



ARCILLAS MONTMORILLONITICAS DE ALTERACION SUPERGENA DEL YACIMIENTO CERRO GRANDE. CORDILLERA DE LA COSTA, REGION DEL BIOBIO, CHILE

MONTMORILLONITIC CLAYS FORMED BY SUPERGENE ALTERATION AT THE CERRO GRANDE DEPOSIT, COASTAL RANGE, BIOBIO REGION, CHILE

ANIBAL GAJARDO C.

Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. Casilla 13518, Correo 21, Santiago Chile

RESUMEN

En el presente trabajo se discute el proceso de alteración supérgena, responsable de la génesis de arcillas montmorilloníticas en el yacimiento Cerro Grande, ubicado en la Cordillera de la Costa de la Región del Bio Bío, a 30 km al noroeste de la ciudad de Chillán.

La roca parental del depósito corresponde a un gabro de hornblenda que forma parte del Basamento Granítico de edad paleozoica superior, que está intruído por un granito de biotita, tentativamente asignado al Jurásico. En este contacto se presenta una falla de dirección general norte-sur, que se considera perteneciente al sistema de fallas generado por el tectonismo distensivo que se habría iniciado, según diferentes autores, durante el Terciario Inferior (pre Mioceno) o al menos en el Mioceno Inferior.

Las arcillas montmorilloníticas se habrían generado sobre un peniplano, en una época posiblemente sincrónica con el inicio del evento tectónico y habrían sido controladas por factores litológicos, climáticos y morfológicos que evidencian su origen mediante un proceso de alteración supérgena.

ABSTRACT

The present paper deals with the discussion of the supergene alteration process, related to the genesis of montmorillonitic clays in the Cerro Grande deposit, wich is located in the Coastal Range of the Bio Bío Region, 30 km northwest from the city of Chillán.

The parent rock of the deposit is a hornblende gabbro, part of the Granitic Basament of late paleozoic age, which is intruded by a biotite granite of probable jurassic age. This contact is faulted by a north-south trending normal fault, considered as part of fault system generated by the distensive tectonism that started during the Early Tertiary (pre-Miocene) or at least, Early Miocene.

The montmorillonitic clays were probably generated over a peneplain, during an

epoch wich was possibly synchronous with the beggining of the tectonic event and would have been controlled by lithologic, climatic and morphologic factors that evidientate their origin through a supergene alteration process.

INTRODUCCION

La montmorillonita corresponde al miembro más común del grupo de las esmectitas, cuya fórmula estructural es $(OH)_4Si_8Al_4O_{20} \times nH_2O$ y cuya composición teórica es $SiO_2 - 66,7\%$; $Al_2O_3 - 28,3\%$; $H_2O - 5,0\%$. Sin embargo esta composición nunca se encuentra en la naturaleza, debido a las sustituciones del aluminio octaédrico por diversos iones, normalmente hierro y magnesio o del silicio tetraédrico por aluminio o por litio o zinc, lo que hace variar fundamentalmente la composición de la esmectita (Grim, 1962; Velde, 1985).

La montmorillonita tiene su origen en diversos procesos genéticos. Uno de ellos corresponde a la transformación de las cenizas volcánicas, fundamentalmente por procesos de desvitrificación y consecuente alteración química, al encontrarse bajo efectos de metamorfismo de carga. Por esta razón, los depósitos de interés comercial están genética y espacialmente relacionados con centros volcánicos en actividad actual o pretérita y con ambientes de escasa erosión fluvial, que impidan la erosión de los depósitos (Lefond, ed., 1975).

Además del proceso volcánico-sedimentario de generación de la montmorillonita, es común la formación de depósitos de alteración supérgena o meteorización (Velde, 1985), ligados al desarrollo de suelos, a partir de rocas ígneas plutónicas intermedias a básicas, como dioritas y gabros, esencialmente. Tal proceso requiere de un relieve que favorezca la preservación de un elevado contenido de sílice y de cationes básicos, indispensables para la neoformación de montmorillonita y determina la formación de vertisoles, que son suelos ricos en montmorillonita, de los cuales se contabilizan alrededor de 350.000 km^2 en el mundo (Buol et al., 1973).

Es precisamente a este último tipo al que pertenece el yacimiento de montmorillonita Cerro Grande, ubicado en el flanco oriental de la Cordillera de la Costa, en la región del Bio Bío.

Su descripción e interpretación genética constituyen el objetivo del presente trabajo.

UBICACION Y MARCO MORFOLOGICO - GEOLOGICO REGIONAL DEL YACIMIENTO

El yacimiento Cerro Grande se ubica en el sector más oriental de la Cordillera de la Costa, a 30 km al noroeste de Chillán y a 9 km al norte de

San Nicolás (Fig. 1).

El área general corresponde a parte de los lomajes más orientales de dicha cordillera, los cuales limitan al este con la Depresión Central, representada por una planicie sub-horizontal, de altura variable entre 100 y 125 m s.n.m. (U/C SERPLAC VIII Región, 1976) (Fig. 1).

Estos lomajes presentan formas redondeadas, con pendientes suaves y alturas promedio inferiores a 300 m s.n.m. Están disecados por quebradas de escaso desarrollo longitudinal, de dirección general este-oeste a noreste-suroeste.

La composición litológica de estos lomajes corresponde principalmente a rocas del Basamento Granítico paleozoico, de amplia distribución en la Cordillera de la Costa de Chile Central y Sur (Muñoz Cristi, 1962; González-Bonorino, 1970; Munizaga et al., 1973; Corvalán y Munizaga, 1972; Hervé et al. 1976; Hervé y Munizaga, 1978; Dávila et al., 1979).

También forman parte de estos lomajes, diversos cuerpos plutónicos de composición granítica que intruyen a los granitoides paleozoicos y que presentan una gran similitud litológica y de expresión morfológica con los plutones datados Triásico Superior-Jurásico por Hervé y Munizaga (1978), al norte del área de este estudio. Debido a lo anterior, dichos cuerpos plutónicos fueron tentativamente asignados al Jurásico (Gajardo, 1981) y denominados informalmente Intrusivos de la Cordillera de la Costa por este autor.

La Depresión Central contiene depósitos sedimentarios de la formación Mininco (Muñoz-Cristi, 1960) del Terciario Superior y depósitos aluviales y fluviales, cuaternarios (Fig. 1).

Los rasgos estructurales más característicos de esta área corresponden a fallas normales que pueden agruparse en dos juegos principales, uno norte-sur a nornoreste-sursuroeste y otro, nornoroeste-sursureste, que desplazan bloques con descensos relativos progresivamente hacia el este. Respecto a su edad, están relacionadas tanto con la intrusión de los plutones jurásicos? y posteriormente reactivadas, como con el evento de diferenciación morfoestructural del territorio en las actuales entidades orográficas (Fuenzalida, 1965; Vicente, 1972).

EL YACIMIENTO CERRO GRANDE

Geología

El yacimiento Cerro Grande se ubica entre cotas de 230 y 150 m, en la falda oriental de un cerro cuya altura máxima es de 250 m (Fig. 2).

Este cerro está compuesto por dos tipos petrográficos bien característicos (Fig. 2). En la parte alta, que coincide con la zona de mayor pendiente,

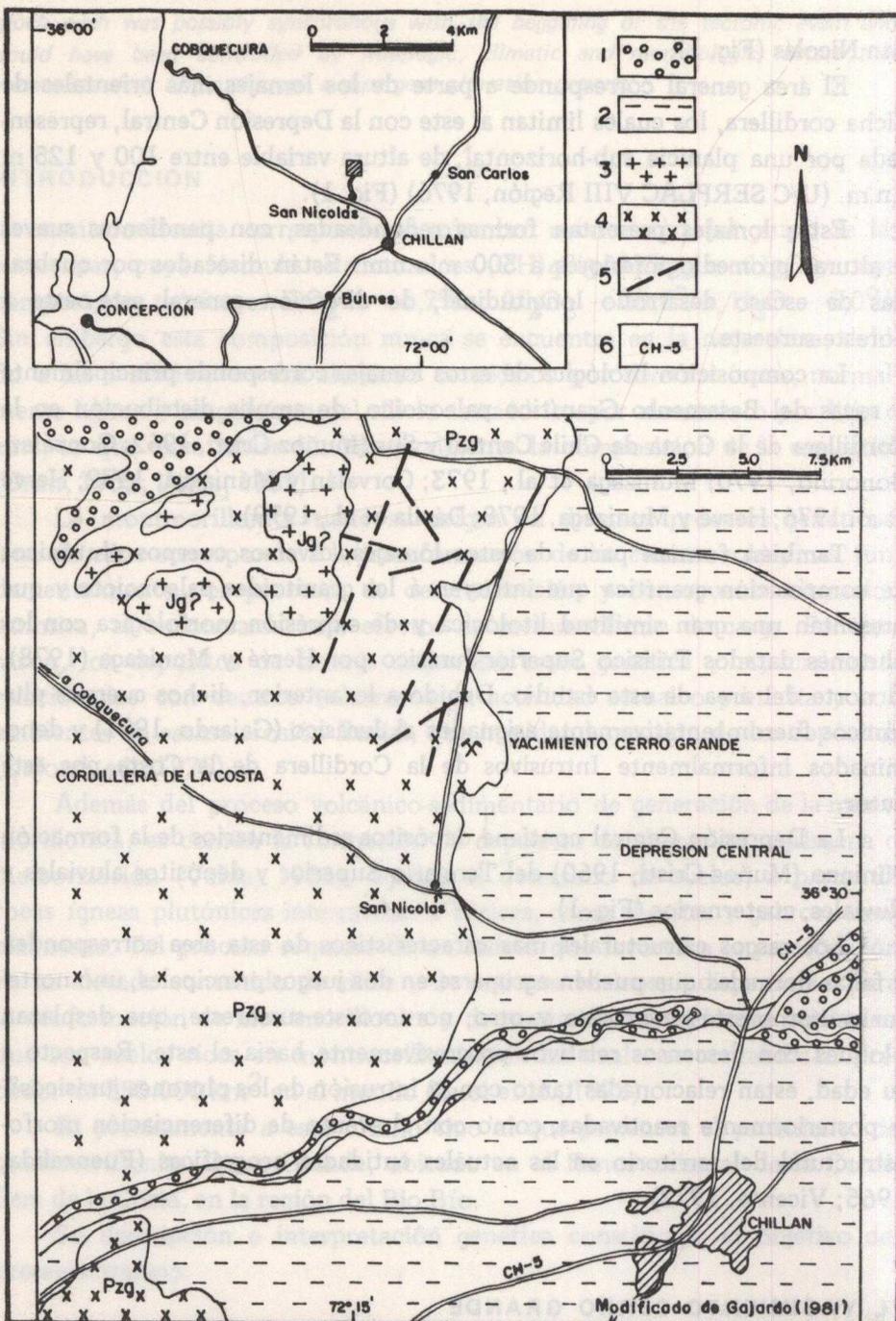


Fig. 1 Ubicación y Marco Morfológico-Geológico Regional del yacimiento Cerro Grande. 1) Depósitos aluviales (Cuaternario); 2) Formación Mininco (Terciario Superior); 3) Intrusivos de la Cordillera de la Costa (Jurásico?); 4) Batolito de la Costa (Paleozoico Superior); 5) Fallas normales; 6) Carretera Panamericana.

Fig. 1. Location and Morphologic-Geologic Regional Framework of the Cerro Grande deposit. 1) Alluvial deposits (Quaternary); 2) Mininco Formation (Late Tertiary); 3) Intrusives of the Coastal Range (Jurassic?); 4) Coastal Batholith (Late Paleozoic); 5) Normal faults; 6) Panamerican Highway.

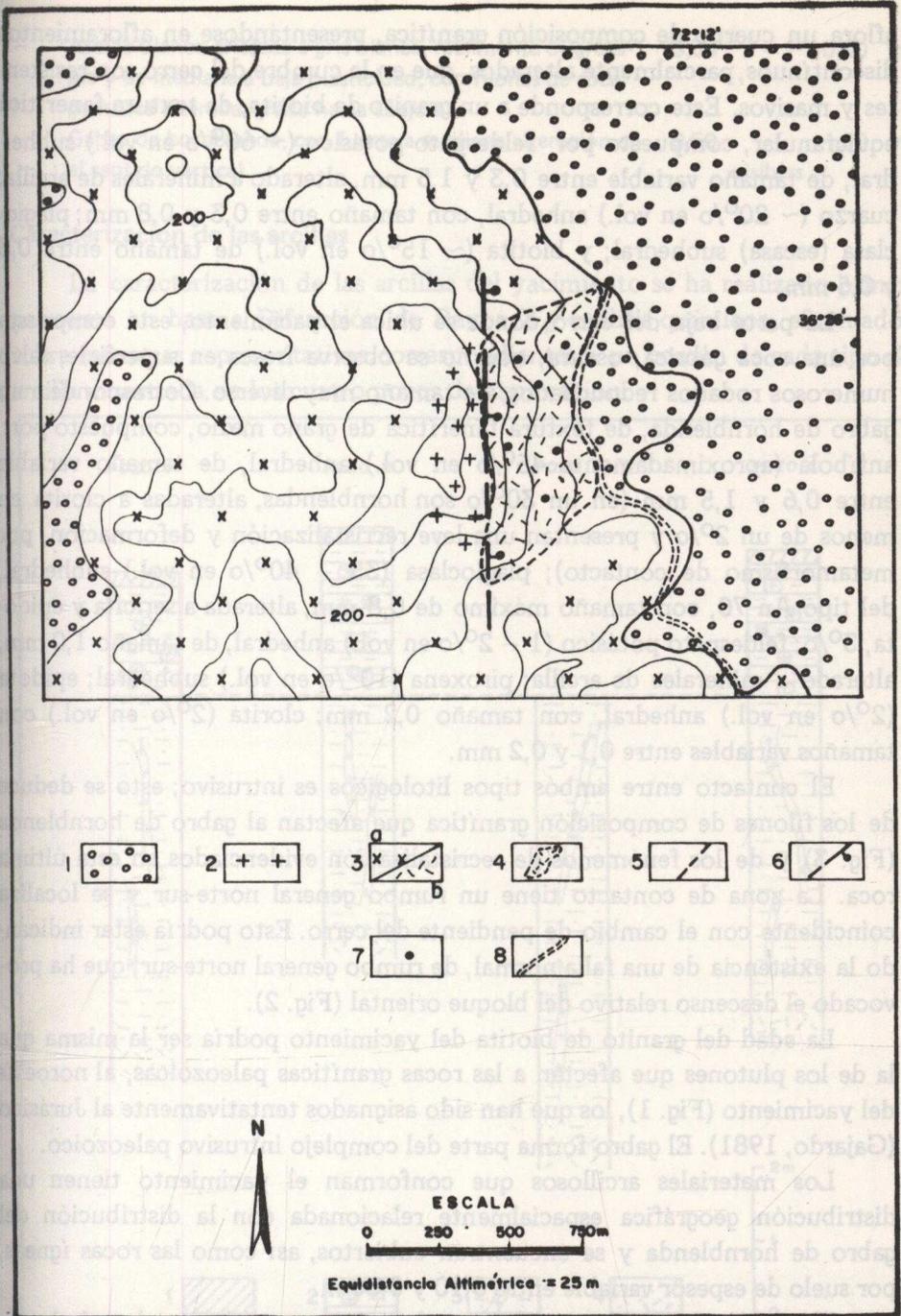


Fig. 2. Mapa geológico del yacimiento Cerro Grande. 1) Depósitos sedimentarios indiferenciados (Terciario Superior-Cuaternario); 2) Granito de biotita (Jurásico?); 3) Batolito de la Costa: a) Indiferenciado; b) Gabro de hornblenda (mostrado sin sobrecarga)(Paleozoico Superior); 4) Yacimiento Cerro Grande; 5) Falla normal; 6) Contacto; 7) Pozos de exploración; 8) Caminos.

Fig. 2. Geologic map of the Cerro Grande deposit. 1) Indifferentiated sedimentary deposits (Late Tertiary-Quaternary); 2) Biotite granite (Jurassic?); 3) Coastal Batholith: a) Indifferentiated; b) Hornblende gabbro (shown without over burden) (Late Paleozoic); 4) Cerro Grande deposit; 5) Normal fault; 6) Contact; 7) Exploration holes; 8) Roads.

aflora un cuerpo de composición granítica, presentándose en afloramientos discontinuos, parcialmente alterados, que en la cumbre del cerro son resistentes y masivos. Este corresponde a un granito de biotita, de textura fanerítica equigranular, compuesto por feldespato potásico (~ 60% en vol.) subhedral, de tamaño variable entre 0,3 y 1,5 mm, alterado a minerales de arcilla; cuarzo (~ 20% en vol.) anhedral, con tamaño entre 0,3 y 0,8 mm; plagioclasa (escasa) subhedral; y biotita (~ 15% en vol.) de tamaño entre 0,3 y 0,5 mm.

La parte baja del cerro, donde se ubica el yacimiento, está compuesta por una roca gábrica, oscura, que no se observa fresca en superficie, salvo numerosos rodados redondeados, de tamaño muy diverso. Corresponde a un gabro de hornblenda, de textura fanerítica de grano medio, compuesto por: anfíbola (aproximadamente 45% en vol.) anhedral, de tamaño variable entre 0,6 y 1,5 mm (en un 30% son hornblendas, alteradas a clorita en menos de un 2% y presentan una leve recrystalización y deformación, por metamorfismo de contacto); plagioclasa (35 - 40% en vol.) subhedral, del tipo An 70, con tamaño máximo de 0,8 mm, alterada a sericita y epidota, 3%; feldespato potásico (1 - 2% en vol.) anhedral, de tamaño 1,0 mm, alterado a minerales de arcilla; piroxena (10% en vol.) subhedral; epidota (2% en vol.) anhedral, con tamaño 0,2 mm; clorita (2% en vol.) con tamaños variables entre 0,1 y 0,2 mm.

El contacto entre ambos tipos litológicos es intrusivo; esto se deduce de los filones de composición granítica que afectan al gabro de hornblenda (Fig. 3) y de los fenómenos de recrystalización evidenciados en esta última roca. La zona de contacto tiene un rumbo general norte-sur y se localiza coincidente con el cambio de pendiente del cerro. Esto podría estar indicando la existencia de una falla normal, de rumbo general norte-sur, que ha provocado el descenso relativo del bloque oriental (Fig. 2).

La edad del granito de biotita del yacimiento podría ser la misma que la de los plutones que afectan a las rocas graníticas paleozoicas, al noroeste del yacimiento (Fig. 1), los que han sido asignados tentativamente al Jurásico (Gajardo, 1981). El gabro forma parte del complejo intrusivo paleozoico.

Los materiales arcillosos que conforman el yacimiento tienen una distribución geográfica espacialmente relacionada con la distribución del gabro de hornblenda y se encuentran cubiertos, así como las rocas ígneas, por suelo de espesor variable entre 0,10 y 0,30 m.

El estudio de cuatro pozos de exploración excavados en el yacimiento, permite señalar la siguiente distribución estratigráfica tipo, de arriba hacia abajo (Fig. 3):

- Suelo arcilloso, color pardo oscuro	0,10	-	0,30	m
- Arcilla pardo clara a pardo amarillenta, plástica. Presenta clastos de roca granítica incluidos.	1,10	-	2,10	m

- Arcilla blanco grisácea a gris blanca, fácilmente disgregable y de mediana a baja plasticidad, con filones de roca granítica alterada; grada hacia abajo a: 3,00 — 5,00 m
- Gabro de hornblenda, con fuerte a mediana alteración en el sentido vertical 0,50 — 1,00 m visibles

Caracterización de las arcillas

La caracterización de las arcillas del yacimiento se ha realizado principalmente en base a Difracción de Rayos X y análisis químicos, efectuados sobre muestras representativas, correspondientes a un común de cada tipo de arcilla muestrada en los cuatro pozos de exploración.

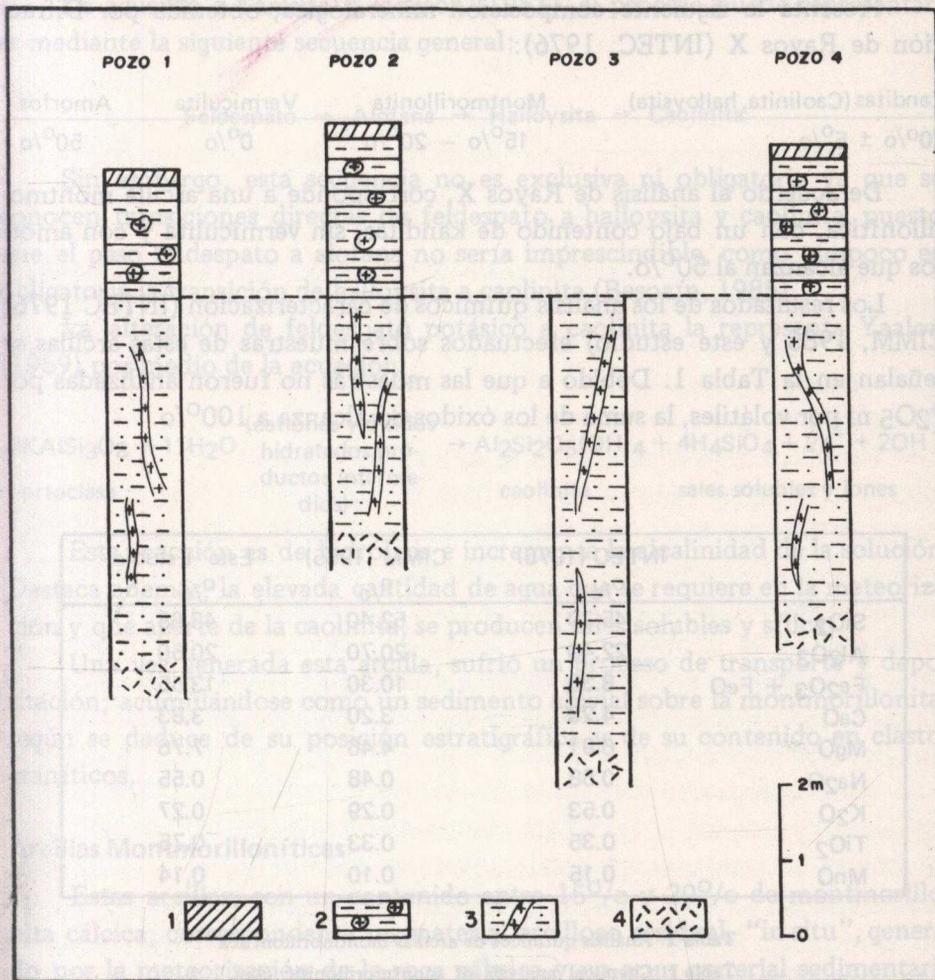


Fig.3. Secciones estratigráficas del yacimiento Cerro Grande. 1) Suelo arcilloso; 2) Arcillas caolínicas con clastos graníticos; 3) Arcillas montmorilloníticas con filones graníticos alterados; 4) Gabro alterado.

Fig. 3. Stratigraphic sections of the Cerro Grande deposit. 1) Clay soil; 2) Kaolinitic clay with granitic clasts; 3) Montmorillonitic clay with altered granitic dikes; 4) Altered gabbro.

1. Arcilla Caolinítica Pardo Clara a Pardo Amarillenta

Presenta la siguiente composición mineralógica, obtenida por Difracción de Rayos X (INTEC, 1976):

Kanditas (Caolinita,halloysita)	Montmorillonita	Vermiculita	Amorfos
35 ^o /o (± 5 ^o /o) – 40 ^o /o (± 5 ^o /o)	0 ^o /o – 5 ^o /o	20 ^o /o	35 ^o /o – 40 ^o /o

Los minerales no arcillosos corresponden esencialmente a cuarzo y micas alteradas. Esta arcilla corresponde a una arcilla caolinítica.

2. Arcilla Montmorillonítica Blanco Grisácea a Gris Blanco

Presenta la siguiente composición mineralógica, obtenida por Difracción de Rayos X (INTEC, 1976):

Kanditas (Caolinita,halloysita)	Montmorillonita	Vermiculita	Amorfos
20 ^o /o ± 5 ^o /o	15 ^o /o – 20 ^o /o	0 ^o /o	50 ^o /o

De acuerdo al análisis de Rayos X, corresponde a una arcilla montmorillonítica, con un bajo contenido de kanditas, sin vermiculita y con amorfos que alcanzan al 50^o/o.

Los resultados de los análisis químicos de caracterización (INTEC 1976; CIMM, 1985 y este estudio) efectuados sobre muestras de estas arcillas se señalan en la Tabla 1. Debido a que las muestras no fueron analizadas por P₂O₅ ni por volátiles, la suma de los óxidos no alcanza a 100^o/o.

	INTEC (1976)	CIMM (1985)	Este Estudio
	o/o	o/o	o/o
SiO ₂	45.20	52.40	43.68
Al ₂ O ₃	22.40	20.70	20.50
Fe ₂ O ₃ + FeO	8.39	10.30	13.55
CaO	4.23	3.20	3.83
MgO	6.91	4.46	7.76
Na ₂ O	0.58	0.48	0.55
K ₂ O	0.53	0.29	0.27
TiO ₂	0.35	0.33	0.75
MnO	0.15	0.10	0.14

Tabla 1: Análisis químicos de arcillas montmorillonítica

Table 1: Chemical analysis of montmorillonitic clay

Estos resultados la señalan como una montmorillonita policatiónica, rica en Fe y Ca y deficitaria en Na, lo que la identifica como montmorillonita cálcica.

alteración de los minerales ferromagnesianos preponderantes en la roca gábrica y prácticamente ausentes en la roca granítica. Esta situación se evidencia aún más al comparar los análisis químicos de la arcilla montmorillonítica con los del gabro, presentados en la Tabla 2.

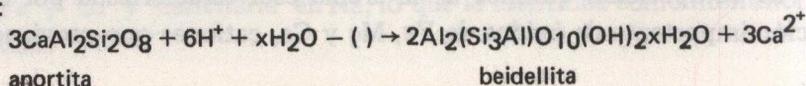
	Gabro o/o	Arcilla Montmorillonítica o/o		
SiO ₂	41.95	43.68	—	52.40
Al ₂ O ₃	21.14	20.50	—	22.40
Fe ₂ O ₃ + FeO	13.71	8.39	—	13.55
CaO	10.59	3.20	—	4.23
MgO	8.92	4.46	—	7.76
Na ₂ O	1.09	0.48	—	0.58
K ₂ O	0.25	0.27	—	0.53
TiO ₂	0.80	0.33	—	0.75
MnO	0.15	0.10	—	0.15

Tabla 2: Análisis químico de gabro y arcilla montmorillonítica
Table 2: Chemical analysis of gabbro and montmorillonitic clay

2. No existe relación directa entre la alteración que generó las arcillas montmorilloníticas y la alteración de los filones graníticos. Tampoco la arcilla montmorillonítica se presenta en vetas o bolsones irregulares, los que constituyen la morfología típica de los yacimientos de arcilla generados en procesos de alteración hidrotermal.

3. Por el contrario, debido a que el material arcilloso montmorillonítico pasa gradualmente hacia abajo a la roca gábrica alterada, constituyendo un "manto" subhorizontal, con una distribución areal de 300.000 m² y un espesor de 3,0 a 5,0 m visibles (Fig. 3) es posible señalar que la alteración que originó estas arcillas es claramente exógena, producida de arriba hacia abajo en el sentido de la infiltración de las aguas meteóricas. Estas lixiviaron la roca, favoreciendo la transformación mineralógica, efectuada mediante los procesos de hidrólisis, migración de elementos y concentración residual.

4. Esta transformación se produce normalmente en presencia de una solución que contenga una concentración relativamente elevada de Ca²⁺ y Mg²⁺ de cambio y soluble, situación que caracterizó el ambiente en estudio, según se deduce al comparar los resultados de análisis químico de la Tabla 2. Además según lo indica Yaalon (1959), si se representa la montmorillonita por la fórmula, Al₂Si₄O₁₀(OH)₂xH₂O, sin considerar la sustitución isomórfica y cationes de intercambio, se puede escribir la reacción de meteorización que explica la producción de montmorillonita a partir de anortita o en general de plagioclasa An₇₀, como la plagioclasa presente en el gabro de hornblenda:



5. No existen evidencias de estructuras que indiquen transporte y deposición, sino que por el contrario, el depósito de arcillas montmorilloníticas es homogéneo y está cortado en diferentes lugares por filones graníticos, necesariamente anteriores a su génesis, ya que intruyen también a la roca gábrica fresca y alterada.

CONCLUSIONES

De acuerdo con las características de las arcillas y su estratigrafía, Cerro Grande constituye un ejemplo de un yacimiento de arcillas montmorilloníticas y también caoliníticas, generadas por un proceso de alteración supérgena o meteorización, controlado por factores de tipo litológico, climático y morfológico.

El control litológico está relacionado con el cuerpo intrusivo básico, gabro de hornblenda, compuesto fundamentalmente por anfíbolos y plagioclasas, cuya alteración supérgena dió origen a la montmorillonita y con el granito de biotita, compuesto esencialmente por feldespato potásico y cuarzo, protolito de la arcilla caolinítica.

El clima adecuado para la generación del yacimiento debió ser templado a cálido, húmedo, con precipitaciones superiores a los 1500 mm anuales (Galán y Espinosa de los Monteros, 1974) y las características morfológicas deben haber sido las de una superficie peniplanizada, con una abundante cubierta vegetal, donde el escurrimiento superficial y los procesos erosivos fluviales son de escasa importancia. Lo anterior favoreció la infiltración de las aguas meteóricas, las que lixiviaron la roca parental, permitiendo la hidrólisis de los minerales constituyentes y su transformación mineralógica y estructural a minerales de arcilla (neoformación).

El proceso de meteorización se habría iniciado en forma sincrónica sobre los dos cuerpos plutónicos. La actividad tectónica, expresada en una falla o sistema de fallas de dirección aproximadamente norte-sur, en parte reactivadas, modificó la morfología, alzando relativamente el bloque granítico y generando un importante desnivel entre ambos tipos litológicos. Esto favoreció el proceso de erosión, fundamentalmente del material arcilloso caolinítico, el cual fue transportado y depositado como un sedimento aluvial sobre la arcilla montmorillonítica, constituyendo su sobrecarga protectora de la erosión.

Aunque no existen antecedentes cronológicos directos para datar estos fenómenos, es posible señalar que la existencia de un peniplano de distribución regional —según se deduce de las características morfológicas de la Cordillera de la Costa (Fuenzalida, 1965; Carter y Aguirre, 1965)— debiera ser al menos anterior al inicio de los fenómenos tectónicos que determinaron

la disposición morfoestructural actual del territorio a esta latitud, integrada, de este a oeste, por la Cordillera Principal, Depresión Central, Cordillera de la Costa y Planicies Litorales (UC/SERPLAC VIII Región, 1976).

En atención a que evidencias estructurales y radioisotópicas han permitido postular que dicho evento se inició durante el Terciario temprano (pre Mioceno) (Carter y Aguirre, 1965) o al menos Mioceno temprano (Padilla, 1981; Godoy, 1986) y considerando que las primeras fases del proceso meteórico pueden haber sido sincrónicas con el inicio del evento tectónico, se postula que el proceso genético de las arcillas habría comenzado en el Mioceno Inferior, continuando hasta hoy día mediante la lixiviación de las rocas y de los materiales arcillosos.

Tal asignación de edad para el fenómeno de meteorización, es consistente con la existencia de ambientes climáticos favorables para dicho proceso, los cuales son propios del Mioceno Inferior tardío y Mioceno Medio en el borde Pacífico de Sud América (Martínez-Pardo, en prensa) y se evidencian a lo largo del litoral de Chile Central y Central-Sur, por la abundante cantidad de depósitos de caolín genéticamente relacionados con la alteración supérgena de rocas graníticas y metamórficas de la Cordillera de la Costa (Corvalán et al., 1967; Tabak, 1968; Gajardo, 1977a; Gajardo 1977b; Alfaro y Gajardo, 1978; Gajardo, 1979).

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a los académicos del Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile, señores José Corvalán D., Alfredo Lahsen A., Leopoldo López E. y Francisco Munizaga V. y al doctor Eduardo Besoain M. del Instituto Nacional de Investigaciones Agropecuarias de Chile, INIA, por la lectura crítica del original. Este trabajo constituye un aporte al Proyecto PICG 246, "Eventos Neógenos del Pacífico en el Tiempo y el Espacio".

REFERENCIAS

- Alfaro, G.; Gajardo, A., 1978. Mapa metalogénico de la VIII Región y provincia de Malleco, IX Región, Chile. Actas VII Congreso Geológico Argentino. Tomo 1, p. 171-184, Neuquén, Argentina.
- Besoain, E., 1985. Mineralogía de Arcillas de Suelos. Inst. Interamericano de Cooperación para la Agricultura. San José de Costa Rica, 1205 p.
- Buol, S.W.; Hole, F.D.; Mc. Cracken, R.J., 1973. Soil genesis and classification. Iowa State Univ. Press, Amess.
- Carter, W.D.; Aguirre, L., 1965. Structural geology of Aconcagua province and its relationship to the Central Valley Graben, Chile. Geol. Soc. Am. Bull. v. 76, p. 541-664.

- Centro de Investigación Minera y Metalúrgica, 1985. Certificado de Análisis N° 12546. Departamento Análisis Químico, CIMM.
- Corvalán, J.; Munizaga, F., 1972. Edades radiométricas de rocas intrusivas y metamórficas de la Hoja Valparaíso-San Antonio. Inst. Invest. Geol. Chile. Bol. N° 28, 40 p.
- Corvalán, J.; Dávila, A.; Tabak, M.; Aguilar, A., 1967. Estudio geológico de yacimientos de arcillas en las provincias de Concepción, Maule, Linares y Colchagua. Inst. Invest. Geol. Chile. Inédito.
- Dávila, A.; Hervé, F.; Munizaga, F., 1979. Edades K/Ar en granitoides de la Cordillera de la Costa de la provincia de Colchagua. Actas 2° Congr. Geológico, Chileno, Vol. 1, p. F107-F120, Arica, Chile.
- Fuenzalida, H., 1966. Orografía en: Geografía Económica de Chile, Texto Refundido. Corporación de Fomento de la Producción, CORFO, Ed. Universitaria S.A., Santiago.
- Gajardo, A., 1979a. Reconocimiento geológico del depósito de caolín Hualqui, provincia de Concepción, VIII Región, Chile. Inst. Invest. Geol. Chile. Inédito.
- Gajardo, A., 1977b. Reconocimiento geológico del depósito de caolín (mica y feldespato) El Alamo, provincia de Concepción, VIII Región, Chile. Inst. Invest. Geol. Chile. Inédito.
- Gajardo, A., 1979. Mapa Metalogénico de la VIII Región, Chile; escala 1:500.000. Inst. Invest. Geol. Chile. Inédito.
- Gajardo, A., 1981. Hoja Concepción Chillán, escala 1:250.000. Mapas Geológicos Preliminares de Chile N° 4. Inst. Invest. Geol. Chile.
- Galán, E.; Espinoza de los Monteros, J., 1974. El caolín en España. Edición Sociedad Española de Cerámica y Vidrio, Madrid, España.
- Godoy, E., 1986. Los intrusivos hipabisales miocénicos del cordón Chacabuco. ¿Un caso de fraccionamiento de hornblenda? Depto. Geol. Univ. de Chile. Rev. Comunicaciones N° 37, p. 49-64.
- González-Bonorino, F., 1970. Series metamórficas del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. Depto. Geol. Univ. de Chile, Publ. N° 24, Santiago.
- Grim, R., 1953. Clay mineralogy. Mc. Graw-Hill Book Company, Inc.
- Hervé, F.; Munizaga, F., 1978. Evidencias geocronológicas de un magmatismo intrusivo Triásico Superior-Jurásico en la Cordillera de la Costa de Chile entre los 35°30' y los 36° 30' Lat. S. Actas VII Congreso Geológico Argentino. Tomo 2, p. 43-52. Neuquén, Argentina.
- Hervé, F.; Munizaga, F.; Mantovani, M. et al., 1976. Edades Rb-Sr neopaleozoicas del basamento cristalino de la Cordillera de Nahuelbuta. Actas 1er Congr. Geológico Chileno, Vol. 2, p. F19-F26, Santiago, Chile.
- Instituto de Investigaciones Tecnológicas, 1976. Caracterización de muestras de arcilla. Laboratorio Industrias Químicas, INTEC, Chile.
- Lefond, S. (ed)., 1975. Industrial Minerals and Rocks. AIMMPE, Inc. 4th Edition.
- Martínez-Pardo, R. (en prensa). Major neogene events of the south-eastern Pacific: the Chilean and Peruvian record. Printed paper, 2nd International Working Group Meeting, IGCP-246, Berkeley, California (Julio 1987).
- Munizaga, F.; Aguirre, L.; Hervé, F., 1973. Rb/Sr ages from the Chilean metamorphic basement. Earth and Planetary Science Letters, 18, p. 87-92. Amsterdam.
- Muñoz-Cristi, J., 1960. Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa de la Zona Central. Minerales, vol. 15, N° 69, p. 28-46.
- Muñoz-Cristi, J., 1962. Comentarios sobre los granitos chilenos. Publ. Soc. Geol. Chile, N° 2, p. 15-19.

Padilla, H., 1981. Contribución a la geología y petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes Chilenos entre las latitudes 32°45' y 33°00' Sur. Memoria para optar al Título de Geólogo, Depto. Geología y Geofísica, Univ. de Chile.

Tabak, M., 1968. Kaolin deposits of Chile. XXIII Inter. Geol. Congr., vol. 16, p. 89-96.

Tamura, T.; Jackson, M.L., 1953. Structural and energy relationship in the formation of iron aluminium oxides, hydroxides and silicates. *Sciences*, 117, 381-383.

Universidad Católica, Sede Regional Talcahuano; Secretaría Regional de Coordinación y Planificación de la VIII Región., 1976. Chile. Atlas Regional VIII Región. Univ. Católica y SERPLAC.

Velde, B., 1985. Clay Minerals. *Developments in Sedimentology* 40. ELSEVIER.

Vicente, J.C., 1972. Apecu sur l'organisation et l'évolution des Andes argentine-chiliennes centrales au parallèle de l'Aconcagua. 24th Int. Geol. Congres, Canadá, Sect. 3, pp. 423-436.

Yaalon, D.H., 1959. Weathering reactions. *Jour. Chemical Education*, v. 36, p. 73-76.