

EVOLUCION GEOMORFOLOGICA DEL DESIERTO DE ATACAMA ENTRE LOS 26° Y 33° LATITUD SUR: REVISION CRONOLOGICA

JOSE A. NARANJO

Inst. Invest. Geológicas. Casilla 10465, Santiago, Chile

ROLAND PASKOFF

Dépt. de Géogr., Univ. de Tunis et R.C.P. 339 du C.N.R.S.
94, boulevard du 9 avril 1938, Tunis, Tunisie

RESUMEN

La evolución geomorfológica de la parte sur del desierto de Atacama consta de cinco etapas principales durante el Cenozoico: 1) elaboración de una topografía madura durante el Paleógeno; 2) solevantamiento de Los Andes e intensa incisión vertical antes del Oligo-Mioceno; 3) relleno del modelado antiguo por depósitos detríticos polimícticos durante el Mioceno (Medio a Superior); proceso de pedimentación, probablemente a fines del Mioceno y, finalmente, 5) rejuvenecimiento del drenaje debido a la reincisión vertical durante el Cuaternario.

ABSTRACT

The geomorphological evolution of the southern Atacama desert consists of five stages during the Cenozoic: 1) matureland development during the Paleogene; 2) andean uplift and intense vertical incision before the Oligo-Miocene; 3) depositional stage during the Middle to Upper Miocene; 4) pediment development at the end of the Miocene, and, 5) rejuvenation of drainage due to vertical incision during the Quaternary.

INTRODUCCION

El desierto de Atacama presenta un desarrollo esencialmente continental, durante el Cenozoico. Del análisis de las formas de relieve y los depósitos involucrados, es posible descifrar su evolución y cronología, considerando la aridez del clima que ha permitido la preservación de los rasgos originales del paisaje.

Durante más de una década, se han realizado

estudios geomorfológicos aislados en la parte sur del desierto de Atacama. En base a esos antecedentes, Paskoff y Naranjo (1979) definieron 5 grandes etapas en la evolución geomorfológica de la zona. Si bien se mantienen las mismas etapas, en el presente trabajo, se modifica la interpretación cronológica de ellas considerando nuevos antecedentes.

1. ELABORACION DE UNA TOPOGRAFIA MADURA

Un paisaje maduro se conserva a alturas variables como remanentes de planicies colgadas sobre los valles. Corresponde al término "matureland" de Willis (1929), o a la "Cumbre surface" de Mortimer (1973), reconociéndose a media distancia en-

tre las cordilleras de la Costa y de los Andes (Fig. 1).

Ocasionalmente, es posible reconstruir un plano topográfico de alturas constantes a nivel de las crestas; sin embargo, la observación de extensio-

nes mayores sugiere que dicho relieve no había alcanzado una madurez total, reconociéndose algunos desniveles. Los antecedentes disponibles no permiten dilucidar la complejidad de la evolución de dicha morfología desarrollada, en parte, sobre las formaciones Cerrillos y Hornitos, asignadas al Cretácico Superior-Terciario inferior (Zentilli, 1974).

2. SOLEVANTAMIENTO DE LOS ANDES: FASE DE EROSION VERTICAL

El alzamiento de los grandes volúmenes montañosos que constituyen la cordillera andina está ligado a una tectónica mayor, compresiva, registrada principalmente en fallas inversas de fuerte rechazo y en la deformación de unidades de roca. Algunas de estas fallas inversas han sido selladas por manifestaciones volcánicas del Oligo-Mioceno (Cisternas y Oviedo, 1979; Cisternas, com. verbal, 1980); en otros sectores se les reconoce afectando a la Formación Hornitos (Naranjo y Sepúlveda, 1980).

Este alzamiento va desarrollando un nuevo sistema de pendientes al cual se adapta la red hidrográfica que altera la topografía antigua. Es una etapa en que predomina la incisión vertical profunda, a consecuencia de la cual se forman los

grandes valles de dirección este-oeste. En los flancos de éstos, se distinguen terrazas rocosas que indican que el solevamiento andino, probablemente, se produjo en varios estadios.

Cerca de la desembocadura de alguno de los ríos, se ha comprobado que la incisión vertical en el basamento rocoso ha llegado hasta 100 m bajo el nivel del mar; esto implica que el nivel marino, a la época, era mucho más bajo que el actual, favoreciéndose así el socavamiento.

Es evidente que las condiciones climáticas debieron haber sido favorables para que, al menos esporádicamente, hubiesen existido aportes abundantes al aparato hidrográfico, dándole la fuerza capaz de disecar y evacuar la carga al mar.

Es evidente que las condiciones climáticas debieron haber sido favorables para que, al menos esporádicamente, hubiesen existido aportes abundantes al aparato hidrográfico, dándole la fuerza capaz de disecar y evacuar la carga al mar.

Es evidente que las condiciones climáticas debieron haber sido favorables para que, al menos esporádicamente, hubiesen existido aportes abundantes al aparato hidrográfico, dándole la fuerza capaz de disecar y evacuar la carga al mar.

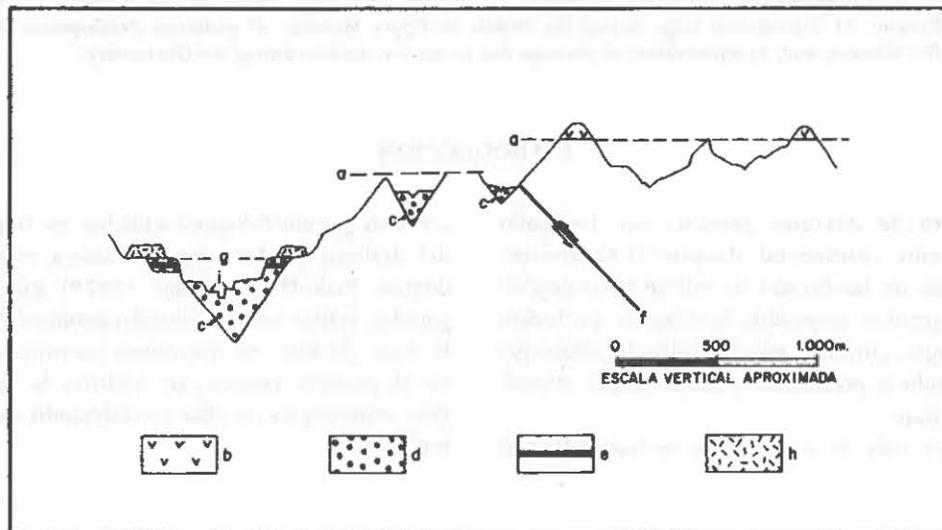


FIG. 1. Sección esquemática, que muestra las distintas etapas de la evolución geomorfológica cenozoica, de la parte sur del desierto de Atacama (modificado en Paskoff y Naranjo, 1979). a) testigos de una superficie madura antigua; b) rocas volcánicas del Eoceno Inferior: Formación La Peineta (Sillitoe *et al.*, 1968); c) valles labrados durante la etapa de erosión vertical, a consecuencia del solevamiento de los Andes; d) relleno detrítico polimítico (Gravas de Atacama); e) flujos ignimbríticos del Mioceno Medio a Superior (Clark *et al.*, 1967), intercalados en el relleno continental; f) falla inversa; g) remanentes del pedimento; h) flujos ignimbríticos del Mioceno Superior (Clark *et al.*, 1967), sobrepuestos al relleno continental; i) terrazas fluviales.

3. RELLENO GENERAL

En esta etapa se produce un cambio radical en el comportamiento de los ríos. La incisión se termina y los valles labrados anteriormente son colmatados, en forma progresiva, por potentes rellenos detríticos, tanto en la proximidad de la costa como en la alta cordillera; aquéllos corresponden a las Gravas de Atacama de Sillitoe y otros (1968). En algunos lugares, estos rellenos alcanzan espesores de hasta varios centenares de metros. En los grandes valles, están constituidos por depósitos polimícticos de gravas cuya selección es mala a regular, con rodados y bolones bien redondados. En lugares adyacentes a estos valles, el material es anguloso; se distinguen interdigitaciones laterales de estas facies gruesas con facies más finas de origen lacustre, emplazadas donde los fenómenos de obturación permitieron el desarrollo de cuencas cerradas, consecuencia además, de un relleno generalizado.

Cerca de la costa, el relleno continental engrana con depósitos fosilíferos de arena, de origen nerítico y actualmente emergidos (Piso de Coquimbo). Estos depósitos registran una transgresión del mar que, obviamente, obligó a los ríos a depositar su carga, por lo menos, en los cursos inferiores, como consecuencia de la disminución de la pendiente longitudinal. Considerando la ex-

tensa distribución que alcanzó el relleno -reconociéndose depósitos inclusive en sectores elevados de la cadena andina- también es posible que haya habido una "aridificación" del clima que indujo una disminución progresiva de la actividad de las aguas corrientes. De este modo, los aportes coluviales no evacuados fosilizaron los faldeos de los cerros, acumulándose los materiales detríticos en el fondo de los valles.

Existen diversos antecedentes que permiten asignar una edad tentativa para estos rellenos continentales. Por ejemplo, Herm (1969) determina una edad pliocena media a superior para la macrofauna recolectada en los depósitos marinos del Piso de Coquimbo, que engranan lateralmente con los rellenos continentales. Sin embargo, numerosas investigaciones más recientes, y probablemente más fidedignas considerando que el material estudiado corresponde a microfauna, llevan a Martínez (1978 y 1979) a asignar una edad miocena media a superior para el Piso de Coquimbo. Según la escala de Van Eysinga, (1975), esta edad confirma el valor de $12,6 \pm 0,5$ m.a. de la determinación radiométrica (K/Ar en biotita), efectuada para un nivel de ignimbrita, intercalado en los rellenos continentales del valle del río Salado (26° Lat. S) (Clark y otros, 1967; Mortimer, 1973).

4. PROCESO DE PEDIMENTACION

Evidencias de terreno indican que falta la parte superior del relleno continental (Gravas de Atacama), ya que aún subsisten testigos que permiten pensar que la acumulación ha sido truncada en la mayoría de sus lugares de distribución. De este modo, la superficie actual es el resultado de una acción erosiva lateral que, probablemente, está ligada a divagaciones de los cursos de agua en condiciones climáticas semi-áridas. La pedimentación ha afectado también a los flancos de los valles, principalmente donde las rocas se presentaban

más fracturadas y con alteración hidrotermal o meteórica.

De acuerdo a los antecedentes aportados por Clark y otros (1967), Naranjo y Sepúlveda (1980) y Sepúlveda y Naranjo (en preparación), en las quebradas San Andrés y Paipote (27° Lat. S) se distinguen ignimbritas, de edad miocena superior ($9,5 \pm 0,5$ y $9,0 \pm 0,3$ m.a.), que "sellan" el pediplano desarrollado en los rellenos continentales (Fig. 2).

5. ETAPA DE REINCISION

Durante el Cuaternario se produce un retorno a la acción de incisión vertical, desarrollada principalmente en el relleno de los valles y depresiones

formados en la etapa 3. Este nuevo comportamiento de los cursos de agua podría explicarse por un descenso eustático del Océano Pacífico

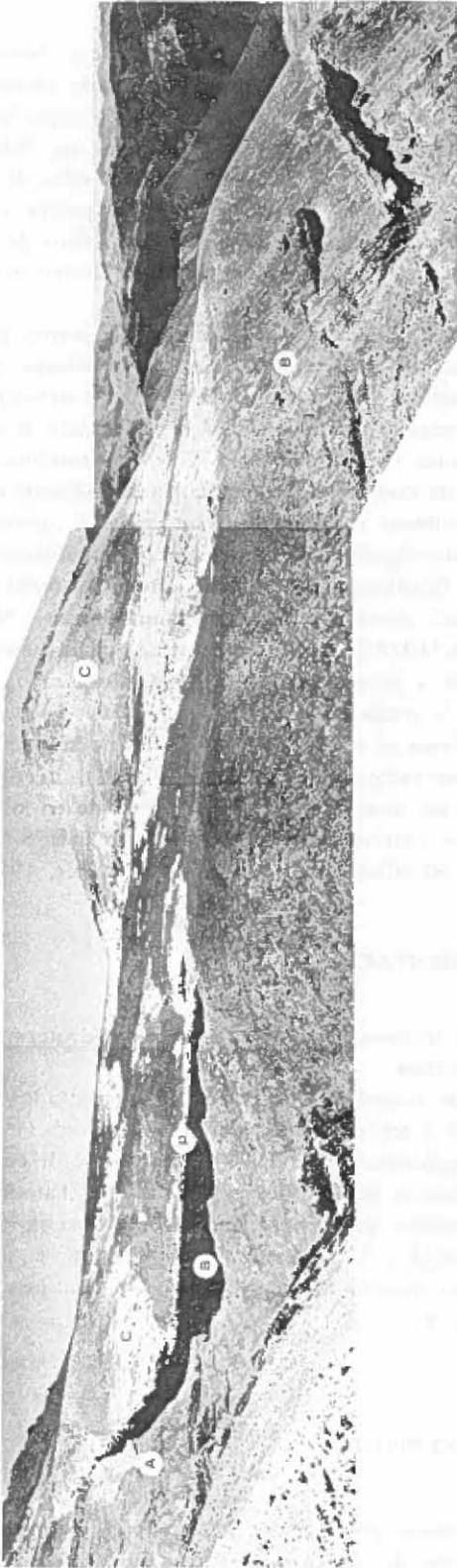


FIG. 2. En el faldeo sur de Quebrada Paipote (27°07' Lat. S - 69°43' Long. W), vista hacia el noroeste: sobre el basamento rocoso (A), se distinguen el relleno polimíctico continental (B) (Gravas de Atacama), superficie de pedimentación (p) e ignimbrita (C) datada en 9.0 ± 0.3 m.a., K/Ar en biotita (Clark *et al.*, 1967).

(Paskoff, 1977) y también por causas tectónicas, que corresponderían a una recurrencia muy moderada del solevantamiento andino (Mortimer, 1973), caracterizado más bien por fallas de extensión restringida y escaso rechazo, que por deformaciones desarrolladas a gran escala (Cooke y Mortimer, 1971).

Es evidente que los factores climáticos han tenido importancia en la re-excavación. Las crisis glaciales han dejado huella en la alta cordillera, principalmente, entre los 30° y 33° (Paskoff, 1977), caracterizándose por el notable descenso de la temperatura y también por el aumento de las precipitaciones. En la parte sur del desierto de Atacama, el labrado ligado al escurrimiento de los hielos y de las aguas ha tenido mayor desarrollo que en la parte norte, donde los productos de la etapa de relleno general están mejor conservados, inclusive en sectores elevados de la cordillera andina.

La reincisión evolucionó en forma discontinua durante el Cuaternario, como lo testifican las terrazas aluviales que evidencian períodos de regresión desarrollados como consecuencia, por una parte, de la alternancia de etapas glaciales e interglaciales y, por otra, por ascensos y descensos glacio-eustáticos de los océanos.

En la actualidad, la evolución geomorfológica del desierto de Atacama aparentemente es lenta; sólo se reconocen algunos cambios aislados en la topografía heredada de las etapas descritas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan sus agradecimientos al Dr. Manuel Suárez por las valiosas críticas del manuscrito. También la colaboración de Rossanna Crestto, quien mecanografió los originales de este trabajo.

REFERENCIAS

- CISTERNAS, M.E.; OVIEDO, L.** 1979. Perfil tectónico-estratigráfico de la precordillera de Atacama y flanco occidental de la cordillera Claudio Gay, en la latitud 26°40'S, III Región, Chile. Congr. Geol. Chileno, No. 2, Actas, Vol. 1, p. B79-B97. Arica.
- CLARK, A.H.; MORTIMER, C.; SILLITOE, R.H.; et al.** 1967. Implications of the isotopic ages of ignimbrite flows, Southern Atacama Desert, Chile. Nature, Vol. 215, No. 5102, p. 723-724.
- COOKE, R.; MORTIMER, C.** 1971. Geomorphological evidence of faulting in the southern Atacama Desert, Chile. Rev. Géomorphol. Dyn., Vol. 20, No. 2, p. 71-78.
- EYSINGA, F.W. Van.** 1975. Geological Time Table (compilation). 3rd. edition, Elsevier Sci. Publ. Amsterdam.
- HERM, D.** 1969. Marines Pliozän und Pleistozän in Nord- und Mittel-Chile unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen. Zitteliana, No. 2, p. 1-159.
- MARTINEZ, R.** 1979. Hallazgo de foraminíferos miocénicos cerca de Puerto Aldea, Bahía de Tongoy, Provincia de Coquimbo, Chile. Inst. Invest. Geol., Rev. Geol. Chile, No. 8, p. 65-78.
- MARTINEZ, R. (en prensa).** Hallazgo del Mioceno marino en la península de Mejillones, Antofagasta, Chile. Congr. Argent. Paleontol., No. 2, Buenos Aires, 1978.
- MORTIMER, C.** 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert, Chile. Geol. Soc. Lond., J., Vol. 129, Part 5, p. 505-526.
- NARANJO, J.A.; SEPULVEDA, P.** 1980. Geología de la hoja Carrera Pinto, Región de Atacama. Inst. Invest. Geol., (inédito), 55 p.
- PASKOFF, R.** 1977. Quaternary of Chile: the state of research. Quat. Res. (Wash., Univ., Quat. Res. Cent.), Vol. 8, No. 1, p. 2-31.
- PASKOFF, R.; NARANJO, J.A.** 1979. Les grandes étapes de l'évolution géomorphologique des Andes pendant le Cénozoïque dans le sud du désert d'Atacama (Chili). Acad. Sci. (Paris), C.R., Ser. D, Vol. 289, No. 16, p. 1203-1206.
- SEPULVEDA, P.; NARANJO, J.A. (en preparación).** Hoja Carrera Pinto, escala 1:100.000, Región de Atacama. Inst. Invest. Geol. Carta Geol. Chile.
- SILLITOE, R.H.; MORTIMER, C.; CLARK, A.H.** 1968. A chronology of landform evolution and supergene mineral alteration, southern Atacama Desert, Chile. Inst. Min. Metall., Trans., Sect. B., Vol. 77, p. 166-169.
- WILLIS, B.** 1929. Earthquake conditions in Chile. Carnegie Inst. Wash., Publ., No. 382, 178 p.
- ZENTILLI, M.** 1974. Geological evolution and metallogenic relationships in the Andes of northern Chile between 26° and 29° South. Ph.D. Thesis, Queen's University, 446 p. Kingston, Canada.