the Principal Cordillera continued with out of sequence thrust generation in both internal and external sector. Associated syntectonic deposits correspond to Butalo Formation, but fine granulometry did not allow precise definition of their provenance. In summary, the paleogeographic evolution model proposed by Giambiagi et al. (2003a), shows a first deformation inducing a major uprising of the Principal Cordillera (20-9 Ma), a later stage with main uplift from the Frontal Cordillera (9-6 Ma) and a final stage where the deformation refocuses in the Principal Cordillera.

4. Methodology

4.1. Provenance Source

The modern provenance analysis methods integrated petrographic, geochemical analysis and dating of zircons. Try to find out what the nature of the rocks from their origin (e.g., Morton, 1985, 1991, Pettijohn et

al., 1987, Krawinkel et al., 1999, Morton et al. 2000, Weltje and von Eynatten, 2004, Pinto et al., 2004, 2007, Bhatia, 1983, Roser and Korsch, 1986, 1988, Dickinson 1970, Johnsson 1993). The most common types of analyzes in general, are based on chemical composition of sediments (e.g., Bhatia, 1983, Roser and Korsch, 1986.1988, Pinto et al., 2004, Lacassie et al., 2004, 2006). Furthermore, this technique allows inferring changes in climate and tectonic regimes that governed the area of contribution with depositional environments (Dickinson 1970, Eynatten et al., 2003, Johnsson 1993, Marchesini et al., 2000, Weltje and Eynatten, 2004).

In addition, for a more complete understanding of source rocks several discrimination diagrams are the basis for detailed understanding of how minerals are trendsetters in the rock and classify the origin of sedimentary and igneous rock types (e.g., Pettijohn et al. 1972, Bhatia, 1983, La Roche, 1967, Moine et al., 1974, Pinto et al., 2004, 2007).

In this work we used these types of analyzes to define in detail the origin of the rocks, and therefore, the history of Neogene sediment erosion represented in the Tunuyán conglomerate, the Palomares Formation and the Butaló Formation.

4.2 Sampling and analytical procedures

In the region of Rio Palomares 25 samples were taken, 20 samples corresponding to Neogene synorogenic sedimentary rocks sequences (15 Tunuyán Conglomerate, 2 Palomares Formation and 3 Butaló Formation) (Fig. 3, Table 1).

Figure 3

Table 1.

The samples were ground in the Department of Geology at the University of Chile, for whole rock geochemical analysis (Table 1) all samples used ICP fusion lithium metaborate/tetraborate for major elements package and ICP/MS for trace element package Actlabs, Canada (55 elements among major, REE and trace). Geochemical analyzes are processed in discrimination diagrams for sedimentary rocks (e.g., Pettijohn et al., 1972, Bhatia, 1983) and igneous rocks for samples with igneous trend.

Also four key samples selected (CM-2, CM5, CL9a, I1) which were dating on U-Pb by LA-ICP-MS, Valencia Geoservices Laboratory, Washington, equipped with nine Faraday collectors, an axial Daly detector, and four ion-counting channels. An ArF Excimer laser system with an emission wavelength of 193 nm is coupled to the isoprobe. The collector configuration allows measurement of ^{204}Pb with an ion-counting channel whereas ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th and ^{238}U are measured simultaneously with Faraday detectors. All reported ages are based on the $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios because errors of the $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ ratios are greater due to the low ^{207}Pb signal of young samples. The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ratios were

corrected for common lead by using the measured ^{204}Pb assuming an initial Pb composition from Stacey and Kramers (1975) and an uncertainty of 1.0 for $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Also performed a modal analysis and petrography where were analyzed samples taken from medium sandstones belonging to the Tunuyán Conglomerate (n = 15), the Palomares Formation (n = 2) and the Butalo Formation (n = 1). The sandstones were analyzed using the Gazzi-Dickinson method (Dickinson, 1970, Ingersoll et al., 1984, Zuffa, 1985). 400 or 500 points according to the sample were counted. Six different classes of quartz, six categories for feldspars, nine different types of lithic fragment, as well as opaques, micas other minerals and three different types of cement were identified (Table 2). Major detrital framework components were recalculated as 100% (Table 2) for Folk et al (1970) classification (Fig. 4) and QFL and QmFLt+qp for Dickinson et al (1983) provenance diagrams. The plots in the QFL diagrams proposed by Folk et al (1970) show that the analyzed sandstones are feldspathic litharenites, with some samples (n=?) classified as litharenites and lithic feldsarenites.

5. Results

5.1. Modal analysis and petrography

5.1.1. Mineralogical composition

The classifications are based on sandstone mineralogical composition. The main components of the sandstones are quartz, feldspars and lithic fragments,

Quartz

The % of quartz observed on the study section is variable, (Min 7,75, Max 36%) with the tendency of increase the quartz proportion from base to top. Monocrystalline and polycrystalline quartz were identified. Monocrystalline quartz occurs in two variants: non-undulose and undulose (Basu, 1985, Tortosa et al., 1991). The polycrystalline quartz (Qpq) was distinguished into three groups:

Polycrystalline quartz with 2-3 subgrains, and polycrystalline with 4 subgrains and polycrystalline with more than 4 subgrains.

The quartz grains identified in a volcanic rock fragments were count separately but then, being less than 2% of the amount of total monocrystalline quartz, were included into the monocrystalline undulose type in order to simplify the chart.

Feldspar

The proportion of total feldspar is also quite variable from minimum 8% to a maximum of 38%. The feldspar was divided into alkali feldspar (orthoclase and microcline) and plagioclase feldspar, being this

type the most common one. The altered and replaced by calcite feldspar and the plagioclase identified in rock fragments were added into plagioclase and feldspar categories in order to simplify the chart and because they represent less than 10% of the counted categories and no clear relation were observed with the other items.

A subtle increase of total feldspar was identified from base to top and the ratio of plagioclase to total feldspar varies from 0.52 to 1 a highly disperse value. Dickinson (1970) proposed that those sands derived from volcanic terrains should be expected a ratio P/Ft from 0,75 to 1. It is clear that acidic igneous rocks, granites and metamorphic rocks also contribute to sandstones framework.

Lithic fragments

Rock fragments are the most common detrital constituent, comprising 21 and 75% of the sandstones. Igneous, sedimentary and metamorphic grains were identified, also pseudomatrix and some altered lithic were distinguished. The volcanic rock fragments were classified using the Dickinson (1985) scheme.

The different proportion of lithics reflects changes on the uplifted areas that infill the Tunuyán basin.

Table 2

5.1.2. Interpretation of petrography description

The samples of the lower level Tunuyán Conglomerate, CM-1 and CM-2 have significant quantity of sedimentary lithic fragments, coming from the Principal Cordillera sedimentary rocks and a similar proportion of acid and basic rock fragments. The upper samples CM-4 and CM-5 can be differentiated from the lower ones due to the high relative proportion of microlithic lathwork textures and volcanic rock fragments of basic composition (Fig. 4).

The middle level Tunuyán Conglomerate includes samples CL-1 to CL-7b. This suite of samples show higher percentages of quartz, rock fragments generally more basic rock than felsic fragments and variable amounts of sedimentary rocks fragments. The analysis of the lithics and the heavy mineral content (Porrás et al., 2012) suggest that the main source of these sediments were sedimentary and volcanic rocks located to the west (Fig. 4).

The upper level Tunuyán Conglomerate, includes samples CL-8 to CL-10 the petrography of these samples indicates that the sediments that constitute them came from the west and from the east.

Palomares Formation includes CL-12 and CL-12b, the proportion of quartz is still increasing but using the petrography alone is difficult to establish the source area. The analysis made by Giambiagi et al (2001) in

conglomerates and checked by our field studies. The presence of sedimentary rocks and basic volcanic rock fragments suggest that the Principal Cordillera was a source area.

Although only one sample was analyzed of the Butalo Formation CL-16B, it is interesting to remark that rising of the quartz is still ongoing and probably the abundance of basic volcanic rock fragment over the felsic rock fragments reveals that the larger source area was located to the west (Fig. 4).

Figure 4.

5.2. Whole rock geochemistry

Chemical composition of sedimentary rocks not only reflects the composition of the source areas, but also the effects of weathering and diagenesis they have experienced (e.g., Bhatia 1983, Pettijohn et al., 1987, Herron, 1988, Mccann, 1991, Nesbitt and Young, 1982, Roser and Korsch, 1986, 1988, McLennan et al., 1989, Pinto et al., 2004, 2007), for which the data have been used alone and together in order to determine more detailed characteristics.

5.2.1. Geochemical relations between REE

Trace elements show the composition of the source rock (Taylor and McLennan, 1985, Rollinson, 1993). REE concentrations were plotted with chondrite meteorite normalized, using the values established by Taylor and McLennan (1985) and considered average values of post Archean shales (PAAS).

Light rare earths elements (LREE), between La and Sm, show a moderate depletion over the heavy rare earths elements (HREE), between Eu and Lu, which show a pattern generally flatter. Relations lower LREE/HREE indicates basic rocks (Fig. 5a) and high ratios of LREE/HREE usually represent siliceous rocks (e.g., Culler and Graf, 1983). Alto Tunuyán Basin sediments have a homogeneous pattern in most samples. This indicates a compositional stability of the source rock. Highlight the positive anomalies in the middle and upper Tunuyán Conglomerate, and Palomares Formation (Fig. 5a). This anomaly therefore is associated with an increase in the origin of felsic rocks.

Figure 5.

REE are concentrated preferably in minerals formed by weathering as clay minerals or rocks of felsic composition (Campos Álvarez and Roser, 2007, Zimmermann and Spalletti, 2005, McLennan et al., 1993). Alto Tunuyán Basin sediments show Σ REE values between 77.6 and 131.5 ppm, with an average of 102.7 ppm (Fig. 5b).

Finer grained rocks tend to have higher concentrations of REE than coarser grained rocks (McLennan, 1989, Cullers, 2000). Considering that the material collected is for fine sandstones, this anomaly can be interpreted as an increase in the contribution of acidic rocks.

The Co/Th ratio lower than 1.27 indicates a source area of acid composition, whereas higher values indicate a basic to intermediate source (Gu et al., 2002). Co/Th ratio in samples from the Alto Tunuyán Basin (Fig. 5c) exhibits a variation from base to top in each level of Tunuyán Conglomerate and FP of a predominantly felsic composition to a source of mafic features.

In Floyd and Leveridge (1987) La/Th against Hf diagram shows that in Alto Tunuyán basin samples have a predominance mixed felsic/mafic sources, andesitic arc components and to a lesser arc acids sources (Fig. 5d).

5.2.2 De variación diagrams for Major Elements

The CaO and SiO₂ concentrations are heterogeneous in the whole sequence, showing inverted increasing and decreasing progressions (Fig. 6). A decreasing trend in the SiO₂ concentration and a direct correlation between K₂O and Na₂O stand out in the lower level sediments of the Tunuyán Conglomerates (CM-1 to CM-5) unlike the medium and upper levels where the correlation is inverse.

The Na₂O concentrations remain stable along the succession. However, the average concentration in the lower level of the Tunuyán Conglomerate is minor than the concentrations in the mid-level. The Na₂O concentration decreases in the uppermost levels and until the Palomares Formation. This fall in the Na₂O concentration values is directly related to an increase in K₂O (Fig. 6).

Figure 6.

Concentrations of Al₂O₃, MgO, Fe₂O₃, TiO₂ and P₂O₅ in the Tunuyán Conglomerate increase progressively in the lower level (CM-1 to CM-5). Nonetheless, there is a strong decrease in these elements in the mid-level part of the sequence. The uppermost level (CL-8 to CL-12) shows a heterogeneous pattern for these set of elements. Concentrations of MnO remain low and slightly heterogeneous, without any clear relation to the other elements.

The samples from Palomares Formation (CL-12 and CL-14) present major elements concentrations different from the Tunuyán Conglomerate and the Butaló Formation. They exhibit a decrease in Na₂O, TiO₂, MgO and Fe₂O₃ and a significant increase in K₂O (Fig. 6). Sample CL-12 show a particularly high concentration of MnO, anomaly which deviates from the average concentration of this oxide in the sequence.

Samples from Butaló Formation (CL-15 to CL-16B) show major element concentrations comparable to the Tunuyán Conglomerate samples. They display a good correlation between SiO_2 , Fe_2O_3 and MgO . Also, the observed K_2O - Na_2O negative correlation occurs due to the high concentration of CaO in sample CL-16A

5.2.3. General characteristics of the Alto Tunuyán Basin

The $\text{Al}/3\text{-Na}$ vs. $\text{Al}/3\text{-K}$ diagram from de La Roche (1968) and Moine (1971), created to trace back the protoliths of metamorphic rocks and to discriminate between igneous and sedimentary domains, can be used to analyze the collected sediments (e.g., Pinto et al., 2004). Almost all the samples plot in the igneous domain, supporting an igneous origin for the sediments. Only samples CL-10 and CL-16A are located in the sedimentary domain field. All the samples belong to the calc-alkaline rock classification and due to their textural maturity they fall in the greywacke category. The uppermost level of the Tunuyán Conglomerate presents a migration from the igneous domain to the sedimentary domain, showing a progression from basalts, dacites to trachytes and rhyolites with a high concentration in quartz and iron oxides. The Butaló Formation exhibits a slight migration from basalt (CL-15) to dacite (CL-16B), with one sample plotted in the sedimentary domain.

Furthermore the progressive trend from felsic to mafic compositions of the lower level samples, from base to top (CM-1 to CM-5), constitutes a remarkable characteristic of the Tunuyán Conglomerate. This could be related to a change in the source area or to an increase of the basic volcanic contribution from the Abanico Formation in the CP. The remaining upper and middle levels of the Tunuyán Conglomerate do not show an evident trend and cannot be distinguished from the Butaló Formation (Fig. 7). Samples from Palomares Formation stand out because they plot in the igneous-sedimentary rock limit, their $\text{K} > \text{Na}$ and they present a strong trend towards the orthoclase pole (Fig. 7). This might be related to the K_2O abundance associated to the presence of K-feldspars, linked to the granites described by Giambiagi et al. (2003) and Heredia et al. (2012).

Figure 7.

The $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$ vs. TiO_2 diagram proposed by Bhatia (1983), suggests an oceanic arc to continental arc environment origin for the sediments of the whole sequence (Fig. 8a). We highlight again the progressive trend of the lower levels of the Tunuyán Conglomerate (CM-1 to CM-5) which evolve from more to less SiO_2 concentration and show a relative decrease in the $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ coefficient, changing from active continental margin environment (CM-1) to island arc environment (CM-2 to CM-5)

Figure 8.

However, using the K_2O/Na_2O vs. SiO_2 proposed by Roser and Korsch (1986) (Fig. 8b) all the samples of the sequence plot in the islands arc field (Fig. 8b). In both graphics the samples from the Palomares Formation and, to a lesser extent, from the Tunuyán Conglomerate, have a marked trend towards a continental arc.

This trend in different tectonic environments has to do with the chemical signature of source rocks, which can be varied and may have formed in different environments. The oceanic arc trending could be a reflection of the immature character of the sediments, possibly related to a Ti, Fe and Mg rich mafic rocks origin. The continental arc trend the sediments from the Palomares Formation and the mid-levels of the Tunuyán conglomerate would be originated from felsic rocks with lower concentrations of Ti, Fe and Mg.

5.2.4. Geochemical relations between dominant elements to discriminate the sedimentary source

Maturity index

The mineralogical maturity implies that the sediments contain a higher percentage of stable minerals and mechanically more resistant, like quartz and silicic fragments. More immature sediments will contain more unstable mineral like feldspars.

Two different methods can be used to assess the maturity index in sediments.

The first one is related to the SiO_2/Al_2O_3 ratio (Fig. 9a) and its value increases with the increase in quartz content in regard to the k-feldspar content, mafic minerals and lithic fragments in sandstones (Dingle and Lavelle, 1998, 2000, Roser et al., 1996, Pettijohn et al., 1987 and Herron, 1988). The sediments from the Alto Tunuyán Basin show an average value of 3,75, which indicates the presence of more immature sediments (Fig. 9a). This relationship increases in a cyclic manner from higher to lower in the mid and lower-most levels of the Tunuyán Conglomerates. Samples CM-1, CM-2 and CL-1, CL-2 (lower and middle levels Tunuyán Conglomerate) and Palomares Formation present a high SiO_2/Al_2O_3 ratio, which reflects a high mineralogy maturity and suggests a sedimentary component.

Figure 9.

The second diagnostic tool imply the compositional variability index (ICV) used as a measure of compositional maturity rocks, considers the relative abundance between the clay minerals and clay minerals (Cox et al., 1995), is defined as:

$$ICV = (Fe_2O_3 + Na_2O + CaO + MgO + TiO_2) / Al_2O_3$$

ICV define values 0.54 to 0.87 for feldspar and 0.03 to 0.78 for clay minerals (Cox et al., 1995). Values greater than 1.0 indicates minor compositional maturity (Cox et al., 1995). Alto Tunuyán Basin sediments

reveal values above 1.0 ICV in all samples, this implies little rework and thus low compositional maturity (Fig. 9b).

Comparing both methods, Tunuyán Conglomerate lower and upper level (samples CM-1, CL-8, C9B and CL-14) stands with high mineralogical maturity and low compositional variability suggesting a greater contribution of sedimentary or igneous material with a major rework. In contrast, Tunuyán Conglomerate lower, middle and upper level (samples CM-4, CL-6 CL-9a) and Palomares Formation (CL-12), have a low mineralogical maturity and high compositional variability, suggesting a contribution of igneous rocks with little rework. Other samples of the sedimentary succession exposed no clear trend among maturity mineralogical index and ICV.

Recycling index

Recycling index is set based on the degree of alteration of plagioclase and K-feldspar. With this purpose we have analyzed in two different graphics major elements' relations.

The first relation is K_2O/Al_2O_3 ratio established by Cox et al. (1995) separating clay minerals (0.0 to 0.3) of K-feldspar (0.3 to 0.9), is used as an indicator and shows sediment recycling and original composition of shales. It decreases with increasing amounts of clay minerals in the sediments.

This ratio shows a general pattern with at least three downward trends, first in Tunuyán Conglomerate lower level (Fig. 10a). Second, in Tunuyán Conglomerate middle level (Fig. 10b). And third stage would be located right at the beginning of Tunuyán Conglomerate upper level (Fig. 10a). A significant increase starts here to a peak in samples CL-12 and CL-14 belonging to the Palomares Formation (Fig. 10a). Butaló Formation (CL-15, CL-CL-16A and 16B), is relatively stable with a low ratio around 0.13 (Fig. 10a). Obtained values are below 0.3 which rule out the presence of illite (Cox et al., 1995).

The second relation is established by $K/(Al-Na)$ vs. $(Fe+Mg)/(Al-Na)$ diagram (Fig. 10a) proposed by Puxeddu et al. (1984) which eliminates the influence of albite (but not K-feldspar), quartz and carbonates. This graph can be used for separating sediments with K-feldspar high content of those with high content of illite and montmorillonite (Fig. 10a). Tunuyán Conglomerate lower, middle and upper levels presents a migration of a K-feldspar enriched sector to a depleted one, contrary to Palomares Formation, where migration is from depleted sector to an enriched one. Butaló Formation is placed in an intermediate between illite and montmorillonite not showing a definite trend.

Figure 10.

Trends in both diagrams indicate that the base of lower and mid-lower level Tunuyán Conglomerate would tend to be enriched in K-feldspar and are at a point near the illites, this is indicative of pelitic deposits (Kler and Nenahova, 1981) and marine sediments (Berry and Mason, 1961, Kostov, 1993) and would be

related to the erosion of Jurassic sedimentary sequences located in the Principal Cordillera. Furthermore, in the base of upper level and the top of middle level of Tunuyán Conglomerate increases the presence of montmorillonite which is a product of the alteration of volcanic tuffs and ash (Kostov, 1993) this indicates that the basin would be receiving a significant increase in volcanic material. The opposite would be happening at the top level of the Tunuyán Conglomerate and the Palomares Formation where migration occurs from base to top poleward to K-feldspars and can be related to a gradual increase in content of felsic rocks which are located actually in the Frontal Cordillera. This significant change in the input area would be an indication of the Frontal Cordillera early uplift.

Mineralogical stability

Represents the relationship between quartz, k-feldspars and micas, which are more stable minerals in sedimentary environment, and lithic fragments with Fe and Mg minerals that are less stable under these conditions (Herron, 1988).

Under this premise, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ ratio (Fig. 11a) performs a role of mineralogical stability indicator role, high values of this ratio indicate high concentrations of iron-containing minerals in both sandstones and shales and is represented in the lithic fragments and feldspars proportion (Herron, 1988).

Moreover, Herron (1988) propose a classification diagram applicable to both sandstones and shales considering three parameters, $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\log \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ (Fig. 11b) and the total content of CaO as an independent variable represented in Figure 11c.

Figure 11.

Thus, in the diagrams with the ratios $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ and $\log \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\log \text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ stands out samples from the Conglomerate Tunuyán the top of lower level (CM-3, CM-4, CM-5), middle and upper level (CL-6 CL-9a), and Butaló Formation (CL-15) containing Fe_2O_3 higher than average, which would be indicative of the presence of Fe-rich minerals.

Regarding $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio in the Tunuyán Conglomerate lower and upper levels show a tendency to vary from greywackes to pelitic sediment rich in iron implicating mineralogical stability loss in sediments due to high content of lithic fragments, which have unstable minerals rich in iron and magnesium.

Furthermore, CaO content between 4% -15% in samples CL-1, CL-2, CL and CL-9a-12 are far above average compositional maturity, suggests that CaO is dispersed in the matrix or CaCO_3 lithic fragments.

These relations suggest that in lower level, middle level and the base of upper level Tunuyán Conglomerate would have a trend from base to top of sediments with high stability to mineral sediments with low mineral stability. This change in terms of mineralogical stability is interpreted as a variation of the

input area which would have changed of pelitic sedimentary rocks with features for lower level and calcareous pelitic for medium to rocks with a strong basic to intermediate volcanic taking into account the high content of Fe.

The relation of upper level of the Tunuyán Conglomerate and Palomares Formation is characterized by a change of base to top of sediments with low stability, high stability to mineral sediment. This variation is interpreted as a change in the contribution of sedimentary rocks with a high content of CaO igneous rocks with a high content of feldspars. The Palomares Formation presents a random variation but generally with low mineral stability.

Chemical weathering and controlling factors

Nesbitt and Young (1984) propose a chemical alteration index (CIA), high values (>50) of CIA reflect the loss of mobile elements relative to stable residual constituents during weathering and low values (< 50) CIA indicate no chemical alteration.

These values are usually represented in diagrams Al_2O_3 -CaO*+Na₂O-K₂O (Fig. 12), based on molecular ratio where CaO* is the incorporated amount in the silicate fraction of the rock. Assuming immobile behavior of Al, changes of CIA reflect variations in the proportion of feldspar and clay mineral developed in the strata (Fig. 12) (Fedó et al., 1995, Nesbitt and Young, 1984).

Figure 12.

Generally Alto Tunuyán basin samples have values between 20 to 60, these values suggest incipient weathering sediments. Anomalous values are observed for samples CL-1, CL-2 (middle TC), CL-9a (upper TC) and CL-12 (Palomares Formation), CaO enriched and Al_2O_3 depleted, this significant increase in calcium carbonates mainly of middle level of CT, suggests a contribution of calcareous material for these levels of the basin (Fig. 12).

Moreover, there are values close to 60 (samples CM-3, CM-5, CL-5, CL-8, CL-15, CL-16A) which are considered as incipient weathering, its tendency is indicative of feldspar and slightly muscovite alteration, suggesting the significant presence of sedimentary rocks slightly reworked. These values emphasize the presence of kaolinite and could indicate provenance of basic and intermediate rocks and sediments of continental origin as the acid environment in an aqueous setting favors kaolinite formation (Berry and Mason, 1961). Furthermore, synorogenic sediments may be Na₂O enriched and therefore come from a magmatic source.

5.2.5. Correction of calcium oxide with loss on ignition

Geochemical results from the Alto Tunuyán Basin samples were analyzed by major elements ratios, diagrams to determine tectonic setting and sedimentary affinity. All samples plotted exposed a low content of major elements. In the diagrams used the ratio between elements, there is no change in terms of the parameters for classification and degree of alteration of the sample, this because the graphics are dimensionless and what is represented is the ratio between one element and another.

In diagrams that involve directly the percentage of CaO there is a greater dispersion of the data (Fig. 13). For this reason it is suggested a correction of CaO content in the sediments to analyze more clearly the affinity of igneous origin. Quantitative determination of parameters of these sediments is done by loss on ignition (LOI) (Dean, 1974, Heiri et al., 2001). This is a common and widely used method to estimate sediment properties, i.e., water content, organic matter, inorganic carbon and residue mineralogy (Dean, 1974, Maher, 1998). Most sediments are composed of a mixture of clastic silicate and oxides (sand, silt and clay fractions), organic matter, carbonates and water (Dean, 1974).

After analyzing the characteristics of each graphics and the results of them, we chose to use the rock type diagram Zr/TiO_2 vs. Nb/Y proposed by Winchester and Floyd (1977) as initial classification parameter for the reason that these are the least mobile elements in sediments and represent a close approximation of source rock from which it comes from (Fig. 15).

Considering the parameters proposed by Roche (1980), the percentage of CaO for andesite (6.84%), rhyodacite (3.1%), basaltic andesite (8.47%) trachyandesite (4, 3%) therefore the average rate for this rock group of CaO is 5.6%. Considering the molar ratio for $CaCO_3$, CaO and LOI (CO_2) we have a relationship where, 1 mole of $CaCO_3 = 1 \text{ mol CaO} + 1 \text{ mol } CO_2$, which would imply that, 100 g of $CaCO_3 = 44 \text{ g CaO} + 56 \text{ g } CO_2$, we deduce that the ideal ratio is 1.27 for $CaCO_3$ (Fig. 16).

The LOI for each sample after normalization with 5.6% of CaO named $CaO\%$ is called $LOI\%$. This is calculated from the initial content of calcium oxide (CaO_i), the initial LOI (LOI_i) and calcium oxide content which is to perform normalization ($CaO\%$), the relationship is given by,

$$LOI_{(x\%)} = LOI_i - (11(CaO_i - CaO\%)/14)$$

A graph, where the LOI and CaO percentages contemplate on the axes (x, y) has been created (Fig. 14) and the respective slope generated from a sample of $CaCO_3$. In this diagram, the x axis is the percent LOI and the percentage of CaO is located on the y axis. Samples which were carrying out the correction of CaO should be plotted on the diagram. Afterward, samples should move parallel to the $CaCO_3$ line to reach the CaO line for the desired percentage (Fig. 13). A vertical line from that point to the x -axis indicates the percentage LOI corresponding to CaO corrected.

Figure 13.

5.2.6. Sedimentary provenance discrimination

The discrimination diagram created for metamorphic protoliths after Moine et al. (1974) emphasizes a gradual decrease of the ratio K/Al vs Na/Al in the lower level from base to top, as well as the middle level of the Tunuyán conglomerate (Fig. 14a). These levels set a tendency to migrate from base to top poleward to montmorillonite, suggesting a gradual increase in the volcanic material contribution to the top of it.

Samples of the upper level of the Tunuyán Conglomerate as well as Butaló Formation not reveal a clear trend in terms of composition, suggesting a mix of different input sources. The Palomares Formation moves with a clear tendency poleward of K-feldspar, suggesting a greater contribution of felsic igneous rocks.

Figure 14

The Pettijohn et al. (1972) classification (Fig. 14b) uses the ratio SiO_2/Al_2O_3 vs. Na_2O/K_2O , discriminates siliceous, intermediate and aluminous rocks, in addition, play a discriminating factor between greywackes ($Na_2O > K_2O$) and arkoses ($Na_2O < K_2O$).

Tunuyán conglomerate sediments have a progressive change from litharenite to greywacke for lower levels (CM-1 to CM-5), and heterogeneous distribution in the sediments of middle and upper level. The Palomares Formation is clearly positioned within the arkoses field (Fig. 14b). The Butaló Formation shows a transition from greywacke to litharenite from the base toward the top.

5.2.7. Igneous provenance discrimination

The ratio K_2O/Na_2O reflects the relative abundance of potassic feldspar and plagioclase but is also affected by the compositions of the feldspars present. Potassic feldspar commonly contains some sodium (Herron and Matteson, 1993). Ratios > 1 indicate a predominance of plagioclase relatively to potassic feldspar. The Tunuyán conglomerate sediments have a high ratio of K_2O/Na_2O towards the base of each level (Fig. 15b) which indicates low plagioclase sediments contribution. The decrease in this ratio is given to the top of each level. This would imply higher content of plagioclase relate to basic to intermediate volcanic contribution. In Palomares Formation this ratio increases which means low plagioclase sediment such as acidic rocks. The Butaló formation shows random values which suggest variable source contribution.

Figure 15

When all samples have an igneous trend (Fig. 15b) we can plot the total alkalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. SiO_2 to approximate its basicity and alkaline trend in Cox et al. (1979) diagram. Samples from the Tunuyán Conglomerate and the Palomares Formation are mainly classified as calcalkaline andesites and andesites. Only a few samples fall on the boundary with the dacites (CM-1 and CL-8). The Palomares Formation shows a different trend, samples reaching alkaline trachyandesites and trachybasalts fields. The sample of the uppermost Tunuyán Conglomerate falls on the boundary between alkaline and calc-alkaline domain reaffirming compositional transition between Tunuyán conglomerate and Palomares formation.

An estimate of composition and source of sedimentary rocks can be performed using the diagram Zr/Ti vs Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977), since these elements are highly immobile, all samples are located in the subalkaline rocks domain (Fig 15 a). In addition, according to these elements the main trend is andesitic and some samples fall in the field of dacite-rhyodacite, such as at higher levels of the Conglomerate Tunuyán, the Palomares and the Butaló formations (CL10, CL14, CL16A). Only three samples that fall within the domain of alkali basalts near the boundary with the andesites (CL-6, CM3 and CM5) which exactly correspond to the samples having a more basic tendency than other samples, this may be related to rare earth elements enrichment due to a higher contribution of reworked sedimentary material into the basin.

5.2.8. Detrital zircon geochronology

Geochronology studies were performed on detrital zircons in three samples of the Alto Tunuyán Basin. This information allows us to interpret a possible paleogeographic location and tectonic evolution of currently distant blocks or exhumation times of the different groups of rocks. The results of the samples were classified into five populations according to age range. These populations have been correlated with potential igneous or metamorphic source rocks that could have generated the input to Alto Tunuyán basin.

Figure 16.

Population 1: Proterozoic zircons (1,000 Ma-1, 300 Ma).

The Middle Proterozoic metamorphic rocks constitute the pre-volcanic Cordón del Portillo basement. These rocks are part of the metamorphic complex defined by Polanski (1964), represented in the study by folded biotite schist, with increasing specks of biotite at the contact with the granite and interbedded with quartzite banks. Ramos and Basei (1997) dated the gneisses using U-Pb on zircons located at Yaretas, about 20 km west of the study area, giving an age of 1069 ± 36 Ma (Proterozoic), which allows us to correlate these with metamorphic rocks with Grenvillian orogeny.

Population 2: Devonian zircons (~ 387 Ma)

Devonian age rocks have not been reported within the study area. However, the presence of Devonian detrital zircons of magmatic origin indicates a source, during the Miocene, exposed and subject to erosion. If we consider that in total there were analyzed 100 detrital zircons samples, ~10% are Devonian zircons, proving to be a significant population which could indicate a proximal source area.

Zircons with Devonian age have been reported in units of Cordillera del Viento, Paleozoic units in the Coastal Cordillera of central Chile, with ages ranging between 365 and 414 Ma, and the pampa of Carrizalito aged 365 and 375 Ma (Willner et al., 2008, Sagripanti et al., 2011).

One area to consider as a possible origin is the one on Chilenia terrain, with a smaller presence of Devonian plutóns (Zappettini et al., 2012).

Tickyj et al. (2009) have recently reported preliminary dating of Pampa de los Avestruces Granodiorite in the Frontal Cordillera, Mendoza as Lower Devonian. Heredia et al. (2012) analyzed the geodynamic evolution of the basement of the Frontal Cordillera and described volcanic clasts of Vallecitos unit and were interpreted as Devonian volcanic rocks from Chilenia terrain.

Among the 33° -34°S Devonian rocks have not been reported, however, it is possible that the strip of Devonian rocks located south associate with Colohuincul Formation (Zappettini et al., 2012) eventually constituted a continuous strip with Vallecitos Formation, which would explain the presence of proximal Devonian zircons. This strip would have been afterwards covered by Quaternary deposits present between 33°-34° S.

Population 3: Permo-Triassic zircons (253 Ma-280 Ma)

A third population of zircon has an age of ca. 253-280 Ma (Fig. 16). These zircon probably come from Choiyoi Group (Rapela and Llambias, 1999) which are in contact by an angular unconformity on units covered by Late Triassic sedimentary deposits. These allow constraining the igneous event between Middle Permian and Late Triassic (Martinez, 2004). The Choiyoi Group volcanic succession was dated by Martinez and Giambiagi (2010) by K/Ar in sanidine of a glassy rhyolitic ignimbrite of the middle section giving a 266 ± 6 Ma age, corresponding to Middle Permian (Guadalupian) almost on the border between Wordian-Capitanian (ICC, 2013). Martinez and Giambiagi (2010) using a compilation of ages in the literature, conducted a statistical analysis and prepared a histogram where the maximum frequency was between 270 and 230 Ma (Fig. 7.2, Linares and Gonzalez, 1990, Mpodozis and Kay, 1990, 1992, Koukharsky, 1997, Costa et al., 1998, Cortés et al., 1999 a, b, Orme and Atherton, 1999, Melchor, 2000, Koukharsky et al., 2000, Linares, 2001, Llambías et al., 2003, Schiuma and Llambias, 2008).

Population 4: Early Miocene zircons (~18.9 Ma)

A fourth population has a zircon age highly restricted to 18.9 Ma (Fig. 16). There are four different formations with an age of Early Miocene zircons and that may correspond to Contreras Formation, Abanico Formation, Lower Miocene plutónism and Middle Miocene or Miocene intrusive plutóns. However, the present data is only possible to discriminate between a mafic or felsic, but not between plutónic and volcanic rocks. It's probable the Early Miocene intrusive exhumed were not found in this period. These formations are described in order of most to least likely to contribute to the basin, taking into account the chemical composition and their current location. The chemistry of the rocks corresponds quite well with the chemistry of the sediments where zircons are (Fig. 16) and also the age of Contreras Formation approaches very well to the age obtained in zircons.

Contreras Formation, was proposed by Polanski (1964), it is located in the Yaretas Cordillera, situated in the Frontal Cordillera on the southern cross side of the Tunuyán River Course. The most widespread rock of this association is an andesitic breccia which constitutes the bottom of the complex, and lava and pyroclastic flows are superimposed. The andesites that occur at the base are felsic, preferably augitic. The uppermost of the formation is predominantly andesitic-hornblende, with corresponding tuffs. From a dated in andesitic rock from the middle unity, obtained an age of 18.3 ± 0.7 Ma which correspond to early Miocene (Ramos et al., 1996b).

Abanico Formation, conducted radiometric dating situate this formation in the Upper Eocene to Miocene, 37-19 Ma (Vergara and Drake, 1979, Drake et al., 1982, Munizaga and Vincent, 1982, Flynn et al., 1995, Gana and Wall, 1997, Aguirre, 1999, Baeza, 1999, Sellés, 1999, Vergara et al., 1999, Fuentes et al., 2002, Charrier et al., 2002, 2005, Nyström et al., 2003, Fock, 2005, Fock et al., 2006). It is a continental sequence, conformed by mainly andesitic volcanic tuffs and breccias with interbedded lavas, mostly andesitic and volcanoclastic sedimentary rocks (Thiele, 1980, Gana and Wall, 1997). Therefore, it is also a probable source of sediments of the lower levels of Alto Tunuyán Basin. However, it appears unlikely that has contributed with zircons to the succession because its tendency is more mafic.

Lower Miocene plutónism and Middle Miocene, registers $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of 18.8 ± 0.8 Ma and K-Ar of 16.7 ± 0.9 and 14 ± 0.8 Ma, represented by Cerro Manquehue intrusive and cuesta Chacabuco, among others. This plutónism is related to the initial volcanic products of Farellones Formation and the compressive tectonism that began about 20 Ma and affected both units towards the eastern sector in the Andes (Godoy, 1998, Godoy and Lara, 1994). However, these rocks are situated in the Central Depression of Chile, far away and separated by the Principal Cordillera from the Alto Tunuyán Basin, it would be unlikely as a source of supply during the Miocene.

Miocene intrusive plutóns, with age range variations between 20 and 18 Ma. Intrude the Abanico Formation and its main lithology corresponds to granodiorites. Emphasized within this group La Obra

Plutón and Salto del Soldado Plutón (Vergara and Drake, 1978, Thiele, 1980, Kurtz et al, 1997). Kay and Kurtz (1995) described the similarity between chemistry and ages of La Obra plutón and the eastern strip of the Abanico Formation suggesting a genetic link between the two. These plutóns are located on the western edge of the Principal Cordillera and as Cerro Manquehue plutóns and Cuesta Chacabuco would be far away from Alto Tunuyán Basin to have been sources of supply.

Consequently, according to the material presented we propose that the most probable source of the fourth population with zircons of 18.9 Ma corresponds to Contreras Formation.

Population 5: Mid-upper Miocene zircons (15 ma-9 ma)

Two different formations are the possible source areas of this population of zircons. A volcanic source and a plutonic one. The volcanic rock corresponding to Farellones Formation, presents the highest probability of having produced contribution. It's probable the Upper Miocene intrusive exhumed were not found in this period.

Farellones Formation, covers the period between 19 and 7 Ma for the area located between 33° and 34°S (Rivano et al., 1990, Charrier et al., 2009). In this area east of the city of Santiago, the unit is represented by eroded stratovolcanoes, intrusive and extrusive rhyolite domes (Rivano et al., 1990).

Upper Miocene intrusive, Intrusive age range varies between 13 and 8 Ma, located farther east of the Lower Miocene intrusive strip. Give emphasis to this group the San Gabriel plutón (Volcán, Yeso and Maipo rivers union), La Gloria Plutón (Colorado River), San Francisco Batholith (upper river Blanco River), Cerro Meson Alto (CMA), Lago Yeso and Colina intrusive (Colina Portezuelo). The main lithologies of these bodies correspond to granodiorite, monzogranite and quartz monzonite (Thiele, 1980, Kurtz et al., 1977, Deckart et al., 2005, Deckart and Godoy, 2006). Based on age, the chemical and contact relationships of these intrusive bodies with the Farellones Formation it has been suggested a genetic relationship between the two (Thiele, 1980, Kurtz et al., 1977, Kay et al, 2005).

Therefore, according to the above on formation we propose that the most likely source of the fifth population with 15-9 Ma zircons corresponds to Farellones Formation.

Figure 17.

5.2.9. Zircon geochronology from Palomares Formation, Ignimbrite of 9 Ma

This sample was taken from the Chilena Ignimbrite, previously described as a pumice conglomerate. We obtained an age of ca. 9 Ma (Fig. 16). A similar age as the Angostura Tuff (9 Ma, Ramos et al., 1999) east of the study area, near the town of Tunuyán. We conducted a geochemical analysis of the latter (Fig. 15a, VTOB sample), and obtained an alkaline trend similar to our Chilena ignimbrite (Fig. 15, sample HT-01).

However, it is classified as alkali basalt which would be incorrect because even in hand specimen looks like felsic tuff.

Despite the difficulty in establishing the source area of the Chilena ignimbrite, this dating helped define a specific time period for the top level of the Tunuyán conglomerate. With a defined time period may define episodes of deformation within the Alto Tunuyán basin.

Zircon populations diagrams present a well-defined age group of about 9 Ma, suggesting the age of the ignimbrite. However, there is a significant population with a certain extent, of Permo-Triassic age. This zircon population suggest that during the route traveled by the ignimbrite it removed and assimilated some of the rocks in their path, these rocks would be related with the Permo-Triassic deposits of Choiyoi Group, located in the Frontal Cordillera. Likewise, significant Proterozoic zircons though a reduced amount, would confirm this idea. The exact source of this ignimbrite is not yet defined. Even though it has not been possible to establish a source that correlates with this ignimbrite, it is very important to established the beginning of accumulation of the Palomares Formation. After defining this period, it may provide more precisely periods of adjacent ranges uplifting.

6. Discussion

The petrographic, geochemical and geochronological analysis of the Alto Tunuyán Basin synorogenic deposits allowed characterizing, locating and documenting the source areas and tectonic processes that created them. Eu anomalies indicate abundance of plagioclase which is supported by the ratio Co/Th and diagram La/Th against Hf by Floyd and Leveridge (1987), in which there are mafic/felsic affinity source.

Pettijohn et al. (1972) and Bhatia (1983) diagrams indicate that lower levels of the Tunuyán Conglomerate and the Butaló Formation have a progressive tendency to more basic from base to top. By contrast, in the samples of middle and higher levels of this unit, the distribution is uneven.

Results indicate that sediments from Alto Tunuyán basin at the base of the lower and middle level of Tunuyán conglomerate have high mineralogical maturity and little compositional variability suggesting a contribution of sedimentary rocks, this fact is supported by the petrographic descriptions that characterize a significant presence of clasts of sedimentary origin. In contrast, the top of lower and middle level and the upper level of the Tunuyán Conglomerate as the Palomares Formation have low mineralogical maturity and high compositional variability, suggesting an igneous rock contribution with little rework. This could indicate that there was a strong change in contribution between the Tunuyán conglomerate and the Palomares Formation and that this change would have occurred transitionally at the top level of Tunuyán Conglomerate and culminated in the Palomares Formation.

Sediments with a high recycling index indicate that the base of lower and middle level of the Tunuyán conglomerate would have a tendency to be enriched in k-feldspar and are at a point near the illites. This is indicative of pelitic deposits and marine sediments and would be related to the erosion of Jurassic sedimentary sequences located in the Principal Cordillera. The mineralogical stability based on relations proposed by Herron (1988) indicates that this variation would have started with pelitic sedimentary rocks features in the Tunuyán Conglomerate lower level. The changes in the proportion of feldspars in relation to clay minerals in the top of lower and upper level of the Tunuyán Conglomerate and the Butaló Formation exhibit a strong volcanic component.

Continuing to the top of the lower and middle level of the Tunuyán Conglomerate, mineralogy stability of sediments indicate a high content of lithic fragments possessing unstable minerals rich in iron and magnesium. The petrographic description shows volcanic rock fragments of basic composition. The maturity index indicates an increase in the volcanic component from basic to intermediate. The significant increase of volcanic material indicates that the basin would be producing alteration on tuffs and ash which would generate an increase in the presence of montmorillonite. This contribution of volcanic material according to igneous provenance discrimination is mainly related to andesitic.

In Tunuyán Conglomerate middle level CaO content suggests that calcium is present dispersed in the matrix which is associated with pelitic calcareous rocks. The high level of maturity and high content of CaO present in the top of middle level Tunuyán Conglomerate be indicative of the contribution of sedimentary rocks.

Noteworthy that petrographic lithic fragment of sedimentary origin are observed at this level, however this could be due to the composition of the sedimentary formation itself. This is probably because sabulitic are strong volcanic sandstones with component and there is no contrasts presence in chemical analysis. The CIA values where the base of middle level of the Tunuyán Conglomerate shows CaO enrichment, this indicate the presence of carbonate rocks.

On the contrary, at the upper level of the Tunuyán conglomerate and the Palomares Formation mineralogical stability indicates a variation of the input area and a trend occurs from base to top poleward to k-feldspar and according to the recycling index is associated with igneous rocks. Petrography indicates that the sediments composition came from the felsic source. This trend would be directly related to a gradual increase in the content of felsic rocks whether granitoids or rhyolites, which are located in the Frontal Cordillera.

6.1. Provenance of the Alto Tunuyán basin sediments.

According to the presented Alto Tunuyán Basin stratigraphic sequence, trends exhibits a provenance increasing pattern for sediments with igneous affinity and decreasing pattern for sedimentary affinity (Fig.

18). Except for the upper level Tunuyán Conglomerate where sedimentary trend is increasing. Palomares and Butaló formations only exhibits igneous trend (Fig. 18).

Figure 18.

These trends can be divided into stages of deposition relating igneous and sedimentary trends. Based on this standard, five stages of deposition are established.

First stage (CM-1 to CM-5 samples), constitutes by igneous trend sediments of mafic and intermediate composition and clay-rich sedimentary trend. As for the igneous origin, U/Pb dates ages associated with mafic-intermediate composition active volcanism of Abanico Formation, located in the Principal Cordillera. U/Pb dates also show a contribution from Contreras Formation, Choiyoi Group, Devonian granitoids and Proterozoic basement, all with intermediate-felsic features and located in the Frontal Cordillera. However, the contribution may not seem significant to the point of changing sediment geochemistry.

As for sedimentary provenance, geochemical analysis and petrography indicates that during this period would be depositing illite and clay minerals rich pelitic rocks. This would be associated with Colimapu and Diamante Formations located in Principal Cordillera. The sediment supply would decrease as advance in stratigraphic column.

Second stage (CL-1 to CL-7 samples), sediments indicate a period in which the main source consists of volcanic and Mesozoic sedimentary rocks of the Principal Cordillera. Established U/Pb dates exhibit that the sediments with an igneous trend and mafic-intermediate affinity would be associated with Abanico and Farellones Formations located in the Principal Cordillera. Sediments with intermediate-felsic composition are associated with Contreras Formation and the increase of felsic input in the top sample from middle level (CL-7) could indicate a new contribution from Choiyoi group in the Frontal Cordillera.

As for sediments with sedimentary trend observed in the Alto Tunuyán Basin, high CaCO₃ content suggests that the associated limestones are from the Mendoza Group. The dilemma generated in terms of igneous contribution and the significant content of lithic fragments in this period could perhaps be due to the uplift of Formation Tordillo (CL-6) and the contribution of basic rocks of the Principal Cordillera.

Third stage (CL-8 to CL-10 samples), also consists of sediments with an igneous tendency of intermediate to felsic composition predominantly and also some sedimentary tendency. Igneous trend sediments are associated with chemistry to rhyolites and granitoids, and U/Pb dates attributed to the Choiyoi Group, located in the Frontal Cordillera. Intermediate affinity is related to the Farellones Formation, located in the Principal Cordillera. At this stage sediment trend shows special characteristics attributable to the Tordillo formation. Subsequently, a significant increase in CaO content suggests a contribution of limestone possibly associated with Rio Colina Formation.

The strong variation in the sediment supply, where sediments show a higher enrichment in felsic rocks associated to the Grupo Choiyoi, this suggests a greater contribution from the Frontal Cordillera. The significant change in the influence area is indicative of an early uplift of the Frontal Cordillera.

Fourth stage (CL-12 and CL-14 samples), igneous affinity with felsic trend associated with rhyolites and granitoids of Choiyoi Group, continues to increment. Sedimentary provenance tends to disappear rapidly at the beginning of this period. This change in area source it means a period of continuous uplift of the Frontal Cordillera.

Fifth stage (CL-15 to CL-16B samples), in this period an important increase in quartz is still ongoing and also the abundance of basic volcanic rock fragments in the felsic rock fragments. Only igneous tendency occurs and has a felsic to intermediate affinity. The input area is not clear, however it is considered that the main source area would be the Frontal Cordillera due to low sediment input received from the Principal Cordillera.

6.2. History and evolution of Alto Tunuyán Basin

Based on the rocks fragment composition, zircon data and whole rock geochemistry, different sections can be marked on the evolution of the Tunuyán Conglomerate, the Palomares and Butaló Formations, four erosion stages are propose during the formation of the Alto Tunuyán synorogenic basin (Fig. 19).

Figure 19.

First stage of erosion 17 - 15 Ma

The formation of Alto Tunuyán Basin initiated around 17 ma. This first period is associated with lower level Tunuyán conglomerate (samples CM-1 to CM-5). During this period inversion would have happened in the Abanico basin and would be starting the exhumation of the first Upper Cretaceous rocks associated with Colimapu and Diamante formations in the sector of the Principal Cordillera. This lifting generated significant sediment input which would be obscured by the constant arrival of tuffs and ash from the active volcanism of Farellones Formation.

The rocks from the Contreras Formation, Choiyoi Group and Devonian granites would be generating constant supply from the east. This contribution would be related to a positive relief located in the current Frontal Cordillera (Fig. 19a).

Second stage of deposition 15 -10.5 Ma

Lower Cretaceous uplift occur around 15 Ma sequence represented by the Mendoza Group. This period of high sediment deposition would be accompanied by volcanic sediments whose age varies around 18.9 Ma attributable to erosion of the Farellones Formation (Fig. 19b).

This idea would reinforce the presence of a positive relief on the east side of Alto Tunuyán Basin and the sequence generation of the first fault systems.

Third stage of deposition 10.5 – 9 Ma

In this period the Principal Cordillera uplift continues, exposing Jurassic rocks. These rocks would consist of the Rio Colina Formation. This change in the area source suggests that the Frontal Cordillera have begun uplift around 10 ma (Fig. 19c).

Fourth stage of deposition 9 – 6 Ma

In this period the deformation in Principal Cordillera is restricted to retro- thrusts and out of sequence thrusts. This interpretation was given because of the small variation observed in terms of contribution received from the west. East of the basin continued the uplift of the Frontal Cordillera. This uplift causes exhumed Permian granites associated with Choiyoi group. These granites would be the main compositional constituent of Palomares Formation (Fig. 19d).

Fifth stage of depositación 6-4 Ma

The largest source area is located to the west. This change in the contribution area could mean a Frontal Cordillera sedimentation interruption, possibly associated with a change in drainage channels.

Acknowledgements

Thanks to the financing of the FONDECYT 1090165 Project, by Luisa Pinto. Major support was obtained from IGCP-586Y project that supported field campaigns and scientific meetings that helped with interpretations of this article. We also appreciate the support of the Department of Geology at the University of Chile. Important scientific contributions received from collaboration of R. Charrier (University of Chile). Reviews from Monserrat Cascante (University of Chile) helped improve the final manuscript. Finally we thank the technical assistance of J. Vargas (University of Chile), and the herdsmen of Manzano Histórico who helped us get to the sampling area.

References

AGUIRRE, R. 1999. Deposición y deformación de la secuencia volcánica terciaria en el sector cordillerano de Pata del Diablo, Cajón del Maipo. *Undergraduate Thesis, Universidad de Chile*, Santiago, 60 pp.

ÁLVAREZ, P.P., AGUIRRE-URRETA, M.B., GODOY, E., RAMOS, V.A. 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33°45'–34°00'LS). *In Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas 1, 425–429. Antofagasta.

ÁLVAREZ, P.P., RAMOS, V.A. 1999. The Mercedario rift system in the Principal Cordillera of Argentina and Chile (32°S). *J. South Am. Earth Sci.* **12**, 17–31.

AUBOUIN, J., AUDEBAUD, E., DEBELMAS, J., DOLLFUS, O., DRESH, J., FAUCHER, B., MATTAUER, M., MÉGORD, F., PEREDÉS, J., SAVOYAT, E., THIELE, R. y VICANTE, J.C. 1973. De quelques problèmes géologiques et géomorphologiques de la Cordillère des Andes. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique* (2), Vol. XV, 207–216.

BAEZA, O. 1999. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. *Undergraduate Thesis, Universidad de Chile*, Santiago, 119 pp.

BARANZANGI, M., ISACKS, B. L. 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, **4**, 686–692.

BASU. 1985. Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas, in Zuffa, G. G., ed., Provenance of Arenites: Holland, Reidel, p. 1-18.

BERRY, L.G. y MASON, B. 1961. Mineralogy. Tokyo: Modern Asia Ed.

BHATIA, M. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol*, **91**, 611-627.

CAHILL, T., ISACKS, B. L. 1992. Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *J. Geophys. Res*, **97**, 17503-17529.

CAMPOS ALVAREZ, N. y ROSER, B. 2007. Geochemistry of black shales from the Lower Cretaceous Paja Formation, Eastern Cordillera, Colombia: Source weathering, provenance, and tectonic setting. *Journal South American Earth Science*, **23**, 271-289.

CEGARRA, M., RAMOS, V. A. 1996. La faja plegada y corrida del Aconcagua. In Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza (V. A. Ramos et al., Eds.). *Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24*. **14**, 387-422, Buenos Aires.

CHARRIER, R., BAEZA, O., ELGUETA, S., FLYNN, J., GANS, R., KAY, S., MUÑOZ, N., WYSS, A. y ZURITA, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S). *Journal of South-American Earth Sciences*, **15**, 117-139.

CHARRIER, R., BAEZA, O., ELGUETA, S., FLYNN, J.J., GANS, P., KAY, S.M., MUÑOZ, N., WYSS, A.R. y ZURITA, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). *J. S. Am. Earth Sci*, **15** (1), 117-139.

CHARRIER, R., BUSTAMANTE, M., COMTE, D., ELGUETA, S., FLYNN, I., ITURRA, N., MUÑOZ, N., PARDO, M., THIELE, R., WYSS, A. 2005. The Abanico Extensional Basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie Abh*, **236** (1-2), 43-47.

CLOOS, M., SHREVE, R. L. 1996. Shear zone thickness and the seismicity of Chilean- and Mariana-type subduction zones. *Geology*, **24**, 107-110.

CORTÉS, J. M., GONZÁLEZ BONORINO, G., KOUKHARSKY, M., BRODKORB, M. y PEREYRA, F. 1999b. Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000 de la Hoja Geológica 3369-09 "Uspallata", provincia de Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Boletín 281, 164 pp.

- CORTÉS, J. M., GONZÁLEZ BONORINO, G., KOUKHARSKY, M., BRODTKORB, M. y PEREYRA, F. 1999a. Memoria y mapa geológico a escala 1:100.000 de la Hoja Geológica 3369-03 "Yalguaráz", provincia de Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, Boletín 280, Reporte técnico, 120 pp.
- COSTA C. H., GARDINI, C. E. y SCHMIDT, C. J. 1998. Dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), provincia de San Luis. Nota Breve. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **53** (2): 282-285.
- COX, R., LOWE, D., y CULLERS, R. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, 2919-2940.
- CRISTALLINI, E. O., RAMOS, V. A. 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in La Ramada fold and thrust belt. Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32°SL). *Tectonophysics*, **317**, 205-235.
- CULLERS, R. 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, **51**, 181-203.
- CULLERS, R. L. y GRAF, J. 1983. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: intermediate and silicic rocks, ore petrogenesis. *Rare-Earth Geochemistry* (Henderson, P., ed.), 275–312, Elsevier, Amsterdam.
- DEAN, W. E. JR. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *J. Sed. Petrol*, **44**, 242–248.
- DEWEY, J. F., BIRD, J. M. 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *J. Geophys. Res.*, **75** (14), 2625–2647.
- DICKINSON, W. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**, 695-707.
- DICKINSON, W.R.1985. Interpreting provenance relation from detrital modes of sandstones", in Zuffa, G.G. (ed.), Provenance of Arenites: NATO ASI Series, C 148, D. *Reidel Publishing Company*, Dordrecht, 333–363.
- DINGLE, R. y LAVELLE, M. 1998. Late Cretaceous-Cenozoic climatic variations of the northern Antarctic Peninsula: new geochemical evidence and review. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **141**, 215-232.
- DINGLE, R. y LAVELLE, M. 2000. Antarctic Peninsula Late Cretaceous-Early Cenozoic palaeoenvironments and Gondwana palaeogeographies. *Journal of African Earth Sciences*, **31** (1): 91-105.
- DRAKE, R., CHARRIER, R., THIELE, R., MUNIZAGA, F., PADILLA, H., VERGARA, M. 1982. Distribución y edades K-Ar de volcanitas post-Neocomianas en la Cordillera Principal entre 32°y 36°L. S. Implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 3, Actas 1: 42-78. Concepción.
- FARÍAS, M., CHARRIER, R., CARRETIER, S., MARTINOD, J., FOCK, A., CAMPBELL, D., CÁCERES, J., COMTE, D. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S). *Tectonics* **27**, TC1005, doi:10.1029/2006TC002046.
- FARÍAS, M., COMTE, D., CEMBRANO, J., CHARRIER, R., MARTINOD, J., TASSARA, A., FOCK, A. 2007. Ramp-flat crustal-scale structure as the first order feature of the Andean margin: seismologic, surface structural and rheological evidence for Central Chile. *In Geosur, International geological congress on the Southern hemisphere*. Santiago, Chile, 19-20 November.
- FEDO, C., NESBITT, H. y YOUNG, G. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, **23** (10), 921-924.
- FLOYD, P. A. AND LEVERIDGE, B. E. 1987. Tectonic environment of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *J. Geol. Soc. London*, **144**, 531–542.

FLYNN, B.B., SCHROEDER, R.G., y SAKAKIBARA, S. 1995. The impact of quality management practices on performance and competitive advantage. *Decision Sciences*, **26** (5), 659-692.

FOCK, A., CHARRIER, R., FARÍAS, M., MUÑOZ, M. 2006a. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina publicación especial*, **6**, 48-55.

FOCK, A., CHARRIER, R., MAKSAEV, V., FARÍAS, M., ALVAREZ, P. 2006b. Evolución cenozoica de los Andes de Chile Central (33°-34°S). In Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas 2, 205-208. Antofagasta.

FUENTES, F., VERGARA, M., AGUIRRE, L., FÉRAUD, G. 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones 40Ar/39Ar. *Revista Geológica de Chile*, **29** (2), 207-225.

GANNA, P., WALL, R., GANNA, P., WALL, R., 1997. Evidencias geocronológicas 40Ar/39Ar y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior- Eoceno en Chile central (33°-33°30'S). *Rev. Geol. Chile*, **24** (2), 145-163.

GANNA, P., WALL, R., GUTIÉRREZ, A. 1996. Mapa geológico del area Valparaíso-Curacaví, regiones de Valparaíso y Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Mapas Geológicos N° 1, 1:100.000.

GANSSE, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *J. Geol. Soc. London*, **129**, 93-131.

GIAMBIAGI, L. 2003. deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los 33°30' y 33°45' S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **58** (1), 85-96, Buenos Aires.

GIAMBIAGI, L. B., ALVAREZ, P. P., GODOY, E., RAMOS, V. A. 2003b. The control of pre-existing extensional structures in the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt. *Tectonophysics*, **369**,1-19.

GIAMBIAGI, L. B., RAMOS, V. A., GODOY, E., ALVAREZ, P. P., ORTS, S. 2003a. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33°and 34°South Latitude. *Tectonics*, **22** (4), 1041. doi:10.1029/2001TC001354.

GIAMBIAGI, L.B. 1999a. Los depósitos neógenos de la región del río Palomares, Cordillera Principal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica de Argentina*, **54** (1), 469-479.

GIAMBIAGI, L.B. 1999b. Interpretación tectónica de los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en la región del río Palomares, Cordillera Principal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica de Argentina*, **54** (4), 361– 374.

GIAMBIAGI, L.B. 1999c. Las discordancias erosivas dentro de los depósitos sinorogénicos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, Provincia de Mendoza. In Congreso Geológico Argentino, No. 14, Actas 1: 490-493. Salta.

GODOY, E. 1993. El Caloviano del Estero Yeguas Muertas, Río Yeso del Maipo, Chile: implicancias tectónicas y paleogeográficas. In XII Congr. Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 104–107. Mendoza.

GODOY, E. 1998. Intrusivos sintectónicos entre los ríos Aconagua y Cachapoal, Andes de Chile Central. X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 2: 149-154. Buenos Aires.

GODOY, E., LARA, L. 1994. Segmentación estructural andina a los 33°-34°S: nuevos datos en la Cordillera Principal. In Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas 2: 1344-1348. Concepción.

GREGORY-WODZICKI, K. 2000. Uplift history of central and Northern Andes: A review. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, **112**(7): 1091-1105.

- GU, X.X., LIU, J.M., ZHENG, M.H., TANG, J.X. AND QI, L. 2002. Provenance and Tectonic Setting of the Proterozoic Turbidites in Hunan, South China: Geochemical Evidence. *Journal of Sedimentary Research*, **72**, 393-407.
- GUTSCHER, M. A. 2002. Andean subduction and their effect on the tectonic structure and interplate coupling. *J. S. Am. Earth Sci.*, **15**, 3–10.
- GUTSCHER, M.A., SPAKMAN, W., BKJWAARD, H., ENGDAHL, E. R. 2000. Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, **19**, 814–833.
- HEIRI, O., LOTTER, A.F. AND LEMCKE, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, **25**, 101–110.
- HEREDIA, N., FARÍAS, P., GARCÍA SANSEGUNDO, J., GIAMBIAGI, L. 2012. The basement of the Andean Frontal Cordillera in the Cordón del Plata (Mendoza, Argentina): Geodynamic Evolution. *Andean Geology*, **39**, 242 – 257.
- HERRON, M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58** (5): 820-829.
- INGERSOLL, R. V., BULLARD, T. F., FORD, R. L., GRIMM, J. P., PICKLE, J. D., y SARES, S. W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *J. Sediment. Petrol.*, **54**, 103-116.
- INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART (ICC) (2013): International Union of Geological Sciences and International Commission on Stratigraphy.
- ISACKS, B. 1988. Uplift of the Central Andes plateau and bending of the Bolivian Orocline. *J. Geophys. Res.*, **93**, 3211–3231.
- JOHNSON, M.J. 1993. The system controlling the composition of clastic sediments. In: Processes controlling the composition of Clastic Sediments (Eds M.J. Johnson and A. Basu). *Geological Society of America*, 284, 1-19.
- JORDAN, T. E., ISACKS, B. L., ALLMENDINGER, R. W., BREWER, J. A., RAMOS, V. A., ANDO, C. J. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca Plate. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, **94**, 341–361.
- JORDAN, T. E., REYNOLDS, III, J. H., ERIKSON, J. P. 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the Central Andes, 16–33°S. In: RUDDIMAN, W. (ed.) Tectonic Uplift and Climate Change. *Plenum Press, New York*, 41–61.
- Kay, S.M., Kurtz, A., 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. *Informe, CODELCO Chile*, 180 p.
- KAY, S.M., MPODOZIS, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *J. S. Am. Earth Sci.*, **15** (1), 39-57.
- KAY, S.M., MPODOZIS, C., COIRA, B. 1999. Neogene magmatism, tectonics, and mineral deposits of the Central Andes (22° to 33°S Latitude). In Geology and ore deposits of the Central Andes (Skinner, B.J., editor). *Society of Economic Geologists, Special Publication*, **7**, 27-59.
- KAY, S.M., GODOY, E., KURTZ, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of América Bulletin*, **117**, 67-88.
- Kler, V., Nenahova, V. 1981. Paragenetic Ore Deposit Assemblages in Shale and Coal-bearing strata. *Nauka, Moscow*, 175 pp. (in Russian).
- Kostov, I. 1993. Mineralogy. Technika, Sofia, 734 pp. (in Bulgarian).
- KOUKHARSKY, M. (1997): Informe petrológico. Hoja 3369-09, Uspallata. Provincia de Mendoza. *Servicio Geológico Minero Argentino, Reporte técnico*, Buenos Aires.

KOUKHARSKY, M., MUNIZAGA, F. y BRODTKORB, A. (2000): Edades K/Ar del complejo ígneo mineralizado del cerro Yalguaráz, provincia de Mendoza, Argentina. *9º Congreso Geológico Chileno*, **2**, 742-744.

KOZLOWSKI, E., MANCEDA, R., RAMOS, V.A. 1993. Estructura. In: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Buenos Aires. Relatorio I, **18**, 235–256.

KRAWINKEL, H., WOZAZEK, S., KRAWINKEL, J., HELLMANN, W. 1999. Heavy-mineral analysis and clinopyroxene geochemistry applied to provenance analysis of lithic sandstones from the Azuero-Soná Complex (NW Panama). *Sedim. Geol.* **124**, 149-168.

KURTZ, A., KAY, S.M., CHARRIER, R., FARRAR, E. 1997. Geochronology of Miocene plutóns and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Rev. Geol. Chile*, **24** (1), 75-90.

LA ROCHE (DE), H., 1967. Caractères chimiques généraux et classification des roches charnockitiques plutóniques. *Science de la Terre*, T. XII, N°3, 207-223.

LLAMBÍAS, E. J., QUENARDELLE, S. y MONTENEGRO, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *J. S. Am. Earth Sci.*, **16** (4), 243-257.

LINARES, E. (2001): Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina, 1988-2000. *Publicaciones especiales de la Asociación Geológica Argentina. Serie "F" Publicaciones en CD N° 1*, Buenos Aires.

MAHER, P. 1998. An East Clare Landscape Adventure. *Geological Survey of Ireland, Pamphlet Series*.

MARTINEZ, A. 2004. Secuencias volcánicas permo-triásicas de los cordones del Portillo y del Plata, Cordillera Frontal, Mendoza: su interpretación tectónica. *Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral*, 274 pp.

MARTÍNEZ, A. Y GIAMBIAGI, L. 2010. Evolución petrológica y geoquímica del magmatismo bimodal Permo-Triásico del Grupo Choiyoi en el cordón del Portillo, Mendoza, Argentina. *Trabajos de Geología, Oviedo*, **30**, 432 – 451.

MCLENNAN, S. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Rev. Mineral*, **21**, 169-200.

MELCHOR, R. N. 2000: Stratigraphic and biostratigraphic consequences of a new 40Ar/39Ar date for the base of the Cochicó Group (Permian), Eastern Permian Basin, San Rafael, Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, **37**, 271-282.

MOINE, B. 1974. Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du centre de Madagascar (Région d'Ambatofinandrahana). *Mémoire*, **31**, Université de Nancy, France, 293 pp.

MOINE, B., POST, A., ENGLUND, J.O., 1974. Étude chimique d'une série détritique : les sparagmites de Norvège du Sud, région du Lac Mjøsa. 2ème Réun. Annu. *Sci. Terre, Pont-à-Mouson*, pp. 291.

MORTON, A. 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance studies. In Morton, A., Todd, S., Haughton, P. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies. J. Geol. Soc. Lond. Special Publication*, **57**, 31-45.

MORTON, A. C., HUMPREYS, B., MANGGAL, G., FANNING, C. M. 2000. Provenance and correlation of Upper Jurassic and Lower Cretaceous reservoir sandstones in Papua New Guinea using heavy mineral analysis. In Buchanan, P.G., Grainge, A.M., Thornton, R.C.N. (Eds.), *Petroleum Exploration and Development in Papua New Guinea: Proceedings of the Fourth PNG Petroleum Convention*. PNG Chamber of Mines and Petroleum, Port Moresby, Papua New Guinea, 187-203.

MORTON, A.C., 1985. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from middle Jurassic sandstones of the Northern North Sea. *Sedimentology*, **32**, 553-556.

- MPODOZIS, C. y KAY, S. M. 1990. Provincias magmáticas ácidas de los Andes Chilenos (28°S-31°S) y evolución tectónica de Gondwana. *Revista Geológica de Chile*, **17**, 153-180.
- MPODOZIS, C. y KAY, S. M. (1992): Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordillera batholiths (28°S to 31°S). *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**, 999-1014.
- MPODOZIS, C., RAMOS, V. A. 1989. THE ANDES OF CHILE AND ARGENTINA. IN G. E. ERICKSEN, M. T. CAÑAS PINOCHET, J. A. REINEMUND (Eds.): *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series*, **11**, 59-90.
- MUNIZAGA, F., VICENTE, J. C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (lat. 32°-33°S): datos radiométricos K/Ar. *Rev. Geol. Chile*, **16**, 3-21.
- NESBITT, H. Y YOUNG, G. (1984). Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Journal of Geology*, **48**, 1523-1534.
- NYSTRÖM, J. O., VERGARA, M., MORATA, D., LEVI, B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'–33°45'S). *Geol. Soc. Am. Bulletin*, **115**, 1523–1537.
- ORME, H. y ATHERTON, M. 1999. New U/Pb ages and Sr-Nd data from the Frontal Cordillera composite batholith, Mendoza: implications for magma source and evolution. *Fourth International Symposium on Andean Geodynamics, Goettingen, Germany*, 555-558.
- PÉREZ, D. J., 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32°30' S), San Juan Province, Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.*, **14**, 693-705.
- PÉREZ, D.J. 1995. Estudio geológico del Cordón del Espinacito y regiones adyacentes. *Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis Doctoral*, 262. Buenos Aires.
- PETTIJOHN, F., POTTER, P. Y SIEVER, R. 1987. Sand and sandstones, 2^o Edición. Springer-Verlag: 553 pp.
- PETTIJOHN, F., POTTER, P., SIEVER, R. 1972. Sand and sandstones. *Springer-Verlag, New York*.
- PILGER, R.H. 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, **92**, 448-456.
- PINTO, L., HÉRAIL, G., MOINE, B., FONTAN, F., CHARRIER, R., DUPRE, B. 2004. Using geochemistry to establish the igneous provenances of the Neogene continental sedimentary rocks in the Central Depression and Altiplano, Central Andes. *Sedim. Geol.*, **166** (1/2), 157-183.
- PINTO, L., HÉRAIL, G., MONTAN, F., DE PARSEVAL, PH. 2007. Neogene erosion and uplift of the western edge of the Andean Plateau as determined by detrital heavy mineral análisis. *Sedim. Geol.*, **195**, 217-237.
- POLANSKI, J. 1964. Descripción geológica de la Hoja 25 ab – Volcán de San José, Provincia de Mendoza. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín*, **98**, 1-92.
- RAMOS, R., ZAPATA, T., CRISTALLINI, E., INTROCASO, A. 2004. The Andean Thrust System-Latitudinal Variations in Structural Styles and Orogenic Shortening. In K. R. McClay (ed.), *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir*, **82**: 30– 50.
- RAMOS, V. A. 1988. The tectonics of the Central Andes, 30o - 33oS latitude. In *Processes in Continental Litospheric Deformation* (Clark, S., Burchfield, D. Eds.). *Geological Society of America, Special Paper*, **218**, 31 - 34
- RAMOS, V. A. 1996. Evolución tectónica de la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza. In V. A. Ramos et al. (Eds.): *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales*, **24** (14): 447-460.
- RAMOS, V. A., BASEI, M. 1997. Gondwanan, Perigondwanan, and exotic terranes of southern South America. *South American Symposium on Isotope Geology, Abstracts*: 250-252. Sao Paulo.

RAMOS, V. A., CEGARRA, M. I., CRISTALLINI, E. 1996a. Cenozoic Tectonic of the High Andes of West-Central Argentina (30-36°S latitude). *Tectonophysics*, **259**, 185-200.

RAMOS, V. A., CEGARRA, M. I., PÉREZ, D. J. 1996b. Carta Geológica, Región del Aconcagua. In Ramos, V. A. (Ed.): Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. *Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires. Anales*, **24** (11).

RAMOS, V. A., CRISTALLINI, E., PÉREZ, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *J. S. Am. Earth Sci.*, **15**, 59-78.

RODRÍGUEZ, M.P., PINTO, L., ENCINAS, A. 2012. Neogene erosion and relief evolution in Central Chile forearc (33-34°S) as determined by detrital heavy mineral analysis. In: « Mineralogical and Geochemical Approaches to Provenance », E. Troy Rasbury, Sidney R. Hemming, Nancy R. Riggs (Eds.). *Geological Society of America Special Papers*, **487**, 141-162.

ROLLINSON, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific y Technical: 352 pp.

ROSER, B. y KORSH, R. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, **94** (5): 635-650.

ROSER, B., COOPER, R., NATHAN, S. y TULLOCH, A. (1996). Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Palaeozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zeland. *New Zeland Journal Geology Geophysics*, **39**, 1-16

ROSER, B., KORSCH, R. 1988. Provenance signatures of sanstone-mudstone suites determines using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, **67**, 119-139.

SAGRIPANTI, L., BOTTESI, G., NAIPAUER, M., FOLGUERA, A. Y RAMOS, V.A. 2011. U/Pb ages on detrital zircons in the southern central Andes Neogene foreland (36° 37°S): Constraints on Andean exhumation. *Journal of South American Earth Sciences*, **32** (4): 554-565, doi: 10.1016/j.jsames.2011.03.010.

SCHIUMA, M. y LLAMBÍAS E. J. 2008. New ages and chemical analysis on lower jurassic volcanism close to the Dorsal de Huinul, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **63** (4): 644-652.

SELLÉS, D. 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'- 33°30'S, 70°30'- 70°45'O), Chile Central. Estratigrafía y Geoquímica. *Undergraduate Thesis, Universidad de Chile, Santiago*, 154 pp.

STACEY, J.S. AND KRAMERS, J.D. 1975. Approximation of Terrestrial Lead Isotope Evolution by a 2-Stage Model. *Earth and Planetary Science Letters*, **26** (2): 207-221.

STERN, C., 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Rev. Geol. Chile*, **31** (2), 161-206.

TASSARA, A., YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15–47°S). *Rev. Geol. Chile*, **30**, 159–186.

TAYLOR, S Y MCLENNAN, S. 1985. The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell, Oxford*: 312 pp.

THIELE, R. 1980. Hoja Santiago, IIG, Carta Geológica de Chile 39, 51 pp.

THOMAS, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el valle de la Ligua y la cuesta Barriga, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 86 pp.

TICKYJ, H., RODRÍGUEZ RAISING, C., CINGOLANI, C.A., ALFARO, M., URIZ, N. 2009. Graptolitos ordovícicos en el Sur de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* **64** (2), 295-302.

TORTOSA, A., PALOMARES, M., ARRIBAS, J. 1991. Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System: some problems in provenance analysis, in Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies. Geological Society of London, Special Publication*, **57**, 47– 54.

VERGARA, M., DRAKE, R. 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocomianas de Chile central: Su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **34**, 42-52.

VERGARA, M., MORATA, D., VILLARROEL, R., NYSTRÖM, J., AGUIRRE, L., 1999. Ar/Ar ages, very low-grade metamorphism and geochemistry of the volcanic rocks from "Cerro El Abanico", Santiago Andean Cordillera (33°30'S-70°30'-70°25'W). *IV International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG), Göttingen, Germany, IRD (Eds.)*, 785-788.

VICENTE, J.C. 2005. La fase primordial de estructuración de la faja plegada y corrida del Aconcagua: importancia de la fase pehuenche del Mioceno inferior. *Revista Asociación Geológica Argentina*, **60**, 672-684.

WELTJE, G.J AND VON EYNATTEN, H. 2004. Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, **171**, 1 – 11.

WILLNER, A.P, GERDES, A., MASSONNE, H.-J. 2008. History of crustal growth and unroofing at the Pacific convergent margin of South América at latitudes 29°-36°S revealed by a U-Pb and Lu-Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology*, **253**, 114-129.

WINCHESTER, J., FLOYD, P., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325-343.

YÁÑEZ, G. A., RANERO, C. R., VON HUENE, R., DÍAZ, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *J. Geophys. Res.* **106**, 6325-6345.

YÁÑEZ, G., CEMBRANO, J. 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *J. Geophys. Res.*, **109**, doi:10.1029/2003JB002494.

YRIGOYEN, M. R. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. *In XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1(11)*: 123-148.

ZAPPETTINI, E., DALPONTE, M., SEGAL, S., COZZI, G. 2012. Mineralogía y aspectos genéticos del depósito volcanogénico submarino de manganeso "la casualidad", cerro atravesada, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Norteamérica, **69** (4), 544-555.

ZUFFA, G.G. Ed.1985. Provenance of Arenites. Reidel Publishing Company, 408 p.

Figure and Table Captions



Figure 1. Location of the Andes region between 32° and 34°S. Studied region is show in box. AFTB: Aconcagua fold-and-thrust belt. The dashed lines delineate landforms (based on Heredia et al., 2012).

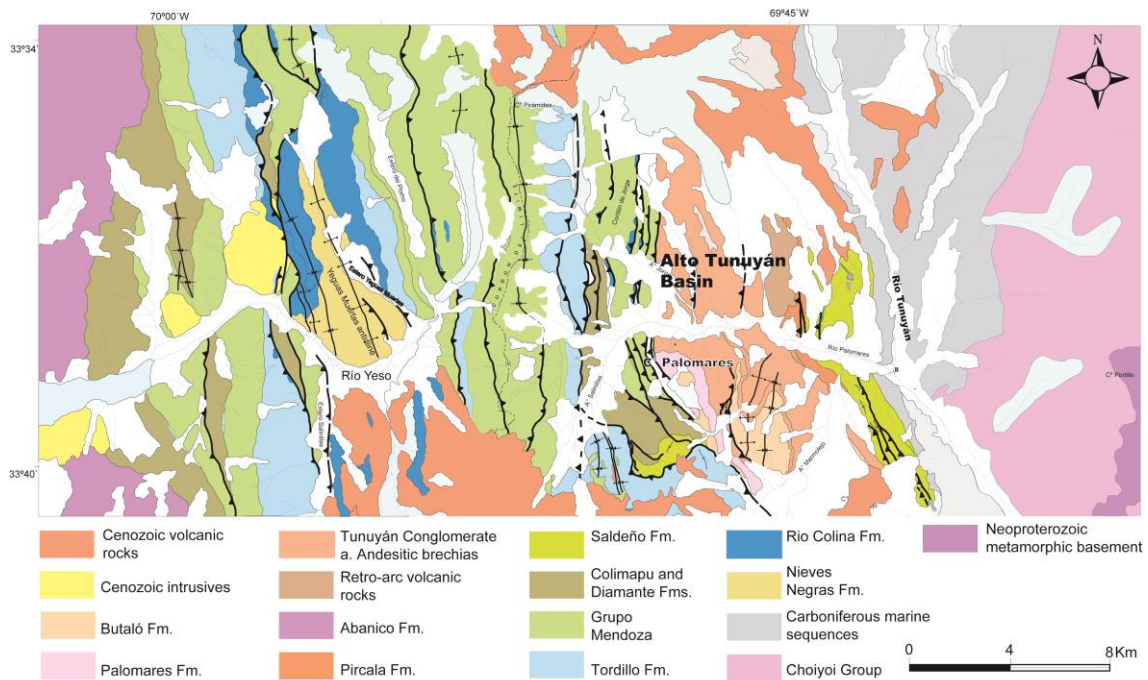


Figure 2. Geological map of the Andes of Central Chile and Argentina 33°34' - 34°00' S (Giambiagi, 2000).

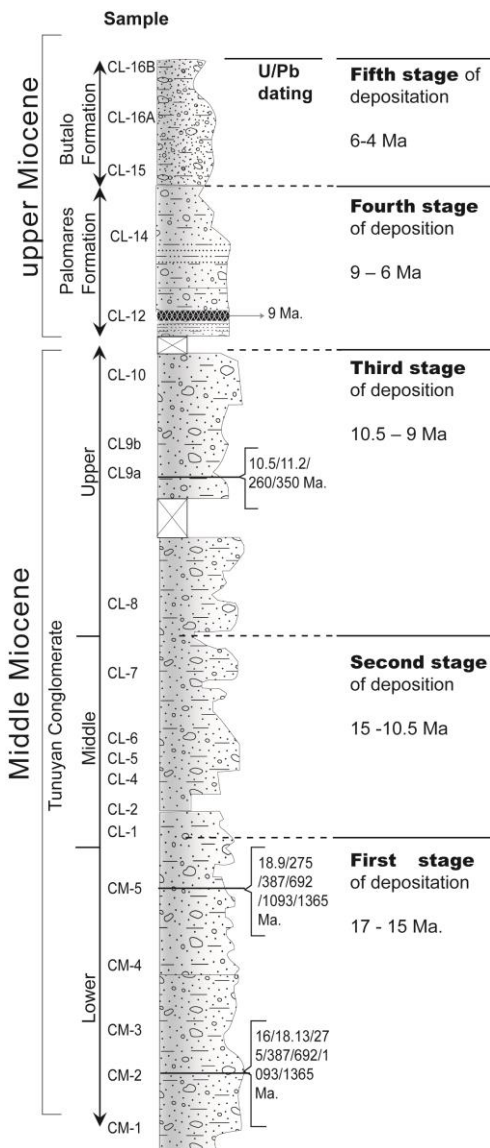


Figure 3. Generalized stratigraphic column of the Alto Tunuyán Basin, includes the Tunuyán Conglomerate, Palomares Formation and Butaló Formation. Strata dated shown in the stratigraphic column.

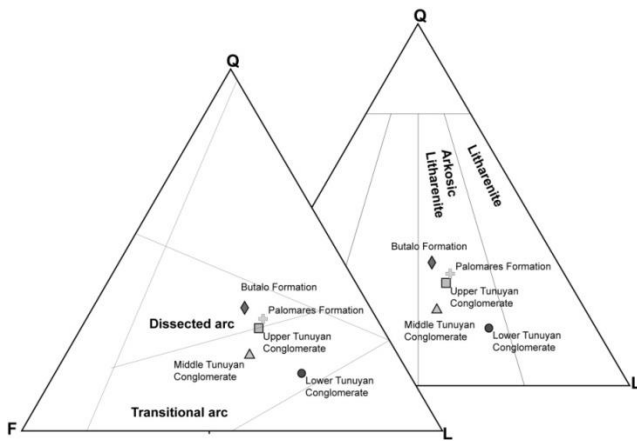


Figure 4. A) QtFL, diagram with tectonic fields of Dickinson (1985). Qt: total quartz (mono- and polycrystalline grains), F: feldspar (plagioclase and K-feldspar), L: lithic rock fragment (excluding carbonates). B) Sandstones classification diagram according to Folk et al. (1970).

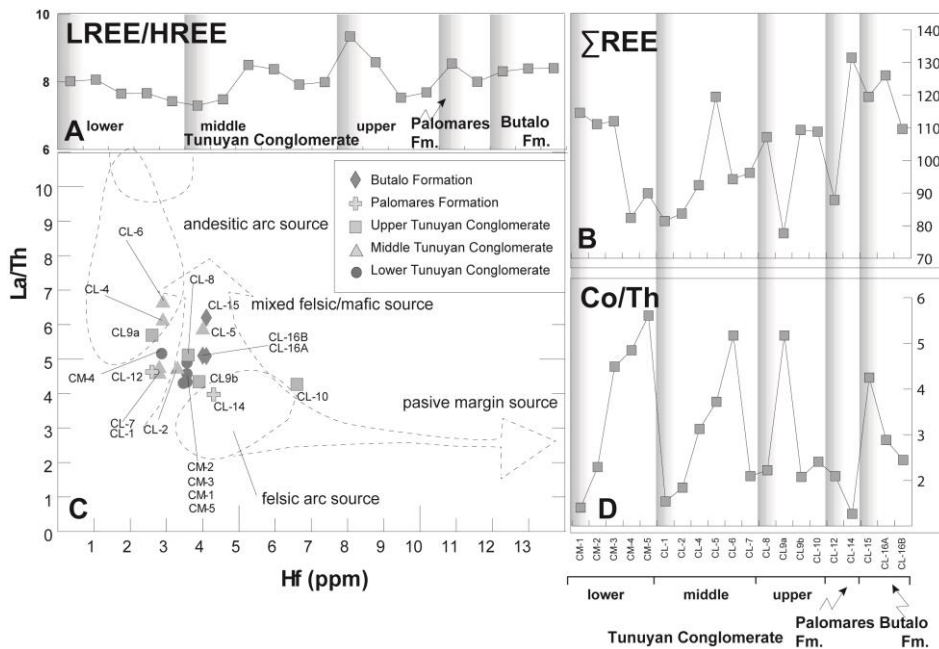


Figure 5. A) Ratio LREE/HREE indicates basic rocks or siliceous rocks. B) Σ REE pattern show the changes in felsic and sedimentary source rocks and presence of clay minerals. C) La/Th–Hf diagram (Floyd and Leveridge, 1987) indicates the compositions of sedimentary rocks deposited in different tectonic settings. D) The Co/Th ratio lower values indicate a source area of acid composition and higher values indicate a basic to intermediate source (Gu et al., 2002).

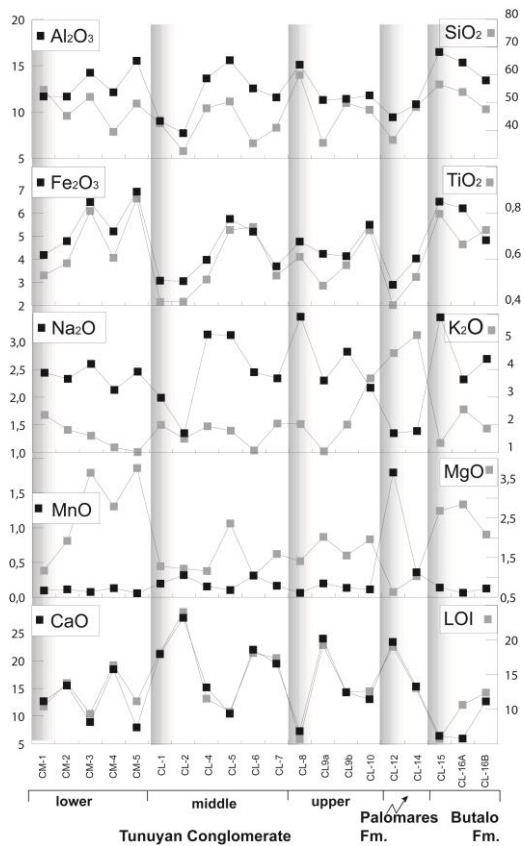


Figure 6. De variación diagrams, show the major elements concentrations in the whole sequence.

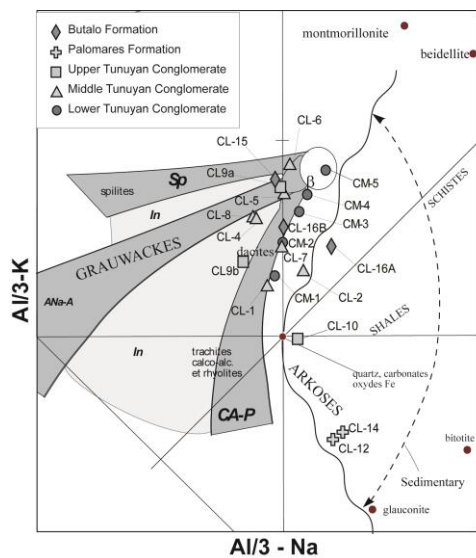


Figure 7. Chemical composition on (Al/3-K) vs. (Al/3-Na) diagram, after de la Roche (1968). Created to trace the protoliths of metamorphic rocks and to discriminate between igneous and sedimentary domains.

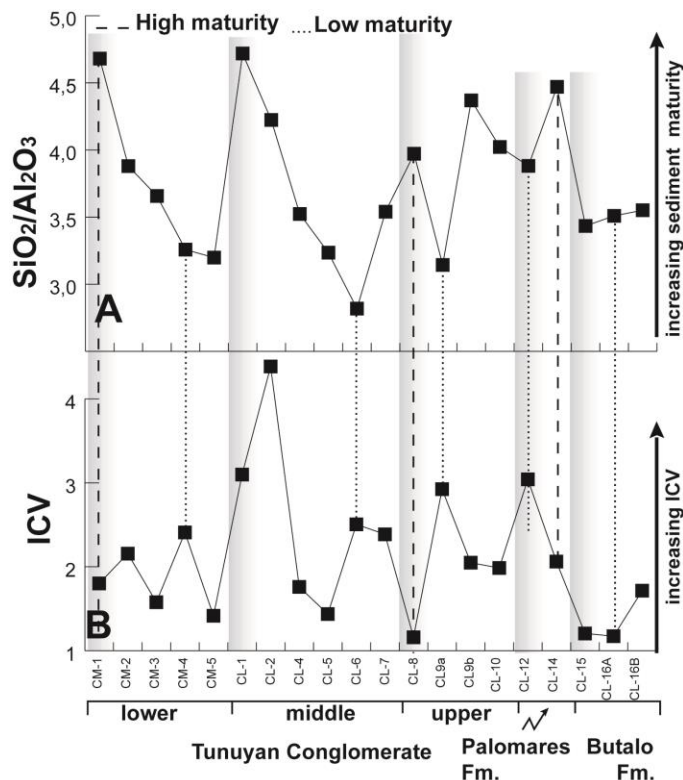
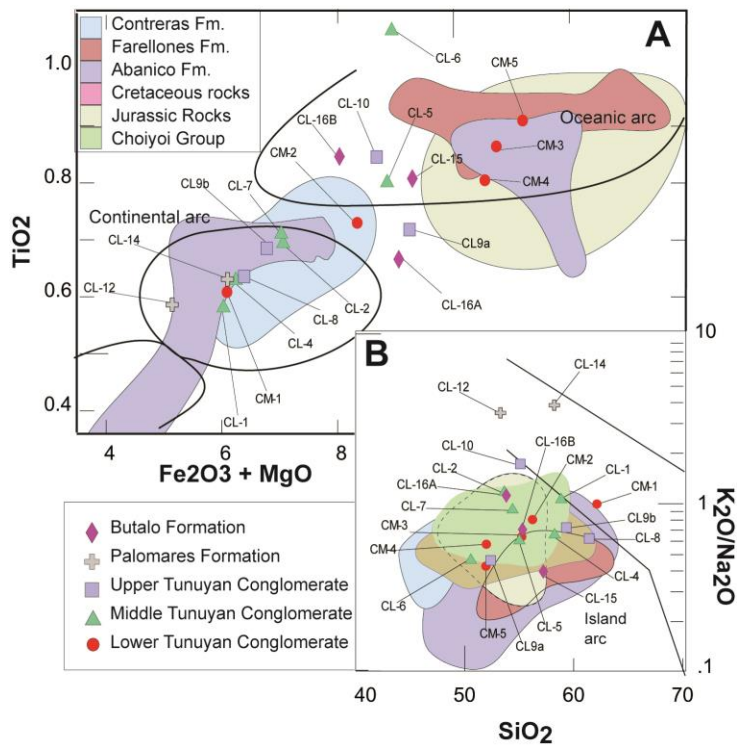


Figure 9. A) SiO_2/Al_2O_3 ratio value increases with the increase in quartz content in regard to the k-feldspar content, mafic minerals and lithic fragments in sandstones (Dingle and Lavelle, 1998 and 2000, Roser et al., 1996, Pettijohn et al., 1987 and Herron, 1988). **B)** Index of Compositional Variation (CIA) after

Cox et al., 1995, in the sediments of Alto Tunuyán Basin.

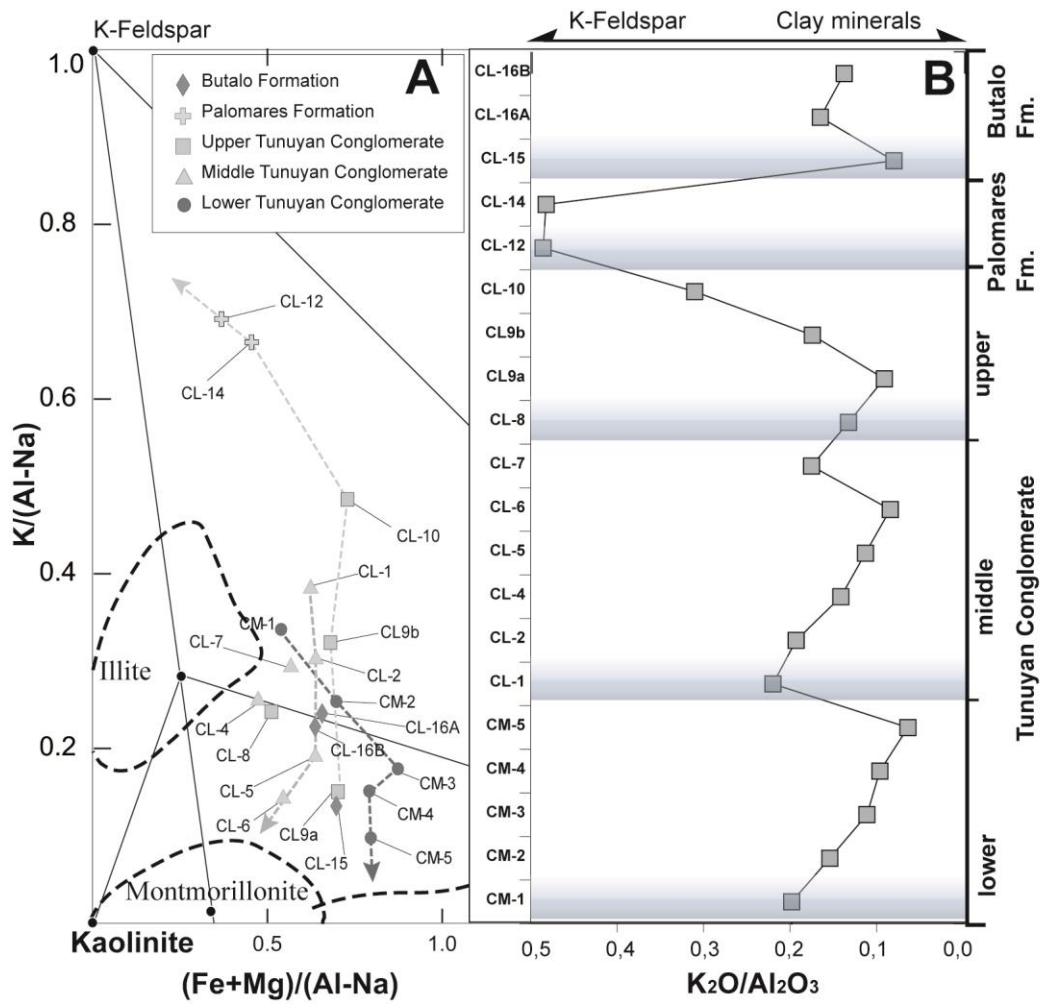


Figure 10. A) K/(Al-Na) vs. (Fe+Mg)/(Al-Na) diagram after Puxeddu et al. (1984), eliminates the influence of albite (but not K-feldspar), quartz and carbonates. B) K₂O/Al₂O₃ ratio after Cox et al. (1995) separating clay minerals of K-feldspar, show sediment recycling and original composition of shales.

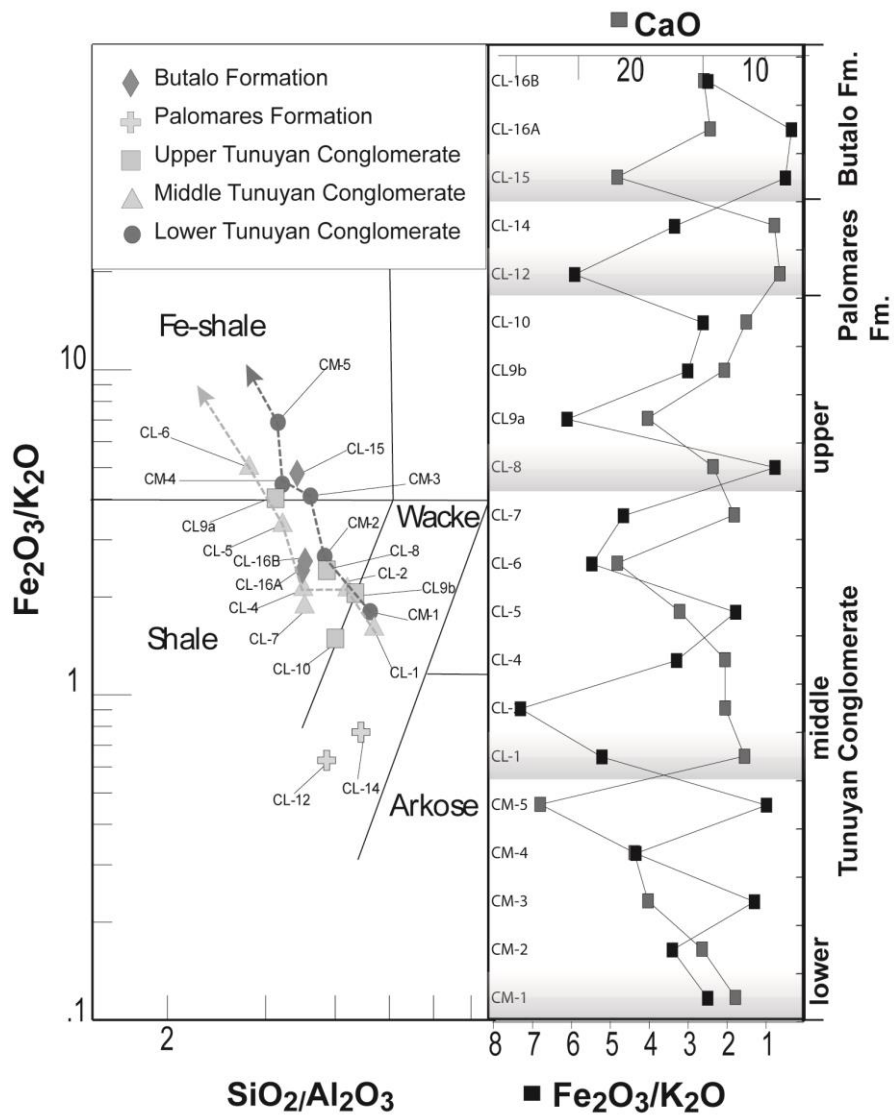


Figure 11. A) Classification diagram (after Herron, 1988) discriminating siliciclastic sediments by their logarithmic ratios of $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$. B) $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$ ratio, mineralogical stability indicator after Herron (1988) and CaO concentration in the Alto Tunuyán Basin.

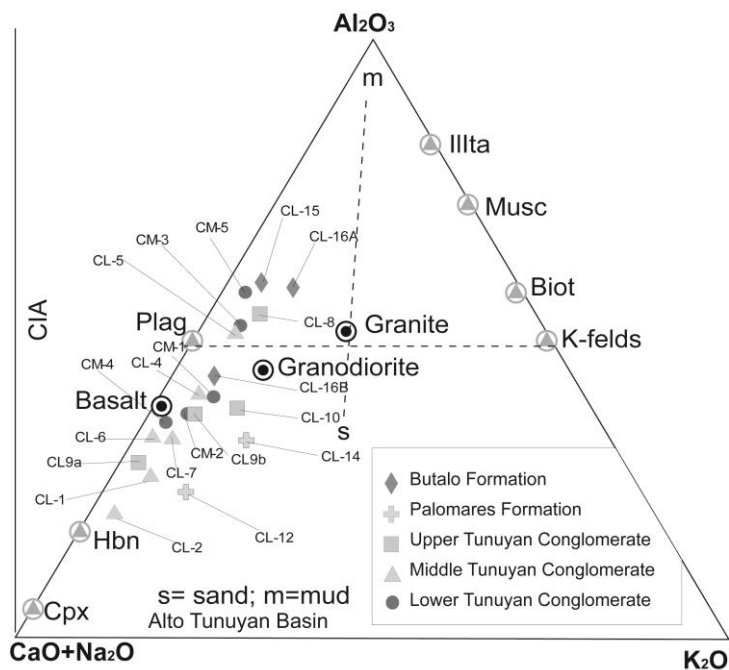


Figure 12. Al₂O₃ - CaO* + Na₂O - K₂O diagrams (after Nesbitt and Young, 1982) for studied greywackes and shales. CIA = Chemical Index of Alteration, (molar proportions), CaO* is the amount of CaO incorporated in the silicate fraction of the sample, Plag = plagioclase, k-felds = K-feldspar, Musc = muscovite, and Biot= Biotite. Dotted lines indicate the direction of ideal weathering trends for these protoliths.

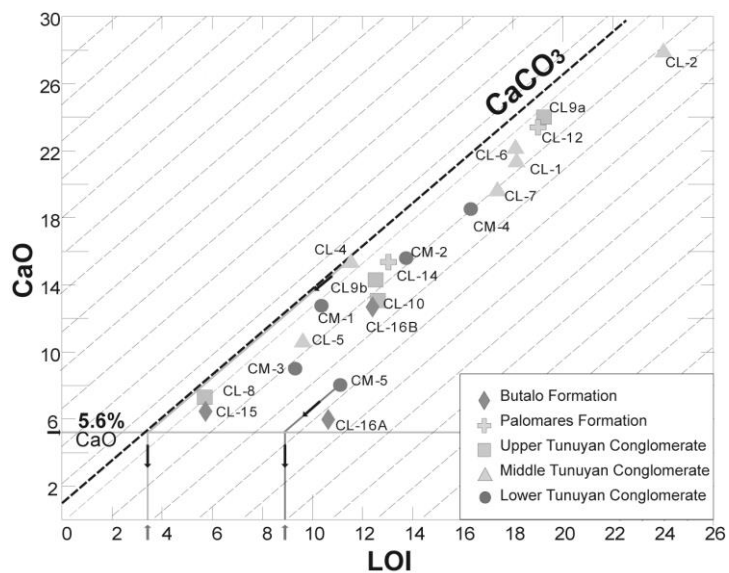


Figure 13. LOI and CaO diagram

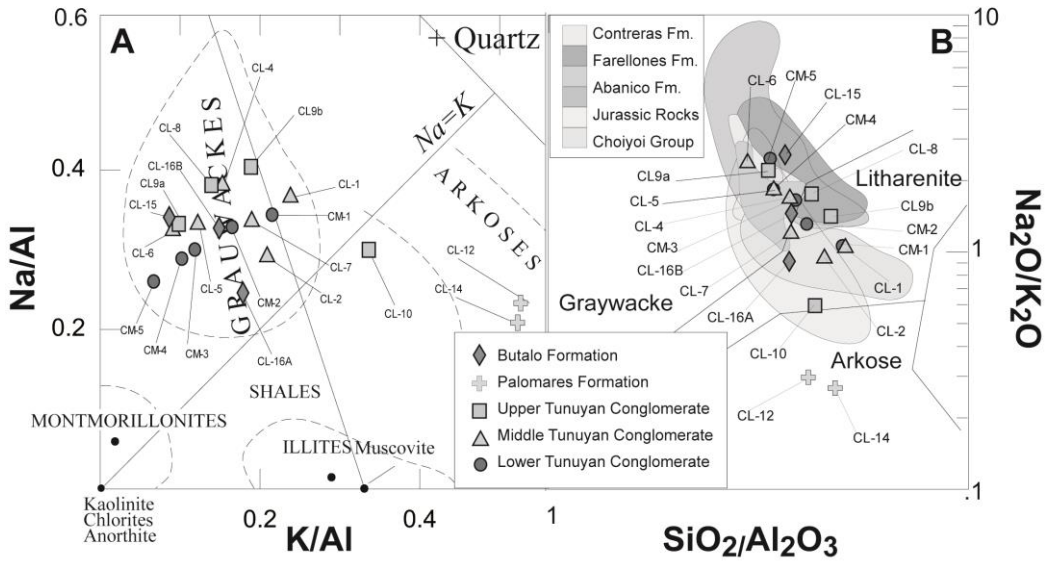


Figure 14. A) K/Al vs Na/Al diagram for metamorphic protoliths after Moine et al. (1974). B) Classification diagram (after Pettijohn et al., 1972) discriminating siliciclastic sediments by their logarithmic ratios of SiO₂/Al₂O₃ and Na₂O/K₂O.

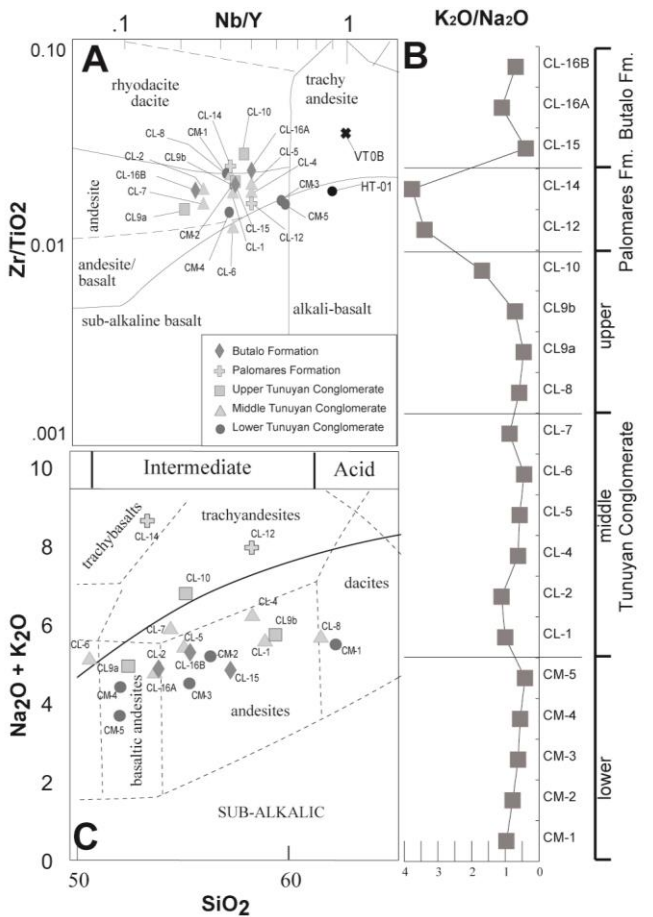


Figure 15. A) Zr/TiO₂ vs Nb/Y diagram after Winchester and Floyd 1977. B) Total alkali-silica diagram after Cox et al., 1979.

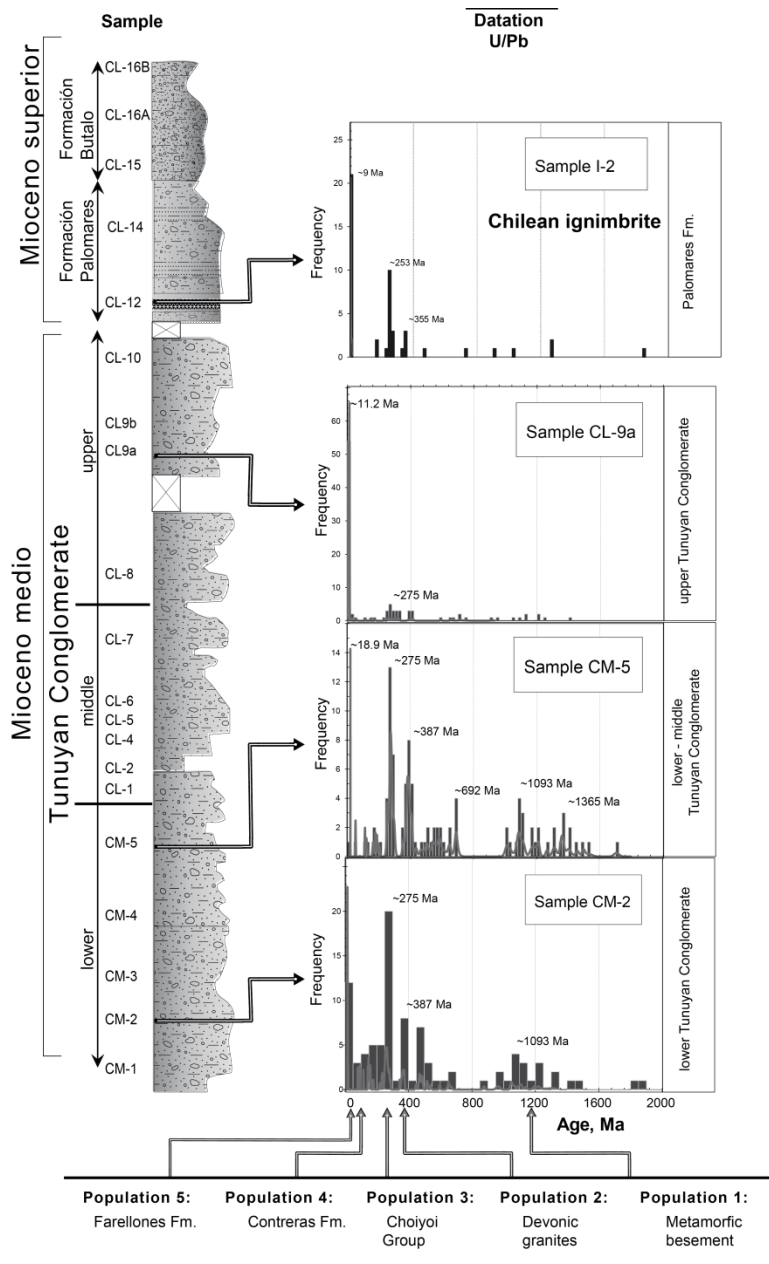


Figure 16. Frequency histograms show the variation of possible different sources through time. Each histogram is a stratigraphic level representative of Conglomerate Tunuyán and histogram for analyzed zircons from sample I-2, from the Palomares Formation.

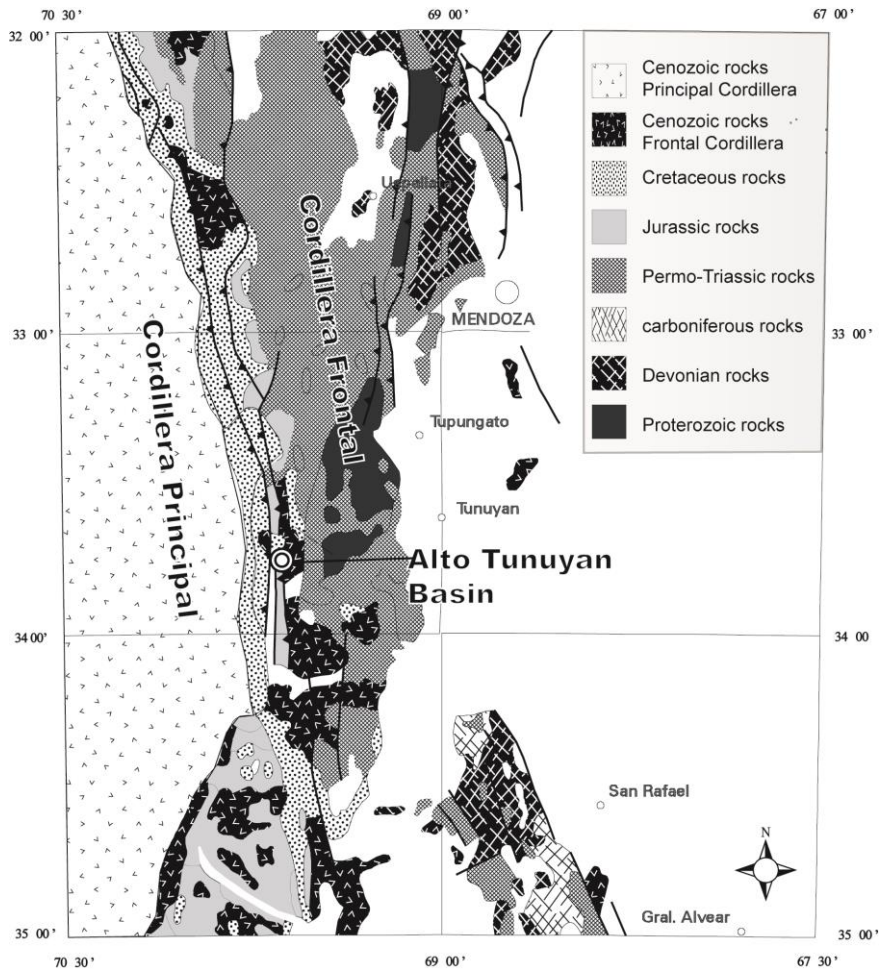


Figure 17. Geologic age map, modified from Cerro Tupungato Map.

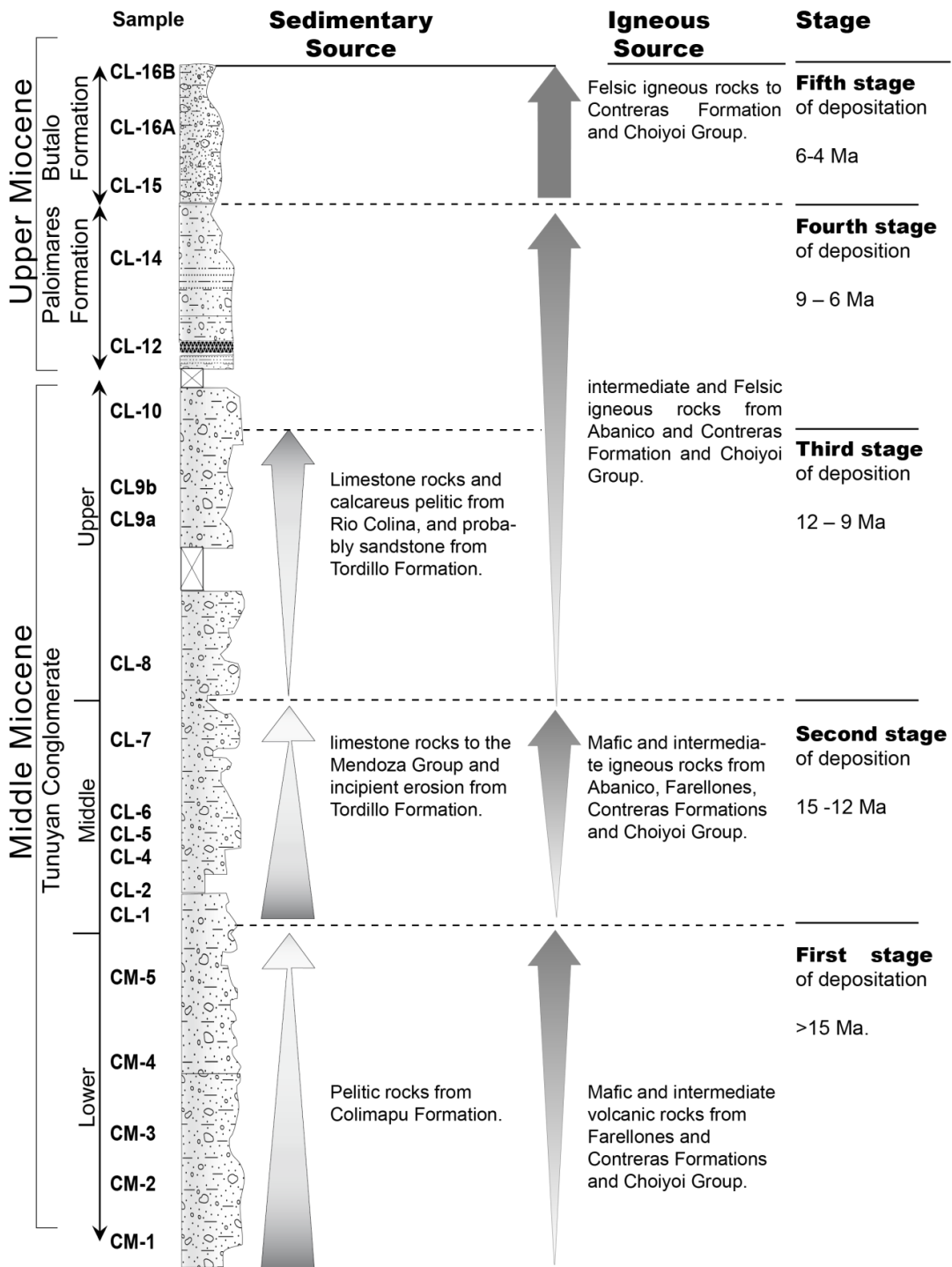


Figure 18. Diagram of trends in the Upper Basin Tunuyán, divided into sedimentary and igneous affinities. We show the stages interpreted.

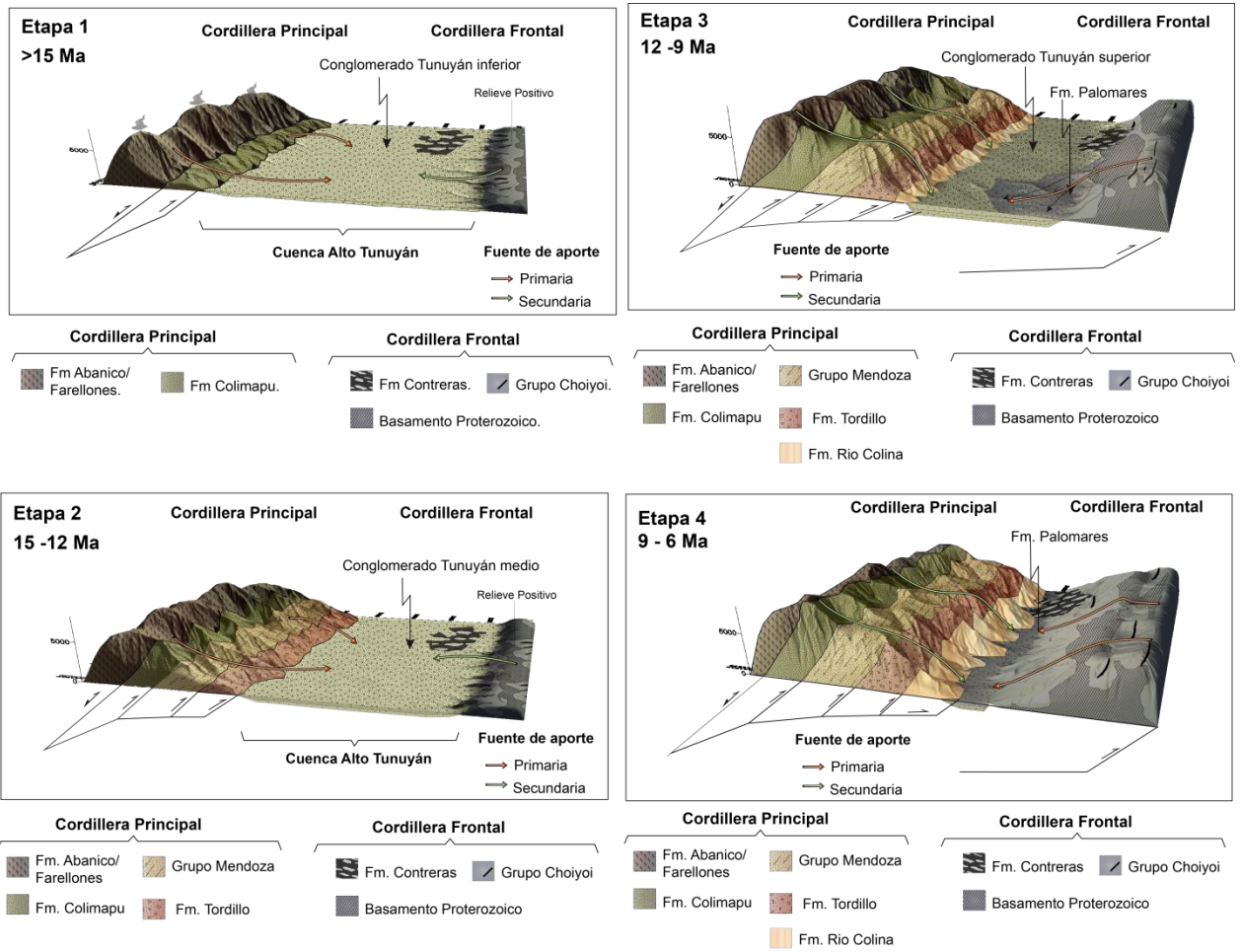


Figure 19. Erosion stages are proposed during the formation of the Alto Tunuyán synorogenic basin

Muestra	Material	Unidad	Localidad	Longitud	Latitud	altura	PS	GQ	ZR
CM-1	S			69°46'07"	33°37'02"	2997	X	X	-
CM-2	S	Conglomerado	Cordón	69°46'9,8"	33°37'02"	2989	-	X	-
CM-3	S		Miranda	69°46'12,4"	33°36'57,6"	3011	-	X	-
CM-4	S	Inferior		69°46'21,4"	33°36'55,1"	3016	X	X	-
CM-5	S		Río Palomares	69°46'31,5"	33°27'21,3"	3008	X	X	X
CL-1	S			69°46'55,4"	33°37'25,8"	3028	X	X	-
CL-2	S			69°46'56,3"	33°37'26,7"	3051	X	X	-
CL-3	R	Conglomerado		69°46'56,3"	33°37'26,7"	3061	-	X	-
CL-4	S	Tunuyán		69°47'0,79"	33°37'29,6"	3115	X	X	-
CL-5	S	Medio		69°47'2,73"	33°37'33,2"	3158	X	X	-
CL-6	S			69°47'5,19"	33°37'39,4"	3229	X	X	-
CL-7	S			69°47'5,75"	33°37'41,5"	3258	X	X	-
CL-8	S			69°47'8,855"	33°37'44,9"	3333	X	X	-
CL9a	S	Conglomerado		69°47'18,18"	33°37'41,7"	3268	X	X	X
CL9b	S	Tunuyán	Arroyo	69°47'4,405"	33°38'37,7"	3448	X	X	-
CL-10	S	Superior	Chileno	69°47'12,01"	33°42'19,9"	3645	X	X	-
CL-11	R			69°47'11,40"	33°39'04,6"	3690	X	X	-
CL-12	S			69°47'11,03"	33°39'7,07"	3698	X	X	-
CL-13	R	Formación		69°47'10,90"	33°39'07,1"	3710	-	X	-
I2	R	Palomares		69°47'15,05"	33°38'23,3"	3500	-	X	X
CL-14	S			69°47'13,42"	33°38'34,6"	3507	-	X	-
CL-15	S			69°46'49,35"	33°39'0,26"	3501	-	X	-
CL-16A	S			69°46'53,71"	33°38'57,8"	3572	-	X	-
CL-16B	S	Formación Butaló		69°46'53,71"	33°38'57,8"	3572	X	X	-

Tabla 1. Catalog of samples taken at the Alto Basin of Tunuyán. It indicates the sample code, the type of material collected sediment (S) or rock (R), the geographical coordinates and altitude. It indicates the type of analysis performed on each sample, separation of heavy minerals (MP), sedimentary petrology (PS), whole rock geochemistry (GQ), dating of zircons (ZR).

Anexo 2

Geoquímica de Roca Total. Elementos de tierras raras (REE) y elementos traza, para el Conglomerado Tunuyán (A).

muestra	CM-1	CM-2	CM-3	CM-4	CM-5	CL-1	CL-2	CL-4	CL-5	CL-6	CL-7	CL-8	CL9a	CL9b	CL-10
Cs	3,0	3,0	2,6	1,7	1,8	2,0	2,5	1,9	2,3	1,3	3,5	3,2	2,5	2,6	4,6
Rb	66	55	50	35	33	51	45	47	48	27	55	64	37	56	85
U	1,6	1,4	1,5	1,4	1,2	1,5	1,6	1,6	1,6	1,7	1,6	1,6	0,9	1,6	2,6
Th	5,7	4,8	4,9	3,3	4,1	3,9	3,8	3,2	4,3	2,9	4,3	4,5	2,9	5,3	5,4
Pb	9	10	12	9	14	9	9	9	10	10	10	11	9	11	14
Ba	905	590	492	324	250	591	429	556	424	637	239	461	299	578	397
La	24,3	23,3	22,2	16,9	17,6	17,5	17,6	19,3	24,8	19,0	20,0	23,0	16,5	23,0	23,0
Ce	47,4	45,3	45,1	32,8	36,2	32,9	34,1	38,2	49,7	38,9	39,7	45,1	32,8	44,5	44,2
Ta	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,6	0,4	0,4	0,5	0,4	0,6	0,6
Pr	5,1	5,2	5,2	3,9	4,3	3,6	3,8	4,2	5,4	4,3	4,3	4,9	3,4	4,9	4,9
Nd	20,8	20,6	21,9	15,9	17,4	14,4	15,2	17,2	22,1	17,8	17,6	19,7	13,9	19,8	19,9
Hf	3,5	3,6	3,6	2,9	3,6	2,8	3,3	2,9	4,0	2,9	2,8	3,6	2,6	3,9	6,6
Zr	149	155	154	125	155	109	136	119	167	133	117	147	118	156	267
Sr	341	350	467	441	516	337	285	489	527	539	408	458	433	361	261
Nb	8,0	8,0	10,0	6,0	9,0	7,0	6,0	7,0	9,0	7,0	6,0	6,0	4,0	8,0	9,0
Sm	4,2	4,4	4,5	3,3	3,7	3,2	3,1	3,7	4,6	3,6	3,8	4,0	2,9	4,2	4,2
Gd	3,7	3,7	3,9	3,0	3,2	2,7	2,8	3,0	3,8	3,3	3,2	3,2	2,4	3,6	3,5
Tb	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,6	0,6
Eu	1,0	1,1	1,2	1,0	1,1	0,7	0,8	1,0	1,3	1,0	0,9	1,1	0,8	1,0	0,9
Ho	0,7	0,6	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,7	0,5	0,6	0,5	0,4	0,7	0,7
Y	19	18	16	14	14	16	17	14	18	16	17	14	13	18	19
Er	1,9	1,9	1,9	1,4	1,6	1,6	1,5	1,4	1,9	1,6	1,6	1,5	1,3	2,0	1,9
Dy	3,3	3,2	3,5	2,5	2,9	2,6	2,7	2,6	3,4	2,8	2,8	2,8	2,1	3,4	3,3

Las unidades están dadas en ppm.

Geoquímica de Roca Total. Elementos de tierras raras (REE) y elementos traza, del Conglomerado Tunuyán (B)

Muestra	CM-1	CM-2	CM-3	CM-4	CM-5	CL-1	CL-2	CL-4	CL-5	CL-6	CL-7	CL-8	CL9a	CL9b	CL-10
Cs	3,0	3,0	2,6	1,7	1,8	2,0	2,5	1,9	2,3	1,3	3,5	3,2	2,5	2,6	4,6
Rb	66	55	50	35	33	51	45	47	48	27	55	64	37	56	85
U	1,6	1,4	1,5	1,4	1,2	1,5	1,6	1,6	1,6	1,7	1,6	1,6	0,9	1,6	2,6
Th	5,7	4,8	4,9	3,3	4,1	3,9	3,8	3,2	4,3	2,9	4,3	4,5	2,9	5,3	5,4
Pb	9	10	12	9	14	9	9	9	10	10	10	11	9	11	14
Ba	905	590	492	324	250	591	429	556	424	637	239	461	299	578	397
La	24,3	23,3	22,2	16,9	17,6	17,5	17,6	19,3	24,8	19,0	20,0	23,0	16,5	23,0	23,0
Ce	47,4	45,3	45,1	32,8	36,2	32,9	34,1	38,2	49,7	38,9	39,7	45,1	32,8	44,5	44,2
Ta	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,6	0,4	0,4	0,5	0,4	0,6	0,6
Pr	5,1	5,2	5,2	3,9	4,3	3,6	3,8	4,2	5,4	4,3	4,3	4,9	3,4	4,9	4,9
Nd	20,8	20,6	21,9	15,9	17,4	14,4	15,2	17,2	22,1	17,8	17,6	19,7	13,9	19,8	19,9
Hf	3,5	3,6	3,6	2,9	3,6	2,8	3,3	2,9	4,0	2,9	2,8	3,6	2,6	3,9	6,6
Zr	149	155	154	125	155	109	136	119	167	133	117	147	118	156	267
Sr	341	350	467	441	516	337	285	489	527	539	408	458	433	361	261
Nb	8,0	8,0	10,0	6,0	9,0	7,0	6,0	7,0	9,0	7,0	6,0	6,0	4,0	8,0	9,0
Sm	4,2	4,4	4,5	3,3	3,7	3,2	3,1	3,7	4,6	3,6	3,8	4,0	2,9	4,2	4,2
Gd	3,7	3,7	3,9	3,0	3,2	2,7	2,8	3,0	3,8	3,3	3,2	3,2	2,4	3,6	3,5
Tb	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,4	0,6	0,6
Eu	1,0	1,1	1,2	1,0	1,1	0,7	0,8	1,0	1,3	1,0	0,9	1,1	0,8	1,0	0,9
Ho	0,7	0,6	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,7	0,5	0,6	0,5	0,4	0,7	0,7
Y	19	18	16	14	14	16	17	14	18	16	17	14	13	18	19
Er	1,9	1,9	1,9	1,4	1,6	1,6	1,5	1,4	1,9	1,6	1,6	1,5	1,3	2,0	1,9
Dy	3,3	3,2	3,5	2,5	2,9	2,6	2,7	2,6	3,4	2,8	2,8	2,8	2,1	3,4	3,3

Las unidades están dadas en ppm.

Geoquímica de Roca Total. Elementos de tierras raras (REE) y elementos traza de la Formación Palomares y Formación Butaló.

Muestra	CL-12	CL-14	CL-15	CL-16A	CL-16B	Muestra	CL-12	CL-14	CL-15	CL-16A	CL-16B
Cs	3,0	14,3	1,2	4,4	2,1	Yb	1,5	2,3	1,9	2,0	1,8
Rb	86	116	33	72	43	Tm	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3
U	2,2	2,9	1,2	2,0	1,9	Co	9	9	17	15	11
Th	4,3	7,1	4,0	5,2	4,5	Cr	30	30	30	20	40
Pb	108	48	10	19	17	Ni	10	20	10	10	10
Ba	1252	978	444	487	383	Sc	9	11	13	12	12
La	19,9	28,2	24,8	26,5	22,9	Be	1,0	1,0	1,0	2,0	1,0
Ce	37,5	55,4	49,3	53,0	45,5	V	64	87	119	98	111
Ta	0,5	0,7	0,6	0,6	0,6	Cu	50	30	20	30	40
Pr	3,72	5,81	5,45	5,73	4,97	Zn	60	80	100	100	80
Nd	14,6	22,7	22,3	22,6	20,4	Ga	15	15	20	19	16
Hf	2,6	4,3	4,1	4,0	4,1	Ge	3,0	2,0	2,0	2,0	1,0
Zr	103	172	178	173	174	As	72,0	17,0	2,5	14,0	7,0
Sr	257	160	590	397	439	Mo	3	2	1	1	1
Nb	7	9	8	9	6	Ag	0,25	0,25	0,50	0,50	0,25
Sm	2,9	4,7	4,7	4,7	4,1	In	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Gd	2,6	4,1	3,9	4,0	3,4	Sn	1,0	2,0	1,0	2,0	1,0
Tb	0,4	0,7	0,6	0,6	0,5	Sb	0,25	0,25	0,25	1,70	0,80
Eu	0,65	0,96	1,33	1,17	1,09	Lu	0,26	0,37	0,30	0,34	0,30
Ho	0,5	0,8	0,7	0,7	0,6	W	3,0	1,0	0,5	0,5	1,0
Y	14	21	18	18	18	Bi	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Er	1,4	2,2	1,9	2,1	1,8	Tl	0,4	0,6	0,2	0,5	0,3
Dy	2,4	3,9	3,4	3,5	3,1						

Las unidades están dadas en ppm.

muestra	Unidad	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI	Total1
Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	LOI		
CM-1	54,62	11,67	4,18	0,096	1,17	12,7	2,44	2,36	0,53	0,21	10,4		
CM-2	45,24	11,66	4,78	0,113	1,92	15,54	2,33	1,82	0,582	0,22	13,78		
CM-3	52,08	14,24	6,47	0,075	3,64	8,95	2,6	1,61	0,808	0,23	9,35		
CM-4	39,48	12,12	5,2	0,13	2,79	18,47	2,13	1,19	0,606	0,2	16,36		
CM-5	49,67	15,53	6,92	0,057	3,76	7,98	2,46	1,02	0,862	0,21	11,15		
CL-1	42,56	9,02	3,07	0,195	1,28	21,2	1,99	2	0,415	0,2	18,15		
CL-2	32,52	7,7	3,05	0,318	1,22	27,74	1,35	1,5	0,416	0,19	24,02		
CL-4	47,98	13,62	3,97	0,154	1,16	15,2	3,13	1,95	0,512	0,23	11,54		
CL-5	50,43	15,59	5,74	0,103	2,36	10,46	3,12	1,79	0,726	0,35	9,62		
CL-6	35,34	12,54	5,19	0,312	1,04	22	2,45	1,08	0,739	0,25	18,11		
CL-7	40,96	11,57	3,69	0,165	1,59	19,47	2,34	2,05	0,529	0,22	17,39		
CL-8	60,01	15,11	4,76	0,062	1,41	7,3	3,45	2,03	0,61	0,19	5,7		
CL9a	35,49	11,29	4,23	0,198	2,02	23,99	2,3	1,05	0,485	0,16	19,25		
CL9b	49,85	11,41	4,13	0,134	1,55	14,3	2,82	2,01	0,574	0,19	12,52		
CL-10	47,42	11,79	5,49	0,113	1,96	13,07	2,17	3,68	0,725	0,3	12,61		
CL-12	36,56	9,42	2,89	1,798	0,63	23,39	1,35	4,59	0,401	0,22	19,01		
CL-14	48,41	10,83	4,03	0,359	1,03	15,36	1,39	5,24	0,523	0,3	13,04		
CL-15	56,59	16,48	6,49	0,138	2,68	6,46	3,44	1,35	0,796	0,26	5,73		
CL-16A	53,83	15,34	6,2	0,064	2,84	5,97	2,32	2,56	0,664	0,23	10,63		
CL-16B	47,62	13,41	4,82	0,125	2,08	12,68	2,69	1,87	0,726	0,25	12,4		

Las unidades están dadas en porcentajes (%)

CS1	Fm Abanico	66,78	15,83	4,01	0,08	0,47	1,83	4,42	3,52	0,52	0,15	2,48	100,10
AC12	Fm Abanico	51,01	18,41	9,60	0,14	6,09	5,02	4,31	0,43	1,11	0,23	3,51	99,86
AC17	Fm Abanico	52,08	17,38	10,78	0,20	3,44	8,35	3,69	0,58	1,28	0,23	1,90	99,91
PAL14	Fm Abanico	69,41	16,20	2,73	0,02	0,12	0,66	6,96	1,28	0,45	0,09	1,89	99,81
PAL35	Fm Abanico	70,88	12,25	2,85	0,07	0,95	3,08	3,54	2,21	0,24	0,06	3,17	99,29
PAL41	Fm Abanico	53,60	17,08	10,55	0,15	3,56	7,92	3,69	0,81	1,19	0,25	0,87	99,68
LL1	Fm. Abanico	74,91	10,94	0,94	0,02	0,25	1,40	2,29	2,10	0,08	0,03	5,70	98,66
CH-1	Grupo Choyoi	55,13	15,45	6,27	0,06	4,60	3,56	3,44	3,21	0,68	0,21	5,92	98,54
CH-2	Grupo Choyoi	59,51	14,59	4,52	0,07	2,33	4,06	5,94	2,90	0,62	0,24	4,32	99,10
CL-3	Fm. Tunuyán	52,64	17,00	5,91	0,18	2,65	8,40	4,07	2,05	0,77	0,30	5,66	99,62
CL-11	Fm. Palomares	67,87	12,71	1,48	0,05	0,47	1,29	3,48	2,43	0,18	0,08	10,31	100,35
CL-13	Fm. Palomares	69,15	12,48	1,49	0,05	0,39	0,84	3,34	3,81	0,20	0,07	8,91	100,72
I1	Fm. Palomares	75,51	13,34	1,31	0,01	0,06	0,18	4,08	5,57	0,07	0,03	0,37	100,54
CC-1A	Fm. Contreras?	44,29	16,98	10,87	0,19	6,38	10,43	2,32	1,17	1,43	0,19	6,03	100,28
CC-1B	Fm. Contreras?	45,27	16,75	11,36	0,16	6,91	9,75	2,49	1,06	1,52	0,26	4,55	100,08
CC-2	Fm. Contreras?	47,91	16,26	8,13	0,12	3,90	4,60	3,54	2,72	1,29	0,38	11,26	100,11
CC-3A	Fm. Contreras?	57,20	17,77	6,11	0,10	1,53	6,71	3,89	2,57	0,80	0,37	3,41	100,46
CC-3B	Fm. Contreras?	60,68	18,85	5,39	0,17	0,80	5,30	4,28	2,42	0,52	0,40	1,07	99,87
FF-1	Fm. Tordillo	65,95	13,69	5,03	0,07	2,44	1,67	5,04	2,64	0,69	0,20	3,01	100,44
FF-2	Fm. Tordillo	47,75	11,65	4,13	0,10	2,80	10,56	4,39	2,25	0,77	0,11	13,72	98,23
GM-1	Grupo Mendoza	21,54	1,72	1,17	0,02	1,11	40,37	0,36	0,28	0,09	1,84	30,77	99,26
GM-2	Grupo Mendoza	14,15	2,12	0,89	0,03	2,19	43,37	0,07	1,03	0,10	0,68	35,16	99,79
FC-1	Fm. Chachao	5,91	1,05	0,58	0,04	6,27	44,95	0,09	0,45	0,06	0,38	41,20	100,97
CF1	Rocas Paleozoico Superior	69,17	14,96	2,63	0,03	0,08	0,49	3,58	6,12	0,36	0,10	1,48	99,00
CF2	Rocas Paleozoico Superior	70,79	13,77	2,34	0,03	0,46	0,80	3,39	5,74	0,43	0,10	1,14	98,99
CF3	Rocas Metamórficas Proterozoicas	49,79	20,88	9,57	0,09	2,87	1,97	2,81	6,39	1,54	0,37	2,38	98,66
CF4	Rocas Metamórficas Proterozoicas	60,18	17,84	7,15	0,07	2,61	0,60	0,34	4,95	0,82	0,24	3,99	98,78
RD-01	Intrusivo (Trg o Trch de Hoja La Ramada)	73,52	13,63	1,60	0,07	0,32	0,93	4,27	4,48	0,22	0,07	0,84	99,95

Geoquímica de Roca Total. Elementos Mayores de las rocas fuentes.

Las unidades están dadas en ppm.

Geoquímica de Roca total de las rocas fuente. Elementos de tierras raras y elementos traza.

SAMPLE	Sc	Be	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Nb
CS1	14,0	2,0	42,0	780,0	269,0	42,0	218,0	10,0	4,0	10,0	5,0	80,0	17,0	2,0	7,0	100,0	7,0
AC12	21,0	0,5	189,0	121,0	478,0	13,0	68,0	50,0	34,0	40,0	40,0	90,0	16,0	0,5	10,0	8,0	3,0
AC17	31,0	0,5	236,0	183,0	590,0	23,0	86,0	10,0	21,0	10,0	90,0	90,0	18,0	1,0	2,5	1,0	3,0
PAL14	8,0	2,0	17,0	103,0	304,0	40,0	306,0	10,0	1,0	10,0	10,0	70,0	19,0	1,0	23,0	29,0	17,0
PAL35	5,0	1,0	34,0	462,0	165,0	14,0	170,0	10,0	5,0	10,0	5,0	70,0	14,0	1,0	23,0	58,0	5,0
PAL41	32,0	0,5	332,0	231,0	465,0	20,0	101,0	10,0	26,0	10,0	120,0	80,0	20,0	1,0	24,0	19,0	3,0
LL1	5,0	2,0	9,0	1187,0	174,0	37,0	66,0	10,0	0,5	10,0	10,0	15,0	12,0	3,0	17,0	33,0	5,0
CH-1	13,0	2,0	135,0	1063,0	544,0	20,0	183,0	80,0	20,0	40,0	10,0	130,0	22,0	1,0	2,5	87,0	8,0
CH-2	11,0	2,0	67,0	870,0	418,0	17,0	181,0	70,0	13,0	40,0	10,0	60,0	22,0	0,5	2,5	52,0	8,0
CL-3	13,0	1,0	117,0	621,0	497,0	17,0	162,0	40,0	15,0	10,0	20,0	70,0	21,0	1,0	2,5	39,0	7,0
CL-11	3,0	2,0	39,0	1243,0	439,0	15,0	91,0	10,0	3,0	10,0	20,0	70,0	13,0	2,0	6,0	84,0	9,0
CL-13	4,0	2,0	24,0	1070,0	256,0	16,0	83,0	10,0	3,0	10,0	20,0	50,0	15,0	2,0	2,5	113,0	11,0
l1	3,0	4,0	2,5	104,0	16,0	47,0	124,0	10,0	1,0	10,0	5,0	15,0	23,0	3,0	5,0	375,0	20,0
CC-1A	31,0	0,5	448,0	292,0	532,0	16,0	85,0	110,0	39,0	60,0	70,0	90,0	19,0	2,0	9,0	19,0	5,0
CC-1B	32,0	0,5	329,0	359,0	1008,0	19,0	93,0	110,0	46,0	70,0	80,0	90,0	19,0	2,0	2,5	18,0	5,0
CC-2	14,0	0,5	176,0	390,0	354,0	22,0	164,0	10,0	22,0	10,0	60,0	90,0	20,0	2,0	50,0	77,0	9,0
CC-3A	11,0	1,0	111,0	627,0	636,0	21,0	205,0	10,0	13,0	10,0	10,0	80,0	20,0	2,0	2,5	65,0	10,0
CC-3B	3,0	2,0	45,0	783,0	810,0	23,0	233,0	10,0	6,0	10,0	10,0	100,0	21,0	2,0	2,5	60,0	12,0
FF-1	13,0	2,0	102,0	536,0	120,0	31,0	382,0	30,0	10,0	10,0	5,0	40,0	18,0	2,0	9,0	89,0	13,0
FF-2	18,0	2,0	154,0	494,0	143,0	36,0	199,0	30,0	11,0	10,0	20,0	50,0	17,0	2,0	2,5	61,0	14,0
GM-1	3,0	0,5	17,0	198,0	293,0	9,0	52,0	10,0	0,5	10,0	5,0	15,0	2,0	0,5	2,5	7,0	1,0
GM-2	3,0	0,5	16,0	77,0	224,0	8,0	72,0	10,0	0,5	10,0	10,0	15,0	2,0	0,5	2,5	15,0	1,0
FC-1	2,0	0,5	21,0	45,0	349,0	7,0	24,0	10,0	0,5	10,0	5,0	40,0	1,0	0,5	2,5	9,0	1,0
CF1	5,0	2,0	25,0	744,0	179,0	28,0	291,0	10,0	4,0	10,0	5,0	50,0	22,0	1,0	2,5	149,0	11,0
CF2	4,0	2,0	23,0	704,0	136,0	28,0	276,0	10,0	4,0	10,0	5,0	50,0	20,0	1,0	2,5	140,0	17,0
CF3	23,0	2,0	208,0	1654,0	174,0	58,0	350,0	100,0	26,0	60,0	5,0	120,0	32,0	3,0	10,0	237,0	28,0
CF4	14,0	4,0	180,0	847,0	36,0	28,0	116,0	70,0	22,0	40,0	20,0	140,0	27,0	2,0	68,0	186,0	15,0
RD-01	4,0	3,0	2,5	932,0	63,0	43,0	227,0	10,0	0,5	10,0	5,0	60,0	16,0	2,0	2,5	164,0	14,0

Las unidades están dadas en ppm.

Geoquímica de Roca total de las rocas fuente. Elementos de tierras raras y elementos traza. Las Unidades esta dadas en ppm.

SAMPLE	Mo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
CS1	1,0	0,6	0,1	2,0	0,7	2,9	29,0	62,4	7,4	30,7	7,1	1,6	6,4	1,1	6,5	1,4	4,3	0,7	4,7	0,8	5,6	0,6	3,0	0,2	17,0	0,2	8,9	2,5
AC12	1,0	0,3	0,1	0,5	0,3	0,8	6,9	16,6	2,2	10,3	2,7	0,8	2,5	0,4	2,5	0,5	1,4	0,2	1,4	0,2	1,9	0,2	0,5	0,1	2,5	0,2	0,9	0,2
AC17	1,0	0,3	0,1	1,0	0,3	0,3	11,2	25,8	3,5	16,6	4,2	1,4	4,4	0,7	4,4	0,9	2,5	0,4	2,4	0,4	2,4	0,1	0,5	0,1	6,0	0,2	1,8	0,5
PAL14	1,0	0,9	0,1	2,0	0,3	1,1	37,5	73,4	8,6	33,4	7,0	1,8	6,1	1,0	6,4	1,3	4,1	0,7	4,5	0,8	7,3	1,3	0,5	0,1	19,0	0,2	11,0	2,9
PAL35	1,0	0,3	0,1	0,5	12,7	4,8	21,7	38,5	4,0	13,5	2,6	0,5	2,1	0,4	2,3	0,5	1,5	0,3	1,9	0,3	4,6	0,6	0,5	0,1	19,0	0,2	20,6	4,7
PAL41	1,0	0,3	0,1	2,0	5,1	0,3	12,5	28,0	3,6	16,1	4,0	1,2	3,8	0,6	3,8	0,7	2,1	0,3	2,1	0,3	2,8	0,2	0,5	0,1	12,0	0,7	4,1	1,3
LL1	10,0	0,3	0,1	2,0	1,4	1,2	16,9	32,6	5,1	20,7	5,3	0,6	5,4	0,9	5,8	1,2	3,6	0,6	3,9	0,7	2,7	0,3	1,0	0,4	11,0	0,2	3,2	1,4
CH-1	1,0	0,7	0,1	0,5	1,2	2,2	27,6	56,2	6,7	26,7	5,3	1,2	4,2	0,6	3,7	0,7	2,1	0,3	2,2	0,3	4,5	0,3	0,5	0,3	21,0	0,2	4,9	1,4
CH-2	1,0	0,7	0,1	0,5	0,3	0,3	32,6	68,0	7,8	29,7	5,3	1,0	3,7	0,5	3,1	0,6	2,0	0,3	2,0	0,3	4,6	0,3	0,5	0,2	16,0	0,2	4,9	1,2
CL-3	1,0	0,3	0,1	0,5	0,3	0,3	26,3	52,6	5,6	23,1	4,6	1,3	3,7	0,6	3,2	0,6	1,8	0,3	1,8	0,3	3,8	0,5	0,5	0,1	9,0	0,2	3,7	1,2
CL-11	1,0	0,3	0,1	1,0	0,9	2,9	19,6	39,8	4,0	15,3	3,3	0,6	2,7	0,4	2,6	0,5	1,4	0,2	1,5	0,3	2,7	0,9	0,5	0,4	16,0	0,2	5,2	2,0
CL-13	1,0	0,3	0,1	1,0	0,3	3,5	19,3	38,8	3,9	14,1	3,2	0,5	2,7	0,4	2,5	0,5	1,6	0,2	1,7	0,3	2,6	1,0	0,5	0,4	11,0	0,2	7,0	1,9
I1	1,0	0,3	0,1	7,0	0,3	5,0	24,0	62,6	6,2	25,9	6,3	0,2	5,9	1,2	8,4	2,0	6,8	1,2	9,0	1,4	5,3	3,1	2,0	1,7	18,0	0,2	31,8	3,5
CC-1A	1,0	0,3	0,1	1,0	0,3	0,6	9,0	21,6	2,9	13,9	3,7	1,3	3,8	0,6	3,5	0,7	1,9	0,3	1,8	0,3	2,0	0,3	0,5	0,1	2,5	0,2	0,6	0,3
CC-1B	1,0	0,3	0,1	1,0	0,3	0,3	10,3	24,6	3,3	15,7	4,2	1,4	4,2	0,7	3,8	0,7	2,0	0,3	1,9	0,3	2,3	0,3	0,5	0,1	2,5	0,2	0,7	0,2
CC-2	1,0	0,3	0,1	1,0	0,3	5,7	21,6	45,7	5,4	24,3	5,3	1,6	4,8	0,7	4,2	0,8	2,3	0,3	2,0	0,3	3,7	0,5	0,5	0,1	2,5	0,2	1,7	0,6
CC-3A	1,0	0,3	0,1	1,0	0,3	1,1	30,4	60,4	6,7	27,6	5,5	1,7	4,7	0,7	3,9	0,8	2,2	0,3	2,2	0,4	4,5	0,8	0,5	0,2	8,0	0,2	4,1	1,2
CC-3B	1,0	0,6	0,1	2,0	0,3	0,8	33,9	69,0	7,8	31,3	6,0	2,0	5,0	0,7	4,2	0,8	2,4	0,4	2,5	0,4	4,9	0,8	0,5	0,2	7,0	0,2	3,3	1,2
FF-1	1,0	1,1	0,1	3,0	0,6	2,2	36,6	74,8	8,3	33,0	6,9	1,3	5,8	1,0	5,8	1,2	3,4	0,5	3,5	0,6	9,8	0,9	2,0	0,2	8,0	0,2	12,1	3,4
FF-2	4,0	0,5	0,1	3,0	1,5	1,8	40,2	83,4	10,7	42,0	9,3	1,4	7,5	1,2	6,9	1,3	3,6	0,5	3,4	0,5	5,5	1,1	1,0	0,2	2,5	0,2	8,8	2,9
GM-1	2,0	0,3	0,1	0,5	0,3	0,3	6,4	10,6	1,3	5,3	1,1	0,2	1,0	0,2	0,9	0,2	0,6	0,1	0,6	0,1	1,1	0,1	0,5	0,1	2,5	0,2	1,3	6,6
GM-2	1,0	0,3	0,1	0,5	0,3	0,8	5,2	9,4	1,1	4,7	0,9	0,2	0,9	0,2	0,9	0,2	0,6	0,1	0,6	0,1	1,6	0,1	0,5	0,1	6,0	0,2	1,6	1,8
FC-1	1,0	0,3	0,1	0,5	0,3	0,9	5,2	6,7	0,8	3,6	0,6	0,1	0,6	0,1	0,6	0,1	0,4	0,1	0,4	0,1	0,5	0,1	0,5	0,1	2,5	0,2	0,8	3,9
CF1	1,0	0,8	0,1	2,0	0,3	2,4	73,7	135,0	12,7	42,4	7,4	1,0	5,8	0,9	5,1	1,0	2,9	0,4	2,8	0,5	7,6	0,7	0,5	0,5	18,0	0,2	18,1	3,6
CF2	1,0	0,8	0,1	3,0	0,3	4,2	92,0	171,0	15,9	53,8	9,0	1,0	6,6	1,0	5,5	1,0	2,9	0,4	2,7	0,4	7,3	1,2	0,5	0,4	20,0	0,2	19,2	2,7
CF3	1,0	1,1	0,1	5,0	0,3	12,5	71,8	146,0	16,1	62,1	12,7	2,2	11,0	1,8	10,7	2,0	5,9	0,9	5,9	0,9	9,4	2,1	2,0	1,1	27,0	0,2	18,3	5,0
CF4	1,0	0,3	0,1	5,0	0,3	9,0	50,4	98,9	10,7	41,2	8,3	1,5	6,5	1,0	5,4	1,0	3,0	0,4	2,8	0,5	3,1	1,2	1,0	0,8	13,0	0,2	12,7	3,6
RD-01	1,0	0,6	0,1	3,0	0,3	1,7	49,6	98,1	9,9	34,8	7,1	0,9	6,1	1,1	6,8	1,4	4,4	0,7	5,0	0,9	6,8	1,2	0,5	0,7	24,0	0,2	21,3	2,7

Geoquímica de Roca total de las rocas fuente del Mesozoico. Elementos Mayores en %.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	FeOT	Fe ₂ O ₃ T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
BUS 79	50,9	0,9	18,9	3,9	3,2	6,7	7,5	0,1	2,9	4,9	5,1	2,3	0,4
BUS 77	55,4	0,9	16,7	5,2	2,9	7,6	8,4	0,2	4,2	5,2	3,5	3,2	0,2
BUS 78	65,7	0,5	14,7	6,2	1,1	6,7	7,5	0,1	1,3	1,6	3,3	4,4	0,1
BUS 73	70,5	0,3	13,2	2,1	0,3	2,1	2,4	0,1	0,1	2,7	2,6	5,4	0,4
BUS 69	49,4	0,7	17,8	7,7	2,4	9,4	10,4	0,3	5,8	4,1	4,2	3,0	0,1
BUS 71	50,5	0,9	17,9	3,5	5,4	8,6	9,6	0,4	5,0	6,9	3,0	1,9	0,2
BUS 68	52,8	0,9	16,3	3,8	4,9	8,3	9,2	0,3	4,2	5,9	2,9	3,9	0,4
BUS 19	50,4	0,9	19,4	5,8	3,7	9,0	10,0	0,2	3,3	7,9	3,7	2,3	0,2
BUS 43	48,7	1,0	16,3	4,3	5,6	9,4	10,4	0,5	4,1	7,4	3,0	2,3	0,3
BUS 26	51,5	0,9	16,3	3,5	5,6	8,7	9,7	0,2	5,4	8,8	2,4	2,2	0,2
BUS 35	51,8	1,0	17,6	3,8	5,6	9,0	10,0	0,3	3,9	8,0	2,8	2,4	0,3
BUS 38	52,6	0,9	15,8	5,3	4,4	9,1	10,1	0,2	5,0	8,4	2,4	2,7	0,3
BUS 7	53,8	0,9	16,4	3,3	5,5	8,5	9,4	0,2	4,2	8,0	2,8	2,1	0,2
BUS 4	54,4	0,8	17,8	3,2	3,9	6,8	7,5	0,4	2,5	6,0	2,9	3,9	0,3
BUS 14	67,0	0,6	14,6	4,7	0,3	4,5	5,1	0,0	0,1	0,3	4,7	5,0	0,2
BUS 63	47,8	1,3	17,0	8,1	3,3	10,6	11,8	0,7	4,4	3,5	4,4	3,1	0,5
BUS 54	50,6	1,2	17,5	3,0	5,0	7,7	8,5	0,3	5,5	4,4	4,2	3,4	0,3
BUS 65	55,5	0,8	18,1	6,9	1,6	7,8	8,7	0,2	2,4	6,5	3,5	1,7	0,3
BUS 57	55,7	0,7	18,1	3,7	3,8	7,2	8,0	0,2	2,9	5,9	4,2	1,6	0,2
BUS 55	56,5	0,7	17,4	6,2	1,9	7,6	8,4	0,2	2,8	5,7	4,2	2,3	0,2
BUS 61	56,4	0,7	19,0	3,9	3,1	6,6	7,4	0,2	2,6	6,5	3,7	1,4	0,3
BUS 60	63,2	0,7	16,6	5,1	0,4	4,9	5,5	0,1	0,2	3,6	6,5	0,9	0,3
VAL 46	60,3	1,2	16,2	2,2	1,9	3,9	4,3	0,1	3,1	3,5	2,5	4,6	0,6
VAL 45	51,0	1,0	19,1	2,7	4,6	7,1	7,9	0,1	3,4	8,2	3,7	1,9	0,4
VAL42	52,1	1,1	18,0	1,6	6,2	7,7	8,5	0,2	3,3	6,5	3,5	3,0	0,4
VAL 49	51,6	1,2	17,9	1,5	5,8	7,1	7,9	0,2	2,9	6,6	3,1	3,7	0,3
VAL43	53,9	1,0	17,5	1,8	5,7	7,3	8,1	0,1	3,1	7,5	3,9	1,6	0,5
VAL 44	53,8	1,1	17,8	1,4	5,9	7,2	8,0	0,1	3,1	5,9	3,6	3,0	0,4
VAL 68	55,1	1,2	17,3	4,7	3,4	7,7	8,5	0,2	3,1	7,3	3,7	2,1	0,2
VAL 61	55,7	1,2	19,0	5,3	2,1	6,9	7,7	0,2	1,5	5,5	4,8	1,3	0,2
VAL 66	56,5	0,9	19,5	3,1	2,7	5,5	6,1	0,2	1,8	6,1	4,2	2,5	0,2
YES 10	53,6	0,7	19,2	3,5	4,6	7,8	8,6	0,2	3,5	2,2	6,2	2,0	0,4
MEL21	29,0	53,9	0,8	17,2	2,8	4,9	7,4	8,3	0,2	4,3	7,2	2,7	3,7
MEL21	29,0	53,9	0,8	17,2	2,8	4,9	7,4	8,3	0,2	4,3	7,2	2,7	3,7
MEL22	29,0	56,7	0,9	17,2	2,6	4,6	6,9	7,7	0,2	3,1	4,3	3,8	3,2
MEL 12	29,0	64,1	0,0	15,6	6,5	0,5	6,4	7,1	0,1	1,0	0,7	6,4	0,8
VAL187	29,0	52,1	18,3	5,2	3,2	0,1	3,1	3,4	4,0	8,8	3,2	1,7	0,9
VAL 21	29,0	51,6	19,0	4,8	2,6	0,1	2,4	2,7	5,1	2,8	3,5	3,8	1,0
VAL 8	29,0	55,2	16,6	4,5	2,9	0,1	2,7	3,0	4,9	6,9	2,9	3,0	1,0
VAL182	29,0	54,6	16,4	6,1	2,1	0,1	2,0	2,2	4,3	6,5	2,9	2,9	1,0
VAL 184	29,0	55,9	16,9	3,3	3,1	0,1	2,8	3,2	4,4	6,9	2,7	3,1	1,0
VAL 81	29,0	56,8	16,1	3,1	1,9	0,1	1,8	2,0	4,1	2,5	4,4	3,4	1,1

Geoquímica de Roca total de las rocas fuente del Cenozoico. Elementos Mayores en %.

muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	FeO ^T	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
VAL 93	49,2	1,6	16,7	6,2	3,7	9,2	10,2	0,4	6,1	5,4	4,6	2,0	0,1
VAL 99	48,4	1,4	19,5	5,8	3,2	8,4	9,4	0,2	3,7	8,6	3,7	1,4	2,0
VAL117	51,4	1,8	16,4	7,0	3,6	9,9	11,0	0,2	3,4	7,4	3,6	0,4	0,7
MV58	48,6	1,4	20,5	9,5	1,2	9,8	10,9	0,1	3,6	7,5	3,5	0,6	0,3
MV66	46,2	1,0	18,6	8,4	2,3	9,8	10,9	0,2	6,4	11,3	2,8	0,4	0,1
VAL126	51,8	1,2	17,9	6,5	3,9	9,8	10,9	0,2	3,8	7,6	3,7	1,1	0,3
VAL133	58,4	0,9	18,6	4,0	1,5	5,2	5,7	0,1	1,1	4,7	5,5	2,4	0,5
MV83	49,9	1,5	18,7	5,9	4,5	9,8	10,9	0,2	4,0	8,5	3,4	0,8	0,3
VAL138	63,6	0,7	17,2	3,9	0,6	4,1	4,6	0,1	0,7	3,1	5,3	3,0	0,3
VAL139	67,2	0,5	13,9	2,4	1,8	3,9	4,3	0,1	1,2	3,7	2,8	1,8	0,1
MV175	67,1	0,4	14,2	2,3	2,0	4,1	4,6	0,2	0,8	5,9	0,9	1,5	0,1
RB18	58,7	1,3	17,0	5,1	1,8	6,5	7,2	0,2	1,2	4,7	4,5	2,9	0,6
VAL144	56,2	1,4	17,1	6,7	1,4	7,3	8,2	0,2	1,6	5,5	5,0	1,3	0,6
VAL149	55,9	1,3	16,6	6,4	1,6	7,3	8,2	0,2	1,6	4,5	4,9	2,2	0,7
VAL159	49,8	1,2	18,1	5,3	4,3	9,1	10,1	0,2	4,1	8,9	3,5	0,9	0,4
MV126	49,0	1,2	19,9	6,7	3,6	9,6	10,7	0,2	3,5	8,8	3,9	1,0	0,3
VAL163	49,7	1,3	17,4	4,9	5,2	9,5	10,6	0,2	5,1	8,6	3,2	1,1	0,3
MV154	51,1	1,2	19,7	5,0	3,9	8,3	9,3	0,2	3,2	8,9	3,5	1,3	0,1
RB9	55,2	0,9	18,5	4,7	3,4	7,7	8,6	0,2	1,6	7,8	4,2	1,5	0,3
RB17	55,3	1,2	17,0	4,2	4,7	8,5	9,5	0,1	3,0	7,1	3,4	1,7	0,3
MV60	55,6	0,9	18,7	4,0	3,7	7,3	8,1	0,2	2,4	3,2	6,3	1,9	0,4
RB22	53,4	1,1	18,9	4,8	4,7	9,0	10,0	0,2	3,7	7,8	4,1	0,9	0,2
VAL129	47,2	1,3	19,1	6,3	5,4	11,0	12,3	0,2	4,1	10,3	2,7	0,9	0,2
T1P002+	72,6	0,3	14,4	1,6	1,6	3,1	3,4	0,0	0,9	0,0	2,7	3,3	0,1
T1P003'	61,4	1,0	17,2	4,3	3,0	6,9	7,6	0,1	1,8	0,9	4,0	3,2	0,3
T1P005	57,8	0,8	16,9	2,6	5,6	8,0	8,8	0,1	2,6	1,2	5,5	3,0	0,5
T1P008	57,7	0,8	18,4	3,4	4,1	7,1	7,9	0,2	2,5	1,0	6,8	2,2	0,3
T1P010	59,7	1,3	18,4	2,7	2,8	5,2	5,7	0,1	1,0	0,8	6,9	4,3	0,5
T1P012	52,2	1,3	18,3	4,8	3,3	7,6	8,4	0,1	4,4	2,6	7,6	0,1	0,3
T1P002	49,8	1,1	17,1	6,8	4,4	10,5	11,7	0,2	4,5	3,5	5,9	0,7	0,2
T3P002	59,0	0,9	18,2	6,0	1,1	6,5	7,2	0,1	1,2	5,2	5,4	1,5	0,2
T2P008'	53,3	1,4	18,4	6,9	1,7	8,0	8,8	0,1	3,9	4,9	3,8	2,0	0,4
T2P009'	57,6	1,8	15,5	5,0	4,4	8,9	9,9	0,1	2,2	3,1	4,1	2,7	0,8
T2P010	72,0	0,2	14,5	1,1		1,0	1,1	0,0	0,2	2,3	4,4	1,6	0,1
T3P003	51,1	1,3	19,4	5,8	3,2	8,4	9,4	0,1	3,2	8,6	3,7	1,6	0,4
T3P004	51,2	1,6	18,3	5,0	3,9	8,4	9,4	0,3	3,7	8,1	3,3	1,9	0,5
T5P003	50,4	1,3	17,3	6,3	3,8	9,4	10,5	0,2	3,8	8,9	3,3	1,7	0,5
T6P001	73,7	0,2	15,1	1,0	0,3	1,2	1,3	0,0	0,2	0,1	5,1	3,4	0,0
T6P004	51,5	1,1	18,7	4,5	5,0	9,0	10,0	0,2	3,4	7,6	3,5	1,0	0,3
T6P005	75,1	0,1	14,5	0,6	0,3	0,8	0,9	0,0	0,2	0,1	4,7	3,3	0,0
T4P002	55,1	0,9	17,7	5,7	1,7	6,8	7,6	0,2	3,3	4,5	4,8	3,4	0,3
T4P004	60,7	0,6	16,1	4,2	1,2	5,0	5,6	0,1	2,8	5,9	3,4	1,1	0,2
T4P007	54,3	0,9	17,3	5,4	2,4	7,2	8,0	0,2	3,9	4,9	5,4	2,4	0,3
T4P008	51,3	1,2	18,4	3,8	4,5	7,9	8,8	0,2	4,6	8,9	3,4	0,6	0,2
T4P008A	48,3	1,0	17,4	4,9	4,4	8,8	9,8	0,1	5,8	8,0	4,8	0,8	0,2
T4P008B	52,2	0,9	19,3	4,9	3,0	7,4	8,2	0,2	3,8	7,4	3,9	1,4	0,3
T4P011	56,6	0,7	18,5	4,3	2,6	6,4	7,2	0,2	2,9	6,7	4,2	1,4	0,3
T4P013	53,7	0,9	18,0	4,9	2,4	6,8	7,6	0,2	3,8	6,9	3,7	0,7	0,2
T4P007	55,4	0,9	17,5	4,8	2,4	6,7	7,5	0,1	3,1	5,3	4,8	3,0	0,3
T4P012	55,4	1,1	16,0	4,7	2,6	6,8	7,6	0,3	2,5	5,1	3,8	3,1	0,7

Geoquímica de Roca total de las rocas fuente del Cenozoico. Elementos Mayores en %.

muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	FeO ^T	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
T4P013A	59,6	0,6	16,3	3,7	0,9	4,2	4,6	0,1	1,2	4,1	3,8	4,5	0,3
T2P017	49,7	0,9	19,2	4,0	4,3	7,9	8,7	0,1	5,7	10,6	3,1	0,9	0,2
T3P001	66,6	0,5	16,8	1,8	1,7	3,3	3,7	0,0	1,1	2,9	4,4	3,3	0,1
JC82	70,6	0,3	13,5	0,8	0,8	1,5	1,7	0,1	0,4	1,3	4,6	2,8	0,0
JC73	53,1	0,9	18,0	3,0	4,1	6,8	7,6	0,1	3,8	8,3	4,1	1,4	0,3
JC76	54,8	0,9	17,8	6,2	2,1	7,6	8,5	0,1	2,8	7,3	4,0	1,6	0,2
JC85	54,5	0,9	17,1	3,6	5,0	8,2	9,1	0,2	3,5	7,5	3,8	1,5	0,2
JC88	58,5	0,9	16,9	2,1	4,5	6,4	7,1	0,1	3,2	6,1	4,3	1,6	0,2
JC125	51,5	0,9	17,3	4,1	4,9	8,6	9,5	0,2	5,1	8,9	3,0	0,7	0,2
LV1401	62,5	1,0	15,6	3,4	2,1	5,1	5,7	0,2	2,0	4,0	4,7	1,9	0,4
J5103	52,3	1,0	17,7	3,9	5,5	9,0	10,0	0,2	4,7	7,9	3,3	1,1	0,2
J5105	53,5	0,9	17,9	3,7	5,0	8,3	9,2	0,2	4,4	7,4	3,3	1,1	0,2
J5111	52,5	1,0	17,5	3,3	5,9	8,9	9,9	0,1	4,4	7,8	3,5	1,0	0,2
J5113	54,8	0,9	18,9	3,6	3,9	7,2	7,9	0,2	3,3	7,1	3,4	1,5	0,2
J5118	55,0	0,9	18,3	4,0	4,2	7,8	8,6	0,2	3,8	6,7	3,6	1,4	0,2
J5128	52,8	1,2	18,9	5,2	3,0	7,7	8,6	0,2	3,1	7,2	3,8	1,3	0,3
J5130	54,2	1,2	18,5	3,6	5,3	8,5	9,4	0,2	3,0	7,5	4,1	1,1	0,3
J5135	57,6	1,4	16,5	4,7	3,1	7,3	8,1	0,3	2,6	5,5	4,2	1,5	0,4
J5146	52,1	1,0	18,0	4,7	4,5	8,7	9,6	0,2	3,7	8,5	3,1	1,1	0,2
J5150	58,2	1,0	16,5	2,7	4,6	7,1	7,8	0,2	2,5	6,6	3,3	0,4	0,2
LV1534	79,5	0,1	10,4	0,9	0,6	1,4	1,6	0,0	0,1	0,6	3,1	3,9	0,0
JC131	55,3	0,9	16,7	3,9	2,8	6,3	7,0	0,1	4,2	7,0	3,5	1,7	0,2
5129,0	53,8	1,1	18,2	4,1	5,0	8,6	9,6	0,2	3,0	7,5	3,5	1,1	0,3
5131,0	53,3	1,2	18,8	3,5	5,6	8,8	9,8	0,2	3,0	7,5	3,7	1,1	0,3
GSIV.2-1	55,2	1,0	19,5	4,9	2,0	6,4	7,1	0,2	2,2	5,9	4,4	1,1	0,4
GSIV.2-3	55,1	1,2	16,5	5,4	3,6	8,5	9,4	0,2	3,3	6,9	3,5	2,2	0,4
GSIV.2-4	59,7	1,1	15,1	8,4	1,2	8,8	9,8	0,1	1,9	3,5	5,0	1,9	0,4

Geoquímica de Roca total de las rocas fuente del Cenozoico. Elementos Mayores en %.

muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	FeO ^T	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
CV3	51,0	1,5	19,6			9,4	10,4	0,2	3,0	9,3	3,5	1,1	0,4
CA24	66,2	0,7	15,0			5,2	5,8	0,1	1,3	3,6	4,2	2,8	0,3
CA19	51,0	1,2	19,7			8,9	9,9	0,2	4,1	9,8	3,5	0,6	0,3
CA29	56,8	1,2	18,3			8,9	9,9	0,2	1,9	5,1	4,9	1,5	0,4
CA28	63,6	0,7	17,1			4,8	5,4	0,1	2,3	3,9	4,6	2,1	0,4
CA36	55,6	1,0	17,3			9,2	10,2	0,2	3,6	6,8	4,1	1,1	0,2
RB-07	49,9	1,4	17,0			11,7	13,0	0,2	3,8	9,1	3,1	0,6	0,3
RB-9B	50,5	1,6	16,3			11,7	12,9	0,2	3,8	8,8	3,6	0,5	0,4
RB-6A	58,5	0,7	15,5			7,4	8,2	0,1	3,6	6,2	3,4	2,0	0,3
FAR-1	53,8	1,1	18,1	2,6	6,4	8,8	16,2	0,2	4,5	8,1	3,3	1,5	0,3
FAR-6	58,2	0,9	18,5	2,4	5,1	7,3	13,2	0,2	2,6	5,9	3,8	2,2	0,2
FAR-155	65,9	0,8	15,7	2,3	3,8	5,9	10,3	0,1	0,8	3,5	4,2	2,6	0,3
FAR-48	63,5	0,7	16,9	2,2	3,9	5,9	10,4	0,2	1,6	4,9	3,8	2,3	0,2
FAR-51	72,6	0,4	15,4	1,4	1,0	2,2	3,4	0,2	0,5	1,6	4,2	2,7	0,1
RB-9	51,7	1,6	16,7	4,4	8,0	11,9	21,2	0,2	3,9	9,0	3,6	0,6	0,4
M-8	60,5	1,3	16,4	2,7	4,4	6,9	12,1	0,2	2,3	5,3	4,5	2,0	0,4
M-12	68,7	0,7	15,1	4,4	0,3	4,2	4,9	0,1	0,4	1,2	5,7	3,3	0,2
M-5	71,1	0,7	14,6	2,5	1,3	3,5	5,3	0,1	0,8	1,6	5,2	1,9	0,2
M-26	48,2	1,4	20,1	4,9	6,4	10,8	18,4	0,2	4,2	10,3	3,4	0,6	0,3
M-23	51,3	1,6	17,6	6,4	5,3	11,0	17,6	0,2	3,5	9,4	3,2	1,2	0,4
M-19	53,8	1,7	15,1	4,1	8,6	12,2	22,2	0,3	3,4	7,9	3,6	1,1	0,5
M-25	58,8	1,4	15,5	4,8	4,7	9,0	14,8	0,2	2,2	5,5	4,0	2,4	0,4
F-71	54,2	1,3	17,4	3,9	6,1	9,6	16,7	0,2	3,3	7,6	3,7	1,9	0,4
M-41	54,9	1,1	17,4	3,1	6,8	9,7	17,5	0,2	4,1	6,9	4,2	1,1	0,2
M-33	66,2	0,7	15,5	4,0	1,6	5,2	7,3	0,1	1,3	3,4	4,5	2,5	0,2
F-128	70,6	0,5	14,5	1,6	1,9	3,4	5,6	0,1	0,9	2,4	4,5	3,1	0,0
F-123	74,1	0,2	15,1	1,6	0,1	1,6	1,9	0,1	0,1	0,0	3,0	5,8	0,1
M-38	76,0	0,1	12,9	1,2	0,5	1,6	2,2	0,0	0,1	0,4	3,7	5,0	0,0
F-115	77,2	0,3	12,3	1,9	0,3	2,0	2,5	0,0	0,0	0,9	3,5	3,6	0,0
F-1	53,6	1,1	18,0	5,3	4,0	8,8	13,7	0,2	4,5	8,1	3,3	1,5	0,3
F-9	54,0	0,9	17,2	4,6	5,1	9,2	15,2	0,2	4,2	8,9	3,4	1,3	0,3
F-107	55,7	1,4	16,7	3,2	6,5	9,4	16,9	0,2	3,2	7,7	4,0	1,2	0,3
F-24	56,1	1,1	17,8	7,0	2,6	8,8	12,3	0,2	2,6	6,6	4,0	1,8	0,3
F-35	63,3	0,9	16,7	4,7	1,3	5,5	7,5	0,1	1,6	4,3	4,5	2,2	0,3
F-76	53,8	1,1	18,2	3,3	4,6	7,5	12,9	0,1	5,6	8,3	3,9	1,1	0,2
F-74	55,7	1,1	17,8	4,2	3,2	7,0	11,0	0,1	4,1	7,5	3,9	2,2	0,2
F-78	57,6	1,0	17,9	4,7	2,2	6,4	9,3	0,1	3,5	6,8	4,3	1,8	0,2
F-90	61,1	0,8	17,4	3,9	1,8	5,3	7,7	0,1	2,7	5,5	4,1	2,5	0,2
F-87	64,5	0,8	16,9	5,0	0,6	5,0	6,1	0,1	1,3	2,9	3,6	4,3	0,1
F-12	74,2	0,3	13,6	1,9	0,3	2,0	2,5	0,1	0,2	1,5	2,9	5,2	0,0
CA13	56,0	1,0	17,7			7,1	7,8	0,3	4,4	5,7	4,5	2,3	0,3

Geoquímica de Roca total de las rocas fuente del Cenozoico. Elementos Mayores en %.

muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	FeO ^T	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
VV88 M	46,0	1,7	17,3	11,3			11,3	0,2	6,9	10,2	3,6	1,0	0,3
W8.11	49,3	1,2	18,4	9,0			9,0	0,3	4,7	7,9	3,9	2,6	0,5
V4	55,2	0,8	16,0	6,3			6,3	0,1	1,8	8,8	3,5	2,1	0,3
v0	58,3	0,7	18,2	5,3			5,3	0,1	0,8	5,8	4,3	2,3	0,3
V2	59,2	0,7	17,0	5,5			5,5	0,1	3,0	5,5	4,6	2,3	0,3
V7	48,0	1,4	17,8	9,7			9,7	0,2	4,5	7,9	4,5	1,5	0,3
V3	46,6	1,7	16,7	11,0			11,0	0,2	7,5	10,1	3,1	1,2	0,3
V3T	46,6	1,7	16,2	10,7			10,7	0,3	6,8	10,9	2,5	1,2	0,3
VT0B	67,1	0,1	12,3	1,0			1,0	0,0	0,5	0,7	3,7	3,0	7,0
VM1	62,7	0,8	16,2	5,0			5,0	0,1	2,6	4,2	4,3	3,7	0,2
VM2	60,0	0,9	16,9	6,1			6,1	0,1	3,7	5,8	4,5	2,5	0,3
VM3	63,8	0,8	16,2	5,0			5,0	0,1	2,6	4,3	4,2	3,7	0,2
VM4	65,4	0,7	16,5	3,8			3,8	0,1	1,4	3,3	4,4	4,0	0,2
VM	62,2	0,8	15,9	5,2			5,2	0,1	2,7	4,3	4,2	3,6	0,2
VM6	59,9	0,8	17,9	5,6			5,6	0,1	2,1	5,5	4,6	2,2	0,3
VM7	63,7	0,8	16,1	4,9			4,9	0,1	2,5	4,2	4,3	3,8	0,3
VI	61,7	0,7	17,3	5,3			5,3	0,1	2,7	4,9	4,8	2,6	0,3
V2	61,7	0,7	17,4	5,2			5,2	0,1	2,6	4,9	4,8	2,6	0,3
V3	64,9	0,7	17,3	5,2			5,2	0,1	2,6	4,9	4,8	2,5	0,3

Geoquímica de Roca total de las rocas fuente del Grupo Choiyoi. Elementos Mayores en %.

muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	FeO ^T	Fe ₂ O ₃ ^T	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
11	74,7	0,2	13,5	1,9			1,9	0,0	0,4	1,1	3,4	4,8	0,1
119	75,1	0,1	13,5	1,8			1,8	0,0	0,2	0,9	4,0	4,3	0,0
22	70,6	0,3	15,5	2,6			2,6	0,1	0,2	1,2	4,0	5,5	0,1
20	76,8	0,1	12,7	2,0			2,0	0,0	0,1	0,5	3,1	4,7	0,0
133	76,9	0,1	12,4	1,3			1,3	0,0	0,1	0,6	3,8	4,8	0,0
116	73,3	0,2	14,1	1,9			1,9	0,0	0,2	1,1	4,2	5,1	0,1
122	76,8	0,1	12,5	1,6			1,6	0,0	0,1	0,6	3,4	4,9	0,0
24	70,4	0,2	15,3	2,7			2,7	0,1	0,1	0,9	4,6	5,8	0,0
paj2	47,7	1,6	17,0	12,1			12,1	0,2	5,5	9,1	2,7	1,9	0,3
paj1	51,1	1,5	15,9	11,4			11,4	0,2	5,5	6,9	3,4	2,3	0,4
paj5	55,9	1,2	17,6	10,2			10,2	0,1	0,8	3,1	5,2	4,2	0,5
paj3	54,4	1,3	19,4	8,6			8,6	0,1	2,0	4,9	4,6	3,9	0,5
paj6	56,7	1,2	17,6	7,8			7,8	0,0	1,1	4,2	5,6	3,6	0,4
cm1	58,6	1,0	15,9	7,4			7,4	0,1	2,2	4,1	2,9	4,2	0,2
paj4	64,7	0,9	13,9	7,3			7,3	0,1	0,5	3,2	5,2	2,0	0,5
V12	51,6	9,2	15,1	0,1			0,1	9,4	8,7	3,1	1,1	0,9	0,2
98-7	49,7	9,1	15,3	0,1			0,1	9,8	8,0	3,1	0,9	1,0	0,2
312	56,7	1,0	17,5	7,8			7,8	0,1	2,3	6,5	3,3	1,6	0,3
308	58,9	1,1	15,2	5,6			5,6	0,1	1,1	6,9	3,7	3,5	0,4
301	60,8	0,6	18,1	5,2			5,2	0,1	0,7	2,3	7,9	2,6	0,3
318	51,6	1,4	16,0	8,7			8,7	0,1	5,0	7,4	3,4	1,7	0,4
320	75,6	0,1	11,7	1,5			1,5	0,0	0,1	1,2	0,3	5,5	0,0
305	76,2	0,1	11,2	1,8			1,8	0,0	0,1	0,7	1,7	6,7	0,0
311	65,7	0,6	15,2	2,3			2,3	0,0	0,9	1,9	5,4	4,1	0,1
313	77,3	0,1	11,8	1,3			1,3	0,0	0,2	0,6	3,7	4,3	0,0

Anexo 3.

Minerales Pesados. Anfíbolos de la cuenca del Alto Tunuyán. Óxidos (%).

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	F	Total
CL4	45,499	1,280	9,452	0,000	14,008	10,483	0,322	13,266	1,674	0,389	2,020	0,000	98,393
CL4	45,774	1,377	9,528	0,000	14,138	10,069	0,375	12,814	1,715	0,353	1,913	0,234	98,290
CL4	47,352	1,417	7,878	0,000	14,090	10,310	0,341	13,478	1,504	0,384	1,970	0,136	98,860
CL4	42,032	4,034	11,259	0,008	13,380	11,153	0,122	11,773	2,581	0,610	1,987	0,065	99,004
CL4	45,878	1,431	9,487	0,024	13,583	10,262	0,254	13,506	1,858	0,468	1,904	0,261	98,916
CL4	44,783	1,378	10,165	0,000	13,341	10,640	0,323	13,261	1,825	0,470	1,917	0,199	98,302
CL4	45,252	1,487	9,910	0,000	13,314	10,210	0,316	13,240	1,877	0,413	1,882	0,277	98,178
CL8	42,742	1,818	11,161	0,000	11,915	11,145	0,538	14,174	1,896	0,800	1,953	0,068	98,210
CL8	43,614	3,062	9,993	0,074	13,960	11,022	0,278	11,521	2,450	0,842	1,931	0,188	98,935
CL8	45,579	1,322	9,880	0,000	13,749	10,431	0,502	13,144	1,739	0,443	1,933	0,204	98,926
CL8	42,459	2,060	12,440	0,043	13,318	11,398	0,146	11,808	2,108	0,689	1,924	0,192	98,585
CL8	46,604	1,084	7,995	0,019	12,998	11,035	0,401	14,073	1,542	0,529	2,009	0,000	98,289
CL8	43,153	1,837	11,389	0,008	14,110	11,460	0,112	11,418	2,288	0,497	2,005	0,025	98,302
CL8	44,333	1,394	10,457	0,000	12,790	10,311	0,331	14,145	1,830	0,501	1,933	0,145	98,170
CL9A	47,296	1,075	7,142	0,051	14,047	11,198	0,479	13,271	1,276	0,429	1,914	0,220	98,398
CL9A	42,006	2,218	12,614	0,017	13,840	11,199	0,125	11,574	2,626	0,432	2,003	0,034	98,688
CL9A	45,196	1,767	9,301	0,029	13,280	10,817	0,472	13,500	1,701	0,707	1,867	0,316	98,953
CL9A	42,713	2,871	10,682	0,018	12,638	10,832	0,307	13,581	2,447	0,709	1,971	0,063	98,832
CL9A	48,705	0,910	6,619	0,000	14,792	10,804	0,654	12,724	1,154	0,305	1,988	0,113	98,768
CL9A	47,089	1,115	7,529	0,013	13,608	11,016	0,374	13,625	1,378	0,515	1,972	0,093	98,327
CL9A	41,058	2,899	13,505	0,000	14,807	11,705	0,092	9,446	2,768	0,463	1,891	0,299	98,933
CL9A	48,506	0,887	6,336	0,029	14,479	11,047	0,511	12,871	1,344	0,333	1,925	0,220	98,488
CL9A	42,404	2,774	11,930	0,044	13,832	11,215	0,086	11,583	2,448	0,539	1,979	0,094	98,928
CL9B	42,996	2,238	12,983	0,103	15,913	11,520	0,035	8,054	2,720	0,413	1,814	0,523	99,312
CL9B	42,155	3,783	11,232	0,010	13,059	11,120	0,145	11,762	2,472	0,709	1,933	0,159	98,539
CL9B	47,758	1,092	7,374	0,000	14,054	11,148	0,420	13,249	1,385	0,451	1,971	0,137	99,039
CL9B	47,292	0,516	7,756	0,000	16,650	10,938	0,138	10,067	2,861	0,199	2,008	0,084	98,509
CL9B	49,610	0,463	5,429	0,000	17,056	10,754	0,153	10,446	2,411	0,198	2,013	0,093	98,626
CL9B	45,047	1,970	9,731	0,032	14,369	10,488	0,291	12,522	1,988	0,468	2,000	0,068	98,974
CL15	44,672	0,983	10,901	0,000	12,691	10,545	0,529	14,375	1,461	0,447	1,934	0,169	98,707
CL15	41,187	1,488	13,254	0,001	10,686	11,023	0,380	15,164	2,158	0,703	1,936	0,077	98,057
CL15	45,850	1,259	8,962	0,000	13,588	10,679	0,442	13,691	1,705	0,537	1,928	0,194	98,835
CL15	45,077	0,988	10,276	0,000	13,304	10,481	0,548	13,750	1,449	0,432	1,973	0,087	98,365
CL15	44,628	0,985	10,721	0,000	12,644	10,386	0,515	14,227	1,461	0,444	1,889	0,242	98,142
CL16B	41,105	2,767	12,867	0,027	14,241	11,457	0,115	10,822	2,703	0,463	1,963	0,114	98,644

Minerales Pesados. Análisis geoquímico de las anfíbulas de la cuenca del Alto Tunuyán. Oxidos (%)

Muestra	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	MgO	CaO	MnO	FeO	Na2O	K2O	H2O	F	Total
CM1	40,055	2,931	14,791	0,153	13,697	12,086	0,092	10,592	2,418	0,749	2,033	0,000	99,597
CM1	40,275	3,051	14,074	0,132	14,615	11,858	0,053	9,332	2,671	0,521	1,984	0,090	98,656
CM1	46,322	1,668	8,389	0,005	14,933	10,675	0,518	11,854	1,587	0,458	1,973	0,123	98,505
CM1	42,447	2,752	11,249	0,000	13,967	11,344	0,153	11,708	2,270	0,649	1,945	0,143	98,627
CM1	49,854	0,916	5,862	0,000	15,909	10,697	0,977	11,444	1,072	0,298	2,002	0,129	99,160
CM1	40,414	2,838	13,909	0,106	14,797	12,102	0,017	8,886	2,375	0,733	2,021	0,000	98,198
CM2	44,194	2,253	9,581	0,000	13,470	10,679	0,439	13,518	2,069	0,280	1,905	0,219	98,607
CM2	42,472	2,387	12,423	0,000	15,055	11,524	0,058	9,464	2,626	0,467	1,971	0,135	98,582
CM2	41,573	3,549	11,341	0,007	14,272	11,352	0,118	11,083	2,533	0,552	1,944	0,139	98,463
CM2	41,049	2,923	13,046	0,028	13,899	11,447	0,102	11,572	2,663	0,506	1,935	0,186	99,356
CM2	42,456	2,875	12,044	0,065	14,870	11,273	0,097	10,138	2,564	0,467	1,970	0,139	98,958
CM2	42,305	2,617	12,697	0,053	14,513	11,659	0,084	10,099	2,428	0,451	1,939	0,209	99,054
CM2	42,400	2,423	13,049	0,091	15,430	11,656	0,075	8,810	2,592	0,495	1,924	0,269	99,214
CM2	41,919	2,468	13,181	0,000	14,576	11,347	0,058	9,803	2,597	0,503	2,010	0,045	98,507
CM2	41,863	2,694	12,707	0,000	13,710	11,160	0,096	11,127	2,488	0,475	1,937	0,168	98,425
CM2	41,659	2,264	13,164	0,050	14,357	11,306	0,049	10,298	2,535	0,383	1,926	0,198	98,189
CM2	42,067	2,549	12,511	0,078	14,199	11,136	0,153	10,964	2,454	0,457	1,965	0,124	98,657
CM4	42,311	2,627	12,275	0,043	14,527	11,026	0,137	10,682	2,623	0,405	2,003	0,054	98,713
CM4	41,333	2,707	12,613	0,033	14,346	11,754	0,000	10,273	2,530	0,512	1,937	0,159	98,197
CM4	42,317	2,814	11,989	0,000	13,894	11,089	0,063	11,409	2,602	0,437	1,914	0,226	98,754
CM4	44,075	2,799	9,349	0,018	13,368	11,216	0,340	11,997	2,078	0,683	1,901	0,214	98,038
CM4	41,119	2,707	13,047	0,000	13,910	11,005	0,224	11,375	2,633	0,432	2,013	0,000	98,465
CM4	41,297	2,772	12,947	0,000	13,576	10,989	0,159	11,406	2,728	0,441	1,985	0,054	98,354
CM4	41,186	2,561	13,658	0,000	12,540	11,177	0,159	12,286	2,251	0,805	1,944	0,137	98,704
CM4	40,630	2,377	14,103	0,000	13,695	11,468	0,099	10,903	2,661	0,459	1,916	0,207	98,518
CM4	41,393	2,497	13,537	0,388	15,519	11,699	0,003	8,295	2,602	0,487	2,022	0,035	98,477
CM5	42,061	3,569	11,650	0,000	14,175	11,076	0,115	10,250	2,581	0,636	1,919	0,205	98,237
CM5	40,823	3,703	12,864	0,000	11,736	11,718	0,148	11,741	2,868	0,630	1,890	0,224	98,345
CM5	41,881	2,364	13,552	0,778	15,485	11,599	0,033	7,905	2,592	0,431	2,010	0,081	98,711
CM5	41,098	3,055	13,555	0,093	14,640	11,773	0,090	9,381	2,642	0,490	1,959	0,160	98,936
CM5	42,061	2,908	11,639	0,000	13,912	11,022	0,141	11,367	2,598	0,432	1,900	0,227	98,207
CM5	41,084	2,346	14,416	0,000	14,616	11,226	0,052	9,549	2,738	0,416	1,979	0,114	98,536
CM5	41,793	3,382	11,738	0,015	14,334	11,386	0,107	10,550	2,599	0,519	1,966	0,110	98,499
CM5	41,451	2,872	12,577	0,000	13,826	11,107	0,156	10,997	2,658	0,405	1,986	0,050	98,085
CM5	40,838	2,908	13,256	0,000	13,928	11,725	0,022	10,280	2,586	0,566	1,926	0,179	98,214
CM5	41,986	2,993	12,346	0,071	14,261	11,385	0,176	10,387	2,590	0,507	1,954	0,154	98,810

Hornblendas de la cuenca del Alto Tunuyán calculadas sobre la base de 23 O (según Leake et al., 1997)

Muestra	Si	Al ^{IV}	sumT	Al ^{VI}	Ti	Fe ³⁺	Cr	Mg	Ni	Fe ²⁺	Mn
CM1	6,76	1,240	8,000	0,203	0,183	0,506	0,001	3,249	0,000	0,859	0,000
CM1	7,18	0,820	8,000	0,175	0,099	0,415	0,000	3,416	0,000	0,895	0,000
CM2	6,53	1,472	8,000	0,196	0,250	0,476	0,000	2,966	0,000	1,112	0,000
CL4	6,67	1,333	8,000	0,300	0,141	0,577	0,000	3,060	0,000	0,921	0,000
CL4	6,69	1,309	8,000	0,333	0,151	0,612	0,000	3,081	0,000	0,823	0,000
CL4	6,9	1,101	8,000	0,251	0,155	0,522	0,000	3,060	0,000	1,010	0,000
CL4	6,71	1,292	8,000	0,343	0,157	0,508	0,003	2,961	0,000	1,028	0,000
CL4	6,61	1,394	8,000	0,373	0,153	0,471	0,000	2,934	0,000	1,070	0,000
CL4	6,67	1,335	8,000	0,385	0,165	0,497	0,000	2,924	0,000	1,029	0,000
CL8	6,65	1,346	8,000	0,354	0,145	0,547	0,000	2,992	0,000	0,961	0,000
CL8	6,91	1,094	8,000	0,302	0,121	0,318	0,002	2,872	0,000	1,385	0,000
CL8	6,56	1,438	8,000	0,386	0,155	0,539	0,000	2,822	0,000	1,097	0,000
CL9A	6,97	1,034	8,000	0,206	0,119	0,387	0,006	3,084	0,000	1,198	0,000
CL9A	6,66	1,339	8,000	0,276	0,196	0,402	0,003	2,918	0,000	1,205	0,000
CL9A	7,08	0,920	8,000	0,214	0,099	0,465	0,000	3,206	0,000	1,015	0,000
CL9A	6,95	1,052	8,000	0,258	0,124	0,363	0,002	2,993	0,000	1,261	0,000
CL9A	7,11	0,893	8,000	0,201	0,098	0,368	0,003	3,163	0,000	1,166	0,000
CL9B	6,98	1,020	8,000	0,250	0,120	0,358	0,000	3,062	0,000	1,210	0,000
CL9B	7,17	0,827	8,000	0,098	0,050	0,371	0,000	3,676	0,000	0,804	0,000
CL9B	6,57	1,429	8,000	0,243	0,216	0,522	0,004	3,125	0,000	0,891	0,000
CL15	6,56	1,442	8,000	0,444	0,109	0,643	0,000	2,778	0,000	1,027	0,000
CL15	6,74	1,265	8,000	0,286	0,139	0,477	0,000	2,976	0,000	1,121	0,000
CL15	6,61	1,386	8,000	0,391	0,109	0,656	0,000	2,910	0,000	0,933	0,000
CL15	6,59	1,411	8,000	0,455	0,109	0,614	0,000	2,783	0,000	1,039	0,000

Pargasitas de la cuenca del Alto Tunuyán calculadas sobre la base de 23 O (según Leake et al., 1997)

Muestra	Si	Al ^{IV}	sumT	Al ^{VI}	Ti	Fe ³⁺	Cr	Mg	Ni	Fe ²⁺	Mn
CM1	5,86	2,138	8,000	0,413	0,323	0,349	0,018	2,988	0,000	0,910	0,000
CM1	5,92	2,082	8,000	0,355	0,337	0,321	0,015	3,202	0,000	0,770	0,000
CM1	6,28	1,722	8,000	0,239	0,306	0,320	0,000	3,080	0,000	1,056	0,000
CM1	5,95	2,046	8,000	0,369	0,314	0,316	0,012	3,250	0,000	0,738	0,000
CM2	6,22	1,780	8,000	0,364	0,263	0,280	0,000	3,287	0,000	0,805	0,000
CM2	6,16	1,837	8,000	0,145	0,396	0,294	0,001	3,154	0,000	1,011	0,000
CM2	6,03	1,970	8,000	0,289	0,323	0,390	0,003	3,044	0,000	0,951	0,000
CM2	6,21	1,794	8,000	0,281	0,316	0,336	0,008	3,241	0,000	0,819	0,000
CM2	6,19	1,813	8,000	0,375	0,288	0,274	0,006	3,164	0,000	0,893	0,000
CM2	6,16	1,843	8,000	0,390	0,265	0,296	0,010	3,340	0,000	0,699	0,000
CM2	6,15	1,855	8,000	0,423	0,272	0,312	0,000	3,186	0,000	0,807	0,000
CM2	6,18	1,821	8,000	0,390	0,299	0,319	0,000	3,017	0,000	0,975	0,000
CM2	6,13	1,866	8,000	0,419	0,251	0,374	0,006	3,152	0,000	0,799	0,000
CM2	6,18	1,820	8,000	0,346	0,282	0,389	0,009	3,110	0,000	0,865	0,000
CM4	6,2	1,801	8,000	0,319	0,289	0,391	0,005	3,173	0,000	0,823	0,000
CM4	6,12	1,881	8,000	0,320	0,301	0,276	0,004	3,166	0,000	0,932	0,000
CM4	6,23	1,766	8,000	0,315	0,312	0,319	0,000	3,051	0,000	1,003	0,000
CM4	6,57	1,425	8,000	0,219	0,314	0,166	0,002	2,973	0,000	1,326	0,000
CM4	6,06	1,935	8,000	0,333	0,300	0,445	0,000	3,059	0,000	0,863	0,000
CM4	6,11	1,890	8,000	0,367	0,308	0,353	0,000	2,994	0,000	0,976	0,000
CM4	6,1	1,896	8,000	0,490	0,285	0,309	0,000	2,771	0,000	1,145	0,000
CM4	6	2,002	8,000	0,451	0,264	0,374	0,000	3,014	0,000	0,897	0,000
CM4	6,04	1,958	8,000	0,371	0,274	0,349	0,045	3,377	0,000	0,584	0,000
CM5	6,22	1,775	8,000	0,256	0,397	0,224	0,000	3,127	0,000	0,995	0,000
CM5	6,13	1,868	8,000	0,409	0,418	0,000	0,000	2,628	0,000	1,475	0,019
CM5	6,09	1,909	8,000	0,414	0,259	0,295	0,089	3,357	0,000	0,586	0,000
CM5	6,02	1,977	8,000	0,364	0,337	0,248	0,011	3,199	0,000	0,842	0,000
CM5	6,24	1,765	8,000	0,269	0,324	0,329	0,000	3,075	0,000	1,003	0,000
CM5	6,01	1,992	8,000	0,493	0,258	0,388	0,000	3,187	0,000	0,674	0,000
CM5	6,18	1,824	8,000	0,220	0,376	0,256	0,002	3,158	0,000	0,988	0,000
CM5	6,14	1,858	8,000	0,338	0,320	0,327	0,000	3,054	0,000	0,961	0,000
CM5	6,06	1,941	8,000	0,377	0,325	0,214	0,000	3,081	0,000	1,004	0,000

Pargasitas de la cuenca del Alto Tunuyán calculadas sobre la base de 23 O (según Leake et al., 1997)

Muestra	Si	Al ^{IV}	sumT	Al ^{VI}	Ti	Fe ³⁺	Cr	Mg	Ni	Fe ²⁺	Mn
CM5	6,17	1,827	8,000	0,313	0,331	0,269	0,008	3,126	0,000	0,953	0,000
CL4	6,22	1,781	8,000	0,183	0,449	0,196	0,001	2,951	0,000	1,220	0,000
CL8	6,41	1,592	8,000	0,381	0,205	0,328	0,000	2,663	0,000	1,423	0,000
CL8	6,44	1,558	8,000	0,181	0,340	0,216	0,009	3,074	0,000	1,180	0,000
CL8	6,27	1,725	8,000	0,441	0,229	0,304	0,005	2,934	0,000	1,087	0,000
CL8	6,37	1,629	8,000	0,353	0,204	0,317	0,001	3,106	0,000	1,019	0,000
CL9A	6,19	1,813	8,000	0,377	0,246	0,366	0,002	3,039	0,000	0,970	0,000
CL9A	6,36	1,643	8,000	0,230	0,321	0,301	0,002	2,804	0,000	1,341	0,000
CL9A	6,02	1,982	8,000	0,351	0,320	0,291	0,000	3,236	0,000	0,803	0,000
CL9A	6,24	1,760	8,000	0,308	0,307	0,316	0,005	3,034	0,000	1,029	0,000
CL9B	6,21	1,787	8,000	0,424	0,243	0,293	0,012	3,428	0,000	0,600	0,000
CL9B	6,27	1,728	8,000	0,242	0,423	0,157	0,001	2,897	0,000	1,281	0,000
CL9B	6,87	1,128	8,000	0,200	0,056	0,360	0,000	3,607	0,000	0,777	0,000
CL15	6,21	1,788	8,000	0,568	0,169	0,352	0,000	2,403	0,000	1,509	0,000
CL16B	6,06	1,938	8,000	0,299	0,307	0,364	0,003	3,131	0,000	0,896	0,000

Minerales Pesados. Piroxenos de la cuenca del Alto Tunuyán. Formula sobre la base de 6 O.

Muestra	Grain	Si	Ti	Al	Cr	Fe3+	Mg	Ca	Mn	Fe2+	Na	Total
CL4	1	1,948	0,015	0,072	0,000	0,030	0,802	0,862	0,011	0,230	0,029	3,999
	2	1,837	0,024	0,201	0,022	0,079	0,850	0,893	0,002	0,067	0,024	3,999
	3	1,940	0,010	0,059	0,000	0,068	0,830	0,828	0,016	0,221	0,027	3,999
	4	1,855	0,028	0,174	0,020	0,064	0,858	0,867	0,003	0,105	0,025	3,999
	5	1,799	0,027	0,274	0,009	0,091	0,807	0,892	0,002	0,075	0,025	4,001
	6	1,838	0,025	0,231	0,007	0,060	0,793	0,884	0,003	0,132	0,025	3,998
CL8	1	1,957	0,015	0,090	0,000	0,000	0,829	0,813	0,009	0,254	0,032	3,999
	2	1,871	0,031	0,170	0,000	0,064	0,820	0,818	0,004	0,184	0,038	4,000
	3	1,887	0,028	0,152	0,000	0,046	0,819	0,855	0,007	0,178	0,028	4,000
	4	1,871	0,033	0,163	0,003	0,055	0,795	0,851	0,004	0,198	0,028	4,001
	5	1,944	0,010	0,104	0,000	0,018	0,819	0,822	0,012	0,238	0,031	3,998
	6	1,977	0,012	0,057	0,000	0,000	0,842	0,805	0,015	0,262	0,024	3,994
	7	1,863	0,020	0,213	0,002	0,049	0,837	0,857	0,002	0,125	0,031	3,999
	8	1,935	0,008	0,107	0,000	0,046	0,739	0,819	0,015	0,291	0,040	4,000
	9	1,965	0,012	0,055	0,000	0,012	0,852	0,816	0,017	0,249	0,022	4,000
	10	1,952	0,011	0,059	0,000	0,040	0,834	0,833	0,015	0,230	0,026	4,000
	11	1,812	0,034	0,254	0,020	0,062	0,783	0,899	0,001	0,108	0,027	4,000
	12	1,922	0,016	0,097	0,000	0,050	0,830	0,817	0,015	0,230	0,023	4,000
CL9A	1	1,861	0,019	0,180	0,010	0,078	0,854	0,874	0,004	0,092	0,028	4,000
	2	1,845	0,021	0,206	0,001	0,096	0,806	0,841	0,004	0,144	0,035	3,999
	3	1,941	0,015	0,067	0,001	0,041	0,885	0,818	0,010	0,200	0,022	4,000
	4	1,910	0,018	0,107	0,001	0,068	0,847	0,785	0,012	0,221	0,032	4,001
	5	1,782	0,034	0,303	0,004	0,089	0,779	0,883	0,003	0,095	0,028	4,000
	6	1,931	0,010	0,083	0,000	0,063	0,839	0,841	0,014	0,193	0,026	4,000
	7	1,908	0,018	0,120	0,001	0,052	0,841	0,848	0,004	0,184	0,025	4,001
	8	1,886	0,025	0,160	0,000	0,042	0,806	0,837	0,008	0,210	0,025	3,999
CL9B	1	1,847	0,030	0,182	0,015	0,074	0,818	0,889	0,002	0,119	0,025	4,001
	2	1,906	0,022	0,115	0,001	0,073	0,852	0,794	0,008	0,182	0,046	3,999
	3	1,935	0,020	0,079	0,000	0,071	0,843	0,894	0,006	0,093	0,059	4,000
	4	1,784	0,039	0,308	0,014	0,060	0,770	0,873	0,003	0,121	0,028	4,000
	5	1,795	0,025	0,283	0,026	0,086	0,825	0,846	0,001	0,078	0,035	4,000
	6	1,768	0,040	0,296	0,017	0,094	0,762	0,894	0,004	0,102	0,023	4,000
	7	1,816	0,026	0,249	0,020	0,078	0,808	0,849	0,002	0,118	0,032	3,998
	8	1,879	0,027	0,144	0,012	0,055	0,841	0,884	0,004	0,132	0,023	4,001
	9	1,928	0,013	0,093	0,000	0,053	0,847	0,818	0,006	0,215	0,027	4,000
	10	1,927	0,014	0,083	0,001	0,066	0,875	0,840	0,004	0,158	0,032	4,000

Minerales Pesados. Piroxenos de la cuenca del Alto Tunuyán. Formula sobre la base de 6 O.

Muestra	Grain	Si	Ti	Al	Cr	Fe3+	Mg	Ca	Mn	Fe2+	Na	Total
CL12	1	1,853	0,022	0,187	0,013	0,077	0,859	0,865	0,003	0,094	0,027	4,000
	2	1,904	0,026	0,129	0,001	0,036	0,817	0,883	0,003	0,175	0,026	4,000
	3	1,792	0,031	0,296	0,023	0,063	0,796	0,862	0,004	0,106	0,028	4,001
	4	1,972	0,009	0,056	0,000	0,017	0,831	0,839	0,011	0,232	0,034	4,001
	5	1,869	0,023	0,192	0,010	0,039	0,843	0,892	0,001	0,110	0,023	4,002
	6	1,882	0,019	0,169	0,011	0,041	0,862	0,882	0,003	0,109	0,023	4,001
CL15	1	1,847	0,021	0,209	0,024	0,058	0,837	0,863	0,002	0,108	0,029	3,998
	2	1,883	0,022	0,146	0,001	0,076	0,834	0,843	0,005	0,158	0,033	4,001
	3	1,897	0,012	0,152	0,026	0,032	0,895	0,852	0,004	0,101	0,029	4,000
	4	1,912	0,020	0,130	0,000	0,039	0,852	0,775	0,007	0,232	0,033	4,000
	5	1,868	0,018	0,186	0,020	0,056	0,850	0,857	0,002	0,111	0,032	4,000
CM1	1	1,815	0,048	0,225	0,008	0,073	0,773	0,856	0,004	0,164	0,033	3,999
	2	1,954	0,013	0,051	0,001	0,040	0,826	0,817	0,018	0,255	0,026	4,001
	3	1,862	0,030	0,190	0,001	0,061	0,825	0,820	0,005	0,172	0,035	4,001
	4	1,873	0,019	0,176	0,012	0,054	0,872	0,867	0,002	0,097	0,027	3,999
	5	1,874	0,026	0,168	0,001	0,062	0,815	0,828	0,007	0,187	0,031	3,999
	6	1,894	0,020	0,142	0,005	0,042	0,863	0,885	0,001	0,132	0,016	4,000
	7	1,839	0,024	0,211	0,006	0,089	0,828	0,881	0,004	0,087	0,031	4,000
	8	1,795	0,033	0,291	0,014	0,066	0,801	0,876	0,002	0,095	0,027	4,000
	9	1,911	0,021	0,130	0,000	0,035	0,846	0,805	0,009	0,212	0,031	4,000
	10	1,961	0,007	0,045	0,000	0,045	0,844	0,849	0,016	0,206	0,026	3,999
	11	1,846	0,026	0,219	0,012	0,054	0,848	0,812	0,005	0,151	0,028	4,001
CM2	1	1,885	0,022	0,153	0,000	0,066	0,843	0,819	0,007	0,171	0,034	4,000
	2	1,909	0,016	0,104	0,001	0,071	0,846	0,805	0,010	0,214	0,025	4,001
	3	1,878	0,028	0,158	0,001	0,064	0,832	0,797	0,007	0,203	0,033	4,001
	4	1,882	0,030	0,118	0,000	0,093	0,823	0,842	0,008	0,171	0,034	4,001
	5	1,872	0,024	0,172	0,000	0,065	0,816	0,829	0,008	0,186	0,028	4,000
	6	1,799	0,038	0,274	0,007	0,069	0,784	0,888	0,001	0,116	0,024	4,000
	7	1,813	0,043	0,249	0,003	0,070	0,785	0,853	0,003	0,145	0,036	4,000
	8	1,956	0,012	0,079	0,000	0,015	0,818	0,818	0,015	0,254	0,032	3,999
	9	1,807	0,028	0,250	0,015	0,091	0,808	0,893	0,002	0,080	0,026	4,000
	10	1,872	0,022	0,152	0,006	0,081	0,857	0,828	0,005	0,152	0,026	4,001
	11	1,913	0,020	0,098	0,000	0,061	0,885	0,794	0,008	0,193	0,027	3,999
	12	1,956	0,011	0,057	0,000	0,042	0,835	0,825	0,017	0,225	0,032	4,000

Minerales Pesados. Piroxenos de la cuenca del Alto Tunuyán. Formula sobre la base de 6 O.

Muestra	Grain	Si	Ti	Al	Cr	Fe3+	Mg	Ca	Mn	Fe2+	Na	Total
CM4	1	1,914	0,022	0,123	0,000	0,041	0,866	0,780	0,006	0,212	0,036	4,000
	2	1,854	0,030	0,212	0,000	0,056	0,795	0,820	0,004	0,191	0,037	3,999
	3	1,829	0,024	0,235	0,014	0,067	0,813	0,888	0,002	0,106	0,022	4,000
	4	1,908	0,014	0,129	0,000	0,057	0,844	0,818	0,008	0,192	0,030	4,000
	5	1,900	0,025	0,129	0,001	0,054	0,843	0,805	0,008	0,200	0,035	4,000
	6	1,867	0,026	0,173	0,005	0,068	0,850	0,839	0,004	0,138	0,031	4,001
	7	1,883	0,027	0,153	0,000	0,067	0,830	0,788	0,007	0,206	0,039	4,000
	8	1,751	0,069	0,308	0,005	0,075	0,719	0,877	0,006	0,163	0,028	4,001
	9	1,911	0,015	0,130	0,005	0,036	0,907	0,836	0,001	0,135	0,023	3,999
	10	1,794	0,032	0,267	0,002	0,119	0,784	0,830	0,004	0,127	0,041	4,000
CM5	1	1,912	0,016	0,094	0,000	0,081	0,859	0,812	0,011	0,183	0,032	4,000
	2	1,851	0,021	0,196	0,016	0,070	0,838	0,852	0,004	0,128	0,025	4,001
	3	1,891	0,025	0,124	0,000	0,086	0,857	0,784	0,008	0,186	0,041	4,002
	4	1,917	0,014	0,089	0,001	0,076	0,870	0,818	0,011	0,176	0,028	4,000
	5	1,842	0,026	0,215	0,010	0,067	0,821	0,854	0,003	0,131	0,030	3,999
	6	1,841	0,022	0,226	0,021	0,054	0,831	0,872	0,002	0,105	0,027	4,001
	7	1,927	0,015	0,079	0,000	0,063	0,907	0,808	0,010	0,165	0,026	4,000
	8	1,900	0,025	0,125	0,002	0,068	0,844	0,775	0,009	0,208	0,044	4,000
	9	1,886	0,026	0,141	0,001	0,060	0,814	0,856	0,006	0,184	0,026	4,000
	10	1,868	0,016	0,186	0,022	0,049	0,858	0,882	0,001	0,093	0,025	4,000

Minerales Pesados. Piroxenos de la cuenca del Alto Tunuyán. Óxidos (%).

Muestras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Na ₂ O	Total
CL4	51,918	0,545	1,635	0,000	1,048	14,343	21,451	0,343	7,317	0,402	99,002
CL5	49,577	0,851	4,604	0,758	2,833	15,390	22,499	0,067	2,172	0,335	99,086
CL6	51,722	0,347	1,328	0,000	2,426	14,851	20,608	0,508	7,037	0,374	99,201
CL7	49,807	1,016	3,967	0,696	2,271	15,457	21,724	0,107	3,371	0,347	98,763
CL8	48,043	0,959	6,203	0,296	3,217	14,454	22,232	0,051	2,407	0,347	98,209
CL9	49,166	0,903	5,238	0,253	2,148	14,236	22,063	0,102	4,232	0,351	98,692
CL8	52,156	0,530	2,039	0,002	0,000	14,823	20,232	0,298	8,087	0,442	98,609
CL9	49,962	1,115	3,845	0,002	2,260	14,691	20,385	0,135	5,886	0,523	98,804
CL10	50,108	1,005	3,418	0,007	1,623	14,597	21,201	0,234	5,641	0,381	98,215
CL11	49,598	1,159	3,658	0,106	1,922	14,133	21,058	0,133	6,264	0,384	98,415
CL12	51,545	0,358	2,346	0,000	0,649	14,574	20,343	0,375	7,553	0,428	98,171
CL13	52,565	0,422	1,281	0,000	0,000	15,017	19,973	0,471	8,335	0,335	98,399
CL14	50,377	0,705	4,895	0,078	1,775	15,188	21,624	0,072	4,044	0,427	99,185
CL15	50,910	0,282	2,384	0,008	1,623	13,039	20,113	0,465	9,165	0,536	98,525
CL16	52,821	0,437	1,251	0,000	0,434	15,364	20,462	0,524	7,989	0,310	99,592
CL17	52,011	0,405	1,326	0,007	1,429	14,908	20,716	0,465	7,318	0,357	98,942
CL18	48,540	1,198	5,766	0,681	2,218	14,079	22,468	0,030	3,457	0,378	98,815
CL19	50,710	0,551	2,178	0,000	1,748	14,685	20,114	0,465	7,263	0,314	98,028
CL9A	50,210	0,678	4,114	0,348	2,800	15,456	22,016	0,129	2,972	0,387	99,110
CL9A	49,363	0,742	4,670	0,037	3,429	14,477	21,008	0,125	4,622	0,480	98,953
CL9A	52,118	0,535	1,529	0,024	1,472	15,937	20,501	0,317	6,406	0,303	99,142
CL9A	51,129	0,649	2,420	0,031	2,405	15,206	19,620	0,369	7,066	0,441	99,336
CL9A	47,878	1,204	6,912	0,146	3,176	14,048	22,156	0,080	3,051	0,383	99,034
CL9A	51,673	0,344	1,885	0,004	2,225	15,071	20,999	0,454	6,184	0,365	99,204
CL9A	51,478	0,647	2,756	0,019	1,848	15,219	21,354	0,113	5,952	0,343	99,729
CL9A	50,328	0,895	3,618	0,000	1,494	14,437	20,844	0,261	6,710	0,340	98,927
CL9B	49,389	1,059	4,130	0,505	2,627	14,669	22,184	0,077	3,795	0,339	98,774
CL9B	51,060	0,801	2,608	0,033	2,615	15,318	19,848	0,260	5,846	0,633	99,022
CL9B	52,250	0,727	1,806	0,000	2,536	15,278	22,527	0,198	3,010	0,826	99,158
CL9B	47,971	1,387	7,025	0,484	2,141	13,887	21,894	0,103	3,882	0,393	99,167
CL9B	48,449	0,884	6,470	0,894	3,088	14,945	21,314	0,023	2,506	0,487	99,060
CL9B	47,805	1,441	6,783	0,575	3,381	13,817	22,559	0,142	3,285	0,324	100,112
CL9B	49,274	0,923	5,740	0,703	2,827	14,713	21,487	0,055	3,841	0,454	100,017
CL9B	50,560	0,966	3,298	0,402	1,981	15,178	22,214	0,113	4,238	0,315	99,265
CL9B	51,239	0,449	2,093	0,001	1,879	15,102	20,282	0,190	6,836	0,376	98,447
CL9B	51,749	0,498	1,888	0,022	2,349	15,760	21,039	0,142	5,085	0,443	98,975

Minerales Pesados. Piroxenos de la cuenca del Alto Tunuyán. Óxidos (%).

Muestras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Na ₂ O	Total
CL12	50,184	0,795	4,305	0,447	2,755	15,606	21,873	0,105	3,037	0,376	99,483
CL12	51,302	0,921	2,939	0,048	1,284	14,763	22,205	0,083	5,642	0,364	99,551
CL12	48,517	1,111	6,789	0,783	2,280	14,453	21,774	0,131	3,434	0,386	99,658
CL12	53,021	0,311	1,274	0,000	0,611	14,987	21,068	0,349	7,458	0,467	99,546
CL12	50,223	0,825	4,370	0,326	1,377	15,194	22,375	0,022	3,532	0,323	98,567
CL12	50,971	0,682	3,894	0,364	1,463	15,659	22,287	0,088	3,521	0,321	99,250
CL15	49,751	0,762	4,787	0,806	2,092	15,126	21,696	0,064	3,492	0,402	98,978
CL15	50,407	0,777	3,308	0,033	2,701	14,980	21,049	0,164	5,050	0,451	98,920
CL15	51,407	0,440	3,501	0,897	1,167	16,269	21,539	0,138	3,257	0,405	99,020
CL15	50,876	0,697	2,936	0,000	1,388	15,209	19,250	0,224	7,369	0,453	98,402
CL15	50,501	0,635	4,266	0,678	2,018	15,420	21,621	0,078	3,601	0,452	99,270
CM1	47,907	1,701	5,040	0,263	2,568	13,681	21,082	0,122	5,190	0,455	98,009
CM1	51,555	0,473	1,135	0,020	1,387	14,623	20,109	0,545	8,060	0,352	98,259
CM1	49,507	1,044	4,277	0,033	2,163	14,720	20,339	0,161	5,473	0,476	98,193
CM1	50,397	0,683	4,017	0,400	1,931	15,743	21,767	0,079	3,124	0,372	98,513
CM1	50,076	0,929	3,803	0,031	2,218	14,614	20,664	0,229	5,979	0,428	98,971
CM1	50,906	0,702	3,244	0,177	1,501	15,562	22,204	0,042	4,232	0,226	98,796
CM1	49,425	0,855	4,818	0,207	3,170	14,940	22,101	0,126	2,782	0,435	98,859
CM1	47,990	1,173	6,599	0,457	2,328	14,365	21,846	0,070	3,051	0,373	98,252
CM1	51,079	0,764	2,954	0,000	1,233	15,164	20,081	0,275	6,774	0,423	98,747
CM1	52,332	0,261	1,019	0,015	1,594	15,111	21,153	0,508	6,587	0,362	98,942
CM1	49,444	0,912	4,980	0,407	1,909	15,240	20,295	0,144	4,846	0,385	98,562
CM2	50,318	0,790	3,461	0,007	2,336	15,088	20,400	0,214	5,467	0,467	98,548
CM2	50,871	0,552	2,349	0,043	2,518	15,132	20,024	0,313	6,805	0,341	98,948
CM2	49,923	0,977	3,553	0,022	2,252	14,833	19,769	0,226	6,455	0,459	98,469
CM2	50,454	1,061	2,685	0,000	3,298	14,811	21,073	0,258	5,471	0,465	99,576
CM2	50,132	0,837	3,912	0,016	2,318	14,659	20,736	0,245	5,947	0,390	99,192
CM2	48,221	1,361	6,243	0,242	2,441	14,109	22,212	0,031	3,707	0,333	98,900
CM2	48,541	1,544	5,647	0,116	2,497	14,101	21,303	0,087	4,626	0,494	98,956
CM2	52,211	0,436	1,799	0,000	0,522	14,649	20,378	0,472	8,108	0,436	99,011
CM2	48,319	0,995	5,681	0,505	3,217	14,497	22,300	0,049	2,572	0,354	98,489
CM2	50,620	0,774	3,485	0,199	2,895	15,550	20,893	0,165	4,913	0,359	99,853
CM2	51,462	0,724	2,226	0,014	2,196	15,968	19,943	0,240	6,214	0,371	99,358
CM2	52,331	0,374	1,303	0,004	1,491	14,993	20,601	0,525	7,200	0,445	99,267

Minerales Pesados. Piroxenos de la cuenca del Alto Tunuyán. Óxidos (%).

Muestras	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Na ₂ O	Total
CM4	51,630	0,798	2,811	0,000	1,476	15,680	19,641	0,183	6,824	0,504	99,547
CM4	49,478	1,059	4,810	0,004	1,991	14,236	20,422	0,125	6,093	0,509	98,727
CM4	49,450	0,856	5,391	0,471	2,415	14,745	22,393	0,061	3,426	0,311	99,519
CM4	51,312	0,489	2,939	0,000	2,054	15,234	20,534	0,239	6,182	0,413	99,396
CM4	50,855	0,889	2,921	0,036	1,924	15,140	20,115	0,247	6,387	0,478	98,992
CM4	50,152	0,932	3,947	0,157	2,417	15,320	21,048	0,120	4,419	0,430	98,942
CM4	50,391	0,969	3,471	0,012	2,366	14,910	19,687	0,218	6,600	0,541	99,165
CM4	46,534	2,449	6,946	0,180	2,639	12,815	21,747	0,190	5,182	0,382	99,064
CM4	51,496	0,541	2,975	0,161	1,279	16,387	21,032	0,046	4,364	0,324	98,605
CM4	48,102	1,153	6,082	0,053	4,230	14,102	20,758	0,121	4,077	0,567	99,245
CM5	51,346	0,575	2,131	0,000	2,902	15,466	20,353	0,349	5,891	0,438	99,451
CM5	49,932	0,763	4,481	0,531	2,510	15,171	21,455	0,123	4,121	0,349	99,436
CM5	50,310	0,874	2,788	0,000	3,031	15,300	19,460	0,242	5,911	0,558	98,474
CM5	50,928	0,504	2,008	0,024	2,699	15,507	20,282	0,346	5,599	0,383	98,280
CM5	49,369	0,932	4,898	0,353	2,401	14,766	21,359	0,095	4,199	0,409	98,781
CM5	49,479	0,778	5,156	0,731	1,935	14,980	21,865	0,058	3,365	0,373	98,720
CM5	51,542	0,522	1,803	0,000	2,226	16,274	20,162	0,305	5,270	0,364	98,468
CM5	50,549	0,872	2,828	0,069	2,422	15,062	19,254	0,278	6,618	0,608	98,560
CM5	50,231	0,914	3,196	0,032	2,141	14,540	21,286	0,179	5,860	0,358	98,737
CM5	50,741	0,575	4,282	0,762	1,768	15,627	22,348	0,023	3,036	0,356	99,518

Minerales Pesados. Granates de la cuenca del Alto Tunuyán. Formula calculada sobre la base de 12 O.

Muestra	Si	Ti	Al	Cr	Fe³⁺	Mg	Ca	Mn	Fe²⁺	Total
CL1	5,944	0,161	0,975	0,014	2,845	0,084	5,850	0,036	0,070	15,979
CL1	6,052	0,006	0,031	0,006	3,850	0,013	6,023	0,016	0,000	15,997
CL1	6,004	0,039	0,795	0,004	3,157	0,052	5,893	0,032	0,003	15,979
CL1	5,964	0,097	1,863	0,001	2,034	0,157	5,853	0,021	0,000	15,990
CL2	6,032	0,014	0,923	0,000	3,054	0,046	5,807	0,034	0,054	15,964
CL4	5,969	0,019	2,320	0,003	1,662	0,053	5,885	0,017	0,090	16,018
CL4	6,025	0,026	2,190	0,000	1,749	0,081	5,887	0,022	0,000	15,980
CL4	5,944	0,000	0,004	0,004	4,001	0,033	6,062	0,004	0,000	16,052
CL8	5,981	0,043	1,776	0,000	2,161	0,048	5,985	0,011	0,000	16,005
CL8	5,980	0,064	1,190	0,002	2,740	0,041	5,748	0,066	0,157	15,988
CL9A	5,963	0,029	1,497	0,000	2,479	0,042	5,909	0,040	0,061	16,020
CL9A	5,927	0,067	2,154	0,000	1,788	0,077	5,914	0,034	0,075	16,036
CL9A	5,966	0,164	0,833	0,001	2,991	0,020	5,829	0,047	0,106	15,957
CL9A	5,925	0,089	1,713	0,000	2,205	0,052	5,942	0,042	0,058	16,026
CL9A	5,940	0,093	1,978	0,006	1,926	0,099	5,864	0,040	0,065	16,011
CL9A	5,978	0,070	1,909	0,000	2,019	0,039	5,835	0,074	0,065	15,989
CL9A	5,947	0,134	0,772	0,002	3,090	0,036	5,773	0,038	0,195	15,987
CL9A	5,968	0,047	2,231	0,002	1,722	0,084	5,902	0,032	0,020	16,008
CL9A	5,894	0,074	2,047	0,002	1,892	0,083	6,001	0,025	0,044	16,062
CL9B	6,005	0,026	2,950	0,000	0,922	0,197	5,902	0,030	0,000	16,032
CL12	5,952	0,112	2,127	0,000	1,759	0,105	5,814	0,078	0,047	15,994
CL12	5,970	0,115	3,435	0,001	0,429	0,158	5,845	0,029	0,000	15,982
CL12	5,984	0,040	2,803	0,003	1,137	0,136	5,831	0,070	0,000	16,004
CL12	5,634	0,568	1,355	0,001	2,093	0,178	6,019	0,009	0,214	16,071
CL12	6,049	0,026	3,369	0,000	0,476	0,203	5,850	0,030	0,000	16,003
CL12	5,998	0,049	1,445	0,000	2,502	0,060	5,878	0,014	0,035	15,981
CL12	5,928	0,118	2,936	0,000	0,949	0,159	5,875	0,037	0,008	16,010

Minerales Pesados. Granates de la cuenca del Alto Tunuyán. Óxidos (%)

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Total
CL1	38,73	0,02	21,57	0,00	0,00	7,66	1,24	0,82	28,09	98,13
CL1	37,17	0,09	20,70	0,00	0,00	0,78	9,42	3,94	25,83	97,92
CL1	37,14	0,05	20,81	0,03	0,00	1,04	7,41	3,01	28,83	98,31
CL1	35,47	0,05	20,17	0,06	0,27	0,13	0,36	24,74	18,13	99,37
CL1	37,07	0,08	20,61	0,03	0,15	0,95	7,69	2,20	29,67	98,45
CL2	36,44	0,03	20,66	0,07	0,04	0,92	7,95	3,41	28,89	98,41
CL2	37,15	0,06	20,74	0,00	0,11	1,02	7,00	2,98	29,90	98,94
CL2	37,55	0,02	21,26	0,00	0,00	5,08	1,07	1,55	31,81	98,34
CL2	37,32	0,13	20,84	0,00	0,07	0,72	7,99	3,48	28,98	99,52
CL2	37,01	0,05	20,96	0,03	0,00	0,90	7,46	6,44	26,57	99,41
CL2	37,33	0,08	20,70	0,07	0,13	0,82	8,94	3,99	26,68	98,74
CL2	36,56	0,15	20,45	0,00	0,55	0,39	7,33	21,51	12,76	99,70
CL2	37,08	0,03	20,86	0,04	0,00	2,34	4,61	5,79	27,66	98,39
CL2	37,55	0,07	20,52	0,00	0,36	0,75	8,55	6,19	24,45	98,45
CL4	36,65	0,00	20,68	0,05	0,20	2,24	1,01	15,51	23,27	99,61
CL4	37,41	0,02	21,23	0,06	0,00	2,25	7,33	3,23	27,68	99,20
CL4	36,83	0,10	20,83	0,00	0,09	0,76	9,23	3,12	28,23	99,19
CL4	38,45	0,00	21,55	0,03	0,00	7,26	1,11	0,87	29,24	98,50
CL4	36,88	0,06	20,81	0,04	0,00	0,86	8,25	2,29	29,15	98,33
CL4	36,75	0,00	21,22	0,02	0,00	4,44	0,60	4,02	31,47	98,53
CL4	36,67	0,06	20,70	0,00	0,21	1,87	3,25	12,27	24,49	99,52
CL4	36,24	0,13	20,69	0,00	0,00	2,26	0,85	3,82	34,50	98,49
CL8	36,59	0,28	20,40	0,00	0,00	2,12	2,07	1,21	35,44	98,11
CL8	37,04	0,10	20,78	0,11	0,00	0,96	7,27	5,06	27,93	99,23
CL8	37,10	0,00	20,79	0,00	0,04	2,78	2,31	4,46	31,19	98,67
CL8	37,07	0,09	20,39	0,03	0,45	0,98	8,08	1,77	29,56	98,41
CL8	36,81	0,15	20,64	0,03	0,49	1,24	3,87	19,60	18,04	100,85
CL8	36,76	0,09	20,75	0,00	0,16	0,84	9,03	4,19	27,13	98,95
CL8	36,66	0,12	20,79	0,07	0,22	0,72	9,67	13,76	17,55	99,56
CL8	36,59	0,08	20,47	0,01	0,33	0,90	7,29	5,09	27,81	98,56
CL8	36,96	0,09	20,88	0,02	0,00	1,07	6,95	3,24	30,19	99,40
CL8	36,19	0,21	20,53	0,01	0,12	0,15	1,69	27,79	13,83	100,51
CL8	36,89	0,14	20,57	0,00	0,32	0,77	8,69	5,08	26,43	98,89
CL9A	36,65	0,13	20,40	0,04	0,28	1,05	6,34	6,10	27,45	98,45
CL9B	37,28	0,01	21,21	0,03	0,00	3,00	5,33	3,70	28,82	99,36
CL9B	36,92	0,16	20,55	0,00	0,25	2,60	2,21	1,16	35,19	99,05
CL9B	37,08	0,13	20,84	0,01	0,06	0,95	8,27	1,00	31,00	99,33
CL9B	36,73	0,10	20,72	0,00	0,09	0,83	7,93	1,98	30,50	98,87
CL9B	37,29	0,10	20,78	0,07	0,17	0,77	10,64	3,54	25,59	98,95
CL9B	36,44	0,11	20,87	0,00	0,00	0,90	8,38	2,88	28,79	98,37

Minerales Pesados. Granates de la cuenca del Alto Tunuyán. Óxidos (%)

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	MnO	FeO	Total
CL9B	36,85	0,10	20,76	0,04	0,05	0,96	6,67	4,95	28,94	99,32
CL9B	37,39	0,02	21,14	0,00	0,00	3,90	1,51	3,66	30,78	98,38
CL9B	36,70	0,12	20,70	0,02	0,00	0,82	7,79	4,00	28,44	98,60
CL9B	36,75	0,08	20,84	0,04	0,00	0,90	7,49	5,41	27,44	98,95
CL9B	37,36	0,00	21,12	0,00	0,01	2,34	6,56	4,26	27,74	99,39
CL12	37,97	0,03	21,45	0,12	0,00	6,90	1,81	0,94	28,81	98,02
CL12	37,96	0,00	21,62	0,00	0,00	7,68	2,09	0,72	28,40	98,46

Minerales Pesados. Turmalinas de la cuenca del Alto Tunuyán. Calculado sobre la base de 24.5 O.

Muestra	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Cr	Mn	Fe	O
CL1	0,775	1,499	5,996	5,885	0,008	0,028	0,047	0,005	0,000	1,218	24,000
CL1	0,595	1,179	6,324	5,729	0,012	0,088	0,185	0,001	0,000	1,113	24,000
CL1	0,549	1,316	6,379	5,813	0,008	0,048	0,121	0,001	0,000	0,910	24,000
CL1	0,579	1,526	6,296	5,776	0,008	0,144	0,078	0,005	0,000	0,871	24,000
CL1	0,556	1,964	5,367	5,978	0,011	0,326	0,006	0,005	0,000	1,401	24,000
CL1	0,596	2,223	5,923	5,920	0,002	0,164	0,052	0,008	0,000	0,473	24,000
CL1	0,563	1,473	6,263	5,849	0,008	0,132	0,022	0,004	0,000	0,968	24,000
CL1	0,509	1,747	6,145	5,743	0,016	0,271	0,099	0,006	0,001	0,807	24,000
CL1	0,558	1,100	6,419	5,769	0,014	0,101	0,103	0,000	0,000	1,141	24,000
CL1	0,269	3,025	5,413	5,852	0,027	0,646	0,078	0,001	0,000	0,201	24,000
CL2	0,591	1,361	6,401	5,785	0,011	0,088	0,087	0,009	0,000	0,887	24,000
CL2	0,565	1,103	6,651	5,794	0,012	0,023	0,014	0,009	0,000	0,979	24,000
CL2	0,510	1,441	6,305	5,893	0,003	0,068	0,042	0,003	0,000	0,902	24,000
CL2	0,609	1,514	6,394	5,786	0,009	0,083	0,097	0,000	0,000	0,736	24,000
CL2	0,603	1,598	5,956	5,902	0,004	0,139	0,071	0,003	0,000	1,072	24,000
CL2	0,569	1,398	6,356	5,820	0,004	0,077	0,112	0,010	0,000	0,825	24,000
CL2	0,593	2,258	5,118	5,940	0,011	0,321	0,150	0,010	0,000	1,243	24,000
CL2	0,842	1,628	5,802	5,939	0,003	0,063	0,070	0,007	0,000	1,156	24,000
CL2	0,549	1,191	6,439	5,741	0,016	0,095	0,120	0,008	0,004	1,030	24,000

Datación U/Pb de circones detríticos de la muestra CM-2 del Conglomerado Tunuyán.

	CORRECTED AGES (Ma)												
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	206Pb/238U	±1s	207Pb/235U	±1s	207Pb/206Pb	±1s	208Pb/232Th	±1s	Best age (Ma)	±1s
Zircon_02_009	49	33	0,57										
Zircon_04_011	69	43	0,52	15,5	1	21	7	742	596	15	3	16	1
Zircon_06_014	270	37	0,12	1092	7	1095	14	1102	36	1082	21	1092	7
Zircon_07_015	215	111	0,43	653	4	654	11	654	43	606	18	653	4
Zircon_08_016	68	4	0,06	116	1	123	5	280	86	116	3	116	1
Zircon_09_017	224	157	0,59	667	6	691	15	764	56	694	36	667	6
Zircon_10_018	78	78	0,85	355	3	369	12	461	71	353	3	355	3
Zircon_100_126	199	318	1,35	16	2	86	29	3205	589	14	11	3205	589
Zircon_11_020	598	398	0,56	18	1	68	18	2702	377	15	1	2702	377
Zircon_12_021	52	41	0,66	372	3	378	6	412	40	367	8	372	3
Zircon_13_022	232	149	0,54	24	6	116	66	3107	1055	20	37	3107	1055
Zircon_15_024	117	119	0,86	16	0,9	19	7	457	556	16	3	16	1
Zircon_16_026	128	168	1,11	519	4	526	14	551	68	506	10	519	4
Zircon_17_027	336	189	0,47	256	3	268	10	433	88	278	9	256	3
Zircon_18_028	345	239	0,58	359	5	392	8	589	43	354	8	359	5
Zircon_19_029	105	74	0,60	277	3	298	13	496	106	281	8	277	3
Zircon_20_030	45	15	0,27	471	5	506	12	652	59	462	10	471	5
Zircon_21_032	513	188	0,31	1192	10	1206	16	1224	39	1175	29	1224	39
Zircon_22_033	136	47	0,29	540	4	546	13	567	61	540	4	540	4
Zircon_23_034	24	22	0,75	1394	10	1409	14	1432	30	1536	37	1432	30
Zircon_24_035	274	84	0,26	259	6	308	36	698	270	253	6	259	6
Zircon_25_036	209	195	0,79	254	2	262	6	335	54	244	6	254	2
Zircon_26_038	214	86	0,34	489	4	494	16	519	76	488	4	489	4
Zircon_28_040	341	158	0,39	264	3	282	8	432	71	254	7	264	3
Zircon_29_041	214	334	1,32	79,6	0,8	84	3	209	88	79,1	0,8	80	1
Zircon_30_042	63	81	1,08	361	3	408	7	664	40	352	9	361	3
Zircon_31_044	561	247	0,37	648	6	634	15	587	67	628	12	648	6
Zircon_32_045	95	59	0,53	272	2	287	7	438	59	288	6	272	2
Zircon_33_046	76	81	0,89	1054	8	1060	14	1069	38	1042	19	1054	8
Zircon_34_047	157	141	0,76	15,7	0,7	27	6	1548	509	17	1	16	1
Zircon_35_048	177	148	0,70	470	4	521	11	756	54	521	12	470	4
Zircon_36_050	388	378	0,82	258	3	263	17	308	145	257	3	258	3

Datación U/Pb de circones detríticos de la muestra CM-2 del Conglomerado Tunuyán.

	CORRECTED AGES (Ma)												
	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	206Pb/238U	±1s	207Pb/235U	±1s	207Pb/206Pb	±1s	208Pb/232Th	±1s	Best age (Ma)	±1s
Zircon_37_051	58	45	0,65	155	2	170	10	386	122	153	2	155	2
Zircon_38_052	188	57	0,26	17	1	36	17	1623	966	16	3	17	1
Zircon_39_053	106	12	0,10	876	6	858	11	811	35	857	18	876	6
Zircon_40_054	462	179	0,33	597	4	623	12	716	50	567	21	597	4
Zircon_41_056	264	105	0,33	14,6	0,3	20	2	756	159	15,6	0,8	15	0
Zircon_42_057	105	42	0,34	366	2	370	7	393	47	387	9	366	2
Zircon_43_058	87	69	0,67	1106	7	1111	16	1122	40	1105	8	1106	7
Zircon_44_059	306	165	0,46	1139	8	1162	15	1200	37	1106	20	1139	8
Zircon_45_060	324	230	0,60	485	3	519	8	667	36	497	14	485	3
Zircon_46_062	457	607	1,12	259	2	279	7	463	59	265	5	259	2
Zircon_47_063	247	115	0,39	178	2	210	12	591	113	174	2	178	2
Zircon_48_064	218	120	0,47	515	4	506	8	467	40	483	9	515	4
Zircon_49_065	605	428	0,60	1320	8	1314	11	1300	26	1205	22	1300	26
Zircon_50_066	465	251	0,45	344	2	383	7	623	41	338	7	344	2
Zircon_52_069	71	94	1,12	159	1	171	5	349	64	187	5	159	1
Zircon_53_070	100	76	0,64	251	3	263	11	379	96	245	6	251	3
Zircon_54_071	155	74	0,40	255	3	349	26	1034	154	244	4	255	3
Zircon_55_072	57	50	0,74	265	2	280	9	403	74	268	7	265	2
Zircon_56_074	196	112	0,48	17,1	0,9	35	8	1514	417	15,8	0,8	17	1
Zircon_57_075	202	94	0,39	93	1	99	5	273	117	90	3	93	1
Zircon_58_076	46	31	0,56	467	4	475	10	512	50	469	10	467	4
Zircon_59_077	476	1216	2,16	19,4	0,8	47	8	2115	299	22	4	19	1
Zircon_60_078	307	515	1,41	16,1	1	46	15	2168	527	14,3	0,7	16	1
Zircon_61_080	241	188	0,66	148	1	153	5	232	74	143	3	148	1
Zircon_62_081	312	199	0,54	482	4	495	10	556	49	475	10	482	4
Zircon_63_082	76	43	0,48	363	3	381	7	492	47	369	8	363	3
Zircon_64_083	259	148	0,48	253	4	296	21	654	156	247	3	253	4
Zircon_65_084	42	22	0,44	285	2	299	7	406	52	299	6	285	2
Zircon_66_086	167	143	0,72	259	4	290	15	533	116	251	10	259	4
Zircon_67_087	1248	3259	2,20	1070	6	1059	13	1032	35	1041	18	1070	6

Datación U/Pb de circones detríticos de la muestra CM-2 del Conglomerado Tunuyán.

	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	206Pb/238U	±1s	207Pb/235U	±1s	207Pb/206Pb	±1s	208Pb/232Th	±1s	Best age (Ma)	±1s
Zircon_68_088	670	1310	1,65	143	1	152	3	284	40	133	2	143	1
Zircon_69_089	395	217	0,46	146	2	147	10	167	145	146	2	146	2
Zircon_71_092	278	177	0,54	372	3	382	11	441	60	371	3	372	3
Zircon_73_094	64	23	0,30	249	2	245	6	216	60	238	5	249	2
Zircon_74_095	203	231	0,96	1195	9	1211	15	1236	36	1173	26	1236	36
Zircon_75_096	422	212	0,42	150	2	165	22	386	281	148	4	150	2
Zircon_76_098	157	79	0,43	265	3	275	7	361	59	235	6	265	3
Zircon_77_099	222	185	0,70	971	10	979	19	999	46	969	9	971	10
Zircon_79_101	291	225	0,65	264	2	271	6	339	53	261	5	264	2
Zircon_80_102	192	148	0,65	279	2	286	6	342	50	272	5	279	2
Zircon_82_105	211	274	1,09	447	4	477	14	625	64	443	3	447	4
Zircon_83_106	220	414	1,59	162	2	168	6	261	77	156	3	162	2
Zircon_84_107	567	198	0,29	219	3	223	17	269	163	218	2	219	3
Zircon_85_108	375	908	2,04	1225	8	1265	11	1333	24	1112	20	1333	24
Zircon_86_110	330	317	0,81	14,9	0,6	14,9	0,7	1	36	20	2	15	1
Zircon_87_111	168	125	0,63	14,3	0,6	15	7	123	679	14	3	14	1
Zircon_88_112	229	215	0,79	91	1	107	13	493	270	89	3	91	1
Zircon_89_113	170	98	0,49	15,2	0,5	19	4	537	416	15	1	15	1
Zircon_90_114	126	53	0,35	236	2	250	8	402	76	233	6	236	2
Zircon_92_117	162	73	0,38	1046	6	1064	12	1097	34	1030	19	1046	6
Zircon_93_118	127	62	0,41	1110	8	1124	12	1150	32	1094	21	1110	8
Zircon_94_119	39	22	0,48	267	3	304	15	604	110	262	3	267	3
Zircon_95_120	461	234	0,43	236	4	280	13	687	112	218	9	236	4
Zircon_96_122	111	72	0,54	269	2	279	6	364	49	277	5	269	2
Zircon_97_123	187	95	0,43	15,2	0,7	15	5	4	452	17	5	15	1
Zircon_98_124	31	19	0,52	232	2	232	9	230	93	232	2	232	2
Zircon_99_125	206	97	0,40	23	3	92	51	2727	1403	20	26	2727	1403
Zircon_01_MC1_008	332	148	0,38	276	3	299	9	481	73	266	7	276	3
Zircon_03_010	70	4	0,05	373	3	397	13	539	74	370	3	373	3
Zircon_05_012	111	37	0,28	472	6	526	23	768	109	465	16	472	6
Zircon_14_023	80	36	0,37	1218	9	1201	13	1170	33	1206	25	1218	9
Zircon_27_039	111	81	0,61	1360	8	1399	17	1468	42	1506	32	1468	42

Datación U/Pb de circones detríticos de la muestra CM-2 del Conglomerado Tunuyán.

	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	206Pb/238U	±1s	207Pb/235U	±1s	207Pb/206Pb	±1s	208Pb/232Th	±1s	Best age (Ma)	±1s
Zircon_51_068	324	160	0,42	1051	8	1091	16	1170	45	1049	18	1051	8
Zircon_70_090	100	84	0,71	1790	12	1812	13	1831	25	1844	30	1831	25
Zircon_72_093	142	58	0,35	959	10	970	31	993	85	957	9	959	10
Zircon_78_100	85	59	0,59	1193	8	1178	14	1157	33	1198	24	1193	8
				1886	11	1880	14	1870	25	1880	34	1870	25

Datación U/Pb de circones detríticos de la muestra CM-5 del Conglomerado Tunuyán

Muestra	U ppm	Th U	238U 206Pb	1 sigma % error	207Pb 206Pb	1 sigma % error	206/238 age	1 sigma abs err	207/206 age	1 sigma abs err	Best age	1 sigma abs err Ma
CM5_100	148	0,36	5,2198	2,48%	0,0748	0,76%	1129,9	25,7	1063,7	15,3	1063,7	15,3
CM5_99	252	0,48	15,4812	2,51%	0,0659	1,11%	403,5	9,8	802,6	23,2	403,5	9,8
CM5_98	282	0,37	5,7894	2,59%	0,0727	0,64%	1027,1	24,6	1006,8	12,9	1006,8	12,9
CM5_97	32	0,46	16,1043	3,24%	0,0541	2,55%	388,4	12,2	376,6	56,3	388,4	12,2
CM5_96	668	0,90	22,6136	2,50%	0,0547	0,87%	278,9	6,8	401,0	19,4	278,9	6,8
CM5_95	215	0,47	15,5301	2,51%	0,0549	1,15%	402,3	9,8	408,5	25,5	402,3	9,8
CM5_94	248	0,46	21,1258	2,59%	0,0524	1,22%	298,1	7,5	301,9	27,6	298,1	7,5
CM5_93	326	1,97	52,8940	2,63%	0,0488	1,62%	120,7	3,2	139,0	37,5	120,7	3,2
CM5_92	765	1,14	17,6265	2,53%	0,0627	0,81%	355,7	8,8	696,6	17,3	355,7	8,8
CM5_91	773	0,60	16,2029	2,46%	0,0545	0,67%	386,1	9,2	391,6	14,9	386,1	9,2
CM5_90	2.631	0,42	38,9059	2,46%	0,0492	0,65%	163,6	4,0	155,7	15,2	163,6	4,0
CM5_89	178	0,60	12,5837	2,53%	0,0570	1,09%	492,9	12,0	491,4	23,9	492,9	12,0
CM5_88	455	1,86	15,4189	2,60%	0,0535	0,95%	405,1	10,2	350,2	21,4	405,1	10,2
CM5_87	404	0,31	5,5287	2,49%	0,0757	0,57%	1071,7	24,6	1086,6	11,3	1086,6	11,3
CM5_86	155	0,98	22,6822	2,62%	0,0531	1,38%	278,1	7,1	333,4	31,0	278,1	7,1
CM5_85	491	0,29	16,1202	2,59%	0,0540	0,92%	388,0	9,7	372,3	20,6	388,0	9,7
CM5_84	1.835	0,62	12,0555	2,51%	0,0648	0,95%	513,7	12,4	768,1	19,9	513,7	12,4
CM5_83	266	0,57	22,2165	2,56%	0,0620	1,86%	283,8	7,1	672,9	39,2	283,8	7,1
CM5_82	327	0,98	31,6412	2,48%	0,0507	1,16%	200,6	4,9	229,3	26,6	200,6	4,9
CM5_81	997	0,67	25,2576	2,43%	0,0513	0,70%	250,3	6,0	253,6	16,0	250,3	6,0
CM5_80	441	0,72	11,4790	1,79%	0,0571	0,61%	538,5	9,2	494,7	13,3	538,5	9,2
CM5_79	521	0,24	12,3434	1,78%	0,0614	0,65%	502,2	8,6	654,8	13,9	502,2	8,6
CM5_78	100	0,46	4,0705	1,88%	0,0871	0,66%	1416,1	23,8	1362,1	12,7	1362,1	12,7
CM5_77	805	0,59	57,3573	1,83%	0,0479	1,07%	111,4	2,0	96,6	25,1	111,4	2,0
CM5_76	1.402	0,62	23,1425	1,77%	0,0518	0,51%	272,7	4,7	276,4	11,7	272,7	4,7
CM5_75	413	0,40	23,3663	1,77%	0,0510	0,91%	270,1	4,7	241,1	20,8	270,1	4,7
CM5_74	568	0,63	23,0455	1,81%	0,0506	0,76%	273,8	4,8	224,7	17,6	273,8	4,8
CM5_73	466	0,45	16,1500	1,77%	0,0543	0,74%	387,3	6,6	382,0	16,5	387,3	6,6
CM5_72	195	0,56	5,2630	1,86%	0,0793	0,65%	1121,4	19,1	1178,5	12,8	1178,5	12,8
CM5_71	178	0,79	10,7460	1,90%	0,0613	0,95%	573,6	10,4	649,5	20,2	573,6	10,4
CM5_70	501	0,50	24,8484	1,85%	0,0514	0,90%	254,3	4,6	256,8	20,7	254,3	4,6
CM5_69	382	0,49	9,4753	1,93%	0,0604	0,77%	646,8	11,8	619,7	16,5	646,8	11,8
CM5_68	664	0,25	5,2053	1,90%	0,0765	0,51%	1132,8	19,7	1108,9	10,1	1108,9	10,1
CM5_67	269	0,75	4,9913	1,82%	0,0934	0,50%	1177,2	19,6	1495,5	9,4	1495,5	9,4
CM5_66	280	0,53	16,6364	1,90%	0,0543	0,95%	376,3	6,9	384,2	21,3	376,3	6,9
CM5_65	396	0,39	5,8001	1,78%	0,0736	0,48%	1025,4	16,9	1031,7	9,6	1031,7	9,6
CM5_64	958	0,20	5,5053	1,82%	0,0729	0,48%	1075,9	18,0	1011,0	9,8	1011,0	9,8
CM5_63	424	0,79	22,2734	1,95%	0,0520	0,86%	283,1	5,4	283,8	19,6	283,1	5,4
CM5_62	168	0,94	22,9038	1,98%	0,0519	1,26%	275,5	5,3	282,9	28,6	275,5	5,3

Datación U/Pb de circones detríticos de la muestra CM-5 del Conglomerado Tunuyán

Muestra	U ppm	Th U	238U 206Pb	1 sigma % error	207Pb 206Pb	1 sigma % error	206/238 age	1 sigma abs err	207/206 age	1 sigma abs err	Best age	1 sigma abs err Ma
CM5_61	388	0,56	23,9525	1,88%	0,0527	1,15%	263,7	4,9	314,0	25,9	263,7	4,9
CM5_60	487	0,85	15,3196	1,23%	0,0559	0,68%	407,6	4,9	447,5	15,0	407,6	4,9
CM5_59	1.661	0,32	17,6192	1,61%	0,0597	0,90%	355,9	5,6	592,0	19,5	355,9	5,6
CM5_58	230	0,66	15,9745	1,26%	0,0536	0,94%	391,4	4,8	352,8	21,2	391,4	4,8
CM5_57	250	0,52	4,1051	1,15%	0,0868	0,43%	1405,4	14,6	1357,0	8,2	1357,0	8,2
CM5_56	1.682	0,65	22,3664	1,22%	0,0541	0,60%	282,0	3,4	373,4	13,5	282,0	3,4
CM5_55	198	0,63	23,0523	1,41%	0,0517	1,13%	273,7	3,8	271,6	25,8	273,7	3,8
CM5_54	1.442	0,14	8,8882	1,08%	0,0618	0,32%	687,3	7,0	668,0	6,9	687,3	7,0
CM5_53	407	1,20	11,0721	1,22%	0,0588	0,65%	557,4	6,5	558,3	14,1	557,4	6,5
CM5_52	879	0,23	4,8273	1,16%	0,0806	0,33%	1213,6	12,8	1210,9	6,5	1210,9	6,5
CM5_51	100	0,97	4,9847	1,36%	0,1044	0,85%	1178,6	14,6	1704,5	15,6	1704,5	15,6
CM5_50	459	0,87	16,5314	1,22%	0,0572	0,82%	378,6	4,5	497,8	18,0	378,6	4,5
CM5_49	183	1,81	34,0224	1,44%	0,0508	1,54%	186,7	2,7	229,8	35,2	186,7	2,7
CM5_48	281	0,99	24,9271	1,68%	0,0500	1,54%	253,6	4,2	195,8	35,3	253,6	4,2
CM5_47	237	0,90	4,8010	1,29%	0,0805	0,63%	1219,7	14,3	1208,2	12,3	1208,2	12,3
CM5_46	389	0,62	5,3520	1,27%	0,0756	0,53%	1104,3	12,9	1083,9	10,6	1083,9	10,6
CM5_45	865	0,18	5,7889	1,34%	0,0755	0,47%	1027,2	12,7	1081,8	9,4	1081,8	9,4
CM5_44	233	0,55	11,4012	1,38%	0,0585	0,92%	542,0	7,2	550,0	20,0	542,0	7,2
CM5_43	943	0,43	4,6697	1,62%	0,0849	0,74%	1250,9	18,4	1313,5	14,3	1313,5	14,3
CM5_42	388	0,46	24,7424	1,24%	0,0505	0,93%	255,4	3,1	219,6	21,4	255,4	3,1
CM5_41	824	0,48	5,6097	1,48%	0,0828	0,47%	1057,5	14,4	1264,8	9,2	1264,8	9,2
CM5_40	347	0,64	21,3019	1,81%	0,0530	0,86%	295,7	5,2	329,5	19,4	295,7	5,2
CM5_39	342	0,95	16,2118	1,82%	0,0541	0,74%	385,9	6,8	376,5	16,5	385,9	6,8
CM5_38	475	0,48	8,7488	1,99%	0,0628	0,54%	697,7	13,2	700,3	11,5	697,7	13,2
CM5_37	106	0,51	124,2100	3,03%	0,0663	3,61%	51,7	1,6	815,0	73,7	51,7	1,6
CM5_36	315	0,96	22,5577	1,90%	0,0525	1,14%	279,6	5,2	306,4	25,9	279,6	5,2
CM5_35	439	0,29	16,4831	1,78%	0,0544	0,75%	379,7	6,6	387,7	16,7	379,7	6,6
CM5_34	202	0,75	22,8254	1,94%	0,0517	1,22%	276,4	5,3	272,8	27,8	276,4	5,3
CM5_33	194	0,36	3,9072	1,87%	0,0915	0,57%	1469,0	24,5	1457,5	10,9	1457,5	10,9
CM5_32	700	0,65	9,9957	1,76%	0,0663	0,44%	614,7	10,3	815,9	9,3	614,7	10,3
CM5_31	424	1,28	16,2273	1,88%	0,0546	0,70%	385,5	7,0	395,5	15,7	385,5	7,0
CM5_30	547	0,71	23,2383	1,87%	0,0536	0,75%	271,6	5,0	353,5	16,8	271,6	5,0
CM5_29	208	0,45	5,2409	1,86%	0,0769	0,49%	1125,7	19,2	1119,1	9,7	1119,1	9,7
CM5_28	283	0,67	16,5747	1,87%	0,0546	0,80%	377,6	6,9	396,5	17,9	377,6	6,9
CM5_27	111	0,54	23,5945	2,25%	0,0517	1,81%	267,6	5,9	271,3	40,9	267,6	5,9
CM5_26	131	0,58	4,9432	1,87%	0,0797	0,65%	1187,7	20,2	1188,8	12,8	1188,8	12,8
CM5_25	1.052	0,01	13,3208	2,00%	0,0582	0,88%	466,6	9,0	537,4	19,1	466,6	9,0
CM5_24	25	0,80	4,0435	2,94%	0,0892	1,11%	1424,6	37,5	1407,9	21,1	1407,9	21,1
CM5_23	997	0,85	16,1165	1,85%	0,0545	0,65%	388,1	7,0	393,8	14,5	388,1	7,0

Datación U/Pb de circones detríticos de la muestra CM-5 del Conglomerado Tunuyán

Muestra	U ppm	Th U	238U 206Pb	1 sigma % error	207Pb 206Pb	1 sigma % error	206/238 age	1 sigma abs err	207/206 age	1 sigma abs err	Best age	1 sigma abs err Ma
CM5_22	634	0,66	16,7171	1,79%	0,0550	0,63%	374,5	6,5	412,9	14,0	374,5	6,5
CM5_21	682	0,46	21,2533	1,74%	0,0525	0,70%	296,4	5,0	307,7	16,0	296,4	5,0
CM5_20	765	0,43	15,4236	1,37%	0,0543	0,70%	405,0	5,4	385,6	15,7	405,0	5,4
CM5_19	59	0,70	23,0723	2,08%	0,0504	2,46%	273,5	5,6	212,2	55,9	273,5	5,6
CM5_18	870	0,05	5,3021	1,34%	0,0787	0,61%	1113,8	13,7	1163,3	12,1	1163,3	12,1
CM5_17	93	0,48	4,9678	2,60%	0,0949	1,17%	1182,3	28,0	1526,9	22,0	1526,9	22,0
CM5_16	100 12.82	0,37	4,5377	1,56%	0,0870	0,70%	1283,9	18,1	1361,6	13,5	1361,6	13,5
CM5_15	0	2,11	342,8828	1,30%	0,0469	0,78%	18,8	0,2	41,7	18,7	18,8	0,2
CM5_14	699	0,20	35,9133	1,37%	0,0507	0,97%	177,0	2,4	225,5	22,2	177,0	2,4
CM5_13	170	0,95	3,8579	1,36%	0,0888	0,63%	1485,8	18,1	1400,6	12,0	1400,6	12,0
CM5_12	835	0,22	8,9165	1,37%	0,0623	0,58%	685,2	8,9	685,1	12,3	685,2	8,9
CM5_11	920	0,27	10,5392	1,29%	0,0618	0,72%	584,4	7,2	668,5	15,2	584,4	7,2
CM5_10	260	0,54	14,2904	1,66%	0,0549	1,21%	436,0	7,0	409,8	26,7	436,0	7,0
CM5_9	426	0,61	4,5274	1,31%	0,0848	0,60%	1286,5	15,3	1309,9	11,6	1309,9	11,6
CM5_8	416	0,45	4,2656	1,33%	0,0870	0,58%	1357,7	16,2	1360,4	11,1	1360,4	11,1
CM5_7	37	0,72	22,0389	2,64%	0,0517	3,11%	286,1	7,4	273,7	69,7	286,1	7,4
CM5_6	1.843	0,29	5,6448	2,29%	0,0759	0,58%	1051,4	22,1	1091,3	11,5	1091,3	11,5
CM5_5	1.440	0,29	8,8332	1,25%	0,0610	0,54%	691,4	8,2	640,1	11,5	691,4	8,2
CM5_4	165	0,49	10,7109	1,56%	0,0589	1,11%	575,4	8,6	562,8	23,9	575,4	8,6
CM5_3	199	0,40	10,3379	1,37%	0,0598	0,86%	595,2	7,8	595,9	18,4	595,2	7,8
CM5_2	304	0,45	9,4796	1,37%	0,0606	0,70%	646,5	8,4	626,6	15,0	646,5	8,4
CM5_1	84	0,44	4,9742	1,61%	0,0764	0,90%	1180,9	17,4	1104,7	17,8	1104,7	17,8

Datación U/Pb de circones detríticos de la muestra CL-9A del Conglomerado Tunuyán

Muestra	U ppm	Th U	238U 206Pb	1 sigma % error	207Pb 206Pb	1 sigma % error	206/238 age	1 sigma abs err	207/206 age	1 sigma abs err	Best age	1 sigma abs err Ma
CL9A_10 0	4.175	1,87	540,5590	1,92%	0,0473	1,66%	11,9	0,2	63,9	39,0	11,9	0,2
CL9A_99	578 11.23	0,52	562,8553	2,97%	0,0480	4,17%	11,4	0,3	99,0	95,9	11,4	0,3
CL9A_97	4	0,40	24,8846	1,75%	0,0517	0,76%	254,0	4,4	270,0	17,3	254,0	4,4
CL9A_96	88	0,28	9,1572	2,14%	0,0601	1,24%	668,1	13,6	607,8	26,6	668,1	13,6
CL9A_95	216	0,44	499,7127	3,74%	0,0467	7,46%	12,9	0,5	35,9	169,5	12,9	0,5
CL9A_94	152	0,68	525,6835	5,15%	0,0525	9,44%	12,3	0,6	308,7	201,8	12,3	0,6
CL9A_93	412	0,48	574,6261	4,04%	0,0573	6,24%	11,2	0,5	501,3	131,7	11,2	0,5
CL9A_92	1.122	1,38	22,1877	1,72%	0,0535	0,86%	284,2	4,8	348,0	19,3	284,2	4,8
CL9A_91	191	0,54	491,4497	3,99%	0,0458	8,79%	13,1	0,5	0,0	187,1	13,1	0,5
CL9A_90	227	0,67	19,5180	1,86%	0,0522	1,35%	322,1	5,8	293,0	30,6	322,1	5,8
CL9A_89	875	0,61	19,3313	1,82%	0,0573	0,93%	325,1	5,8	503,9	20,3	325,1	5,8
CL9A_88	422	0,45	14,9678	1,81%	0,0561	1,00%	416,9	7,3	458,0	22,1	416,9	7,3
CL9A_87	214	0,67	22,5570	1,88%	0,0525	1,59%	279,6	5,1	307,7	35,8	279,6	5,1
CL9A_86	1.847	1,29	21,6602	2,43%	0,1000	1,18%	291,0	6,9	1623,2	21,9	291,0	6,9
CL9A_85	525	0,53	608,8125	6,27%	0,0470	6,59%	10,6	0,7	48,6	150,4	10,6	0,7
CL9A_84	419	0,45	15,3670	1,82%	0,0544	0,98%	406,4	7,2	386,9	21,8	406,4	7,2
CL9A_83	674	0,47	20,7972	2,31%	0,0560	0,99%	302,7	6,8	452,4	21,8	302,7	6,8
CL9A_82	839	0,42	525,4222	2,67%	0,0525	3,82%	12,3	0,3	305,5	84,7	12,3	0,3
CL9A_81	440	0,80	15,2256	1,85%	0,0546	0,97%	410,1	7,3	395,2	21,6	410,1	7,3
CL9A_80	941	1,54	602,8975	2,75%	0,0466	3,38%	10,7	0,3	26,3	79,1	10,7	0,3
CL9A_79	90	0,47	5,3599	2,16%	0,0771	1,11%	1102,8	21,8	1123,3	21,9	1123,3	21,9
CL9A_78	719	0,65	36,3667	2,04%	0,0523	1,14%	174,9	3,5	298,6	25,7	174,9	3,5
CL9A_77	457	0,85	573,6276	3,46%	0,0480	4,99%	11,2	0,4	98,2	114,1	11,2	0,4
CL9A_76	729	0,33	576,2384	4,24%	0,0590	6,76%	11,2	0,5	568,2	140,6	11,2	0,5
CL9A_75	652	0,55	547,5545	2,80%	0,0625	3,72%	11,8	0,3	690,0	77,4	11,8	0,3
CL9A_74	591	0,69	541,1121	3,22%	0,0474	4,39%	11,9	0,4	70,5	101,3	11,9	0,4
CL9A_73	1.075	1,44	512,7127	2,81%	0,0477	3,19%	12,6	0,4	85,7	74,1	12,6	0,4
CL9A_72	240	0,60	498,2679	4,11%	0,0574	4,95%	12,9	0,5	507,2	105,2	12,9	0,5
CL9A_71	35	0,73	319,5449	9,62%	0,1845	6,31%	20,1	1,9	2693,6	100,5	20,1	1,9
CL9A_70	608	0,64	548,7759	3,02%	0,0464	4,06%	11,7	0,4	19,3	94,6	11,7	0,4
CL9A_69	424	0,53	15,6610	2,02%	0,0537	1,00%	399,0	7,8	358,0	22,3	399,0	7,8
CL9A_68	207	0,43	4,6148	2,02%	0,0801	0,85%	1264,4	23,1	1200,2	16,6	1200,2	16,6
CL9A_67	342	0,42	23,0313	2,04%	0,0516	1,12%	274,0	5,5	268,0	25,5	274,0	5,5
CL9A_66	561	1,05	532,1040	3,14%	0,0773	3,45%	12,1	0,4	1129,1	67,1	12,1	0,4
CL9A_65	700	0,45	24,3299	1,93%	0,0524	1,01%	259,7	4,9	301,1	22,8	259,7	4,9
CL9A_64	522	0,49	568,0143	3,83%	0,0561	5,07%	11,3	0,4	455,3	108,8	11,3	0,4
CL9A_63	1.704	0,65	21,6056	1,94%	0,0587	0,81%	291,7	5,5	555,0	17,6	291,7	5,5
CL9A_62	766	0,45	597,0222	5,30%	0,0427	8,59%	10,8	0,6	0,0	17,4	10,8	0,6

Datación U/Pb de circones detríticos de la muestra CL-9A del Conglomerado Tunuyán

Muestra	U ppm	Th U	238U 206Pb	1 sigma % error	207Pb 206Pb	1 sigma % error	206/238 age	1 sigma abs err	207/206 age	1 sigma abs err	Best age	1 sigma abs err Ma
CL9A_61	602	0,51	15,9099	1,95%	0,0553	0,97%	393,0	7,4	426,4	21,4	393,0	7,4
CL9A_59	823	0,47	19,5627	1,01%	0,0522	0,72%	321,4	3,2	295,7	16,3	321,4	3,2
CL9A_58	515	0,48	585,3082	6,70%	0,0621	10,24%	11,0	0,7	676,4	204,9	11,0	0,7
CL9A_57	441	0,49	585,8103	3,75%	0,0541	5,57%	11,0	0,4	375,8	120,6	11,0	0,4
CL9_57	421	0,60	567,1077	2,71%	0,0465	5,28%	11,4	0,3	21,3	122,2	11,4	0,3
CL9_56	1.202	0,20	10,4280	0,97%	0,0592	0,61%	590,3	5,5	573,8	13,2	590,3	5,5
CL9_55	492	0,76	529,8480	2,65%	0,0462	4,27%	12,2	0,3	9,9	99,7	12,2	0,3
CL9_54	234	0,85	3,8370	1,08%	0,0896	0,63%	1493,0	14,4	1416,7	12,0	1416,7	12,0
CL9_53	295	0,50	578,1393	5,87%	0,0556	12,81%	11,1	0,7	434,7	262,5	11,1	0,7
CL9_52	453	0,67	20,5571	1,01%	0,0521	0,90%	306,2	3,0	288,2	20,4	306,2	3,0
CL9_51	1.450	0,22	5,5818	1,18%	0,0823	0,60%	1062,4	11,6	1252,9	11,6	1252,9	11,6
CL9_50	574	0,33	111,3223	6,36%	0,0750	2,47%	57,6	3,6	1067,4	48,8	57,6	3,6
CL9_49	244	0,23	6,3356	1,78%	0,0704	0,67%	944,7	15,6	940,8	13,7	944,7	15,6
CL9_48	127	0,45	8,1391	2,18%	0,0645	0,92%	747,0	15,4	758,9	19,3	747,0	15,4
CL9_47	1.990	0,30	222,5834	4,67%	0,0530	1,38%	28,9	1,3	326,8	31,1	28,9	1,3
CL9_46	430	0,49	546,5224	3,62%	0,0526	4,64%	11,8	0,4	313,6	102,2	11,8	0,4
CL9_45	377	0,73	8,5272	2,50%	0,0729	0,79%	714,8	16,9	1010,1	15,8	714,8	16,9
CL9_44	229	0,39	22,5482	1,30%	0,0528	1,13%	279,7	3,6	321,9	25,5	279,7	3,6
CL9_43	1.122	0,10	9,3426	1,06%	0,0600	0,67%	655,5	6,6	604,4	14,5	655,5	6,6
CL9_42	329	0,59	604,0058	3,35%	0,0450	6,53%	10,7	0,4	0,0	95,4	10,7	0,4
CL9_41	3.867	0,78	44,5386	1,45%	0,0518	0,63%	143,1	2,1	276,3	14,3	143,1	2,1
CL9_40A	688	0,07	16,3472	1,96%	0,0543	0,81%	382,8	7,3	382,6	18,2	382,8	7,3
CL9_40	173	0,08	519,7352	5,81%	0,0603	5,54%	12,4	0,7	613,0	115,3	12,4	0,7
CL9_39	85	0,08	753,7364	14,34%	0,2308	6,01%	8,5	1,2	3057,4	93,0	8,5	1,2
CL9_38	646	0,11	577,2263	3,02%	0,0587	4,14%	11,2	0,3	554,3	87,8	11,2	0,3
CL9_37	287	0,07	541,6027	4,09%	0,0599	5,95%	11,9	0,5	599,0	123,9	11,9	0,5
CL9_36	321	0,05	24,1915	2,59%	0,0519	1,25%	261,1	6,6	279,8	28,3	261,1	6,6
CL9_35	51	0,07	477,5732	10,02%	0,0834	9,82%	13,5	1,3	1278,0	180,3	13,5	1,3
CL9_34	730	0,05	558,0210	2,82%	0,0559	4,03%	11,5	0,3	448,0	87,2	11,5	0,3
CL9_33	537	0,10	543,3612	3,00%	0,0560	4,16%	11,9	0,4	453,8	89,9	11,9	0,4
CL9_32	190	0,04	487,8229	4,23%	0,0390	8,91%	13,2	0,6	0,0	0,0	13,2	0,6
CL9_31	3.408	0,05	477,1861	2,71%	0,0479	1,69%	13,5	0,4	96,3	39,6	13,5	0,4
CL9_30	6.000	0,17	55,5585	2,13%	0,0538	1,36%	115,0	2,4	364,2	30,3	115,0	2,4
CL9_29	80	0,53	5,9203	1,90%	0,0747	0,97%	1006,1	17,6	1059,6	19,4	1059,6	19,4
CL9_28	1.682	0,41	7,0892	1,79%	0,0805	0,84%	850,7	14,2	1208,7	16,4	1208,7	16,4
CL9_27	595	0,66	24,3664	1,70%	0,0521	1,02%	259,3	4,3	287,7	23,2	259,3	4,3
CL9_26	460	0,60	615,3946	3,44%	0,0677	4,02%	10,5	0,4	858,8	81,3	10,5	0,4
CL9_25	198	0,25	8,5523	1,74%	0,0668	0,95%	712,9	11,7	830,1	19,8	712,9	11,7
CL9_24	529	0,44	621,6732	3,14%	0,0539	3,56%	10,4	0,3	366,1	78,2	10,4	0,3

Datación U/Pb de circones detríticos de la muestra CL-9A del Conglomerado Tunuyán

Muestra	U ppm	Th U	238U 206Pb	1 sigma % error	207Pb 206Pb	1 sigma % error	206/238 age	1 sigma abs err	207/206 age	1 sigma abs err	Best age	1 sigma abs err Ma
CL9_23	531	0,45	624,4425	3,04%	0,0512	4,09%	10,3	0,3	250,2	91,5	10,3	0,3
CL9_22	2.037	2,35	566,5423	2,90%	0,0471	3,28%	11,4	0,3	52,0	76,5	11,4	0,3
CL9_21	146	0,59	644,2654	7,91%	0,0435	14,97%	10,0	0,8	0,0	196,0	10,0	0,8
CL9_20A	635	1,01	594,5149	4,11%	0,0550	5,02%	10,8	0,4	411,6	108,6	10,8	0,4
CL9_20	488	0,70	597,2736	3,03%	0,0533	4,03%	10,8	0,3	340,8	88,7	10,8	0,3
CL9_19	1.439	0,57	20,3481	1,59%	0,0711	0,71%	309,3	4,8	960,2	14,4	309,3	4,8
CL9_18	191	0,54	593,5254	4,72%	0,0431	8,87%	10,9	0,5	0,0	47,2	10,9	0,5
CL9_17	320	0,44	593,2863	3,19%	0,0453	5,76%	10,9	0,3	0,0	96,9	10,9	0,3
CL9_16	935	0,49	615,5344	2,75%	0,0521	3,35%	10,5	0,3	288,2	74,9	10,5	0,3
CL9_15	492	0,66	586,2141	2,78%	0,0800	3,68%	11,0	0,3	1196,9	70,9	11,0	0,3
CL9_14	486	0,81	661,7265	3,19%	0,0480	4,52%	9,7	0,3	98,3	103,5	9,7	0,3
CL9_13	1.001	0,08	5,5565	1,52%	0,0771	0,62%	1066,8	15,0	1123,4	12,3	1123,4	12,3
CL9_12	175	0,88	6,5747	1,59%	0,0711	0,83%	912,7	13,5	960,4	16,9	912,7	13,5
CL9_11	218	0,57	5,3753	1,59%	0,0760	0,76%	1099,9	16,1	1094,0	15,1	1094,0	15,1
CL9_10	126	0,92	1,9630	1,80%	0,1767	0,67%	2654,2	39,1	2622,1	11,0	2622,1	11,0
CL9_9	274	0,65	27,2586	1,71%	0,0528	1,11%	232,3	3,9	322,0	25,0	232,3	3,9
CL9_8	486	0,41	582,2186	3,04%	0,0467	4,55%	11,1	0,3	33,5	105,6	11,1	0,3
CL9_7	566	0,50	585,7921	3,02%	0,0458	4,70%	11,0	0,3	0,0	99,3	11,0	0,3
CL9_6	1.060	1,72	585,3094	3,15%	0,0607	3,39%	11,0	0,3	627,5	71,4	11,0	0,3
CL9_5	498	0,89	620,0036	2,98%	0,0483	4,53%	10,4	0,3	115,4	103,5	10,4	0,3
CL9_4	504	0,63	658,4162	3,38%	0,0487	5,01%	9,8	0,3	131,2	113,7	9,8	0,3
CL9_3	2.045	0,32	23,9055	1,56%	0,0519	0,67%	264,2	4,0	281,2	15,3	264,2	4,0
CL9_2	290	0,49	586,9513	3,54%	0,0582	4,97%	11,0	0,4	538,4	105,2	11,0	0,4
CL9_1	730	0,99	582,3539	2,80%	0,0455	3,25%	11,1	0,3	0,0	45,7	11,1	0,3

Datación U/Pb de circones detríticos de la muestra I-2 Ignimbrita Chilena de la Formación Palomares

Muestra	U	Th	238U	1 sigma	207Pb	1 sigma	206/238	1 sigma	207/206	1 sigma	Best age	1 sigma
	ppm	U	206Pb	% error	206Pb	% error	age	abs err	age	abs err		abs err Ma
I2_23	151	0,87	765,2839	6,65%	0,0700	7,68%	8,4	0,6	928,1	150,2	8,4	0,6
I2_46	618	1,10	764,5036	3,86%	0,0486	4,08%	8,4	0,3	129,6	93,2	8,4	0,3
I2_20	191	1,20	736,0006	10,83%	0,0553	18,56%	8,8	0,9	0,0	793,0	8,8	0,9
I2_38	229	1,33	730,5200	4,68%	0,0673	5,33%	8,8	0,4	848,6	107,0	8,8	0,4
I2_7	323	1,23	727,4755	3,91%	0,0472	5,79%	8,9	0,3	56,9	132,5	8,9	0,3
I2_28	541	0,58	709,4823	5,39%	0,0499	4,92%	9,1	0,5	192,4	110,6	9,1	0,5
I2_41	254	0,62	703,1726	5,27%	0,0500	5,61%	9,2	0,5	193,0	125,5	9,2	0,5
I2_19	297	1,67	699,6217	3,98%	0,0471	7,15%	9,2	0,4	53,8	162,2	9,2	0,4
I2_17	749	0,62	695,7404	2,43%	0,0464	3,65%	9,3	0,2	17,4	85,5	9,3	0,2
I2_33	229	0,62	693,0690	5,79%	0,0446	5,73%	9,3	0,5	0,0	56,7	9,3	0,5
I2_39	202	1,49	689,7670	5,44%	0,0652	5,30%	9,3	0,5	780,4	107,7	9,3	0,5
I2_18	114	1,53	685,4058	8,31%	0,1292	6,27%	9,4	0,8	2086,9	106,3	9,4	0,8
I2_36	197	0,74	684,1835	9,29%	0,0755	9,53%	9,4	0,9	1080,7	180,1	9,4	0,9
I2_32	138	1,87	639,0241	6,41%	0,0882	5,33%	10,1	0,6	1386,5	99,0	10,1	0,6
I2_14	136	1,32	635,2765	6,53%	0,0900	6,70%	10,1	0,7	1425,6	122,8	10,1	0,7
I2_40	120	1,23	630,6984	7,85%	0,0613	6,33%	10,2	0,8	650,7	130,4	10,2	0,8
I2_21	56	1,18	569,0494	9,23%	0,1664	6,88%	11,3	1,0	2521,5	111,1	11,3	1,0
I2_34	28	0,80	545,4177	13,94%	0,2908	6,28%	11,8	1,6	3422,0	94,4	11,8	1,6
I2_15	24	0,73	497,5586	17,23%	0,1059	24,81%	12,9	2,2	1729,7	397,0	12,9	2,2
I2_44	232	1,82	487,1019	5,52%	0,0600	7,34%	13,2	0,7	603,8	151,3	13,2	0,7
I2_6	264	0,56	426,4141	3,47%	0,0462	4,74%	15,1	0,5	9,6	110,3	15,1	0,5
I2_48	356	0,85	39,2752	1,65%	0,0533	1,13%	162,1	2,6	342,2	25,5	162,1	2,6
I2_8	1.609	0,62	38,4652	2,19%	0,0519	0,68%	165,4	3,6	280,1	15,6	165,4	3,6
I2_42	1.505	0,57	27,2403	1,60%	0,0521	0,75%	232,4	3,7	290,4	17,1	232,4	3,7
I2_35	281	0,71	26,2620	4,14%	0,0702	1,35%	240,9	9,8	933,1	27,4	240,9	9,8
I2_5	1.661	0,45	25,9936	1,66%	0,0514	0,67%	243,3	4,0	258,8	15,2	243,3	4,0
I2_45	2.626	0,43	25,9825	1,46%	0,0511	0,71%	243,5	3,5	245,9	16,3	243,5	3,5
I2_9	185	0,77	25,5908	1,85%	0,0517	1,36%	247,1	4,5	272,2	30,9	247,1	4,5
I2_47	1.391	0,56	25,3631	1,47%	0,0513	0,77%	249,3	3,6	252,8	17,7	249,3	3,6
I2_22	1.458	0,70	25,2626	0,94%	0,0513	0,69%	250,3	2,3	255,9	15,7	250,3	2,3
I2_16	1.248	0,43	25,1869	1,00%	0,0526	0,71%	251,0	2,4	309,5	16,1	251,0	2,4
I2_43	1.394	0,35	25,0275	1,43%	0,0515	0,77%	252,6	3,5	262,8	17,5	252,6	3,5
I2_11	2.067	0,53	24,9502	1,14%	0,0547	1,05%	253,3	2,8	399,8	23,4	253,3	2,8
I2_13	1.233	0,29	24,6653	1,03%	0,0531	0,72%	256,2	2,6	334,2	16,2	256,2	2,6
I2_50	501	0,50	24,1081	1,69%	0,0517	0,96%	262,0	4,3	270,0	21,9	262,0	4,3
I2_49	304	0,58	23,8465	1,53%	0,0508	1,24%	264,8	4,0	231,3	28,4	264,8	4,0
I2_2	2.374	0,73	22,6084	1,76%	0,0521	0,66%	279,0	4,8	289,7	15,1	279,0	4,8
I2_25	510	1,00	18,5069	1,09%	0,0535	0,85%	339,2	3,6	348,4	19,1	339,2	3,6

Datación U/Pb de circones detríticos de la muestra I-2 Ignimbrita Chilena de la Formación Palomares

Muestra	U ppm	Th U	238U 206Pb	1 sigma % error	207Pb 206Pb	1 sigma % error	206/238 age	1 sigma abs err	207/206 age	1 sigma abs err	Best age	1 sigma abs err Ma
I2_12	1.489	0,96	17,7742	0,95%	0,0539	0,68%	352,8	3,3	367,0	15,2	352,8	3,3
I2_24	309	0,65	17,7704	1,15%	0,0534	0,96%	352,9	3,9	344,6	21,5	352,9	3,9
I2_31	488	0,80	17,4496	1,59%	0,0576	1,06%	359,2	5,6	516,3	23,0	359,2	5,6
I2_29	449	0,68	13,1603	0,97%	0,0590	0,79%	472,1	4,4	567,0	17,2	472,1	4,4
I2_27	169	0,45	8,4142	1,14%	0,0724	0,76%	723,9	7,8	997,2	15,4	723,9	7,8
I2_26	194	0,33	6,6549	1,74%	0,0718	0,73%	902,4	14,6	980,2	14,8	902,4	14,6
I2_1	1.085	0,33	5,8733	1,61%	0,0735	0,57%	1013,6	15,1	1027,8	11,5	1027,8	11,5
I2_10	61	1,18	4,7198	1,99%	0,0829	0,90%	1238,8	22,3	1266,9	17,5	1266,9	17,5
I2_3	559	0,08	4,9474	1,63%	0,0835	0,58%	1186,7	17,6	1279,9	11,3	1279,9	11,3
I2_37	159	1,27	3,0585	1,56%	0,1134	0,68%	1823,6	24,8	1854,0	12,3	1854,0	12,3