

Capítulo VI - Mineralogía de arcillas

6.1 - Introducción

El estudio de la composición de las pelitas no es sólo el complemento natural al estudio de las areniscas sino que posee importancia en sí mismo por lo abundantes que resultan estas rocas en el relleno de las cuencas sedimentarias. Si bien composicionalmente las pelitas consisten de una mezcla de argilominerales metaestables, también poseen partículas tamaño limo de minerales menos reactivos como cuarzo y feldespato (Potter *et al.*, 2005).

Los argilominerales en las rocas sedimentarias poseen diversos orígenes. Los mismos pueden ser inherentes, donde los minerales provienen de la meteorización y transporte desde el material preexistente (arcillas detríticas), transformados, cuando se producen cambios en la intercapa del argilomineral precursor conservándose la estructura esencial del silicato, o neoformadas, donde los argilominerales son cristalizados directamente a partir de geles o soluciones (Hardy y Tucker, 1991).

Las asociaciones de argilominerales depositados en diversos ambientes sedimentarios, en especial en los continentales, reflejan la composición del área de aporte, relacionándose directamente con los parámetros climáticos, los cuales controlan la meteorización de las rocas. No obstante, factores como la litología y la topografía del área fuente también tienen una fuerte influencia sobre el grado y los productos de la meteorización (Robert y Kennett, 1994; Inglès y Ramos-Guerrero, 1995; Dingle y Lavelle, 2000; Egger *et al.*, 2002; Suresh *et al.*, 2004; entre otros). De este modo, la distribución temporal de los minerales de arcilla dentro de una unidad puede ser considerada como el producto no sólo de la diagénesis, sino también del aporte litológico y de las características de la zona, como la topografía, el clima y el grado y tipo de meteorización.

Sobre la base de estos enunciados resulta evidente la importancia que reviste la caracterización composicional de los minerales de arcilla.

De este modo, se realizaron análisis difractométricos sobre sendas muestras del Grupo Río Chico, con el objeto de, en primera instancia, obtener la composición mineralógica general del material analizado y los principales argilominerales que lo componen, estableciendo sus proporciones relativas dentro de la muestra de roca. Al mismo tiempo, se utilizaron estos datos con el fin de establecer cómo los argilominerales se asocian y distribuyen a lo largo de la unidad en estudio, considerándolos como una herramienta de suma utilidad para establecer las relaciones existentes con el área de aporte, el clima y los procesos de meteorización actuantes sobre el material parental, al mismo tiempo que para inferir el grado de diagénesis sufrida por las sedimentitas. Conjuntamente se analizaron nódulos y concreciones halladas en diferentes unidades del grupo estudiado, con la finalidad de conocer su composición mineralógica.

A este respecto se cuenta con los antecedentes de Andreis y Zalba (1994, 2003), quienes mencionan para niveles del *Miembro Las Violetas* (en este trabajo Formación Las Violetas) en la zona de Laguna Payailé, la presencia de esmectita como argilomineral dominante, con caolinita localmente abundante, escasos interestratificados de illita/esmectita y moderada proporción de analcima. En tanto, estos mismos autores indicaron la participación de esmectita, abundante caolinita, ocasionales interestratificados de illita/esmectita junto a analcima y clinoptilolita para niveles de la Formación Koluél Kaike en la misma localidad de estudio.

6.2 - Materiales y métodos

La identificación de las diferentes especies minerales de la fracción fina ($< 4\mu$) del Grupo Río Chico se realizó mediante la técnica de difracción de Rayos X (DRX). Dicho método es no destructivo y se basa en la interacción de una radiación con la materia.

De esta manera fueron tratadas un total de 78 muestras, 45 corresponden a pelitas, 22 a areniscas y 11 a tobas retrabajadas, provenientes de las ocho localidades relevadas, (tabla 6.1) y 6 muestras de nódulos y concreciones (tabla 6.2).

6.2.1 - Tratamiento de las muestras

En un mortero de porcelana fueron molidos entre 10 y 20 gramos de las muestras seleccionadas hasta obtener un polvo muy fino impalpable. De este modo se logra la disgregación mecánica del material. Una porción de este polvo fue colocada en un porta muestra de aluminio, compactado el polvo uniformemente hasta obtener una superficie lisa y regular para ser expuesta a los Rayos X. La muestra así lograda se denomina *muestra total*, ya que a partir de su difractograma es posible establecer la mineralogía general de la roca.

Por otro lado se prepararon tres muestras orientadas, para las cuales es necesario lograr la suspensión del polvo fino en agua destilada. Luego de un tiempo de reposo determinado por la Ley de Stokes se extrajo una porción de la suspensión utilizando una pipeta y montando al mismo sobre portaobjetos. Mediante esta técnica las arcillas se sedimentan lentamente, adquiriendo una orientación preferencial según el plano (001) (Moore y Reynolds, 1989). Uno de estos preparados fue analizado directamente (*muestra natural*) a fin de obtener un difractograma base con las reflexiones de los distintos minerales correspondientes a la fracción fina. Otra de las muestras orientadas fue colocada en una campana de vacío sometida a los vapores de etilenglicol durante dos horas, para así obtener la *muestra glicolada*. El motivo de utilizar el etilenglicol radica en que como sus moléculas son de gran tamaño, son absorbidas por las arcillas del grupo de la esmectita, aumentando su espaciado basal en forma muy evidente, permitiendo la rápida identificación de estos minerales. La última muestra montada fue colocada en una mufla a 550° C durante dos horas, obteniéndose así la

muestra calcinada. La calcinación provoca diferentes efectos según el tipo de argilomineral presente. En las caolinitas, por ejemplo, se destruye su estructura cristalina, con lo cual no aparece su registro en los difractogramas. En el caso de las esmectitas, al ser eliminada el agua de las capas internas, el espaciado basal se contrae de 15 Å para la muestra natural y de 18 Å para la glicolada, a 10 Å, adquiriendo de esta forma la estructura cristalina de la Illita. En cambio, este proceso no modifica la estructura de la Illita y de la clorita, conservándose su espaciado de 10 Å y 14 Å respectivamente.

6.2.2 - Condiciones del registro

Para la lectura de las muestras se utilizó un Difractómetro Phillips PW 1011/00, con radiación de $\text{CuK } \alpha$ de 1,5414 Å con filtro de Ni, un voltaje de 36 Kv. y una intensidad de corriente de 18 MA. La velocidad de registro se fijó en $2^\circ 2\theta / \text{min.}$, con una constante de tiempo de 4 segundos y el intervalo de registro se fijó entre:

- 3° y 37° 2θ para la *muestra total*
- 2° y 32° 2θ para la *muestra natural*
- 2° y 26° 2θ para la *muestra glicolada*
- 3° y 15° 2θ para la *muestra calcinada*.

6.2.3 - Análisis cualitativo y semicuantitativo

Para la identificación de las diferentes especies minerales y la posterior estimación de las proporciones entre ellos, se procedió, en primera instancia, a convertir los picos registrados por el difractograma a los correspondientes espaciados d (expresados en Amstrongs) de los planos que producen las reflexiones, de acuerdo con lo expresado según la Ley de Bragg, donde n es un número entero, λ es la longitud de onda del rayo X, d es el espaciado entre la familia de planos equivalentes, medida en Amstrongs y θ es el ángulo de difracción. De este modo se obtiene un gráfico de Intensidad versus 2θ , donde los picos son expresados en Amstrongs.

$$n\lambda = 2d \text{ sen}\theta$$

Posteriormente se procedió a la lectura de este gráfico, para lo cual se le asignó a cada pico una especie mineral de acuerdo con los patrones estándar establecidos (Brindley y Brown, 1980), tanto para conocer la mineralogía general de las rocas (sobre *muestra total*), como para determinar la composición de los argilominerales (sobre *muestras orientadas*).

Para estimar las proporciones semicuantitativas de los argilominerales, se procedió a la medición de las áreas encerradas bajo los picos de las reflexiones (001) para la illita, (001) para la caolinita, (002) para la clorita y (001) para la esmectita, sobre el patrón de la preparación glicolada

(Biscaye, 1965). De esta manera fueron determinados los porcentajes relativos de cada argilomineral dividiendo los valores de las áreas por un factor empírico, establecido por (Biscaye, 1965) como 1 para la illita, 4 para la esmectita y 2 para la caolinita y la clorita.

6.3 - Argilominerales del Grupo Río Chico

Dentro de las muestras analizadas del Grupo Río Chico (tabla 6.1) se identificaron cinco grupos de argilominerales, los cuales se detallan a continuación.

6.3.1 - Grupo de la esmectita

Este grupo de minerales es identificado por la máxima reflexión que produce la muestra natural entre los 12 y 15 Å (001), la cual en la muestra glicolada se desplaza dando un fuerte pico de 17 Å. Cuando la muestra es calcinada a 550° C la estructura de la esmectita colapsa a 10 Å. Este pico de máxima intensidad es acompañado por otros menores de 8.5 Å, 5.5 Å y 3.5 Å.

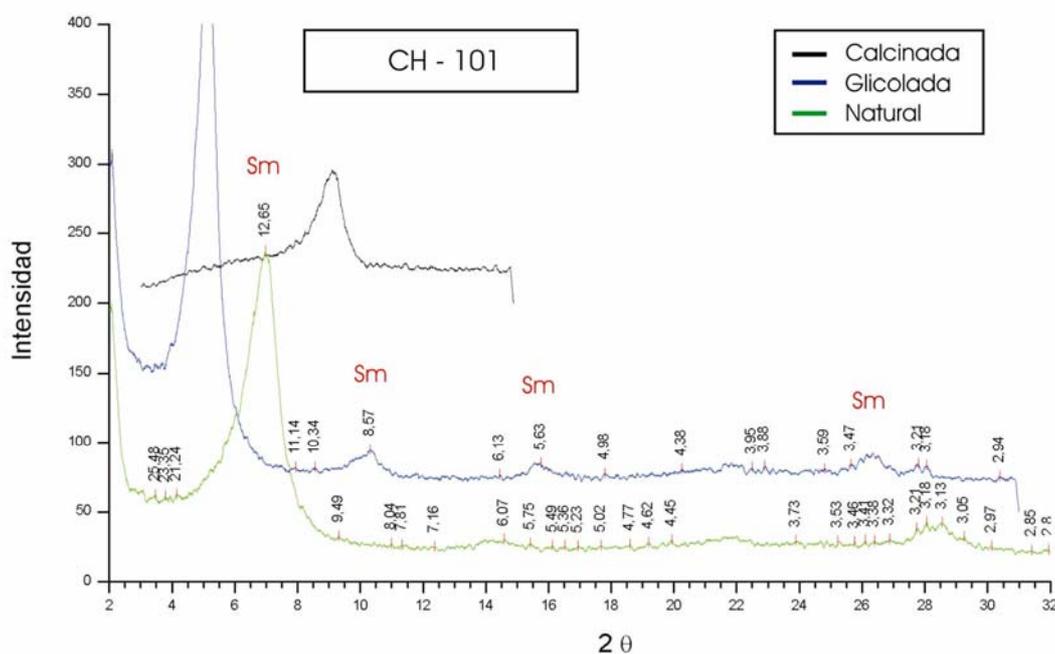


Figura 6.1: Difractograma mostrando los principales picos de una esmectita (Sm) bien cristalizada y probablemente de composición sódica. Muestra correspondiente a Niveles Transicionales.

En las muestras analizadas se ha observado a la esmectita tanto como fase discreta (Sm) y como interstratificados con la illita (I/S), siendo el primer caso la manera más frecuentemente observada.

En la mayoría de las muestras la esmectita tiende a estar bien cristalizada, mostrando picos fuertes y agudos cercanos a los 12 Å en la muestra natural (figura 6.1), indicando esta posición que el catión que se encuentra en la intercapa es el sodio (Bertolino, 1997; Hillier, 2003). En menor medida se observó otro grupo de muestras donde este pico de máxima intensidad se ubica cercano a los 15 Å (figura 6.2), revelando que el catión presente en la intercapa es el calcio y/o el magnesio (Bertolino, 1997; Hillier, 2003). De manera menos frecuente se presenta la esmectita con picos más amplios y débiles debido a la baja cristalinidad, impidiendo el reconocimiento de los interestratificados de illita/esmectita debido a la superposición de picos. En estos casos no resulta posible determinar la proporción de interestratificados presentes en la muestra.

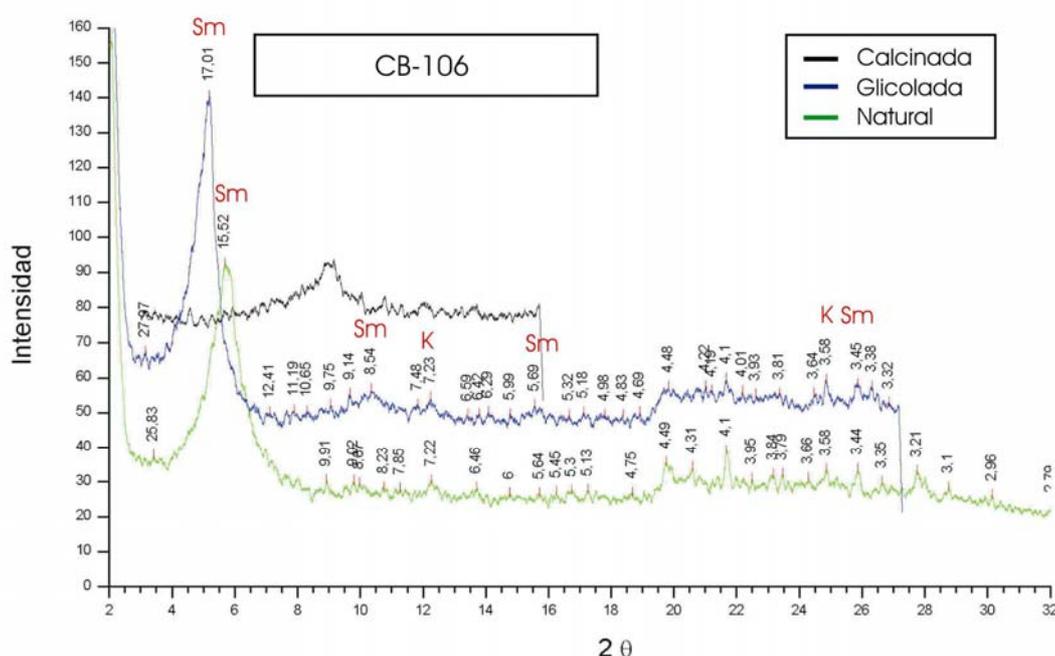


Figura 6.2: Diffractograma mostrando los principales picos de una esmectita (Sm) bien cristalizada y probablemente de composición cálcica, acompañada de caolinita (K). Muestra perteneciente a la Formación Koluél Kaike.

A partir de las muestras analizadas se ha podido determinar que la esmectita es el argilomineral predominante a lo largo de los perfiles estudiados, presentándose con valores promedios del orden del 74.4% (tabla 6.1). Sin embargo su proporción es variable a lo largo de la secuencia analizada, ya que oscila entre un 100 y un 5%. En general los Niveles Transicionales y las formaciones Las Violetas, Peñas Coloradas y Las Flores en los perfiles de Estancia Las Violetas, Punta Peligro, Estancia La Rosa, Cañadón Hondo y Estancia El Sol muestran los valores más elevados, mayores al 90 % en promedio. En tanto, en los perfiles de Barranca del lago Colhué Huapi, Cerro Blanco y Cerro Abigarrado lo hace con proporciones más bajas, a excepción de los niveles de la Formación Peñas Coloradas en el primer perfil (ver muestras EC en la tabla 6.1). En estos últimos perfiles la Formación Koluél Kaike muestra los tenores más oscilatorios de esmectita, variando entre 10 y 90 %.

Tabla 6.1: Análisis semicuantitativo de los principales minerales presentes en roca total y de minerales de arcilla en muestra glicolada.

PERFIL	UNIDAD	MUESTRA	ROCA TOTAL						MUESTRA GLICOLADA						Argilofa- cles	Índice S/K
			Qz	Tr-Ct	F	Arc	Zeo	Otros	K	I	G	Sm	Ch	I/S		
			Abundancia relativa						Porcentajes relativos							
ESTANCIA LAS VIOLETAS	LV	ELV-15	e	e	e	ma	m	yeso	0	0	0	100	0	tr	S 1	100,0
	NT	ELV-7	e	a	ma	me	a	halita	0	10	0	90	0	0	S 2	100,0
		ELV-3	e	a	ma	m	tr	-	0	0	0	100	0	e	S 1	100,0
PUNTA PELIGRO	PC	PP-1000*	ma	a	ma	m	a	halita/mag	5	0	0	95	0	-	S 1	19,0
	NT	PP-56	e	ma	a	ma	e	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		PP-55*	e	ma	a	a	me	yeso/mag	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		PP-CP*	m	a	ma	m	a	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		PP-9	ma	a	e	m	e	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		PP-7*	-	a	ma	a	m	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		PP-4	me	m	ma	m	e	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		PP-3	e	ma	m	ma	e	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
PP-2	e	ma	ma	a	a	magnetita	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0		
ESTANCIA LA ROSA	LF	ELR-122*	ma	e	a	me	e	-	5	0	20	70	5	e	S 2	14,0
		ELR-121	m	e	ma	e	e	halita	30	0	0	70	0	-	S 2	2,3
		ELR-120	ma	a	e	ma	e	magnetita	10	0	0	90	0	-	S 2	9,0
		ELR-118*	m	e	ma	-	-	magnetita	0	0	tr	100	0	me	S 1	100,0
		ELR-117	ma	e	m	m	-	magnetita	19	0	0	81	0	tr	S 2	4,3
	PC	ELR-110*	a	m	ma	me	m	-	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		ELR-106*	a	ma	m	e	me	-	0	0	0	100	0	tr	S 1	100,0
		ELR-202*	me	me	e	ma	e	-	0	0	0	100	0	tr	S 1	100,0
		ELR-102	a	a	me	a	e	magnetita	11	0	0	89	0	-	S 2	8,1

Tabla 6.1: Continuación.

CAÑADÓN HONDO	KK	CH-T-S**	ma	m	ma	e	me	-	5	63	0	33	0	e	11	6,6	
	LF	CH-121	ma	m	a	e	me	magnetita		8	0	5	87	0	e	S 2	10,9
		PP35-15	ma	a	m	a	me	-		10	0	0	90	0	-	S 2	9,0
		CH-119*	ma	a	a	me	m	magnetita		0	0	0	97	3	tr	S 1	100,0
		CH-118	ma	ma	e	ma	me	magnetita		5	0	0	95	0	tr	S 1	19,0
	LV	CH-203*	ma	a	a	m	me	yeso/hem		8	0	4	88	0	-	S 2	11,0
		CH-114	ma	a	e	ma	e	-		5	0	0	95	0	tr	S 1	19,0
		CH-111*	ma	e	a	me	m	magnetita		0	0	tr	100	0	tr	S 1	100,0
		CH-201**	me	me	me	ma	me	-		0	5	0	95	0	me	S 1	95,0
		CH-107**	e	m	ma	e	e	silvita		0	5	0	95	0	a	S 1	100,0
	NT	CH-106	ma	a	m	m	e	yeso/hem		8	0	4	88	0	-	S 2	11,0
		CH-BNS	a	ma	e	m	me	yeso		0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		CH-102*	me	ma	a	a	m	magnetita		0	0	0	100	0	-	S 1	100,0
		CH-101	e	ma	a	m	me	magnetita		0	0	0	100	0	tr	S 1	100,0
		CH-1	e	ma	m	m	me	magnetita		0	0	0	100	0	tr	S 1	100,0
ESTANCIA EL SOL	LV	EES-64**	e	m	ma	e	-	-	0	5	0	95	0	tr	S 1	95,0	
		EES-63**	m	e	ma	a	-	-	0	0	0	100	0	-	S 1	100,0	
	NT	EES-53	e	e	ma	e	e	-	5	0	0	95	0	tr	S 1	19,0	
		EES-NEG	m	ma	me	m	me	-	0	0	0	100	0	e	S 1	100,0	

Tabla 6.1: Continuación.

BARRANCA COLHÉ HUAPI	KK	BCH-120	a	ma	e	me	-	-	70	5	0	25	0	tr	<i>K 1</i>	0,4	
		BCH-116**	a	a	a	a	me	magnetita		33	5	0	62	0	-	<i>S 2</i>	1,9
		BCH-111	a	ma	e	me	-	-		75	5	0	20	0	tr	<i>K 1</i>	0,3
		BCH-105	e	ma	me	e	e	magnetita		60	5	0	20	15	-	<i>k 1</i>	0,3
		BCH-104	m	ma	-	e	-	magnetita		75	5	0	20	0	tr	<i>k 1</i>	0,3
		BCH-95	m	ma	me	m	me	magnetita		65	5	0	30	0	-	<i>k 1</i>	0,5
		BCH-93	m	ma	e	e	me	magnetita		50	0	0	36	14	tr	<i>k 1</i>	0,7
		BCH-92-I	m	ma	me	m	-	magnetita		90	0	0	10	0	-	<i>k 1</i>	0,1
		BCH-91	a	ma	-	m	me	magnetita		70	5	0	25	0	-	<i>k 1</i>	0,4
		BCH-90	m	ma	-	me	me	magnetita		56	32	0	12	0	-	<i>k 2</i>	0,2
	LF	BCH-89	m	ma	e	e	e	-		37	0	0	58	5	-	<i>S 2</i>	1,6
		BCH-1	e	ma	-	e	-	-		80	0	0	15	5	tr	<i>k 1</i>	0,2
		BCH-2	e	e	-	a	tr	-		25	0	0	75	0	-	<i>S 2</i>	3,0
		BCH-3	e	-	me	ma	tr	-		5	0	0	95	0		<i>S 1</i>	19,0
		BCH-LF-6**	a	a	me	ma	me	-		80	0	0	20	0	-	<i>k 1</i>	0,3
		BCH-02**	ma	a	e	a	tr	magnetita		75	13	0	12	0	me	<i>k 2</i>	0,2
		BCH-01	a	a	e	a	me	-		21	0	0	79	0	-	<i>S 2</i>	3,8
	PC	EC-5*	a	-	ma	e	me	calcita		0	0	0	100	0	0	<i>S 1</i>	100,0
		EC-4*	e	-	ma	a	me	-		0	0	0	100	0	0	<i>S 1</i>	100,0
EC-3-I*		e	-	ma	m	me	-		0	0	0	100	0	0	<i>S 1</i>	100,0	
CERRO BLANCO	KK	CB-106	a	m	m	a	me	-		5	0	0	95	0	-	<i>S 1</i>	19,0
		CB-105**	m	m	ma	m	me	magnetita		15	0	0	85	0	-	<i>S 2</i>	5,7
		CB-104	m	ma	me	me	me	magnetita		14	33	0	53	0	a	<i>S 2</i>	3,8
		CB-102	m	ma	e	m	e	yeso/mag		10	0	0	90	0	-	<i>S 2</i>	9,0
	LF	CB-100	m	ma	m	me	me	magnetita		33	7	0	60	0	me	<i>S 2</i>	1,8
		CB-202**	ma	ma	me	a	me	-		65	0	0	35	0	-	<i>K 1</i>	0,5
		CB-201	ma	ma	me	a	e	-		30	0	0	70	0	me	<i>S 2</i>	2,3
		CB-3**	e	ma	-	m	me	magnetita		95	0	0	5	0	-	<i>K 1</i>	0,1
		CB-1	ma	m	me	m	me	-		34	0	0	66	0	-	<i>S 2</i>	1,9
CB-200	a	ma	e	e	me	-		41	0	0	59	0	tr	<i>S 2</i>	1,4		

Tabla 6.1: Continuación.

CERRO ABIGARRADO	LF	CA-301**	ma	m	me	m	-	-	50	3	0	47	0	tr	K 1	0,9	
	PC	CA-BNS	ma	m	me	a	me	-	-	30	0	0	70	0	tr	S 2	2,3
		CA-22**	a	m	ma	e	tr	magnetita	-	24	0	0	76	0	e	S 2	3,2
		CA-300	ma	ma	e	m	e	-	-	62	0	0	38	0	me	K 1	0,6
		CA-200	ma	e	a	e	tr	-	-	7	0	0	93	0	-	S 2	13,3
		CA-20	ma	m	m	e	tr	-	-	20	0	0	69	11	me	S 2	3,5
		CA-15*	ma	-	e	e	-	-	-	27	0	12	61	0	tr	S 2	2,3
		CA-7*	ma	m	m	m	tr	magnetita	-	5	0	0	95	0	-	S 1	19,0
		CA-4-I*	ma	-	e	me	-	-	-	34	18	0	48	0	a	S 2	1,4
	NT	CA-30	ma	-	me	e	-	-	-	28	12	0	60	0	-	S 2	2,1
CA-3		ma	-	me	a	me	-	-	5	0	0	95	0	-	S 1	19,0	
CA-199		ma	me	me	e	me	-	-	14	0	0	86	0	-	S 2	6,1	
CA-2		ma	me	-	m	tr	-	-	13	0	0	76	11	tr	S 2	5,8	
PROMEDIO DEL GRUPO RÍO CHICO									21,2	2,9	0,6	74,5	0,8			38,7	

Abundancia relativa en roca total		Mineralogía en roca total		Mineralogía en muestra glicolada	
ma	muy abundante	Qz	cuarzo	K	caolinita
a	abundante	Tr-Cr	tridimita-cristobalita	I	illita
m	moderado	F	feldespatos	G	glauconita
e	escaso	Arc	arcillas	Sm	esmectita
me	muy escaso	Zeo	ceolitas	Ch	clorita
tr	trazas	*	Arenisca	I/S	interestratificados illita/esmectita
-	no hay registro	**	Toba		

Unidades: NT: Niveles Transicionales, LV: Fm Las Violetas, PC: Fm Peñas Coloradas, LF: Fm Las Flores, KK: Fm Kolué Kalke

6.3.2 - Grupo de la caolinita

La caolinita (K) es identificada a partir de su pico de máxima intensidad (001) de 7.16 Å junto a otro de menor intensidad de 3.58 Å (002). En la muestra glicolada se mantiene su patrón, pero cuando ésta es calcinada el patrón de difracción desaparece debido al colapso de su estructura (figura. 6.3), convirtiéndose en una fase amorfa.

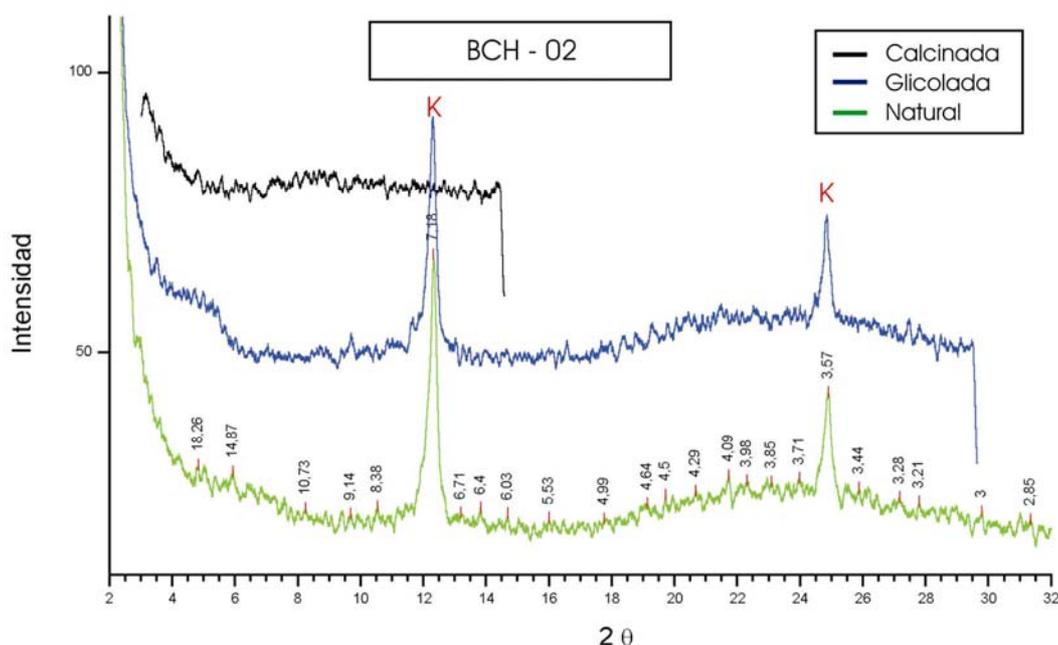


Figura 6.3: Difractograma mostrando los principales picos de la caolinita (K). Muestra perteneciente a la Formación Las Flores.

La caolinita resulta, en las muestras analizadas del Grupo Río Chico, un mineral frecuente, ya que se presenta con un 21% en promedio (tabla 6.1). Asimismo se ha observado que a lo largo del grupo este mineral responde a un patrón de distribución. En este contexto, en las formaciones Las Flores y Koluél Kaike de los perfiles de la zona occidental, la misma se presenta con las mayores proporciones, variando entre 90 y 5%. Por su parte, en el resto de las unidades, e inclusive en las mismas formaciones Las Flores y Koluél Kaike de los perfiles de la zona central y costera, los valores son relativamente bajos a nulos (menos del 30%), tal como se visualiza en la tabla 6.1.

6.3.3 - Grupo de la clorita

La clorita (Ch) es reconocida por la presencia de un pico de baja intensidad de 14.2 Å que no varía al ser glicolado o calcinado, y por otro pico de 3.53 Å (004) cercano a la reflexión de 3.58 Å (002) de la caolinita. El pico de máxima reflexión (001) es coincidente con el de 7.1 Å de la caolinita. Cuando la clorita es calcinada a 550° C se produce un cambio en el patrón de difracción

incrementándose en intensidad su pico 001 y disminuyendo los restantes (figura. 6.4). La presencia del pico 003 de 4.7 Å con una intensidad menor a la del 002 y 004, indica la existencia de cloritas trioctaédricas ricas en hierro o en magnesio (Hillier, 2003).

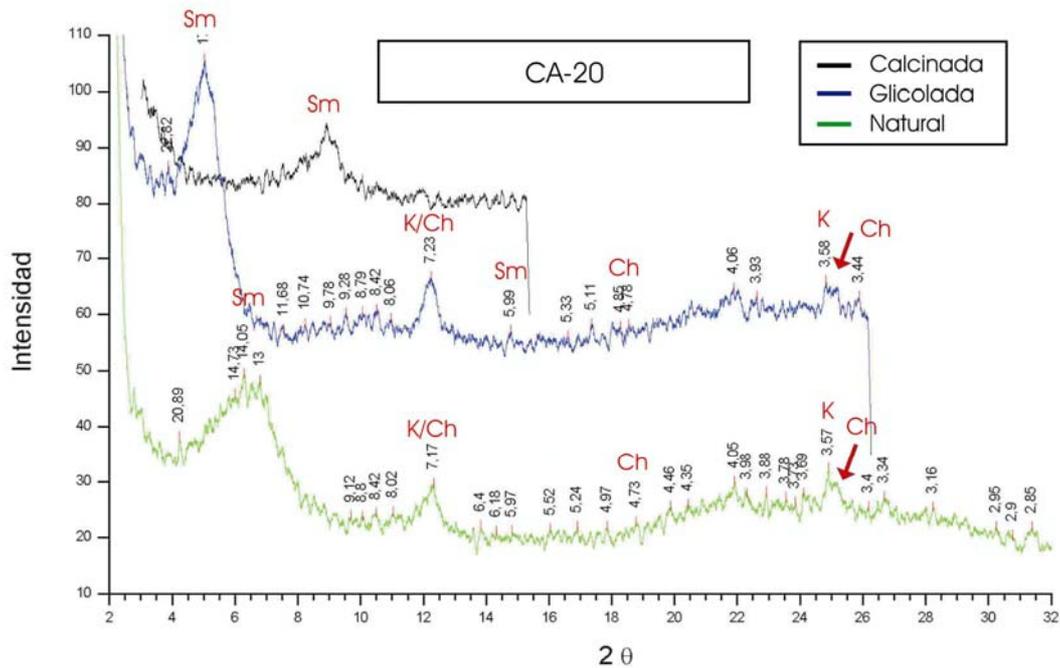


Figura 6.4: Diffractograma mostrando los principales picos de la caolinita (K) y de la clorita (Ch), junto a esmectita (Sm). Muestra perteneciente a la Formación Las Violetas.

En general este mineral es muy poco frecuente en las rocas analizadas del Grupo Río Chico, presentándose con menos del 1% en promedio del total. Sólo en escasas muestras de la Formación Koluél Kaike y en una muestra de la Formación Las Violetas se la ha observado con proporciones muy bajas, no superando el 15% (tabla 6.1).

6.3.4 - Grupo de la illita

La illita (I) es identificada por su pico de máxima intensidad de 10 Å (001) y otros dos menores de 5 Å (002) y 3.3 Å (003), los cuales no muestran alteración cuando la muestra es glicolada y calcinada a 550° C (figura. 6.5). La forma más frecuente de presentarse es como fase discreta, sin embargo también se la ha observado formando parte de interstratificados con esmectita.

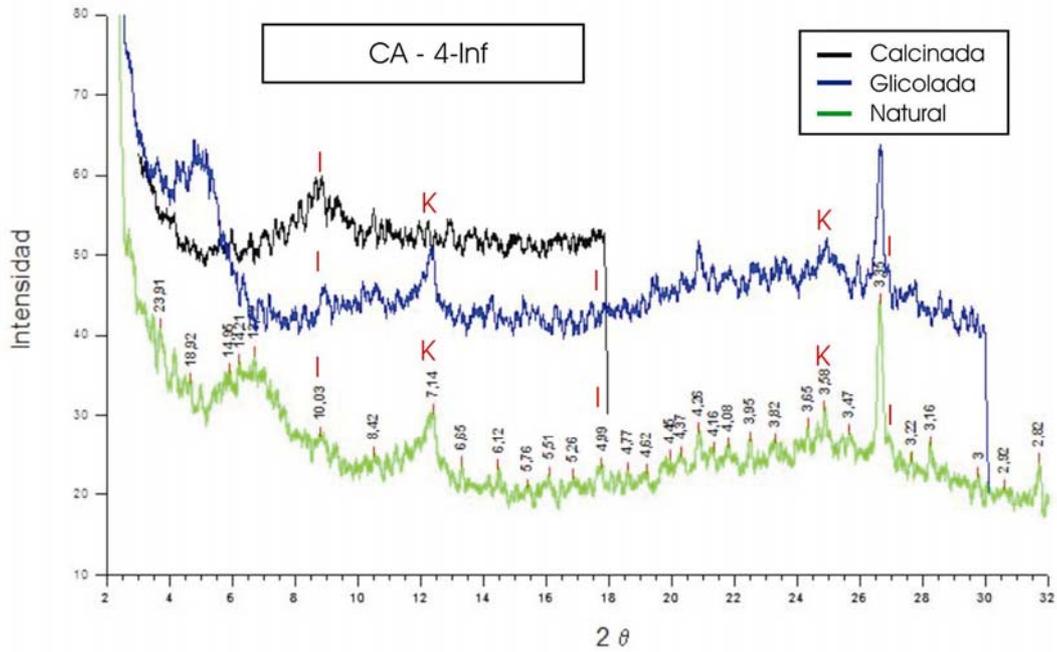


Figura 6.5: Difractograma mostrando los principales picos de la illita (I), junto a caolinita (K). Muestra proveniente de la Formación Las Violetas.

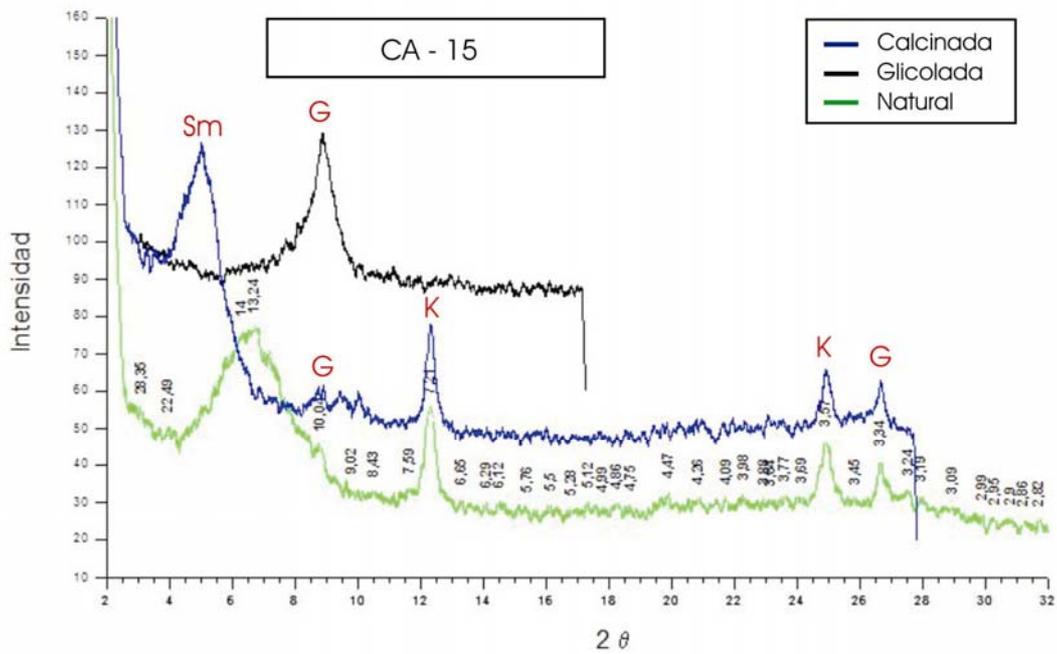


Figura 6.6: Difractograma mostrando los principales picos de la glauconita (G), junto a caolinita (K) y esmectita (Sm). Muestra proveniente de la Formación Las Violetas.

Por su parte la glauconita (G) es diferenciada de la illita por la intensidad relativamente baja a ausente del pico 002 de 5 Å (Hillier, 2003). El pico 001 y el 003 son los mismos que en la illita y, al igual que la illita, no muestran alteración cuando la muestra es glicolada y calcina a 550° C (figura. 6.6).

Junto con la clorita, la illita y la glauconita resultan ser los minerales de arcilla más escasos dentro del Grupo Río Chico, estando presentes con proporciones promedio del orden del 2.9% para la illita y menores al 1% para la glauconita (tabla 6.1). Si bien los valores más altos de illita se registran en la Formación Koluél Kaike (máximo 63%), este mineral es más frecuente en los Niveles Transicionales y formaciones Las Violetas y Peñas Coloradas, pero en proporciones mucho más bajas (<18%). Por su parte la glauconita posee los valores más elevados en una muestra de la Formación Las Flores (tabla 6.1).

6.3.5 - Interestratificados de illita/esmectita

Estos minerales son identificados por presentar un pico de máxima intensidad alrededor de los 13 Å que, al glicolar la muestra se desdobra en un pico que se expande a 17 Å y otro que se ubica hacia los 10 Å, colapsando a 10 Å cuando la muestra es calcinada. También pueden ser identificados en la muestra orientada por la asimetría que se observa en el pico de 10 Å de la illita hacia los valores angulares mayores del difractograma (figura. 6.7).

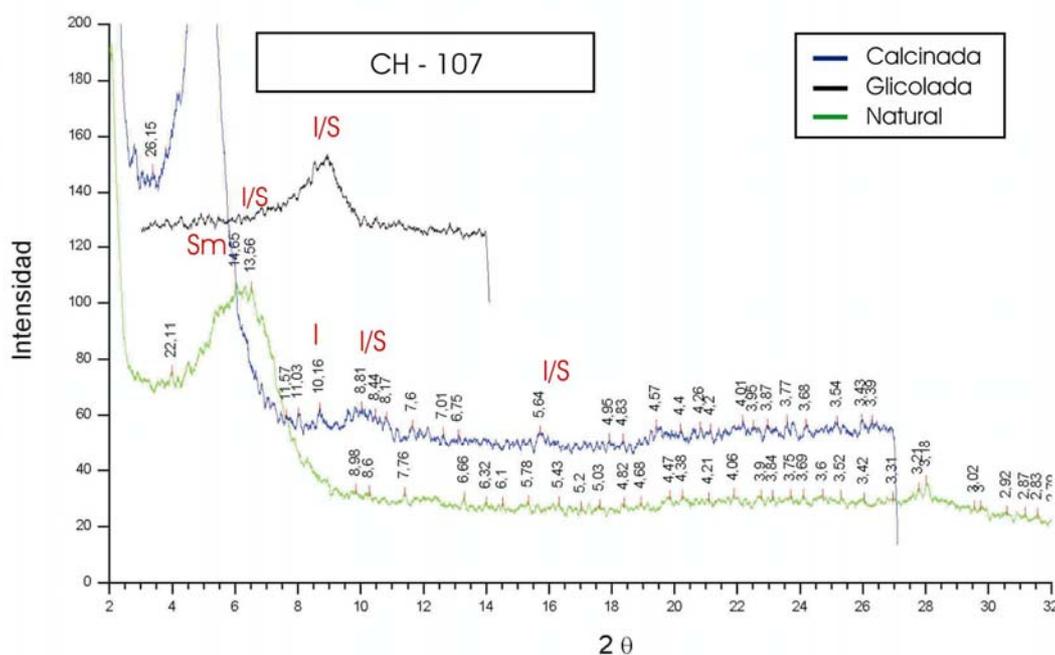


Figura 6.7: Difractograma mostrando los principales picos de interestratificado de illita/esmectita (I/S), esmectita (Sm) e illita (I). Muestra proveniente de la Formación Las Violetas.

Es posible establecer el grado de ordenamiento del interestratificado en función de la posición del pico de máxima intensidad en la muestra glicolada. La cantidad de illita que contiene el interestratificado se puede determinar a partir de la diferencia de los picos cercanos a los 16 y 18° 2θ (Moore y Reynolds, 1989). Debido a que las muestras del Grupo Río Chico que contienen estos interestratificados lo hacen en proporciones muy bajas, no fue posible aplicar esta técnica, y por lo tanto no se ha podido determinar ni el grado de ordenamiento ni el porcentaje de illita que contiene el interestratificado.

6.4 - Componentes mayoritarios no arcillosos

6.4.1 - Mineralogía sobre roca total

Analizando los difractogramas realizados sobre la muestra total fue posible determinar los componentes no arcillosos mayoritarios que se encuentran presentes en las rocas analizadas. Estos minerales no han sido cuantificados, pero sí se les ha dado un orden de abundancia relativo en cada una de las muestras analizadas.

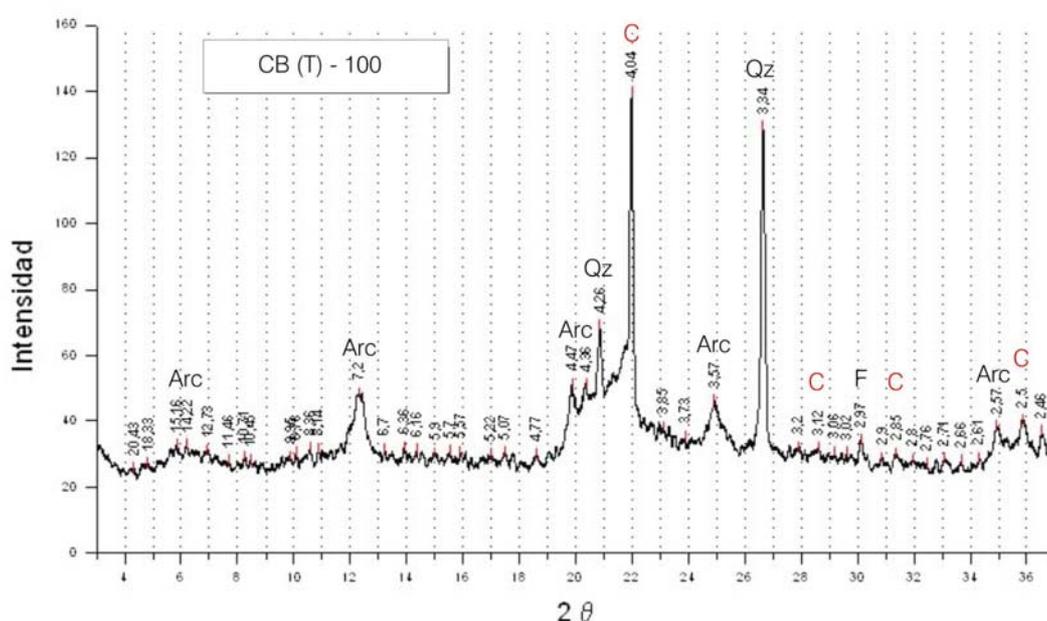


Figura 6.8-A: Difractograma sobre muestra total mostrando los principales picos de la cristobalita (C), junto a cuarzo (Qz) y arcillas (Arc). Muestra proveniente de la Formación Las Flores.

Dentro de éstos se han identificado como los minerales más abundantes al grupo de la sílice, integrado por sílice amorfa y por cuarzo. El ópalo CT (cristobalita-tridimita), es identificado por una marcada elevación que se produce en la región entre los 20 y 30° 2θ, formada por los picos bien

definidos de la cristobalita (C) de baja temperatura cercano a los 4.1 Å y a 2.5 Å (figura. 6.8-A) y por los picos de la tridimita alrededor de los 4.25 Å (figura. 6.8-B). La sílice opalina es muy frecuente en todas las secciones analizadas, pero se hace más abundante en las formaciones Las Flores y Koluél Kaike (tabla 6.1).

El cuarzo (Q) es identificado por su pico de máxima intensidad de 3.34 Å y otro menor a los 4.26 Å, como es ejemplificado en la figura 6.9. Este mineral también es frecuente en todo el Grupo Río Chico, registrándose con mayor abundancia en el perfil de Cerro Abigarrado.

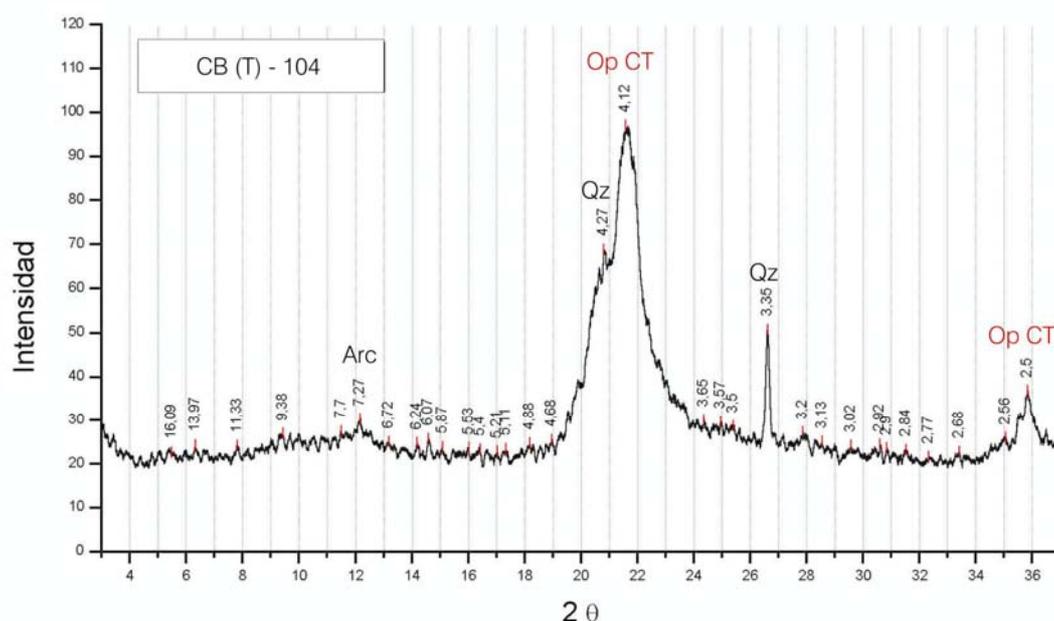


Figura 6.8-B: Difractograma sobre muestra total mostrando los principales picos del ópalo (Op CT), junto a cuarzo (Qz) y arcillas (Arc). Muestra de la Formación Koluél Kaike.

Otro grupo de minerales muy abundantes en las muestras analizadas del Grupo Río Chico resultan ser los feldspatos (F), ya sean de composición patásica o calcosódica. Los mismos son identificados por los picos de máxima intensidad que se producen alrededor de los 27.2 θ y otros de menor intensidad alrededor de los 25.2 θ y 22.2 θ (figura. 6.10). Este grupo de minerales se presenta con proporciones menores que las del grupo de la sílice, siendo frecuentes en la mayoría de las muestras estudiadas, a excepción de las provenientes de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike donde se presentan de manera escasa a muy escasa.

En menor medida se han registrado minerales del grupo de las ceolitas, estando presentes en la mayoría de los perfiles con proporciones muy escasas. Dentro de este grupo, se reconoce a la clinoptilolita (Cli), caracterizada por un pico de máxima intensidad cercano a los 9 Å y picos menores de 3.95 y 2.97 Å (figura. 6.11).

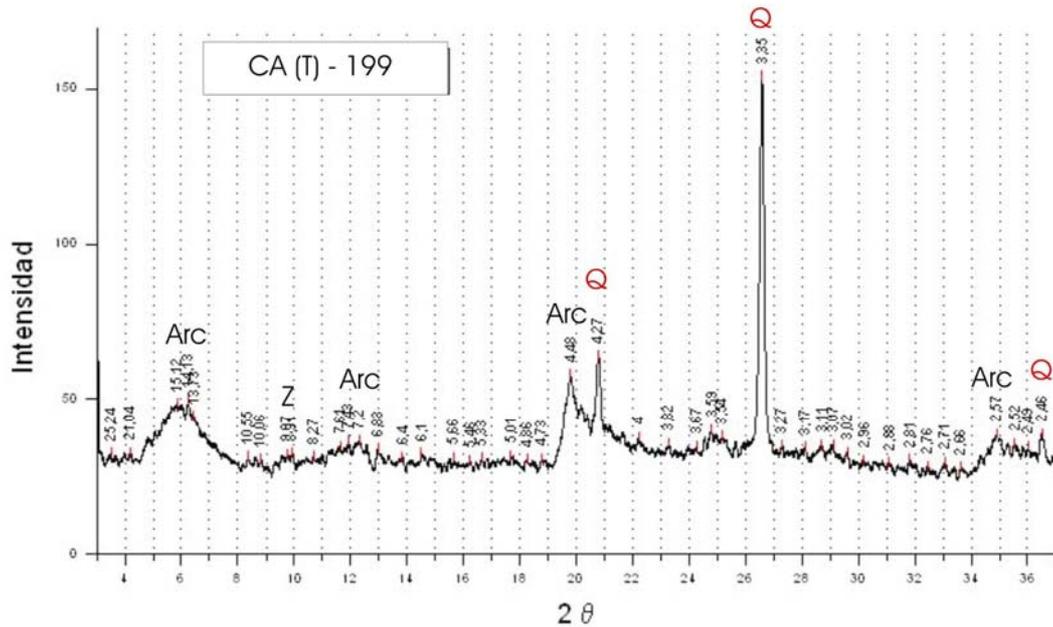


Figura 6.9: Diffractograma sobre muestra total mostrando los principales picos del cuarzo (Qz), junto a arcillas (Arc) y ceolitas (Z). Muestra de los Niveles Transicionales.

En proporciones aún más bajas se reconocieron minerales accesorios como magnetita, yeso, halita y calcita.

De este modo queda definida la composición mineralógica esencial de la fracción menor a 4μ , expresada en orden decreciente de abundancia, como constituida por sílice, feldespatos y ceolitas, conjuntamente con una alta proporción de argilominerales.

Si bien esta composición mineralógica general parecería no ajustarse del todo con la composición determinada por petrografía para las areniscas (Capítulo V), donde el cuarzo es el mineral menos abundante respecto a los feldespatos y a los fragmentos líticos, es posible que estos datos se deban a variaciones en el tamaño de grano de las muestras analizadas. En este sentido el cuarzo y los feldespatos resultan ser los minerales más abundantes en la fracción limo (Scasso y Limarino, 1997). En particular el cuarzo de origen detrítico se encuentra en la fracción tamaño limo, mientras que en la fracción arcilla puede encontrarse tanto con origen detrítico como diagenético (Tucker, 1991). Al mismo tiempo, si bien los feldespatos son minerales inestables mecánica y químicamente, éstos pueden preservarse en la fracción fina debido a que la misma es menos permeable que las fracciones gruesas, y por lo tanto no son susceptibles a la alteración.

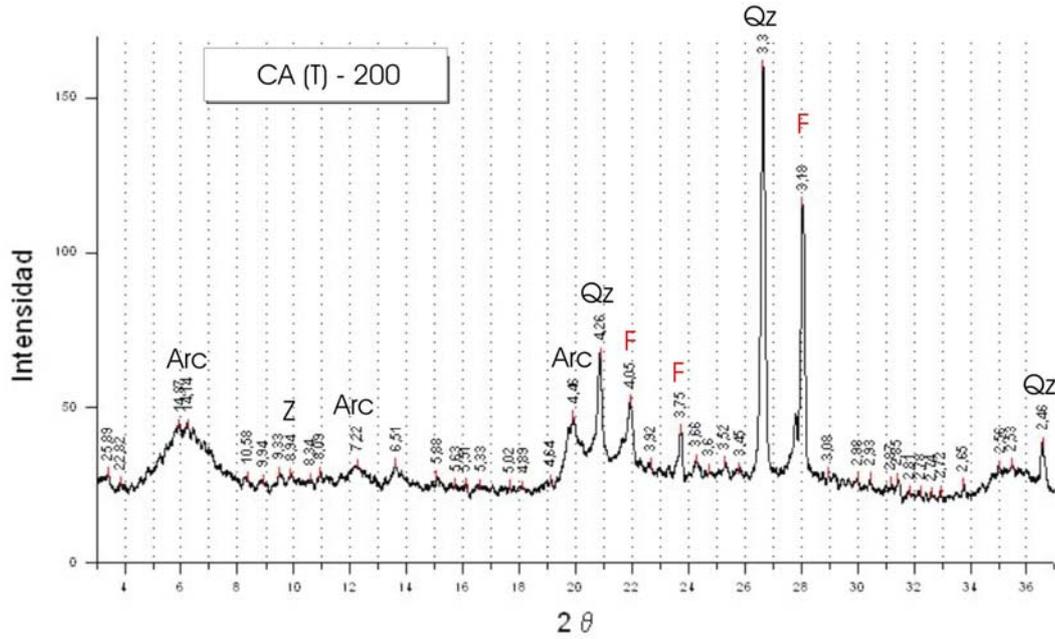


Figura 6.10: Difractograma sobre muestra total mostrando los principales picos del grupo de los feldspatos (F), junto a cuarzo (Qz), arcillas (Arc) y ceolitas (Z). Muestra procedente de la Formación Las Violetas.

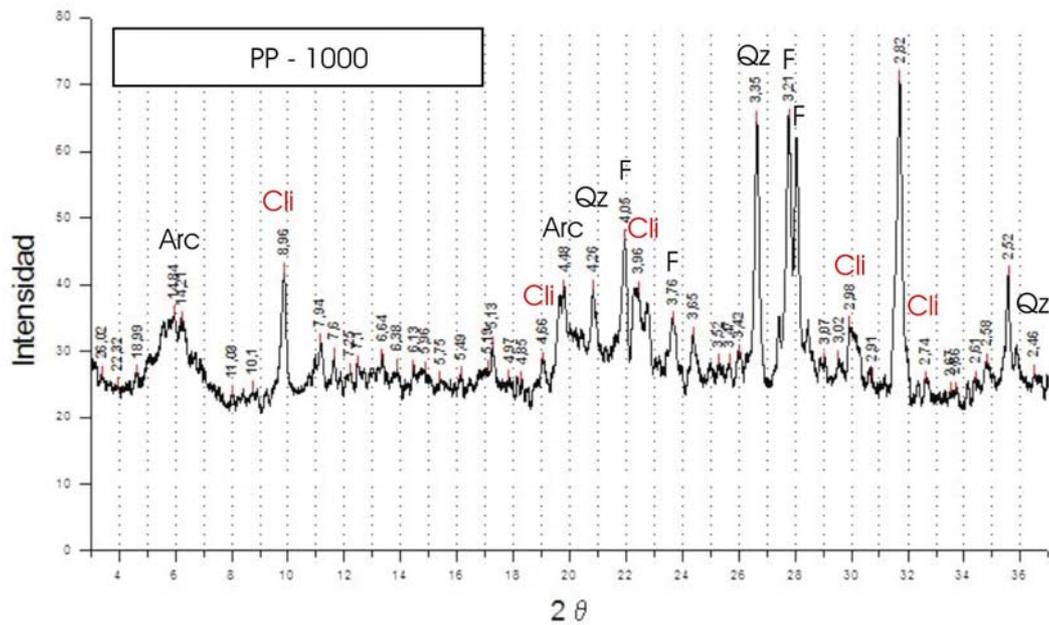


Figura 6.11: Difractograma sobre muestra total mostrando los principales picos de la clinoptilolita (Cli), junto a cuarzo (Qz), feldspatos (F) y arcillas (Arc). Muestra de la Formación Peñas Coloradas.

Sin embargo, la composición de los argilominerales sí resulta ser altamente consistente con la de las areniscas. Tal como se mencionara en el Capítulo V, los minerales de arcilla más frecuentemente reconocidos bajo petrografía consisten en esmectita, caolinita y glauconita, los cuales se presentan como fases diagenéticas tempranas. A esto también se suma la recurrencia del ópalo y calcedonia reconocidos tanto por petrografía en las areniscas, donde conforman cementos, como por difracción en pelitas y areniscas.

6.4.2 - Mineralogía de nódulos y concreciones

Utilizando la misma metodología que para el resto de las muestras, se obtuvo del análisis de roca total la composición de nódulos y concreciones provenientes de las diferentes unidades analizadas (tabla 6.2), los cuales serán utilizados en capítulos venideros.

Tabla 6.2: Análisis de nódulos y concreciones sobre roca total.

PERFIL	MUESTRA	ROCA TOTAL
CERRO ABIGARRADO	CA-N-1	baritina
CERRO BLANCO	CB-N-4	pirolusita
	CB-N-103	baritina
BARRANCA COLHUÉ HUAPI	BCH-N-108	goethita
	EC-N-2	goethita
PUNTA PELIGRO	PP-N-2	calcita

6.5 - Argilofacies del Grupo Río Chico

Sobre la base de la presencia, tipo y cantidad relativa de argilominerales presentes en las muestras analizadas, fueron definidas cinco asociaciones de minerales de arcillas, llamadas argilofacies. Su codificación se estableció teniendo en cuenta las proporciones relativas con las que se presentan cada uno de los argilominerales y cómo éstos se asocian entre sí.

De esta manera se definieron tres argilofacies principales denominadas con el nombre de la especie mineral predominante: una esmectítica (S), con dos subargilofacies, S1 y S2, una caolinítica (K) con dos subargilofacies, K1 y K2 y una ilítica (I1). En la tabla 6.3 pueden visualizarse las proporciones mineralógicas que posee cada una de las subargilofacies identificadas.

Tabla 6.3: Argilofacies y subargilofacies identificadas: K: caolinita, I: illita, G: glauconita, Sm: esmectita, Chl: clorita, IS: interstratificados de illita/esmectita.

ARGILOFACIES	SUBARGILOFACIES	%K	%I	%G	%Sm	%Chl
Esmectificas (S)	S1 : Sm	5-0	5-0	0	100-95	0
	S2 : Sm>K (Chl/I/G/S)	34-8	16-0	20-0	90-53	11-0
Caoliniticas (K)	K1 : K>Sm (Chl/I)	90-50	5-0	0	36-10	15-0
	K2 : K>I>Sm	75-56	32-13	0	12	0
Ilíticas (I)	I1 : I>Sm>K	5	63	0	33	0

6.5.1 - Argilofacies esmectificas

S1: Sm

Esta argilofacies reúne a la mayoría de las muestras analizadas del Grupo Río Chico, estando compuesta exclusivamente de esmectita o con proporciones mayores al 95% de la misma, acompañada de cantidades menores al 5% de clorita, illita o caolinita (figura. 6.12 y tabla 6.3).

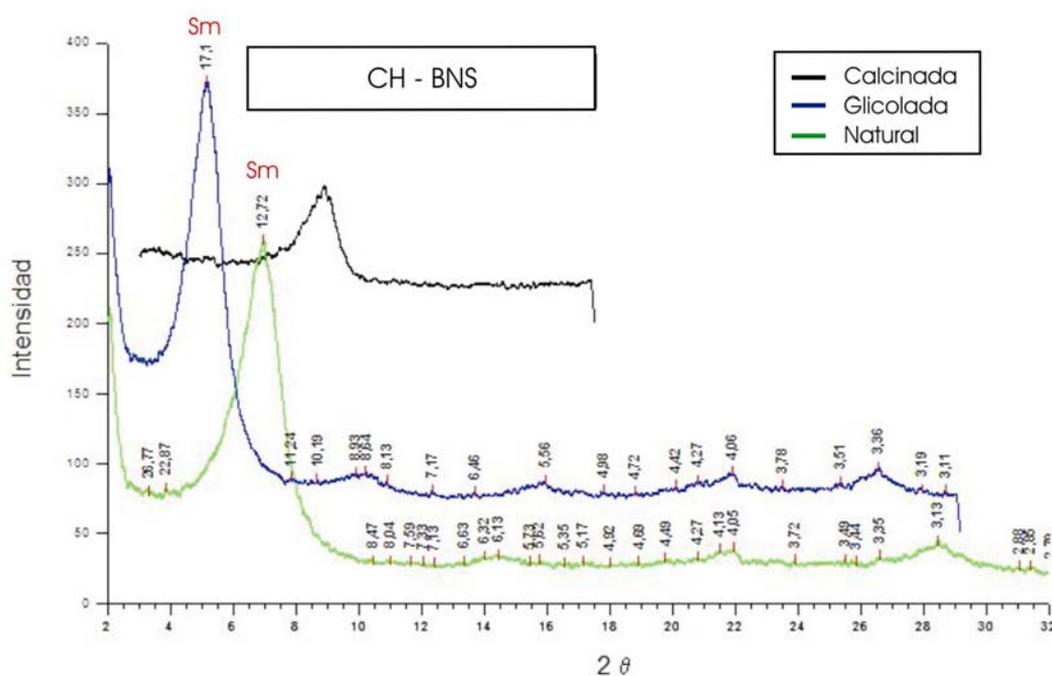


Figura 6.12: Difractograma típico de la subargilofacies S1, conformada en un 100% por esmectita (Sm). Muestra de los Niveles transicionales.

Esta asociación es dominante en las muestras de los Niveles Transicionales y de las formaciones Las Violetas y Peñas Coloradas en todos los perfiles analizados, a excepción del perfil de Cerro Abigarrado (tabla 6.1), tal como puede observarse en la figura 6.17.

S2: Sm>K [Chl//G//IS]

Esta subargilofacies está integrada por esmectita como componente mayoritario (> 50%), junto a cantidades discretas de caolinita (< 10%), y acompañada por valores menores de clorita, illita y/o glauconita (< 20 %) y muy bajos de interestratificados IS (5 % a trazas) (figura 6.13 y tabla 6.3). Son incluidas aquí las muestras de la Formación Peñas Coloradas del perfil de Cerro Abigarrado y algunas muestras de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike, especialmente las del perfil de Cerro Blanco (figura 6.17).

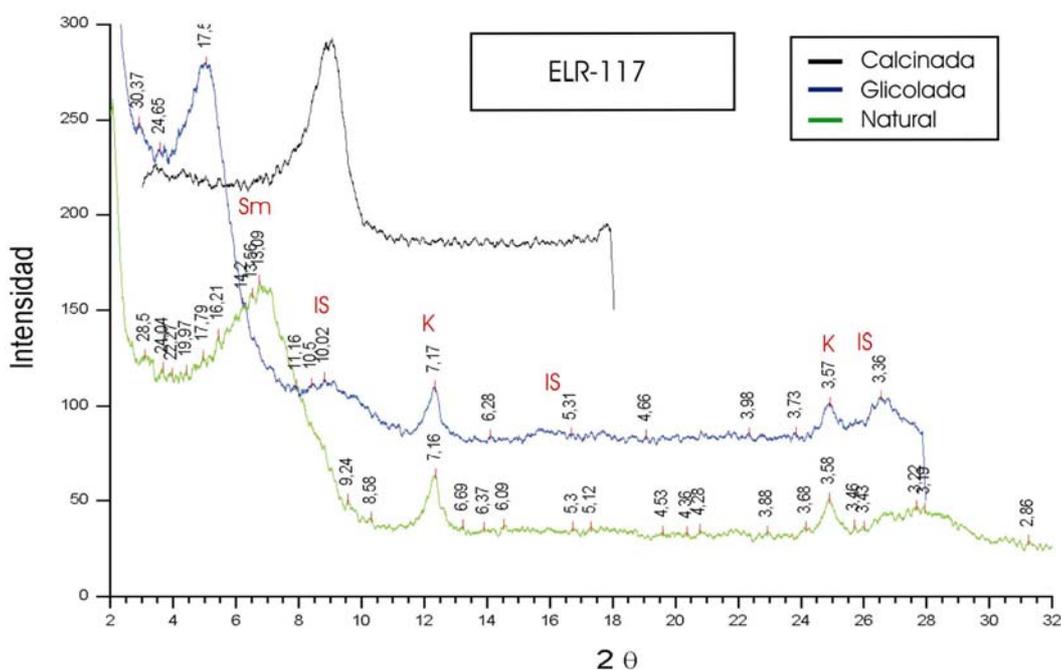


Figura 6.13: Difractograma típico de la subargilofacies S2, conformada por esmectita (Sm) y cantidades menores de interestratificados de illita/esmectita (I/S) y caolinita (K). Muestra de la Formación Las Flores.

6.5.2 - Argilofacies caoliníticas

K1: K>Sm [Chl//]

Esta asociación se caracteriza por presentar los mayores valores de caolinita, siempre superando el 50% del total de la muestra, acompañada principalmente por esmectita (< 35%) y cantidades bajas o nulas de illita y/o clorita, menores al 15% (figura 6.14 y tabla 6.3). Dicha asociación

caracteriza a la Formación Koluél Kaike en el perfil de Barranca del lago Colhué Huapi y, en menor medida a la Formación Las Flores en el mismo perfil y en el perfil del Cerro Blanco y Cerro Abigarrado (figura 6.17).

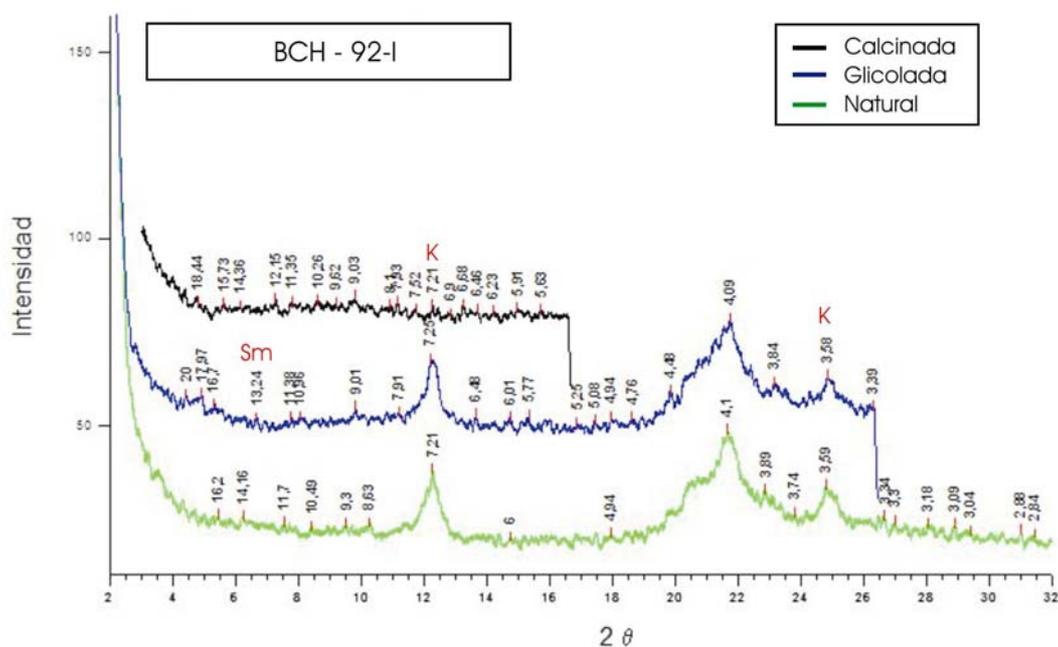


Figura 6.14: Diffractograma típico de la subargilofaciés K1, formada por caolinita (K), y cantidades menores de esmectita (Sm). Muestra procedente de la Formación Koluél Kaike.

K2: K>I>Sm

Esta asociación está caracterizada por altas proporciones de caolinita (> 50%), acompañada de porcentajes menores al 30% de illita y muy bajas de esmectita (12 %) (figura. 6.15 y tabla 6.3). Escasas muestras de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike son incluidas en esta argilofaciés, siendo la asociación menos frecuente en el Grupo Río Chico (figura 6.17).

6.5.3 - Argilofaciés ílíticas

I1: I>Sm>K

Esta asociación es la menos frecuente ya que sólo ha sido identificada en una muestra de la Formación Koluél Kaike en el perfil de Cañadón Hondo. Se caracteriza por altas proporciones de illita (> 60%), acompañada de porcentajes menores de esmectita y muy bajos de caolinita (figura. 6.16 y tabla 6.3).

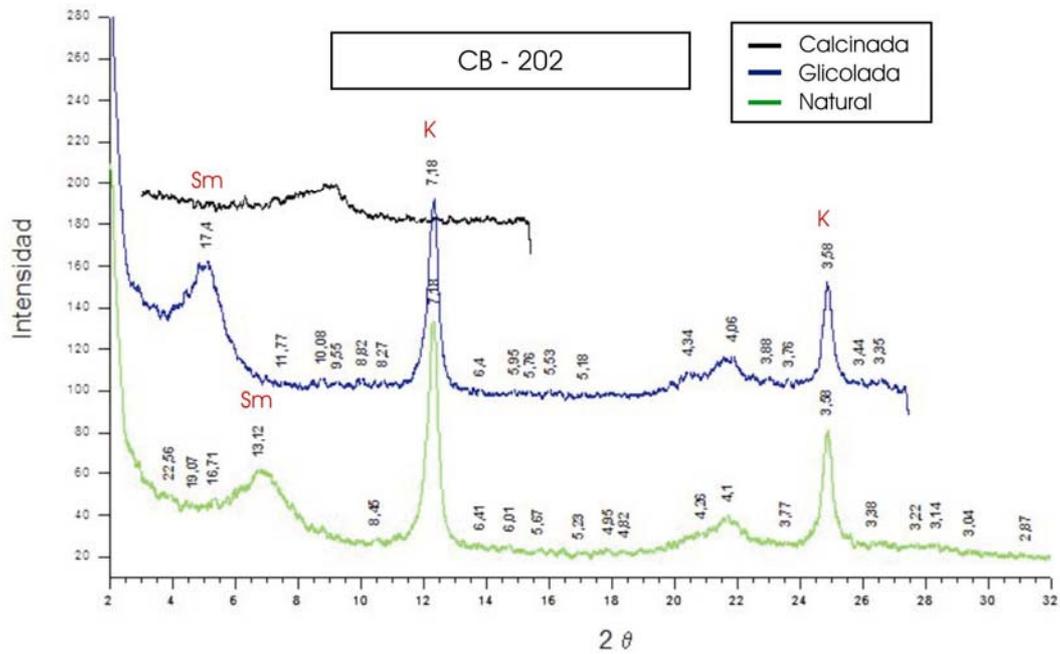


Figura 6.15: Difractograma típico de la subargilofacies K2, formada por caolinita (K), junto a esmectita (Sm) e illita (I). Muestra de la Formación Las Flores.

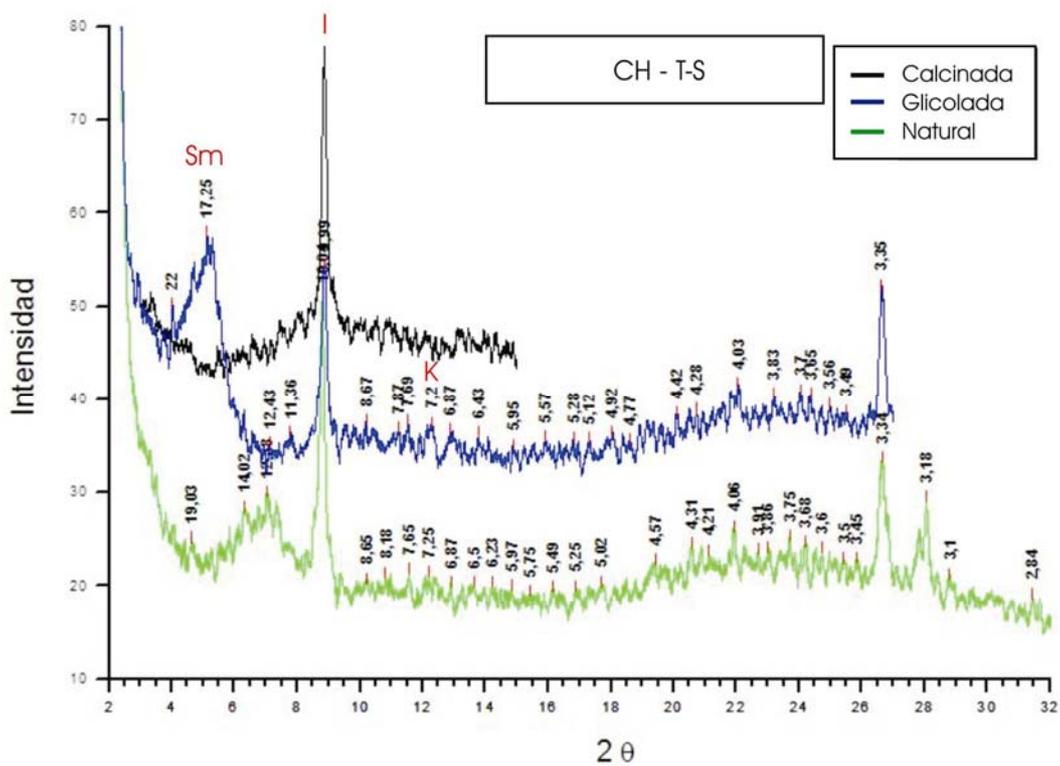


Figura 6.16: Difractograma típico de la argilofacies I1, formada por illita (I), junto a esmectita (Sm) y caolinita (K). Muestra de la Formación Kolué Kaike.

6.6 - Distribución y significado de las argilofacies identificadas

A partir de la distribución de las argilofacies a lo largo de la unidad en estudio, puede observarse una tendencia general en sentido estratigráfico al incremento en la proporción de caolinita. Es notable cómo la argilofacies S1 se relaciona con los Niveles Transicionales y con las muestras de la Formación Las Violetas y de la Formación Peñas Coloradas en los perfiles analizados, a excepción del perfil de Cerro Abigarrado. Luego, hacia las secciones superiores de la Formación Peñas Coloradas e inferiores de la Formación Las Flores comienza a incrementarse el contenido en caolinita en detrimento de la esmectita, dando lugar a la argilofacies S2. Finalmente esta argilofacies se ve parcialmente reemplazada por las argilofacies K2 y K1, donde la caolinita toma un papel preponderante por sobre la esmectita, hacia los niveles de las formaciones Las Flores y Koluél Kaike (figura 6.17). La argilofacies I1 forma parte de la Formación Koluél Kaike, sin mostrar una tendencia ya que es la única muestra que corresponden a tal asociación mineralógica.

En los diagramas ternarios K:I+Ch+G:Sm, (figura 6.17) puede visualizarse con claridad la distribución de las argilofacies a lo largo de las diferentes unidades del Grupo Río Chico. En estos diagrama se observa que la composición del Grupo Río Chico no muestra fuertes contrastes en las asociaciones mineralógicas, ya que en general la esmectita es el argilomineral dominante, conjuntamente con proporciones más significativas de caolinita hacia los niveles superiores de la unidad.

Tal como se mencionara en la sección introductoria de este capítulo, la asociación de argilominerales en las secuencias sedimentarias continentales es controlada tanto por las condiciones pre-depositacionales como por las transformaciones diagenéticas sufridas por los sedimentos. Dentro de las primeras se incluye la litología del área de aporte, el clima y la topografía que regulan el grado y tipo de meteorización (Inglès y Ramos-Guerrero, 1995). Por otro lado, los procesos diagenéticos pueden modificar la composición detrítica original de los argilominerales, llegando a borrar por completo las características depositacionales primarias.

6.6.1 - Consideraciones diagenéticas

En este sentido, la total dominancia de esmectita en los niveles más antiguos de la unidad (Niveles Transicionales, Formación Las Violetas y Formación Peñas Coloradas), junto a la escasez de interstratificados de illita/esmectita y de illita en toda la secuencia analizada, permiten inferir que las condiciones diagenéticas a las que han sido sometidos los sedimentos fueron someras, tal como lo atestiguan los estudios petrográficos realizados sobre las areniscas del Grupo Río Chico (Capítulo V). Esta deducción radica en que, a medida que las condiciones de soterramiento aumentan, el agua contenida en el cristal de esmectita es removida y convertida primeramente en interstratificados de illita/esmectita y luego en illita (Egger *et al.*, 2002; Suresh *et al.*, 2004, entre otros). Asimismo la

abundancia de ópalo CT y la, aunque en muy bajas proporciones, constante presencia de ceolitas (clinoptilolita) también se suman a esta idea, ya que dichos minerales se forman bajo condiciones diagenéticas muy someras a partir de la alteración del vidrio volcánico (Potter *et al.*, 2005).

En este contexto, al no haber alcanzado las rocas condiciones de soterramiento importantes, puede establecerse que los efectos diagenéticos no actuaron de manera severa sobre la asociación de argilominerales, reflejando así la composición detrítica (Shaw y Conybeare, 2003). Al respecto, Scasso y Limarino (1997) afirmaron que durante la eodiagénesis la mayor parte de los argilominerales no sufren transformaciones mineralógicas importantes, respondiendo las modificaciones que puedan ocurrir a los factores relacionados con las características del área de aporte y el clima.

6.6.2 - Consideraciones pre-depositacionales

Caracterización del área de aporte

Potter *et al.* (2005), mencionan la mayor facilidad con que la fracción arcilla es modificada química y mineralógicamente tanto por los efectos de la meteorización como por la diagénesis que puedan sufrir, respecto a la fracción arena. Por tal motivo, el estudio de los argilominerales, especialmente en las rocas pelíticas resulta ser una herramienta útil para reconstruir su procedencia. En este sentido, si bien los componentes volcánicos imparten una fuerte señal a sus minerales de arcilla, es importante tener presente que el clima, el relieve, y la meteorización asociada a éstos, también controlan la composición de los argilominerales.

A partir de los estudios petrográficos (Capítulo V) se ha interpretado que la principal fuente de aporte para los depósitos del Grupo Río Chico fueron las rocas volcánicas paleógenas aflorantes al noroeste de la zona de estudio, y en menor medida, rocas graníticas, sedimentarias y volcánicas de edad cretácica y jurásica, tanto de la región extraandina como cordillerana. Al respecto se plantea la posibilidad de que el vulcanismo haya permanecido activo durante gran parte de la depositación de la unidad. Sin embargo, un cambio en la composición (más cuarzo-feldespáticas) hacia los niveles de la Formación Las Flores puede vincularse con el incremento en la relación disección/erosión del arco, llevando a la remoción de la cobertura sedimentaria-volcánica del mismo, o a un cambio en el comportamiento del margen activo pasando de un régimen de subducción a uno transformante.

En este contexto la alteración de los minerales ferromagnesianos inestables, de los fragmentos líticos volcánicos y del mismo vidrio volcánico, es propensa a producir minerales de arcilla como esmectita, y en menor medida clorita, junto a ópalo y ceolitas. Estas reacciones suceden debido a lo altamente reactivos que resultan ser estos componentes en contacto con las aguas en un ambiente diagenético somero (Potter *et al.*, 2005). Asimismo la escasa illita observada a lo largo de la unidad puede tener origen en la degradación del material piroclástico o de otras arcillas detríticas, estando su formación limitada al aporte de potasio proveniente de feldespatos y micas (Bjorlykke y Aagaard, 1992;

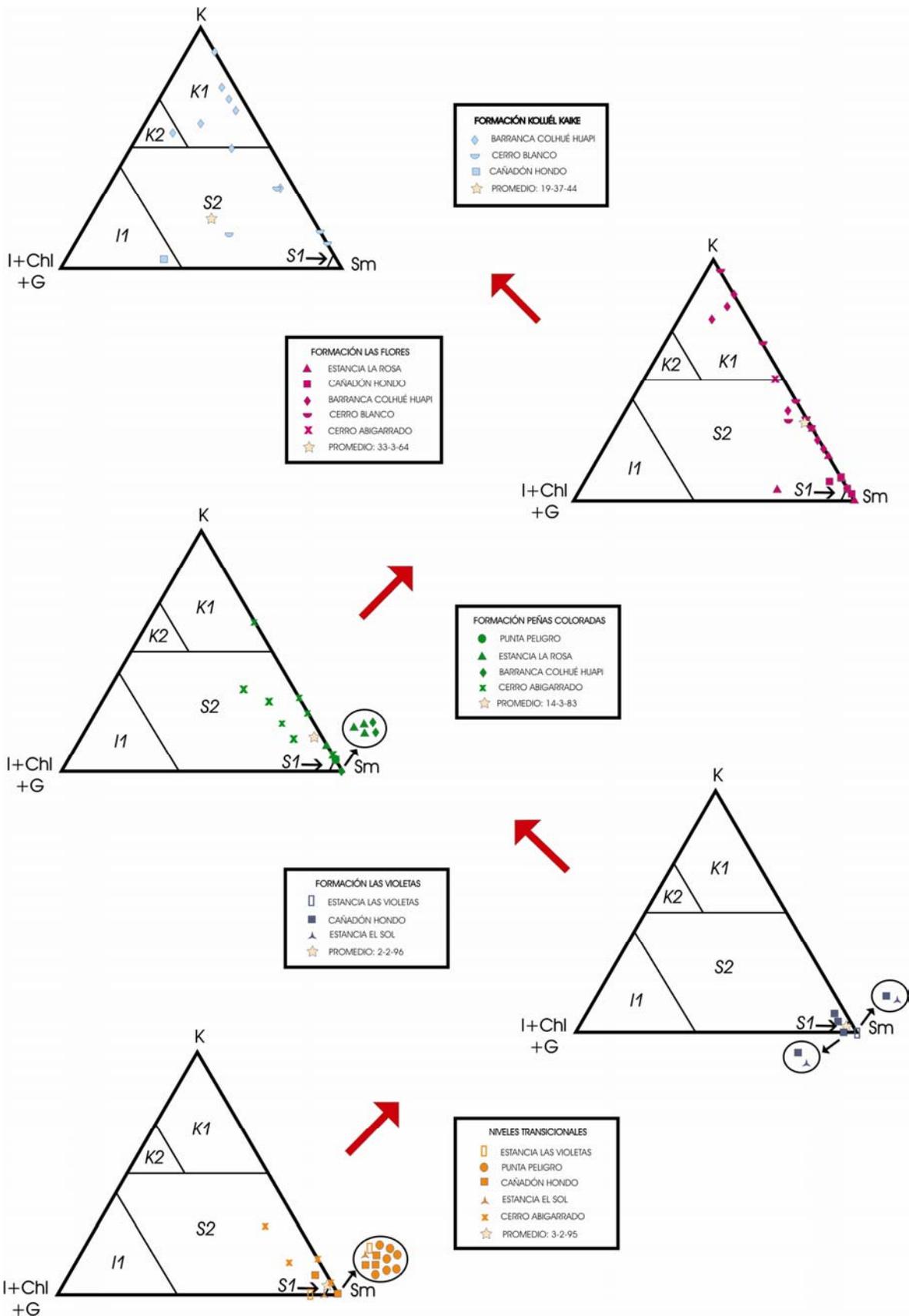


Figura 6.17: Diagramas ternarios K:I+Ch+G:Sm, mostrando los campos definidos para cada subargilofacies y la distribución de las muestras en los mismos.

Net *et al.*, 2002). Conjuntamente la hidrólisis de los feldespatos y las micas originan caolinita como producto principal, y sílice en menor medida (Lanson *et al.*, 1996).

Es notable, en este sentido, la disminución en la participación de feldespatos, hasta inclusive su ausencia (tabla 6.1), en los niveles donde la caolinita es muy abundante. Dicho fenómeno se registra especialmente en los perfiles más occidentales (BCH, CB y CA), y podría explicar el origen de la caolinita detrítica a partir de la meteorización *in situ* de los feldespatos. Bajo estas circunstancias probablemente el clima haya promovido la meteorización química y la hidrólisis requeridas para el desarrollo de asociaciones ricas en esmectita y caolinita (Chamley, 1989).

De esta manera, la asociación predominante de esmectita y caolinita, junto a ópalo y cantidades menores de ceolitas tanto en muestras de pelitas como de areniscas y de material tobáceo, resulta ser el producto de la alteración de material volcánico, el cual ha sido el principal aporte para el Grupo Río Chico, coincidiendo ampliamente con las interpretaciones establecidas a partir del estudio petrográfico de las areniscas (Capítulo V).

A partir de esta interpretación puede establecerse que el área de aporte ha sido en líneas generales la misma para los materiales analizados, el cual posiblemente haya aportado materiales algo más ácidos, en especial, más feldespáticos, hacia los términos superiores del grupo. Estos minerales fueron capaces de hidrolizarse, dando origen a elevadas proporciones de caolinita hacia las unidades superiores. De este modo, es posible que el clima haya sido el principal factor en la distribución de las argilofacies a lo largo de la secuencia, reflejando cambios en las condiciones de meteorización sobre el material volcánico que probablemente haya sido de composición más ácida en sentido estratigráfico.

Interpretación paleoclimática

Tal como se interpreta en el Capítulo VIII, las condiciones climáticas para este sector de la Patagonia durante el Paleógeno temprano fueron en general cálidas y húmedas, variando desde condiciones templadas cálidas y húmedas a subtropicales y tropicales.

Si bien tanto la caolinita como la esmectita se desarrollan bajo climas cálidos a tropicales, la esmectita ve favorecida su formación en climas con estaciones secas y húmedas, donde la percolación de agua es menor a la necesaria para la formación de caolinita (Gibson *et al.*, 2000). En este sentido, tal como lo expresaran Robert y Kennett (1994), un incremento en la tasa de percolación de agua a través de las rocas fuente, bajo climas cálidos a tropicales, resulta en un incremento en la cantidad de caolinita formada. Al mismo tiempo, la escasez de illita y clorita revelarían la inexistencia de condiciones climáticas frías y secas, requeridas para su desarrollo, del mismo modo que revelarían la ausencia de una importante meteorización física actuante sobre los sedimentos (Chamley, 1989).

De este modo, la intensiva meteorización química necesaria para la formación de esmectita y caolinita pudo haber sido inducida por las condiciones climáticas antes mencionadas.

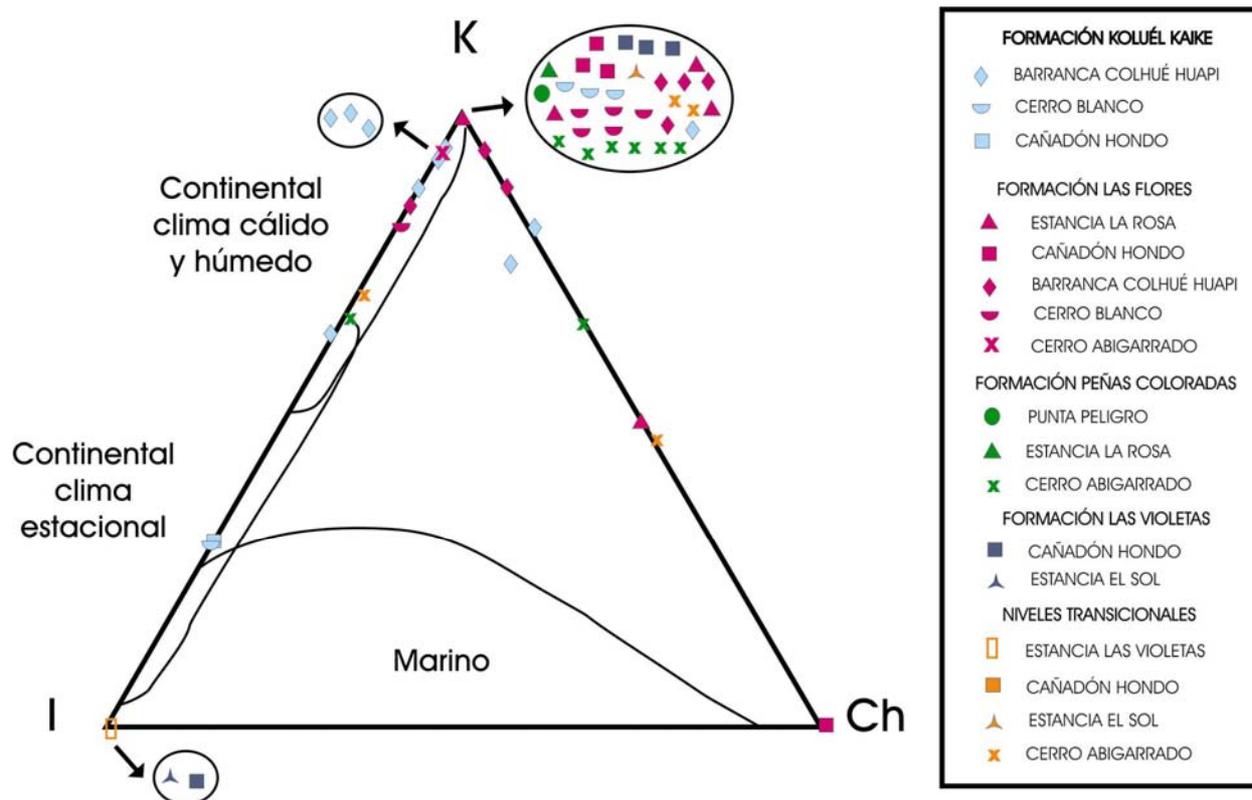


Figura 6.18: Diagramas ternarios KIC de Stonecipher (2000) con campos de implicancia ambiental y climática, donde se observa como se distribuyen las muestras analizadas. Nótese que en este triángulo no se grafican las muestras que poseen valores de 100% de esmectita.

Esta relación existente entre el clima y la distribución de los argilominerales puede visualizarse en el diagrama ternario KIC de Stonecipher (2000), donde se representan las proporciones de caolinita (K), illita (I) y clorita (Ch) (figura 6.18) sobre campos delimitados con implicancia climática. A partir de la distribución de las muestras del Grupo Río Chico se puede observar cómo la casi totalidad de las muestras con menos del 100% de esmectita lo hacen en el campo de ambiente continental con clima cálido y húmedo. Una porción menor de muestras, pertenecientes a la Formación Koluél Kaike, se distribuyen en el campo de ambiente continental con clima estacional. Por otro lado, un grupo reducido de muestras se sitúa fuera de estos campos por presentar clorita en su composición.

Sin embargo, no se descarta un posible origen pedogenético para al menos una parte de los argilominerales aquí analizados, ya que varios de los niveles estudiados presentan rasgos pedogenéticos (ver Capítulo V Anexo B y Capítulo IX). En este sentido, tanto la esmectita como la caolinita se forman en los suelos bajo condiciones climáticas cálidas y húmedas. La esmectita, en particular, se desarrolla en suelos débilmente drenados, bajo climas cálidos y estacionales con condiciones alternantes de humectación y desecación. En cambio, la caolinita se forma típicamente en áreas tropicales con altas precipitaciones y alta tasa de erosión química. Al mismo tiempo bajo

climas subtropicales es capaz de desarrollarse esmectita con tasas de meteorización química bajas (Thiry, 2000).

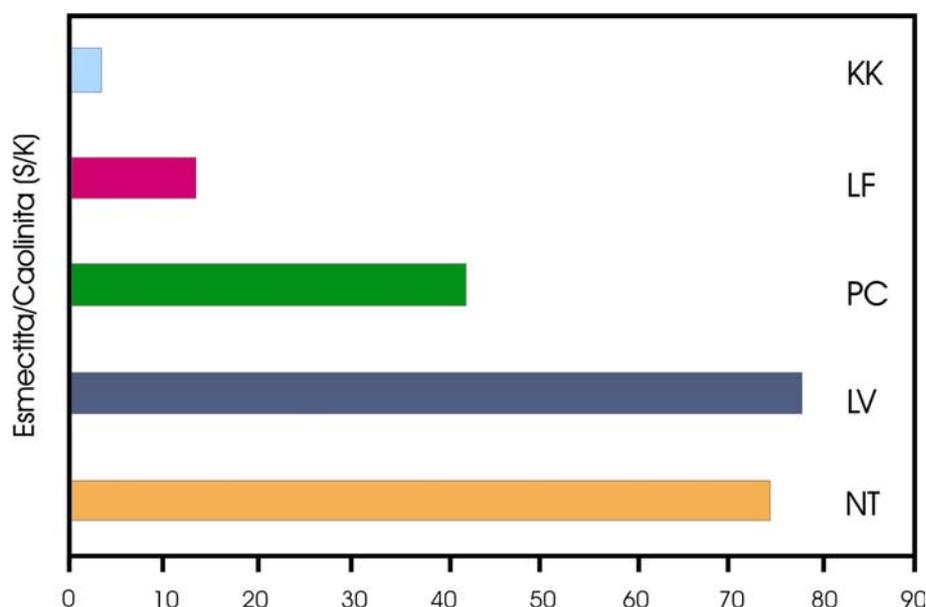


Figura 6.19: Diagramas mostrando los valores promedio de S/K para las muestras analizadas. NT: Niveles Transicionales, LV: Formación Las Violetas, PC: Formación Peñas Coloradas, LF: Formación Las Flores, KK: Formación Koluél Kaike.

En este sentido, Dingle y Lavelle (2000) aplicaron la relación esmectita/caolinita (índice S/K) (tabla 6.1 y figura 6.19) como un monitor potencial del drenaje del suelo y de la estacionalidad de las lluvias, advirtiendo además que una relación S/K alta puede relacionarse con la meteorización de ceniza volcánica. De esta manera, bajas relaciones S/K reflejan áreas bien drenadas, con escasa estacionalidad de las precipitaciones, mientras que una relación alta, sugiere la existencia de áreas pobremente drenadas con una estacionalidad de las lluvias pronunciada, posiblemente con períodos de humectación y desecación.

En la tabla 6.1 se observa que las argilofacies S1, S2 e I1 presentan los valores más altos de S/K, mientras que las argilofacies K1 y K2 poseen las relaciones más bajas.

Tal distribución puede interpretarse como un reflejo no sólo de la fuerte componente volcánica del área de aporte que provee abundante esmectita a lo largo de toda la secuencia analizada, sino también como la respuesta a un cambio en la estacionalidad de las precipitaciones, en un contexto de clima templado a cálido y húmedo.

En suma, la distribución de la esmectita con una tendencia general decreciente en sentido estratigráfico en el Grupo Río Chico (figura 6.20), podría reflejar las variaciones en las condiciones climáticas, pasando desde climas templados cálidos y húmedos con precipitaciones usualmente estacionales, y con baja tasa de percolación de agua (Niveles Transicionales, Formación Las Violetas y Formación Peñas Coloradas), hacia un aumento en la magnitud de las precipitaciones anuales y en la

percolación de agua, asociadas comúnmente con un incremento en la temperatura (Formación Las Flores y Formación Koluél Kaike).

Dichas condiciones habrían dado lugar a una intensa meteorización química actuante sobre el material de origen volcánico, el cual posiblemente haya sido de composición más ácida (feldespáticas) hacia los niveles más jóvenes, favoreciendo la formación de caolinita a partir de la hidrólisis de estos minerales. Al mismo tiempo, la mayor proporción de esmectita en los niveles más antiguos del Grupo Río Chico es posible que refleje una importante fase explosiva contemporánea con su depositación. Tales interpretaciones coinciden de manera amplia con las establecidas sobre la base del análisis petrográfico de las areniscas y los estudios geoquímicos de pelitas y areniscas.

En este contexto climático es posible que el paulatino aumento en el contenido de caolinita (de 5 a 95%) hacia los niveles medios y superiores del Grupo Río Chico, como también ha sido registrado en otras cuencas paleógenas del mundo, refleje la tendencia global al incremento en la temperatura reconocido para el Paleoceno superior (Late Paleocene Thermal Maximum (LPTM) de Zachos *et al.*, 1993) y/o el comienzo en el incremento de las precipitaciones y de la tasa de percolación de agua presentes durante el Óptimo Climático del Eoceno inferior (EECO de Zachos *et al.*, 2001), tal como se grafica en la figura 6.20.

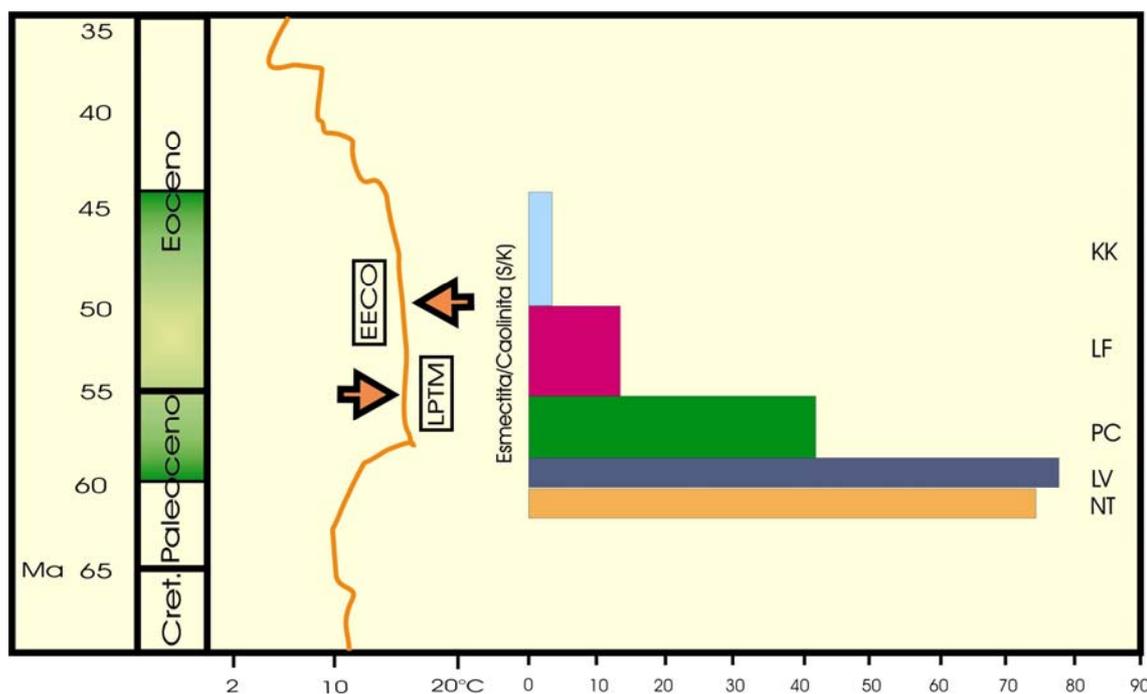


Figura 6.20: Diagramas mostrando la vinculación entre la curva de temperatura de aguas superficiales para altas latitudes del hemisferio sur durante parte de Cenozoico (modificado de Reguero *et al.*, 2002) y los valores promedio de S/K para las muestras analizadas. Escala de tiempo según Bergreen *et al.* (1995), LPTM: Máximo Térmico del Paleoceno terminal, EECO: Óptimo Climático del Eoceno temprano, NT: Niveles Transicionales, LV: Formación Las Violetas, PC: Formación Peñas Coloradas, LF: Formación Las Flores, KK: Formación Koluél Kaike.

6.7 - Conclusiones finales

En las muestras analizadas se ha observado que la mineralogía esencial se compone de argilominerales, cuarzo y ópalo CT, feldespatos y otros minerales muy poco abundantes como las ceolitas (clinoptilolita). Dentro de los minerales de arcilla, el grupo de la esmectita es el predominante en toda la secuencia, siguiéndole en orden de abundancia la caolinita y en mucha menor medida la illita, clorita, glauconita e interstratificados de illita/esmectita.

Sobre la base de la abundancia de estos componentes se han reconocido 5 asociaciones o argilofacies, dos ricas en esmectita (S1 y S2), dos ricas en caolinita (K1 y K2) y una roca en illita (I1). Las de tipo esmectítico se registran en los sectores inferiores, desde los Niveles Transicionales, pasando por la Formación Las Violetas y llegando a la Formación Peñas Coloradas y decrecen en abundancia hacia los términos superiores (formaciones Las Flores y Koluél Kaike). En cambio, las argilofacies caolinílicas muestran un comportamiento inverso, concentrándose especialmente en los niveles superiores. La argilofacies ilítica sólo ha sido registrada en una muestra de la Formación Koluél Kaike.

Como se describiera en los párrafos precedentes, la composición mineralógica general refleja que la sucesión sedimentaria no ha sufrido una diagénesis severa capaz de borrar por completo las características pre-depositacionales de los sedimentos. De este modo es posible utilizar a los argilominerales como una herramienta para realizar inferencias sobre la interacción de factores tales como la composición del área de aporte, el paleoclima y las condiciones de meteorización actuantes.

En este contexto, la distribución general de las argilominerales en el Grupo Río Chico puede interpretarse fundamentalmente como el resultado de las condiciones climáticas imperantes durante el Paleógeno temprano en la Patagonia, con la consecuente variación en las condiciones de meteorización actuando sobre un mismo material parental de origen volcánico. A este respecto la meteorización química parece haber primado por sobre la mecánica.

De esta manera la presencia de argilofacies S1 y S2 en los niveles inferiores de la unidad puede asociarse con un clima templado cálido y húmedo estacional (subtropical). Hacia los términos superiores (formaciones Las Flores y Koluél Kaike), la abundancia de argilofacies K1 y K2 puede relacionarse con un aumento en las precipitaciones y/o en la temperatura, lo cual generó una importante hidrólisis sobre los materiales volcánicos relativamente más ácidos. Estas condiciones climáticas de tipo tropical a subtropical coincidirían con las del Óptimo Climático que ocurrió cercano al límite Paleoceno-Eoceno y durante el Eoceno inferior, donde las condiciones para la Patagonia fueron cálidas y húmedas (Romero, 1986; Malumián *et al.*, 1998; Brea y Zucol, 2006 y Raigemborn *et al.*, en prensa).

Como conclusión final se podría establecer que, si bien el clima jugó un rol importante en la distribución de los minerales de arcilla del Grupo Río Chico, controlando tanto el grado como el tipo de meteorización, también el material de aporte influyó su distribución ya que, composiciones más

ácidas junto a un clima más cálido y húmedo promovieron la formación de abundante caolinita. En tanto que la diagénesis tuvo poco efecto en los componentes arcillosos a lo largo del tiempo. De este modo la composición de las asociaciones minerales reflejan las condiciones ambientales al momento de la depositación.

Finalmente se considera que la incorporación de técnicas de estudio más precisas tales como SEM (*Scanning Electron Microscope*) y BSE (*Backscattered Electron Microscopy*) sobre los argilominerales ayudarían a definir la forma, orientación, textura y estructura interna de los mismos, como así también a identificar la mineralogía de las partículas individuales, pudiendo establecer con mayor precisión si su origen es detrítico o autigénico.

Puntos remarcables del capítulo:

- Composición mineralógica esencial: argilominerales, ópalo y cuarzo < feldespatos y zeolitas.
- Argilominerales: Sm > K > I > Ch > G > I/S.
- Argilofacies en sentido estratigráfico: S1, S2, K2, K1, I1.
- Diagénesis somera.
- Área de aporte: material volcánico posiblemente más ácido hacia los niveles superiores.
- Meteorización: química sobre material volcánico. Mayor percolación de agua en sentido estratigráfico.
- Clima: templado cálido y estacional (Niveles Transicionales y formaciones Las Violetas y Peñas Coloradas) a cálido y húmedo (formaciones Las Flores y Koluél Kaike).