

INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA Y MORFOLOGÍA DE LOS ANDES EN EL NORTE DE CHILE

Hartmut Seyfried*, Gerhard Wörner**, Dieter Uhlig*, Ingrid Kohler*, Claudio Calvo*

RESUMEN

La cadena montañosa andina es única en su origen, su historia geológica y su impacto en los hábitats humanos. Fue creada y se mantiene a través de la subducción de una placa tectónica oceánica ubicada debajo del límite oeste del continente sudamericano. En primer lugar, la subducción causa la actividad magmática que es muy típica de casi toda la cadena montañosa. Indirectamente, la subducción también es responsable por el engrosamiento y levantamiento de la corteza continental encima de la zona de subducción. Los terremotos son otra consecuencia de la convergencia entre la corteza oceánica y continental. Esta convergencia ha estado ocurriendo por lo menos en los últimos 200 millones de años. Sin embargo, la alta Cordillera de los Andes y el Altiplano como los conocemos hoy son relativamente jóvenes. Los Andes comenzaron a formarse sólo alrededor de 20 millones de años antes del presente. Específicamente, en los Andes Centrales, el levantamiento parece ser un proceso autoacelerado. Bajo la influencia de un clima extremadamente seco, nada más que la resistencia de la propia corteza detendrá el levantamiento posterior de la cordillera. ¿Cuáles son las razones del engrosamiento de la corteza y de su levantamiento? ¿Dónde está la conexión entre magmatismo, volcanes y la formación de los depósitos de minerales, los cuales son muy importantes para los países andinos? Este artículo intenta entregar algunas respuestas a estas preguntas y trata de explicar la evolución de la Cordillera de los Andes entre la ciudad de Arica y el Lago Chungara. Durante los últimos 20 millones de años, el engrosamiento de la corteza continental por encima de la zona de subducción es consecuencia de un magmatismo intenso, pero más importante aún, por el apilamiento telescópico de la corteza. Esto es un efecto del recalentamiento y ablandamiento de la corteza continental inferior debido a la intensa actividad magmática, consecuencia a su vez del alto ángulo de la subducción, desde aquel tiempo. Una vez ablandado en su parte más profunda, la corteza terrestre no puede soportar las fuerzas de compresión ejercidas "desde atrás", es decir desde el rígido Escudo Brasileño, que se mueve hacia el oeste contra la parte posterior de la zona de subducción. Sin embargo, el recalentamiento tiene una consecuencia adicional: en lugares con flujos de alto calor, la corteza se funde parcialmente y erupciona en masas gigantes de magma sobre la superficie. Una de las primeras erupciones gigantes ocurrieron hace unos 19 millones de años atrás y entregó un monstruoso volumen de alrededor de 3.000 km³ de magma que cubrió una gran área con una gruesa capa de ignimbrita. La ignimbrita es el producto de una erupción volcánica explosiva; es el escurrimiento de flujos altamente móviles donde las partículas volcánicas están suspendidas en una mezcla de gas volcánico y aire caliente. Desde entonces, la ignimbrita cubre partes del altiplano y de la ladera oeste de los Andes Centrales, imprimiéndole su carácter al paisaje y testimoniando que este proceso de recalentamiento, engrosamiento y fundición continúa aún en funcionamiento a lo largo de la base de las montañas. La última consecuencia del aumento del magmatismo debajo de los Andes Centrales es el hecho que en la corteza encima de las cámaras de magma el agua se recalienta y se enriquece de elementos como cobre, oro y plata. Una vez precipitados, se pueden formar yacimientos metálicos muy importantes que se explotan en muchos lugares en los Andes y representan una parte considerable de la economía chilena. Grandes terremotos, deslizamientos gigantes, y grandes erupciones volcánicas han afectado la ladera oeste de los Andes Centrales. Es altamente probable que eventos similares ocurran en el futuro. Lo que no sabemos es cuando van a ocurrir. Lo que la ciencia puede hacer es tratar de predecir estos fenómenos con razonable seguridad. Lo que la ciencia no puede es tratar de prevenir a la humanidad ante estos monstruosos fenómenos de violencia de la naturaleza.

Palabras Claves: Cordillera de los Andes, tectónica, magmatismo, formación paisaje andino, hábitats humanos.

* Institut für Geologie der Universität Stuttgart, Herdweg 5, D 70174 Stuttgart, Alemania

** Institut für Geochemie, Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 1, D 37077 Göttingen, Alemania

Recibido: septiembre 1998

Aceptado: noviembre 1999

ABSTRACT

The Andean Mountain chain is unique in its origin, its geological history, and its impact on human habitants. It was created and is maintained through the subduction of an oceanic plate underneath the Western border of the South American continent. In the first place, subduction causes the magmatic activity which is so typical of almost the entire mountain chain. Indirectly, subduction is also responsible for shortening, thickening, and uplift of the continental crust above the subduction zone. Earthquakes are another consequence of the convergence between oceanic and continental crust. Convergence has been going on for at least 200 million years. However, the High Andean Cordillera and the Altiplano as we know them today are relatively young. The Andes started to form only around 20 million years before present. Especially in the Central Andes, the uplift seems to be a self-accelerating process. Under the influence of an extremely dry climate, nothing but the shear strength of the crust would stop the further rise of the cordillera. What are the reasons for crustal thickening and uplift? Where is the connection between magmatism, volcanoes and the formation of ore deposits, which are so important for the Andean countries? This paper attempts to give some answers to these questions and tries to explain the evolution of the Andean Cordillera between the city of Arica and the Lago Chungará. During the last 20 million years, thickening of the continental crust above the subduction zone was accomplished both, by intensive magmatism and, more important, by telescopic stacking of the crust. This became possible because the crust underwent heating, and hence softening, due to the intense magmatic activity which in turn was a consequence of orthogonal, high-angle subduction since that time. Once softened in its deeper parts, the continental crust could no longer withstand the compressive forces exerted "from behind", that is, from the rigid Brazilian Shield which moves westward against the backstop of the subduction zone. However, heating had an additional consequence: in places of high heat flow, the crust became partially melted and erupted gigantic masses of magma onto the surface. One of the first flare-ups of these gigantic eruptions happened some 19 million years ago; it delivered a monstrous volume of about 3.000 km³ of magma and covered huge areas with a thick sheet of ignimbrites. An ignimbrite is the product of an explosive volcanic eruption; it is the fall-out from highly mobile flows where volcanic particles are suspended in a mixture of volcanic gas and heated air. Ever since this first flare-up, ignimbrites now and again covered parts of the Altiplano and the Western Escarpment of the Central Andes, imprinting their character to the landscape and testifying that the process of heating, thickening, and melting is still at work along the roots of the mountains. One last consequence of the increased magmatism beneath the Central Andes is the fact that in the crust above a magma chamber hot water may concentrate ore-forming elements such as copper, gold, and silver. These deposits are mined in a lot of places in the Andes and represent a considerable part of the Chilean economy. Large earthquakes, giant landslides, and huge volcanic eruptions have frequently affected the Western slope of the Central Andes. It is highly probable that similar events will occur again in future. What we do not know is: when. What science can do, is to try to foresee these things with reasonable certainty. What science can definitely not do is trying to prevent humanity from these monstrous acts of violence by nature.

Key Words: *Andean Cordillera, tectonic, magmatism, Andean landscape formation, human habitats.*

Nuestro planeta se creó hace 4,6 mil millones de años por acreción turbulenta de la materia primordial del sistema solar. Esa materia primordial todavía es el ingrediente principal de nuestra tierra (4,11 x 10²⁷g). Forma un manto de unos 2.900 km de espesor alrededor de un núcleo cuyo diámetro es de 6.800 km y que tiene una masa de 1,87 x 10²⁷g. En la parte inferior del manto, la gran presión litoestática no permite que la materia se encuentre en otro estado que el sólido. Sin embargo, hacia la parte más exterior del manto (o sea, dentro de una franja entre 100 km y 300 km de profundidad que se llama astenosfera), la temperatura permanece relativamente alta mientras que la presión sigue disminuyendo de forma lineal. Esto hace que el manto astenosférico esté a punto de fundirse y, se encuentra en un estado maleable, ó dúctil.

A lo largo de la existencia de nuestra Tierra, el calor producido por la desintegración radiactiva de los elementos inestables mantiene una lenta convección dentro del manto. Donde las corrientes convectivas ascienden a la superficie, se descomprime el manto y la astenosfera sufre una fusión parcial por descompresión. El magma producido es basáltico; las zonas de afluencia de este magma son las Crestas Centro-Oceánicas. Es ahí donde constantemente se produce nueva corteza oceánica. Donde las corrientes convectivas abandonan

la superficie y descienden (subducen) de nuevo, incorporan agua. Esta agua es demasiado liviana como para permanecer en la corteza subducida. Ascende y se disuelve en la astenosfera sobreyacente, produciendo una fusión parcial por hidratación cuyo resultado es un magma que difiere del basáltico en lo referente a su contenido en agua.

La corteza de nuestro planeta es muy delgada (la corteza sólida, los océanos y la atmósfera juntos no superan los $0,01 \times 10^{27}$ g). En principio, es el resultado de los dos procesos de fusión parcial arriba mencionados. Se añaden procesos secundarios: la diferenciación de los magmas previamente producidos (por cristalización consecutiva de minerales), la selección de materiales expuestos en superficie dentro del ciclo erosión-sedimentación, y la transformación del conjunto dentro de los procesos tectónicos de reciclaje cortical (metamorfosis). El resultado de todo esto es la corteza sobre la que vivimos: muy variable tanto en su espesor (oscila entre 7 y 70 km) como en su composición: basáltica por debajo los océanos (de allí su nombre corteza oceánica) y andesítica a granítica en los continentes (de allí su nombre corteza continental).

El núcleo de la Tierra contiene menos masa que el manto, pero su densidad es mucho más alta (de 13 a 10 g/cm³, comparado a los 5,5 a 3,3 g/cm³ dentro del manto). Esto se debe al hecho de que un 85% del núcleo consta de hierro. El núcleo es más caliente que el manto; su parte exterior se encuentra en estado líquido. Por lo tanto, el manto es sometido a la fusión parcial no sólo donde surge a la superficie (descompresión e hidratación) sino también a lo largo de su contacto con el núcleo, donde sufre un recalentamiento. Una vez fundidos, los materiales livianos ascienden y terminan ulteriormente dentro de la corteza; por el contrario, los materiales pesados descienden y se agregan al núcleo. El proceso se continua mientras que haya convección dentro del manto, y tanto la corteza como el núcleo crecen a medida que el manto pierde su riqueza.

La corteza continental no puede sumergirse en la astenosfera, al contrario de la corteza oceánica que se sumerge de nuevo, independientemente, en el manto en cuanto se enfría con la edad y adquiere así una densidad superior a la de la astenosfera infrayacente. Por esta razón, los pisos oceánicos de nuestra Tierra no sobrepasan normalmente los 150 millones de años de edad. Los continentes en cambio no pierden masa, todo lo contrario, ellos crecen, principalmente por acumulación (acreción) de material no subducible, como arcos de islas, o por la formación de magma encima de la zona de subducción. Algunos continentes, como el de Norteamérica, muestran por eso una estructura en forma de capas de cebolla, cuyos núcleos más antiguos alcanzan hasta los 3,5 mil millones de años.

Montañas altas se forman en nuestro planeta generalmente por colisión de masas continentales. Durante este proceso, parte de la corteza continental se apila en la zona de colisión. De este modo también se forman mantos tectónicos, que llegan a exponer niveles muy profundos de la corteza continental. Los Alpes y el Himalaya son dos sistemas montañosos formados a partir de la colisión entre continentes por la apilación de corteza. En estas cadenas de montañas, el espesor de la corteza puede alcanzar hasta 70 km (mientras que su espesor promedio es de 30 km). En la misma medida aumenta el desequilibrio isostático. Tomando en cuenta el tamaño de la Tierra, la altura máxima que podría alcanzar una cordillera es de aproximadamente 10 km sobre el nivel del mar. El desequilibrio es compensado con derrumbes y deslizamientos gravitatorios de grandes porciones de montaña y con la meteorización y erosión a través de agua en circulación. En promedio, se tarda 100 millones de años hasta que una cadena de montañas altas sea completamente erosionada. Montañas "allanadas" de este tipo constituyen la mayor parte del subsuelo de Sudamérica: se encuentran en la casi totalidad de Brasil, Uruguay, Pampas de Argentina, y las junglas de Guayana.

1. Los Andes: una cadena de montañas excepcional

Los Andes se diferencian del tipo de montañas arriba mencionados en aspectos fundamentales. Únicamente en un pasado geológico cercano, los Andes han crecido un poco en su extremo norte por colisión con un archipiélago de islas. El resultado de esta acreción de terrenos es la Cordillera Occidental de Colombia. Por lo demás, a lo largo del margen Pacífico de Sudamérica no ha habido colisiones continente versus continente y tampoco pequeñas colisiones con arcos de islas desde hace más de 200 millones de años. Más que todo, ha habido una pérdida de pequeños terrenos a través de la fragmentación del margen continental y la dispersión de los fragmentos hacia el norte. México y la totalidad de la costa oeste de Norteamérica son una verdadera alfombra de parches de terrenos, que en su mayoría han llegado del sur.

A pesar de todo son los Andes una gran Cordillera. Tienen la forma de un plátano, ancho en el medio y angosto en los extremos. Su longitud es de 8000 km, la diferencia de relieve va de -8000 metros de profundidad en la fosa Perú-Chile hasta casi 7000 metros en el Volcán Ojos del Salado, el volcán activo más alto de los Andes. La distancia entre la fosa y la cresta de la Cordillera de los Andes es de aproximadamente 250 km (Figura 1). Aunque los volcanes están entre las cúspides más altas de los Andes, no representan en absoluto, volumétricamente la masa principal de Cordillera andina. Los volcanes no son otra cosa más que pizcas de crema sobre una inmensa torta de corteza. Esta torta muestra solamente en su lado este, hacia las llanuras brasileñas, mantos tectónicos. Si se observan los mantos de cerca, se puede comprobar, que aquí se han desplazado únicamente niveles someros de la corteza. La Figura 2 muestra una posible explicación para el fenómeno: parece como si el antepaís se hubiese metido por debajo de la cordillera (de acuerdo a Gubbels *et al.* 1993).

2. Muchos procesos - un solo resultado: el levantamiento de los Andes

Para explicar satisfactoriamente el engrosamiento cortical en los Andes, se debe descartar por consiguiente tanto el vulcanismo como la apilación de corteza por colisión de continentes. Los volcanes son la etiqueta de los Andes, pero no su sustancia. Se localizan en la parte central, así como en las partes externas de la Cordillera (véase Figura 1) y el volumen, visto en conjunto, es relativamente bajo. Los mantos tectónicos en el margen oriental de la torta cortical son un claro indicio de levantamiento y desequilibrio isostático. Por el contrario, a lo largo del flanco occidental de la Cordillera afloran en muchos sitios rocas muy viejas de la corteza continental (alrededor de 2 mil millones de años). Además, este flanco occidental se compone, a lo largo de grandes distancias, de una serie de bloques basculados con rechazos verticales de más de un kilómetro (Figura 2). En el Norte de Chile, la diferencia de relieve desde el Altiplano, con 4400 metros de altitud promedio, hasta la fosa con 8000 metros de profundidad, constituye el declive más escarpado de nuestra Tierra. En este declive ocurren también los terremotos más respetables, hasta ahora registrados (22 Mayo 1960 con una magnitud de 8,9 en la escala de Richter). En un capítulo posterior mostraremos algunos indicios, que atestiguan sobre la posible ocurrencia de terremotos de mayor intensidad en el pasado geológico.

Por lo tanto, levantamiento parece ser la causa principal de la formación de los Andes. ¿Pero como ocurrió, sino fue por una colisión continental? Planteémonos primero la pregunta, ¿Qué ha sucedido en los últimos 200 millones de años en el lado Pacífico de Sudamérica? Nada, pues, aparte de la subducción más o menos continua de unos 10.000 km de corteza oceánica (dicho sea de paso, al margen de placas en la cual una placa subduce por debajo de la otra, se le denomina margen convergente y no margen de colisión). Alguno que otro terreno se acrecionó en la costa oeste de Sudamérica, pero en un tiempo muy remoto, cuando ésta formaba parte de un supercontinente, llamado "Gondwana". La subducción fue más intensa al inicio del Cretácico, cuando Gondwana se fragmentó por la

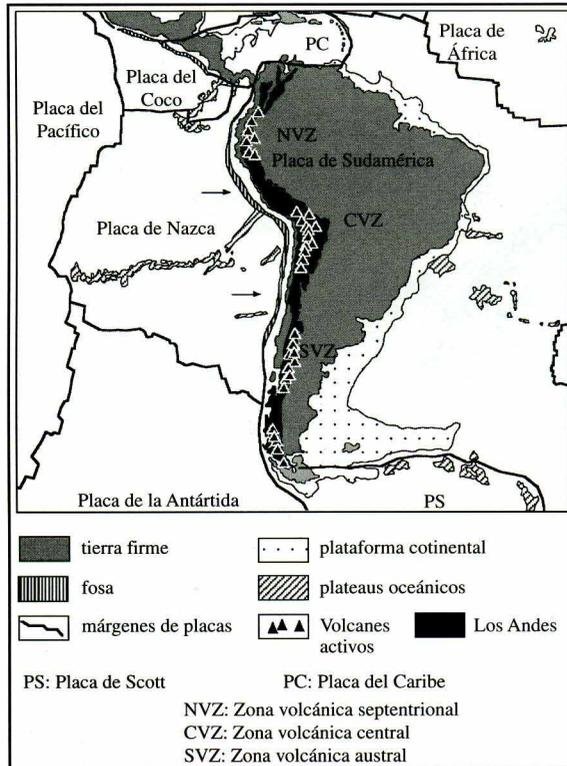


Figura 1. Sudamérica en el marco de las placas tectónicas que lo rodean. La Cordillera de los Andes alcanza sus máximas altitudes y amplitud en la parte media y sus mínimas en sus extremos. El vulcanismo ocurre en los sectores norte, central y sur (triángulos negros). En los sectores volcánicamente inactivos, la placa de Nazca subduce tan superficialmente por debajo del continente sudamericano, que no llegan a formarse magmas andesíticos.

apertura del Atlántico Sur. Sin embargo, la compresión entre la placa oceánica sumergente y la placa continental sobreyacente nunca fue suficientemente grande como para causar una deformación cortical ni mucho menos un apilamiento cortical de estilo alpino o himalayo. De este modo, la convergencia tampoco puede ser considerada como causa principal de la orogénesis andina.

Una solución al problema se podría presentar suponiendo que el volumen del material volcánico visible en superficie siempre es más que superado por el material magmático subvolcánico que está oculto adentro de la corteza. Pero aún partiendo de una relación 1:10 entre los volúmenes volcánico y subvolcánico, no se alcanza la cantidad de material magmático necesaria para construir esta enorme cordillera (Beck *et al.* 1996)

Al mirar atrás, en el pasado geológico, se comprueba además que había tiempos de quietud y también de intensa actividad volcánica. La causa de estas variaciones se centra en el tipo de convergencia entre las placas. Si la placa oceánica converge más o menos perpendicular con respecto al rumbo de la fosa y con velocidad moderada, entonces el ángulo de subducción es empinado y las condiciones para la producción de grandes cantidades de magma son ideales. Entre más oblicuo o más empinado sea el ángulo de subducción, menos magma será producido. El caso extremo sucede, cuando las placas casi no convergen más, o cuando el ángulo de subducción es tan bajo (por la rápida convergencia), que ya no existe

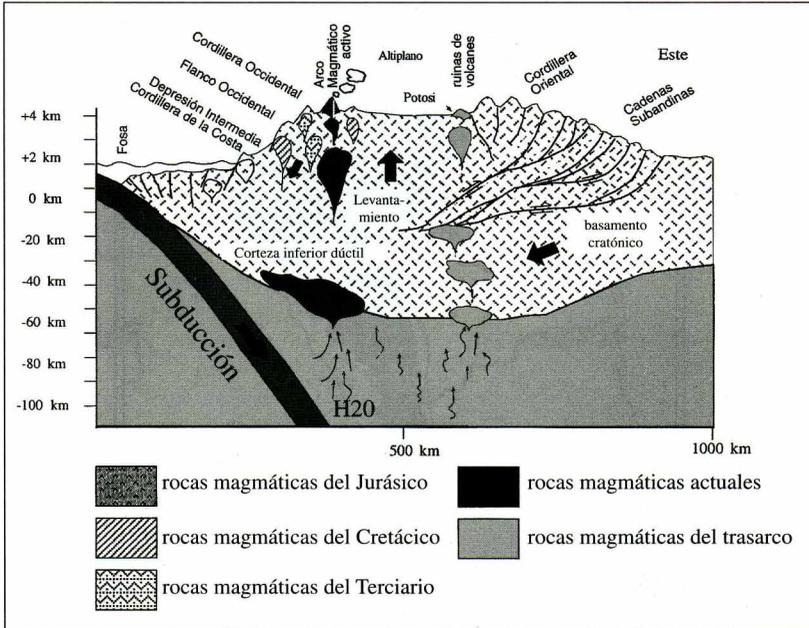


Figura 2. Una sección transversal de los Andes Centrales a la altura de Arica ilustra la posible causa de la orogénesis andina. Con la constante inyección de magma, el margen continental se hizo dúctil, de tal modo, que el Escudo Brasileño frío pudo introducirse desde el este en la corteza inferior, levantando así la corteza superior del margen continental. Como consecuencia del levantamiento se originaron en el oeste espectaculares dislocaciones verticales, mientras que en el este ocurrió un derrame de mantos tectónicos apilados sobre el antepaís de la Cordillera. El dibujo no está a escala.

una cuña astenosférica por encima de la placa subducida y por lo tanto no hay modo de generar magma. En un caso de este tipo no hay vulcanismo activo. Esto se puede hoy día observar en los sectores no volcánicos de los Andes y en ciertas partes de las Montañas Rocosas de Norteamérica (compárese Figura 1). De este modo, se puede deducir a partir de la distribución temporal y espacial de la actividad volcánica en un margen convergente, cuando han tenido lugar las variaciones en la dirección y tasas de movimiento de las placas (Figura 3).

Ahora bien, el desarrollo del magmatismo en los Andes Centrales transcurrió discontinuamente, no solo en el tiempo, sino también en el espacio. La Figura 4 muestra como el centro de la actividad magmática, desde el Jurásico hasta hoy día, se ha trasladado continuamente del oeste al este (McKee y Noble 1990; Noble *et al.* 1979; Scheuber 1994). El arco magmático de hoy día (es decir, la faja volcánica activa sobre la zona de formación de magma) se localiza a 250 hasta 300 kilómetros por detrás de la fosa. Si se traspolan estas distancias al arco magmático Jurásico de la Figura 4, se nota claramente que algo no coincide. Como es el caso en cada margen convergente, el arco jurásico debía tener un cuerpo prismático frontal (complejo de subducción), que sin embargo no está presente. La explicación común para su ausencia es "erosión tectónica" a lo largo de la base de la placa sobrecorrida. Las escamas de corteza arrancadas por la áspera placa sumergente, y que no son subducibles, se acumulan por debajo del margen continental, llegando a levantar por su flotabilidad así la cuña de corteza. Esto podría explicar, porqué a lo largo de toda la costa Pacífica de Sudamérica no hay una notable plataforma: el margen convergente es tan tectónicamente activo, que casi sólo se pueden formar acantilados costeros.

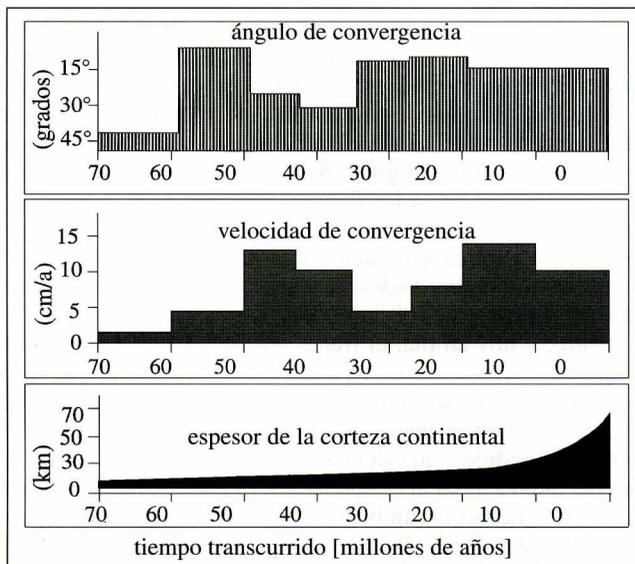


Figura 3. El ángulo y la velocidad de convergencia determinan la producción de magma en los Andes. Con una convergencia frontal y una tasa de dispersión regular (que a su vez provocan una subducción empinada de la corteza oceánica) se produce la mayor cantidad de magma en la zona de convergencia. En los últimos 20 millones de años dominó una convergencia frontal con tasas regulares de dispersión. Con la constante producción de magma se llegó a calentar la corteza inferior, de forma que el Escudo Brasileño pudo introducirse en ella, llegando a levantar así la corteza superior. El margen continental se engrosa de este modo constantemente (compárese Benjamin *et al.* 1987).

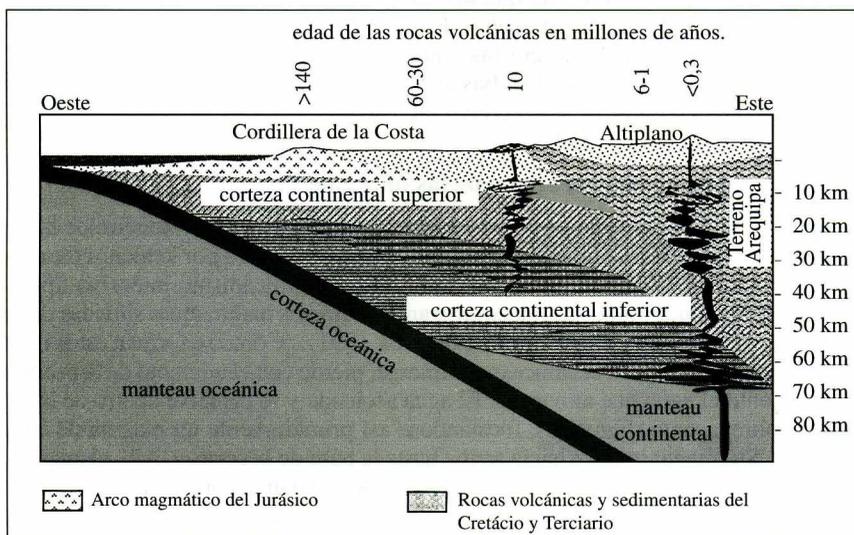


Figura 4. Estructura del margen continental a la altura de los Andes Centrales. La edad de las rocas volcánicas disminuye constantemente de la Cordillera de la Costa al Altiplano. El actual frente volcánico se encuentra en el borde occidental del Altiplano y se alimenta de un magma a 100 km de profundidad. El arco magmático del Jurásico debió tener una configuración geométrica similar. Por delante de éste existió probablemente un cuerpo prismático de corteza de por lo menos 100 km de ancho, igual como el antearco de la situación actual. No obstante, el antearco jurásico fue desde entonces erosionado tectónicamente, en la zona de convergencia por la aspereza de la placa de subducción.

En resumen, los Andes son una cordillera que no se formó por la colisión entre dos continentes, sino en un margen de placas convergentes. En la región de los Andes Centrales, la corteza fue levantada de tal forma, que el flanco occidental está compuesto, de la fosa hasta el margen oeste del Altiplano, por una serie de escarpes de falla escalonados que definen el paisaje. El rechazo vertical entre los bloques es tan grande, que en algunos sitios llegan a ser expuestas rocas muy antiguas. A lo largo del flanco este de la Cordillera se desplazaron mantos tectónicos hacia las llanuras brasileñas; los mantos movilizados, sin embargo, exponen niveles muy superficiales de la corteza. El magmatismo es significativo, pero por su volumen, no explica satisfactoriamente el engrosamiento cortical desde el Jurásico. En el sector central de los Andes, el margen continental en la zona de convergencia fue erosionado en el orden de 100 km. Con la erosión tectónica, el arco magmático migró más hacia dentro, y hoy en día, el frente volcánico activo se localiza en el margen occidental del Altiplano.

¿Qué causó pues la orogénesis andina? Actualmente no hay una respuesta clara a esta pregunta. La explicación común se ilustra en la Figura 2: la constante inyección de magma en el margen del continente condujo a un calentamiento muy fuerte del manto litosférico y de la corteza inferior, la cual llegó a pasar al estado dúctil. El punto crítico se alcanzó hace unos 30 millones de años, en el Oligoceno, al cambiarse la velocidad y ángulo de convergencia en toda la región del Pacífico Oriental (Prado-Casas y Molnar 1987). Desde entonces, el Escudo Brasileño es empujado desde el este, a raíz de la apertura del Atlántico Sur, en las partes blandas de la placa, levantando así la corteza superior del margen continental. Las consecuencias de esta compresión y levantamiento son conocidos: en el oeste, fallas empinadas que delimitan bloques basculados con desplazamientos enormes, en el este, un conjunto de mantos tectónicos apilados, que documentan el deslizamiento de la cordillera sobre su antepaís.

El inicio del levantamiento tuvo lugar probablemente no hace más de 25 a 30 millones de años (Figura 3). Antes de este tiempo, las aguas del Escudo Brasileño fluían aún hacia el oeste (es decir, el precursor del Amazonas desembocó en el Pacífico) y el arco magmático sobre la zona de convergencia no era más que una cadena de volcanes, en medio de una inmensa llanura (Benjamin 1987). Los basaltos en almohadilla del Morro de Arica indican, que el arco magmático en el Jurásico creció incluso en una cuenca marina.

3. Vulcanismo, plutonismo y el origen de las mineralizaciones

Los volcanes se suministran de magma a partir de reservorios situados adentro de la corteza. Si suponemos que el volumen de estas cámaras magmáticas supera por lo menos diez veces el volumen del material volcánico, debemos concluir que el vulcanismo intensivo típico de la parte central de los Andes tiene sus raíces en grandes cámaras magmáticas situadas dentro del fundamento cortical de la cordillera (Davidson *et al.* 1991). ¿Cómo se forman estas magmas? Ya hemos visto que la corteza oceánica que sumerge, pierde con el aumento de la profundidad por calentamiento el agua que almacena. El agua asciende y se disuelve dentro de la cuña de astenosfera sobreyacente (Figura 5), formándose así primeramente un magma de composición basáltica. Su ímpetu lo lleva hacia arriba hasta la base de la corteza. Allí, el magma se ve forzado a esparcir, formándose una zona reactiva donde se dan los primeros procesos de diferenciación magmática (MASH, Figura 5) cuyo resultado es un magma de composición andesítica, más liviano, y un residuo llamado “acumulado”, más pesado. Mientras que una parte del acumulado vuelve a sumergirse dentro del manto, el magma andesítico, siendo más boyante como su predecesor, sigue ascendiendo. Al mismo tiempo sigue siendo bastante caliente (alrededor de los 1000°C), y en esta calidad es capaz, a lo largo de su ascenso a través de la corteza continental, de fundir ciertos componentes (los de bajo punto de fusión) de la corteza adyacente. Este proceso se llama asimilación; de este modo la composición del magma adquiere características que lo alejan cada vez más de su contenido original.

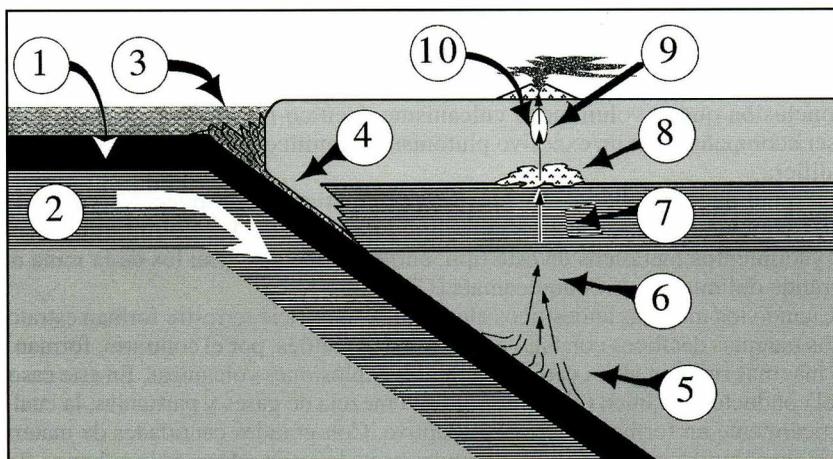


Figura 5. (1) Corteza oceánica; (2) Manto litosférico oceánico; (3) Sedimentos en subducción; (4) Corteza continental sometida a desmoronamiento tectónico; (5) Líquidos expulsados de la corteza oceánica subducida; (6) Manto astenosférico hidratado por los líquidos (5), formación de magmas primitivos de composición picrítica (basáltica) que percolan hacia arriba por ascenso pujante; (7) Manto litosférico continental; (8) Líquidos expulsados de la corteza oceánica subducida (5) ascienden y se disuelven dentro de la cuña de astenosfera sobreyacente, formándose así primeramente un magma de composición basáltica. Su pujanza lo lleva hacia arriba hasta la base de la corteza. Allí, el magma se ve forzado a esparcirse, formándose una zona reactiva (MASH, acrónimo inglés significando Melting, Assimilation, Storage, Homogenization) donde se dan los primeros procesos de diferenciación magmática (8) cuyo resultado es un magma de composición andesítica, más liviano, y un residuo llamado acumulado, más pesado. Mientras que una parte del acumulado resurge dentro del manto, el magma andesítico, siendo más boyante como su predecesor, sigue ascendiendo; (9) Donde el magma tiene que cruzar otra barrera de densidad (por ejemplo, el límite entre corteza inferior y superior), se da de nuevo el fenómeno de esparcimiento y formación de una cámara magmática. El resultado de los procesos que actúan (AFC, acrónimo inglés que hace referencia a Assimilation y Fractional Crystallization) es un magma de composición más diferenciada, más liviano, y un residuo (acumulado) más pesado, que permanece cerca del nivel de la discontinuidad; (10) El nuevo magma, más boyante que su predecesor, sigue ascendiendo y sigue asimilando para ser parado una vez más, a lo largo de las múltiples discontinuidades litológicas que existen dentro de las partes someras de la corteza. Allí (10) se da la última diferenciación antes de la erupción final que edifica los volcanes.

Donde el magma tiene que cruzar otra barrera de densidad (por ejemplo, el límite entre corteza inferior y superior, Figura 5), se da de nuevo el fenómeno de esparcimiento y formación de una cámara magmática. El resultado de los procesos que actúan (AFC, Figura 5) es un magma de composición más diferenciada, más liviano, y un residuo (acumulado), más pesado, que permanece cerca del nivel de la discontinuidad. El nuevo magma, más boyante que su predecesor, sigue ascendiendo y sigue asimilando para ser parado una vez más, a lo largo de las múltiples discontinuidades litológicas que existen dentro de las partes someras de la corteza. Allí se da la última diferenciación antes de la erupción final que edifica los volcanes.

Cada nivel reactivo es capaz de emitir una parte de su contenido hacia la superficie, dado que existe una viabilidad estructural que lo permite. De esta forma, el típico vulcanismo andino demuestra toda la gama de productos magmáticos de la serie saturada, desde los basaltos hasta las riolitas más diferenciadas. Claro está, además, que la gran mayoría del material magmático nunca llegará hasta la superficie. Esto se explica por el hecho de que la viscosidad de un magma aumenta junto con el grado de diferenciación, por el mayor grado de polimerización de los tetraedros de los silicatos. Por esta razón los magmas diferencia-

dos se quedan comúnmente atrapados en la profundidad, donde llegan a formar cuerpos de rocas profundas de composición granítica y granodiorítica. Entre las rocas plutónicas, la corteza continental siempre contiene mucho más granitos que gabros. Con esto se llega a la conclusión que el voluminoso vulcanismo dacítico-riolítico de los Andes Centrales debe ser acompañado de un excesivo plutonismo granítico adentro de los fundamentos de la cordillera.

Después de su solidificación, las rocas magmáticas se enriquecen con la circulación de agua en elementos metálicos como cobre, plomo y cinc. En los Andes existen importantes yacimientos metálicos de este tipo, entre los que destacan los de la mina de cobre más grande del mundo en Chuquibambilla (Chile).

Cuando los magmas andesíticos alcanzan la superficie terrestre forman estrato-volcanes. Los magmas dacíticos con bajo contenido de volátiles, por el contrario, forman domos. Si son magmas ricos en gases ocurren violentas explosiones volcánicas. En este caso, lo que sale del conducto volcánico (chimenea) es una mezcla de gases y partículas, la cual asciende verticalmente en forma de columna eruptiva. Con grandes cantidades de materiales de eyección, la columna eruptiva puede ascender hasta la estratosfera. Si la columna finalmente colapsa en sí misma, se originan nubes ardientes de hasta 700 °C de temperatura, que cubren grandes extensiones. Las nubes ardientes fluyen por lo general a través de valles, quebradas y depresiones, sin embargo, son capaces de sobrepasar obstáculos de hasta 100 metros de altura. Sus depósitos se llaman ignimbritas (Fisher y Schmincke 1984).

El tiempo de vida de los volcanes andesíticos andinos sobrepasa raramente los 500.000 años. Al final de la fase de actividad tiene lugar la circulación de aguas termales dentro del aparato volcánico, los cuales provocan la formación de importantes mineralizaciones hidrotermales. Los famosos yacimientos de plata y estaño de Potosí en Bolivia (compárese Figura 2) se originaron hace nueve millones de años en un domo volcánico por la circulación de este tipo de aguas mineralizadas.

En los Andes se encuentran todos los tipos de volcanes, desde pequeños conos de escoria hasta enormes estrato-volcanes, domos riolíticos y potentes mantos de ignimbritas, que en el tiempo de su formación tuvieron que haber cubierto grandes extensiones del paisaje. El recubrimiento de viejas superficies del terreno, nos suministra criterios útiles y marcas temporales para la reconstrucción de la evolución del paisaje.

4. Los espacios naturales del Norte de Chile

El desierto de Atacama es uno de los desiertos más secos de la Tierra. La zona de clima seco se extiende desde la costa hasta los 3300 metros de altura (Figura 6). Por encima, entre los 3300 y 4500 metros aumenta la precipitación paulatinamente a 500 mm por año (Baied y Wheeler 1993; Grosjean *et al.* 1991). En el Altiplano propiamente las precipitaciones se concentran durante los meses de verano del hemisferio sur. Entre 18° y 20° S, la línea de equilibrio con nieves perpetuas se ubica a los 5800 metros (Abele 1982). En el flanco oriental de la Cordillera, durante el llamado Invierno Boliviano, predominan lluvias ascendentes; el tránsito hacia el clima tropical húmedo se efectúa en las Yungas de Bolivia.

El paisaje del norte de Chile, entre lo 18° y 19° de latitud sur, puede ser dividido en tres espacios naturales mayores. Del oeste al este comprenden la Cordillera de la Costa, el flanco occidental y el Altiplano (Figuras 7 y 8). El Altiplano tiene 200 kilómetros de ancho, la mayor parte pertenece a Bolivia.

La Cordillera de la Costa está constituida de rocas del arco magmático del Jurásico y se eleva directamente con un acantilado de hasta 1000 metros de altura desde el Océano Pacífico. Sólo en pocos sitios del acantilado existe una playa estrecha. La roca está recubierta casi completamente por una costra de sal y arena, lo que le da al relieve un aspecto suave. En el norte, en El Morro de Arica termina la Cordillera de la Costa abruptamente. Las rocas



Figura 6. Dunas de montaña en el flanco occidental de la Cordillera. Este tipo de duna se forma por la deficiencia relativa de arena, que es característica en las regiones montañosas. Aquí, por encima del pueblo de Pica, se extienden los depósitos de nubes ardientes (ignimbritas) desde el Altiplano hasta la depresión intermedia. Por eso, la vista vaga libremente en dirección oeste desde los 4000 metros de altura y alcanza hasta la cresta de la Cordillera de la Costa en el horizonte. Ninguna planta prospera en esta extrema aridez. El oasis de Pica es uno de los pocos lugares, en donde aguas subterráneas, procedentes del Altiplano, surgen a la superficie en fuentes artesianas.

del arco magmático del Jurásico buzan aquí hacia el NW y están cubiertas por una rampa inmensa de escombros, sobre la cual yace la ciudad peruana de Tacna (Figura 7).

El flanco oriental de la Cordillera de la Costa es una rampa de hasta 20 kilómetros de ancho y de poca pendiente, que marca la depresión intermedia (Pampa del Tamarugal). Esta depresión constituye el centro del desierto de Atacama. El agua que traen los ríos desde el Altiplano se evapora con el calor en esta región. Debido a que nunca llueve, se pudieron llegar a acumular a lo largo de millones de años sales extremadamente solubles en costras gruesas y que han sido explotados durante muchas décadas como salitre (Chong 1984; Cabrera *et al.* 1995). El origen de estas concentraciones de nitratos todavía es algo enigmático. Se puede descartar la posibilidad de un enriquecimiento a través de la actividad de organismos, ya que prácticamente no hay vida en Atacama. Un proceso viable podrían ser reacciones de superficie entre minerales y el aire, bajo el efecto de la inmensa radiación solar (Garrett 1985; Bohlke *et al.* 1997).

El flanco occidental de la Cordillera se levanta desde la depresión intermedia y posee un relieve escalonado, compuesto de bloques basculados antitéticos (es decir, que buzan contra el flanco de la Cordillera, Figura 9). Las superficies llanas a techo de los bloques corresponden con antiguas superficies del terreno, que en parte han preservado el viejo sistema de drenaje (que fluía entonces hacia el mar, compárese el imagen de satélite en Figuras 10, 11). A lo largo de la cumbre del flanco occidental se encuentran numerosos circos y valles glaciares así como morrenas laterales y frontales, que bajan hasta los 3800 metros de altura (parte superior del flanco occidental de la Cordillera al Este de Zapahuira y Belén; compárese Clapperton 1993; Clayton y Clapperton 1997). Esto significa, que durante la última glaciación la formación de glaciares fue más fuerte que ahora. Hoy día, en el flanco occidental la vegetación comienza a partir de los 3500 metros de altura.

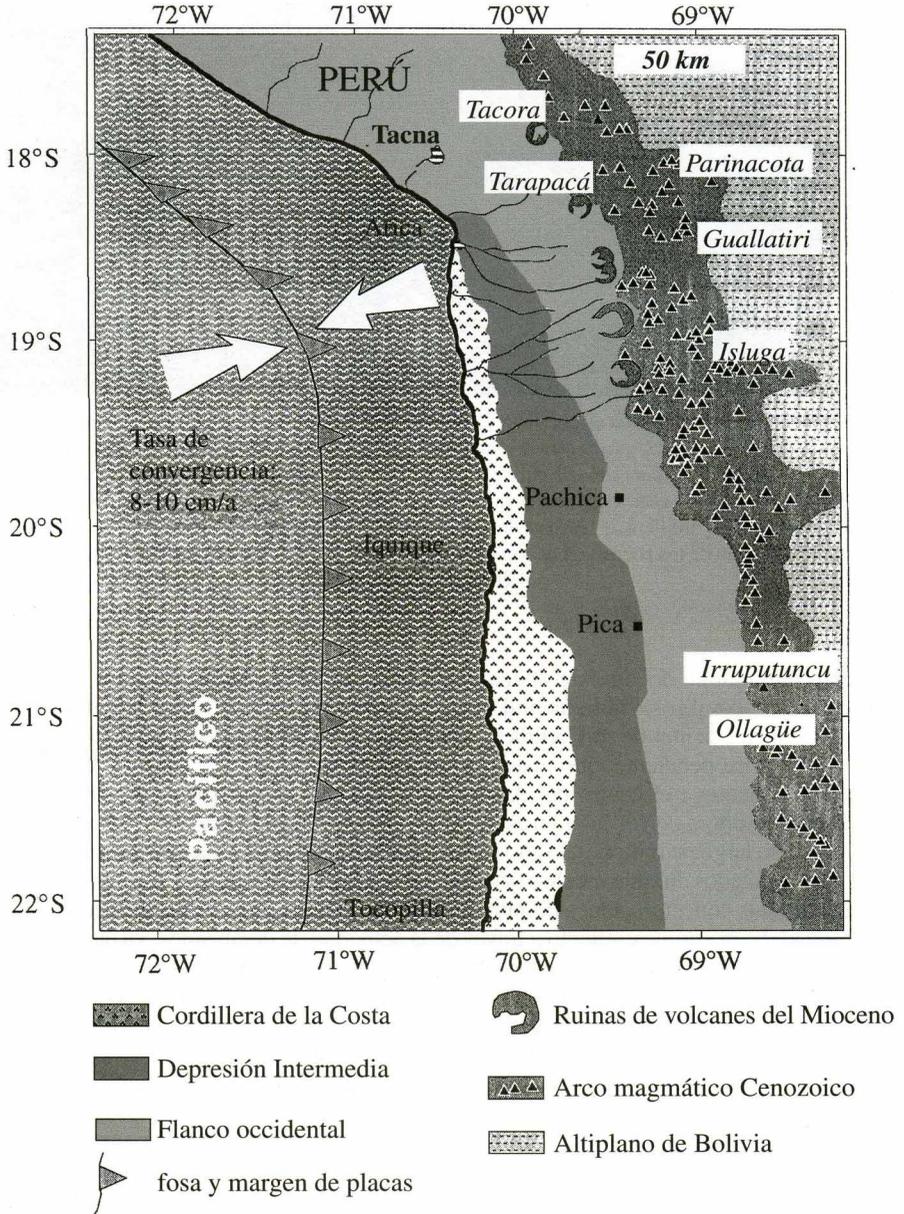


Figura 7. División geológica-morfotectónica del norte de Chile y del sur de Perú. Nuestra área de estudio corresponde con la franja localizada entre los 18° y 19° de latitud sur.

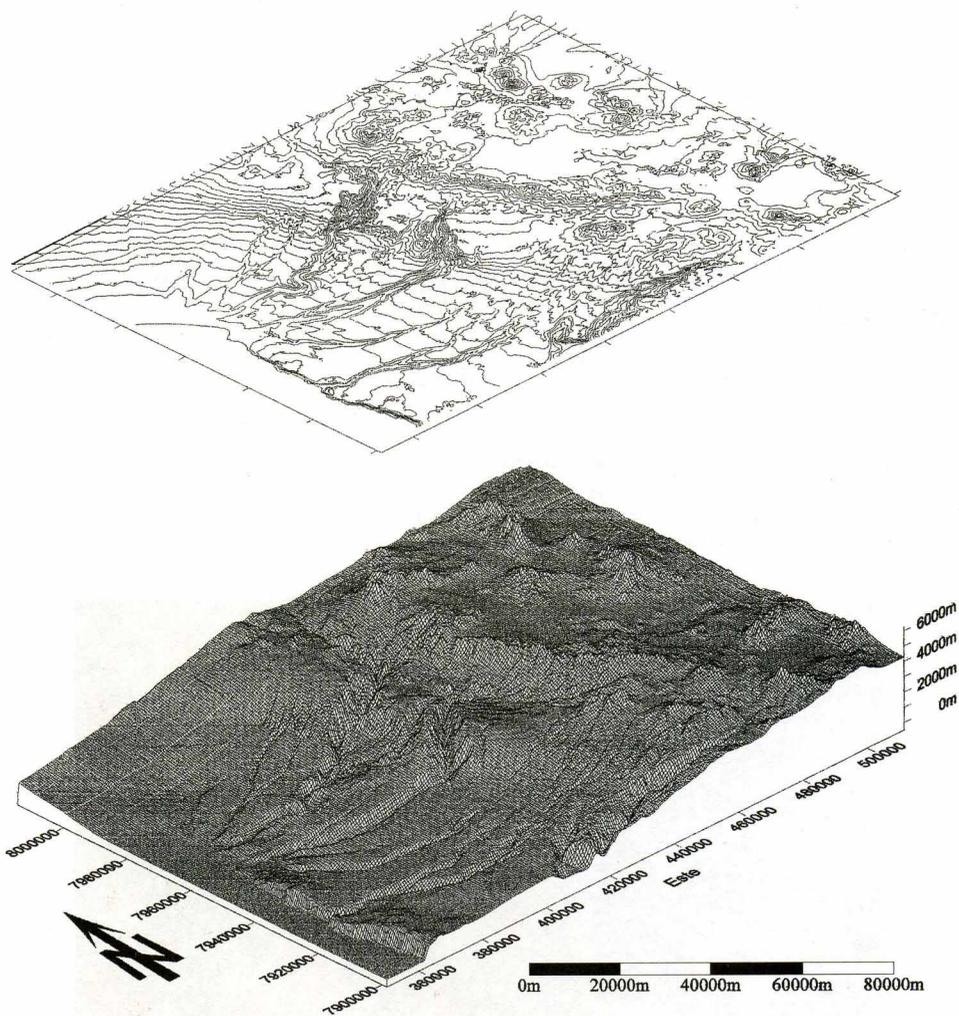


Figura 8. Modelo digital del relieve de los Andes Centrales entre los 18° y 19° de latitud sur (para la localización véase Figura 7). Se observa el farellón costero de 1000 metros de altura que delimita la Cordillera de la Costa y la depresión intermedia. El flanco occidental de la Cordillera se levanta con relieve irregular hasta los 3300 m. Luego aparece la dislocación superior y la elevación hasta la cresta de la Cordillera a 5000 m de altura. Hacia el este continúa el Altiplano, sobre el cual se elevan los volcanes activos del arco magmático (por ejemplo, el volcán Parinacota; Wörner *et al.* 1988). Claramente se pueden reconocer también los tres grandes y profundos valles de Lluta, Azapa y Camarones, así como el hoy día inactivo valle de la Quebrada Cardones.

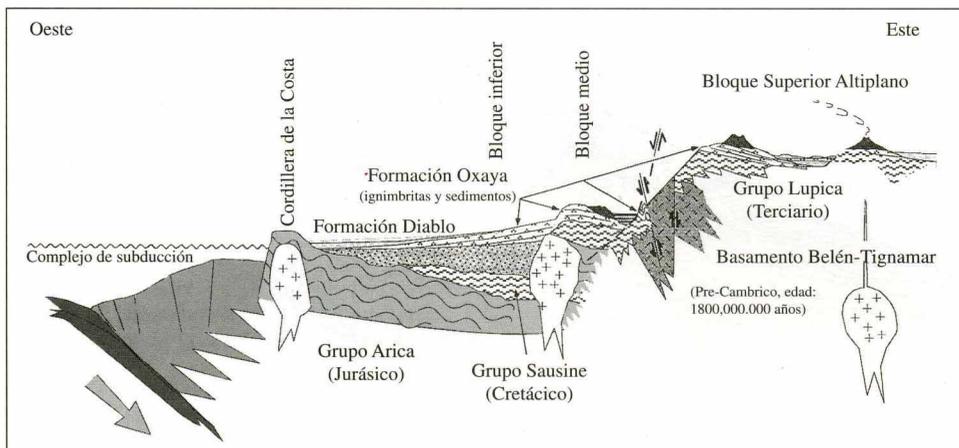


Figura 9. Sección geológica a través del margen continental en el norte de Chile. El flanco occidental de la Cordillera se levanta desde la depresión intermedia y posee un relieve escalonado, compuesto de bloques basculados antitéticos (es decir, que buzcan contra el flanco de la Cordillera, compárese Figura 8). Las cuencas formadas al pie de las fallas que separan los bloques individuales, fueron rellenadas con depósitos gruesos de abanicos de escombros (abanicos aluviales) así como sedimentos lacustres, tephra (material volcánico de eyección inconsolidada) e ignimbritas.

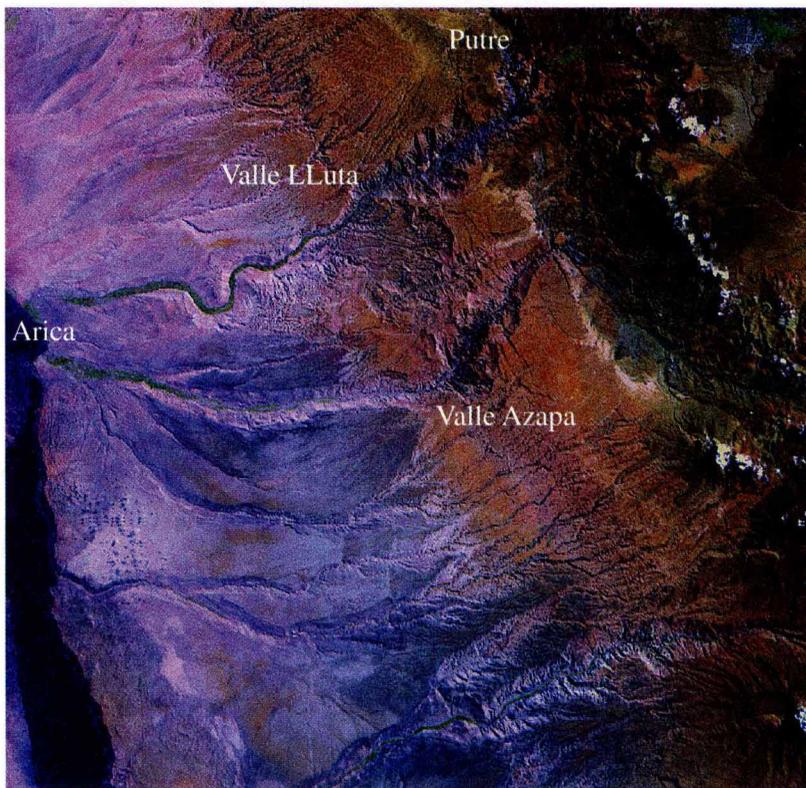


Figura 10. Imagen satélite del flanco occidental de la cordillera andina y del Altiplano chileno, entre los 18° y 19° de latitud sur. El área comprendida corresponde aproximadamente con el área que cubre el modelo digital de relieve en la Figura 8.



Figura 11. Los valles que cortan profundo el flanco occidental de la Cordillera (en este caso el valle de Lluta) debieron formarse en un tiempo de fuerte erosión, causada por agua corriente. Bajo las condiciones climáticas de hoy día, los flancos de los valles permanecen inactivos y recubiertos con costras de sal y arena, que se disponen como un suave manto sobre el paisaje (compárese Figura 31 más adelante). En el fondo del valle, hasta donde llega el agua procedente de la cresta de la Cordillera, es posible realizar una agricultura intensiva. En la fotografía se aprecia el flanco septentrional del valle de Lluta, en su curso medio. Las rocas que aquí afloran forman una parte del Colapso Lluta (véase cap. 7, más adelante).

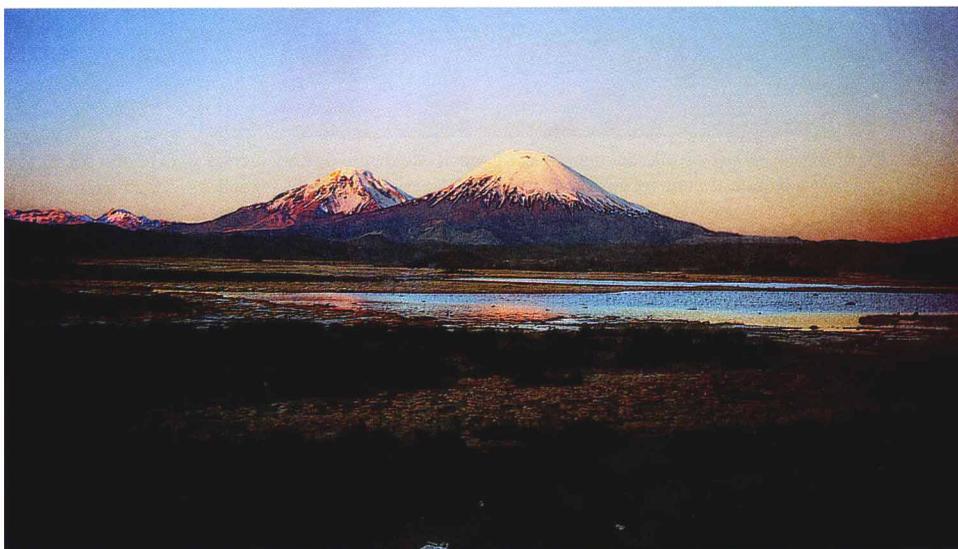


Figura 12. El volcán Parínacota (6432 m) se eleva alrededor de 1900 m sobre el Altiplano norte de Chile. Este tipo de volcán sobrepasa raramente una vida media de medio millón de años. El Parínacota es mucho más joven y crece sobre las ruinas de su antecesor, el cual explotó durante una fuerte erupción hace 18.000 años. Las lomas irregulares alrededor del volcán son los restos de una gigantesca destrucción del antiguo cono volcánico, que ocurrió probablemente de forma similar a la explosión del Mount St. Helens en las Cascade Ranges de Norteamérica en el año 1980 (compárese Wörner *et al.* 1988).

5. 500 millones de años de margen de placas convergente

Las Figuras 13, 14 y 15 ilustran el desarrollo geológico del margen continental de Sudamérica con una serie de episodios en el transcurso del tiempo geológico. Las rocas más antiguas de Chile se encuentran cerca del Pueblo de Belén (Lezaun *et al.* 1996; García *et al.* 1996); tienen una edad de 1877 ± 140 millones de años. Este es el fundamento continental de los Andes. A lo largo del tiempo, sufrió una intensa deformación y alteración. Un episodio de intensa deformación ocurrió en el Ordovícico con la aproximación de un fragmento de continente (el Terreno de Arequipa) procedente del oeste. Hasta su acreción existía una configuración típica de un margen continental con un complejo de subducción, un arco magmático, una cuenca marginal y un retropaís (el Escudo Brasileño - compárese Coira *et al.* 1982). Después de la acreción hubo, por lo menos en el norte de Chile, un episodio de relativa quietud tectónica, durante el cual fueron erosionadas grandes extensiones del margen continental.

En el Pérmico, se puso de nuevo en marcha la subducción y así adquirió el margen continental una nueva configuración, constituida por un complejo de subducción, arco magmático, cuenca marginal y antiguo retropaís (que ya contiene restos del Terreno de Arequipa por delante del Escudo Brasileño - compárese Mpodozis y Ramos 1990). Con la progresiva erosión tectónica, el arco magmático retrocedió continuamente. En el Terciario medio, se inició el levantamiento en la región de los Andes de hoy día, en concomitancia, el clima fue cada vez más árido.



Figura 13. Episodios del desarrollo del margen continental occidental de Sudamérica en la región del norte de Chile. La figura demuestra una reconstrucción geológica para la época del Ordovícico. El dibujo no está a escala. Basándose en el perfil general de la Figura 16, se pueden identificar las rocas de las distintas etapas de desarrollo (compárese Coira *et al.* 1982) (Mi.=Millones).

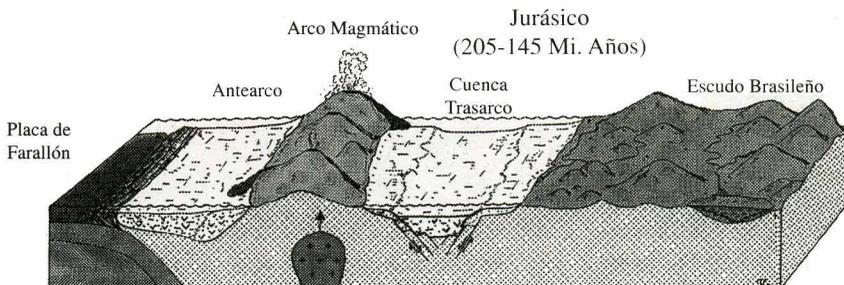


Figura 14. Episodios del desarrollo del margen continental occidental de Sudamérica en la región del norte de Chile. La figura demuestra una reconstrucción geológica para la época del Jurásico. El dibujo no está a escala. Basándose en el perfil general de la Figura 16, se pueden identificar las rocas de las distintas etapas de desarrollo (compárese Mpodozis y Ramos 1990) (Mi.=Millones).

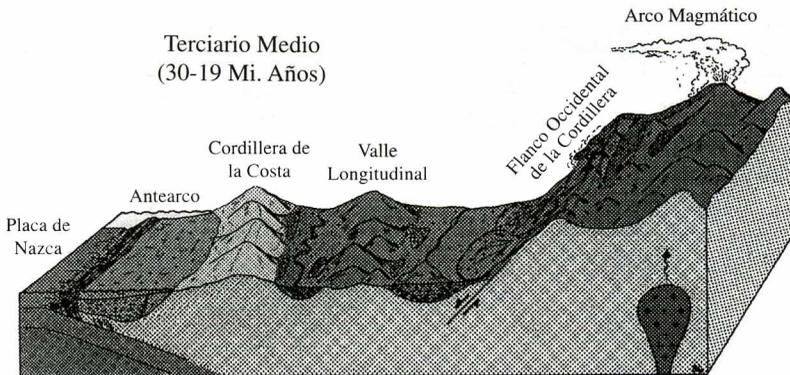


Figura 15. Episodios del desarrollo del margen continental occidental de Sudamérica en la región del norte de Chile. La figura demuestra una reconstrucción geológica para la época del Mioceno. El dibujo no está a escala. Basándose en el perfil general de la Figura 16, se pueden identificar las rocas de las distintas etapas de desarrollo (Mi.=Millones).

La Figura 9 (véase más arriba) muestra un corte a través del margen continental de hoy día a la altura de Arica. En la Cordillera de la Costa y por debajo de la depresión intermedia afloran restos de erosión del arco magmático del Jurásico y del relleno de su cuenca marginal. Siguiendo el corte transversal, luego aparecen el relleno de la depresión intermedia, el flanco occidental de la Cordillera, así como el Altiplano con su cobertura sedimentaria, sus jóvenes volcanes y su substrato, constituido de rocas de cuenca marginal del arco magmático Cretácico. Con base en el perfil general de la Figura 16, se pueden identificar las rocas pertenecientes a las diferentes etapas de desarrollo.

6. El levantamiento de los Andes

El levantamiento de los Andes y el cambio del clima se puede reconstruir de la mejor forma a partir de aquellas rocas, que se formaron durante este episodio (Alpers y Brimhall 1988; Fischer 1991; Lahsen 1982; Montecinos 1963; Salas *et al.* 1966; Tobar *et al.* 1968; Tosdal *et al.* 1984; Vogel y Vila 1991). Debido a que estas rocas reflejan los procesos tectónicos involucrados, son consideradas como sintectónicas. La Formación Oxaya es la primera secuencia sintectónica que muestra el perfil general de la sucesión estratigráfica del norte de Chile (Figura 9, véase más arriba). La formación se inicia con un cuerpo sedimentario de conglomerados de forma prismática, con tamaños promedio de grano de hasta medio metro y que en las cercanías de la falla inversa alcanzan hasta un kilómetro de espesor (Figura 17). Los conglomerados se depositaron en abanicos de escombros (abanicos aluviales). Estas son formaciones sintectónicas típicas: el retropaís expuesto por el levantamiento, suministra material guijarroso, el cual se deposita en el antepaís subsidente en forma de cono de escombros o de una rampa de escombros. El transporte de los guijarros ocurre a través de agua corriente en el régimen de flujo turbulento super y subcrítico, así como a través de flujo laminar de partículas (flujo de escombros).

En la parte superior de este tipo de abanico, el material es muy grueso, está muy mal sorteado y no organizado. Hacia la parte externa, es decir hacia el antepaís, así como hacia arriba, los abanicos aluviales pasan a sedimentos de régimen fluvial. Al contrario del régi-

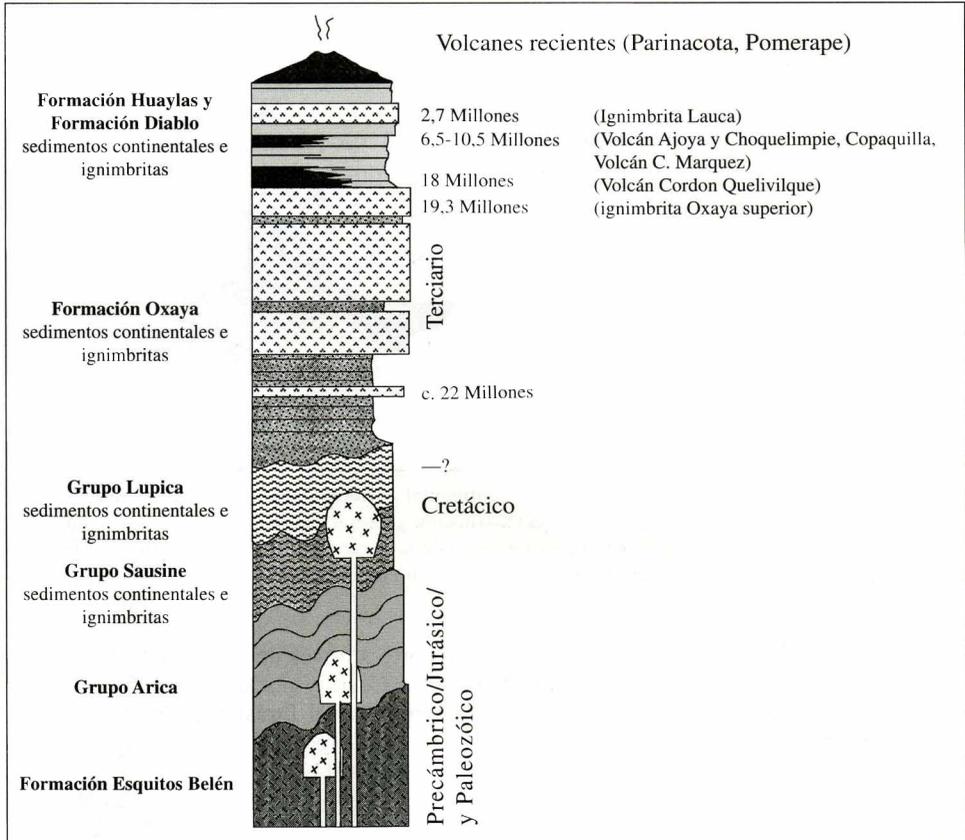


Figura 16. Perfil estratigráfico esquematizado para la corteza en el área del norte de Chile (modelo basado en datos publicados por Salas *et al.* 1966, modificado por los autores, dataciones de Wörner *et al.* 1999).

men aluvial de los abanicos de escombros, en los cuales cada escombro de montaña llega a ser depositado en el margen del antepaís subsidente, el régimen fluvial está asociado a tiempos de baja o de ninguna actividad tectónica. O sea, el sistema montañoso no se levanta más, el antepaís no subside más, de modo que los escombros procedentes de la montaña son transportados sobre una pendiente en equilibrio.

En este caso se forman sistemas de ríos entrelazados, compuestos por un complejo de canales anchos y poco profundos. Durante las crecidas, islas y bancos de arena y grava son inundados y el material es constantemente removido. La alta carga de sedimento provoca que el río cambie su cauce constantemente. La transición de depósitos de abanico aluvial a sedimentos de sistema de flujo entrelazado en la Formación Oxaya nos atestigua, que durante un corto período de tiempo, la falla inversa debió estar muy activa, y que el relieve que ocasionó fue consecuentemente nivelado por los sistemas fluviales (Figura 17).

Para este tiempo, hace 20 millones de años aproximadamente, el arco magmático migró considerablemente hacia atrás; posiblemente se localizó en la región cuspidal del borde oeste del Altiplano. Se formaron potentes mantos de ignimbritas que cubrieron el relieve escarpado formado recientemente. La capa del techo data de 19 millones de años (Naranjo y Paskoff 1985; Wörner *et al.* 1999). El volumen total del paquete de ignimbritas es colosal, aproximadamente 5.000 km³ (Figura 18; compárese Schröder y Wörner 1996).

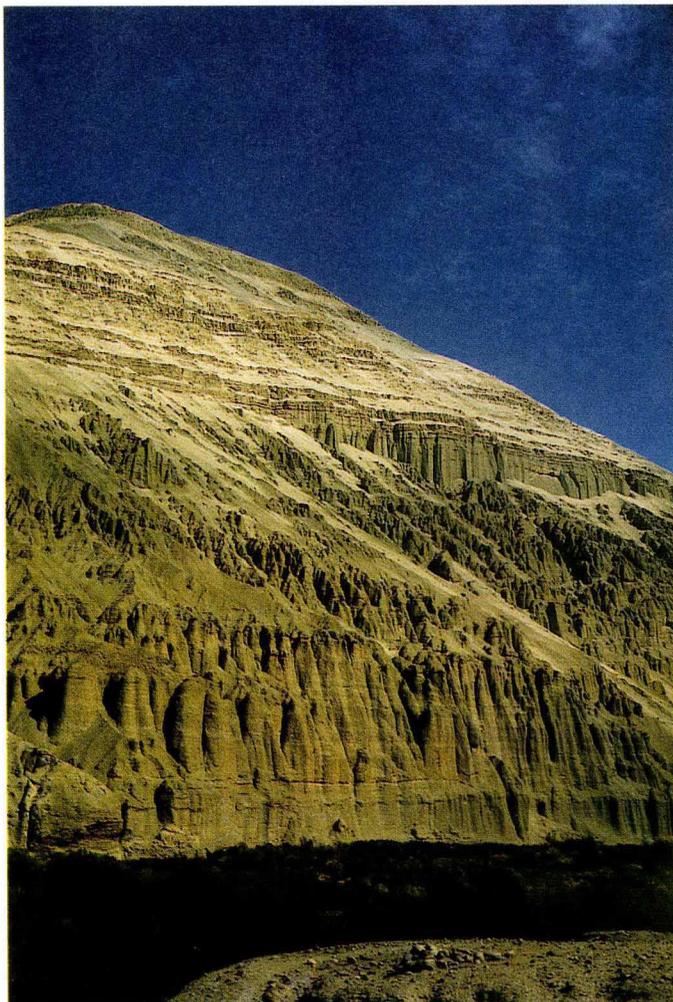


Figura 17. En el Valle del Río Camarones, se pueden observar los primeros sedimentos sintectónicos. Se trata de depósitos de grano grueso de rampas de escombros aluviales, formados hace alrededor de 25 millones de años. Estos depósitos conforman un inmenso cuerpo sedimentario de forma prismática, que alcanza un espesor de medio kilómetro y un volumen de algunas decenas de kilómetros cúbicos. Esta sobreyacido por una capa de 300 a 400 m de espesor de sedimentos fluviales.

En la actualidad, los medios de comunicación tendrían dificultades en encontrar un superlativo adecuado para describir este tipo de evento volcánico. En la historia de la Tierra, sin embargo, erupciones de más de 1.000 km^3 de magma y una extensión de los mantos ignimbríticos de más de 10.000 km^2 no son raras (compárese Branney y Kokelaar 1997).

En concomitancia con la formación de esos enormes mantos ignimbríticos se activó la falla entre el Bloque Medio y el Altiplano. La región subsidente al oeste del escarpe de falla recibió sedimentos sintectónicos; como se muestra en el perfil general de la Figura 16, estos depósitos son denominados como Formación Huaylas (Salas *et al.* 1966). De nuevo se trata de depósitos de abanico aluvial, que pasan hacia arriba a sedimentos fluviales, o sea documentan la misma historia de la secuencia de la anterior Formación Oxaya (Figura 19). Sin embargo, considerando su volumen no son comparables con los equivalentes de la Formación Oxaya. Esto depende muy probablemente del descenso de la precipitación: el levantamiento de los Andes formó una barrera efectiva contra el aire húmedo de la cuenca del Amazonas. A través de movimientos tectónicos de basculamiento, los depósitos de la Formación Huaylas sobre el Bloque Medio fueron, poco después de su formación, en parte



Figura 18. Un vistazo desde Pampa el Muerto hacia la parte superior del Valle de Azapa. Los abruptos flancos del valle exponen el voluminoso paquete de ignimbritas de la Formación Oxaya; la capa superior tiene una edad de 19,4 millones de años. En la parte profunda del valle se aprecian las rocas volcánicas y sedimentarias del arco magmático del Jurásico (color verdusco oscuro).



Figura 19. Panorama de la parte superior de flanco occidental de los Andes en el Norte de Chile. La fotografía fue tomada desde las faldas del extinto volcán Marquez hacia la cresta de la Cordillera, o sea, desde el suroeste hacia el noreste. El pueblo de Tignamar (no visible) se ubica en el medio plano de la fotografía. Se ven los sedimentos de la Formación Huaylas; en el fondo, a lo largo del flanco occidental de la Cordillera afloran rocas muy antiguas (Precámbrico) y materiales del Terciario (compárese Figura 9).

erosionados antes de ser finalmente recubiertos por las lavas de los volcanes Zapahuira y Margarita. Estos volcanes se formaron hace más de diez millones de años y aparecen hoy sólo como ruinas (vea Figura 20). Las relaciones estratigráficas con respecto a los sedimentos sintectónicos de la Formación Huaylas nos suministran un intervalo de tiempo muy valioso para la datación de los sedimentos y como así también para la segunda actividad tectónica: claramente más joven que 19 y más vieja de 10 millones de años (Salina *et al.* 1991; García *et al.* 1996; Muñoz 1991; Muñoz y Charrier 1993, 1996; Charrier *et al.* 1994).

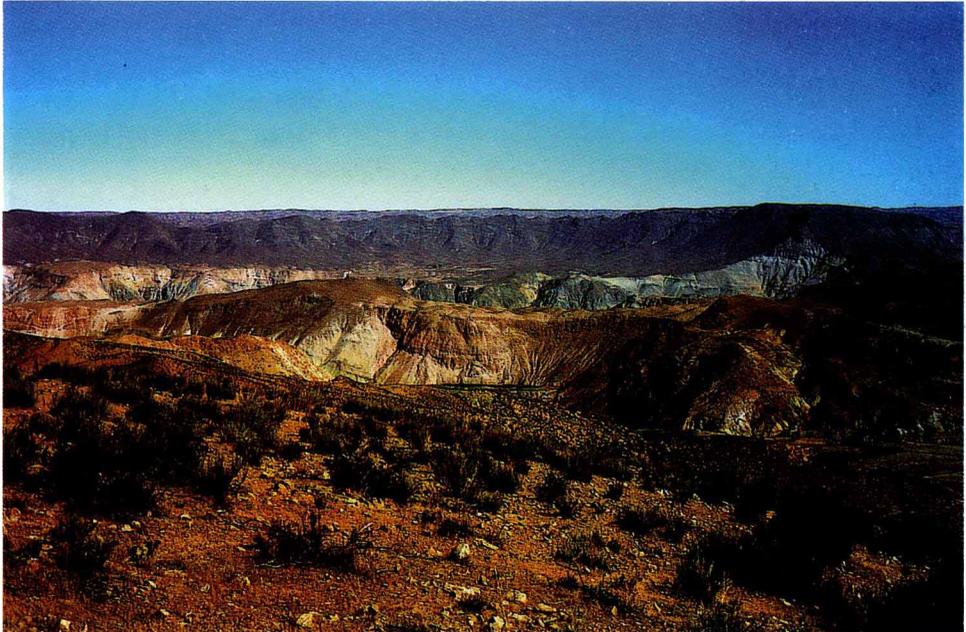


Figura 20. El Cerro Negro, al noroeste de Putre, es el resto de uno de los volcanes que se formaron hace más de 10 millones de años y que aparecen hoy sólo como ruinas. Se parece a un molar fuertemente cariado, lo que se debe al hecho de que la cobertura de lavas que poseía el volcán es más resistente a la intemperie que su núcleo, cuyas rocas fueron fuertemente alteradas por hidrotermalismo.

La siguiente información sobre el levantamiento de los Andes la obtenemos del Altiplano. En la región al norte del salar de Surire se encuentran depósitos lacustres y fluviales. Contienen capas ricas en plantas fósiles, las cuales atestiguan una vegetación de brezo por encima de 3300 m de altura. Por otro lado, estos sedimentos están hoy día plegados (Figura 21). Sobre este substrato plegado yace otra ignimbrita, cuya capa de techo posee una edad de 10,5 millones de años (Wörner *et al.* 1999). La ignimbrita no está en absoluto deformada y se indenta con los depósitos de salar, como se encuentran hoy en todo el Altiplano (lagos relictos en los cuales la precipitación de sales alcanza hasta las sales altamente solubles de boro). En la base de estos sedimentos de salar fueron datadas tobas volcánicas de 6,2 millones de años (Kött *et al.* 1995). Esto significa: (a) el Altiplano existía antes de la última fase de levantamiento y deformación a alturas entre los 3200 y 3600 metros; (b) los depósitos lacustres y fluviales formados sobre el Altiplano fueron afectados por un evento de deformación, que posiblemente representa el levantamiento final hasta la actual altura media de 4400 metros; (c) este levantamiento debió ocurrir claramente antes de los 6,2 millones de



Figura 21. El Altiplano en la región de la Quebrada Chucal (al norte del Salar de Surire). La vista panorámica va de norte a sur, en dirección del Volcán Guaijata. En primer plano se observan depósitos lacustres y de río de color verde y rojo, ricos en plantas fósiles, así como ignimbritas que buzan fuertemente hacia el este (a la izquierda). El evento tectónico responsable de esta deformación corresponde con el levantamiento final del Altiplano a su altitud actual hace por lo menos 6,2 millones de años.

años; (d) desde la depositación de la ignimbrita Lauca y de los sedimentos asociados no ha ocurrido alguna otra deformación.

La ignimbrita Lauca posee un volumen aproximado de 1000 km^3 , por lo cual pertenece a uno de los eventos volcánicos respetables de la historia más joven de la Tierra, cuyas dimensiones caen completamente fuera de toda experiencia histórica de la humanidad. Debido a que este depósito es relativamente joven y por eso bien preservado, se puede reconstruir bien su formación. La nube ardiente procedente de Bolivia se extendió sobre inmensas regiones del Altiplano. Al norte del pueblo de Putre, en el norte de Chile, se derramó por la cresta del borde occidental del Altiplano y se disparó en el semigraben superior, donde fue canalizada como en un canalón, deteniéndose apenas alrededor del Volcán Marquez (compárese Figura 19 e imagen satélite de Figura 10). En el flanco occidental, la nube fluyó en la parte superior del valle de Cardones y siguió por el valle de Lluta, bajando hasta poco antes de la costa. Esto nos suministra una excelente marca de tiempo para la historia más joven del paisaje: al tiempo de la erupción de la ignimbrita de Lauca, es decir hace 2,7 millones de años, el valle de Cardones estaba aún inactivo y el curso superior del valle de Lluta, por lo menos hasta la altura del pueblo de Putre de hoy día, ya existía; el valle de Azapa, por el contrario, no había alcanzado aún el semigraben superior. Sin embargo, el valle de Azapa se muestra en la secuencia como el valle más activo, pues le absorbió el agua al valle de Cardones y es hoy día el valle que lleva la mayor cantidad de agua hasta la llanura de la costa.

En resumen, el levantamiento de los Andes se llevó a cabo a lo largo de más de 25 millones de años (McKee y Noble 1990). Sin embargo no fue un proceso continuo, sino un

proceso en etapas. Por lo menos tres eventos de levantamiento muy rápidos y por lo tanto, de seguro muy dramáticos, tuvieron lugar a lo largo de las dos fallas principales. Entre los eventos hubo tiempos largos de quietud tectónica, en los cuales el relieve fue fluvialmente retrabajado y de vez en cuando inundado con gigantescas nubes ardientes. El agua corriente jugó aún un papel importante durante el tiempo del primer levantamiento, sin embargo con el aumento de la altura, el clima en el flanco occidental fue cada vez más seco. Desde hace por lo menos 6,2 millones de años, se encuentra el Altiplano en su altitud actual. En el futuro ocurrirán, con toda seguridad, otros eventos de levantamiento y erupciones volcánicas de dimensiones desconocidas. Esto significa que la orogénesis andina aún no ha terminado.

7. Los últimos 10 millones de años: gran inestabilidad, grandes derrumbamientos

Además de los ya conocidos caracteres morfológicos (compárese Figura 10, se reconocen estructuras de distensión en Pampa el Muerto y en Pampa Oxaya (Figura 22), que evidentemente se formaron al mismo tiempo o poco después de grandes colapsos gravitatorios, los cuales desplazaron alrededor de 25 km³ de material del flanco occidental hacia el oeste (Colapso del Lluta, Figura 23, Uhlig *et al.* 1996; Naranjo 1997).

En el campo se reconocen tanto la zona de desprendimiento en la prolongación de la falla inversa así como el frente del deslizamiento con su falla de despegue basal (este tipo de estructuras de desprendimiento en masas deslizadas se denominan fallas de desgarre o *detachment*). Las relaciones estratigráficas a lo largo del flanco occidental nos muestran claramente, que estos eventos de deslizamientos de montaña tuvieron que ocurrir después de los 19 y antes de los 6,2 millones de años, o sea, muy probablemente como consecuencia de aquel evento tectónico que levantó el Altiplano a su altura de hoy. El actual valle de Lluta corta el Colapso del Lluta, por lo tanto es posterior al evento de derrumbamiento (véase Figura 11).

Sobre la masa deslizada, se encuentran purísimos depósitos de diatomita (por ejemplo en el área de la Pampa Plazuela, Figura 24). Diatomitas tan puras no pueden formarse en un lago acoplado a un sistema fluvial, ya que este río aportaría suspensión que contaminaría la diatomita. Nosotros preferimos la explicación que esta diatomita se formó en un lago cuyas aguas nacieron a partir de reservorios de agua subterránea. Las Figuras 25 y 26 explican el mecanismo de desprendimiento del Colapso del Lluta (Uhlig *et al.* 1996).

Al fijar nuestra atención, llegamos a encontrar aún más indicios, por cierto en el valle de Azapa. En este sitio, o sea, a partir del punto donde termina la carretera que penetra el valle, éste mismo cala profundo en los potentes depósitos de abanico aluvial de la base de la Formación Oxaya, antes mencionadas (Figura 27). La primera impresión, sin embargo engaña: los flancos del valle, a ambos lados, no están constituidos de roca viva aflorante, sino que se componen de una mezcla caótica de masas de derrumbamiento, que alcanzan hasta un kilómetro de extensión y que a su base sobrecorren depósitos jóvenes de la terraza inferior (Figura 28). Esto puede significar sólo una situación: el valle de Azapa era antes mucho más ancho en su fondo y por consiguiente más empinado en sus flancos; un evento tectónico desestabilizó los flancos, de tal forma que estos colapsaron y sepultaron marginalmente el propio fondo del valle. Sabiendo que el valle de Azapa es el valle más joven de los cuatro valles estudiados, ya que intervino el sistema de drenaje de la parte superior del flanco de la Cordillera, concluimos que este evento de colapso gravitatorio tiene que ser muy joven.

Desde luego, el valle de Azapa ofrece aún más: al acercarse a la falla inversa y observar en detalle, se nota que hay dos valles: el valle actual con paredes lisas, que cala en los conglomerados de la Formación Oxaya, y un valle antiguo, cuyo perfil transversal aún se puede reconstruir, pero que está relleno con una masa caótica de derrumbamiento de más de un kilómetro de espesor (Figura 27). Aquí no sólo se llegó a derrumbar todo un macizo montañoso, sino que también durante el deslizamiento fue despedazado, llegando así a

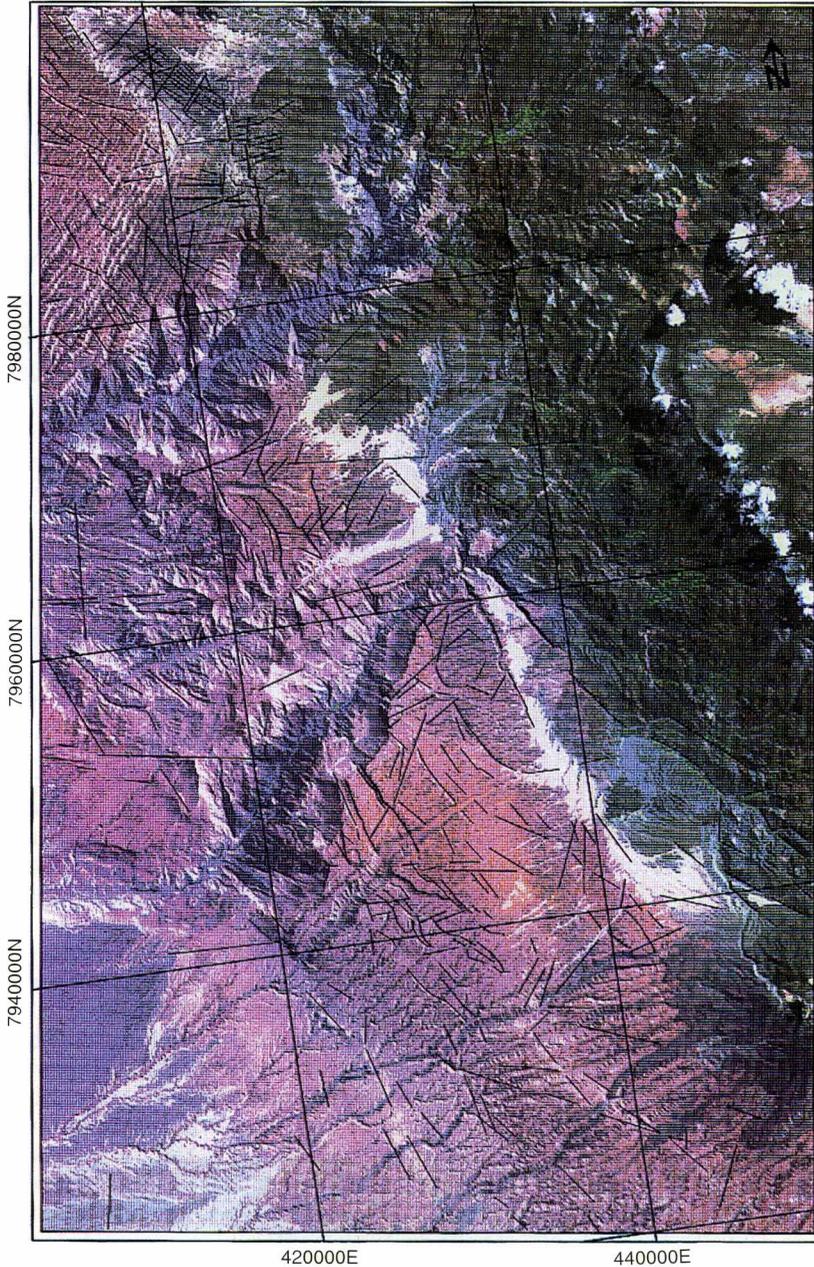


Figura 22. Vista de satélite sobre el Bloque basculado de Pampa Oxaya en el flanco occidental de la Cordillera. Se reconocen las cabeceras de los valles de Azapa, de la Quebrada Cardones y del valle de Lluta. La Pampa del Toro Muerto y Pampa Oxaya corresponden a antiguas superficies del terreno, desarrolladas sobre mantos de ignimbritas de 19 millones de años de edad, que aún conservan la red de drenaje anterior al basculamiento hacia el este. Las quebradas a lo largo de la parte superior del flanco occidental de la Cordillera contienen vegetación (tonos verdes); la cresta de la Cordillera esta marcada por pequeñas nubes. La Ignimbrita Lauca de 2,6 millones de años de edad se reconoce por sus tonos claros. Las líneas negras fueron añadidos para marcar el trazado de alineaciones tectónicas, que a su vez indican un patrón distendido.

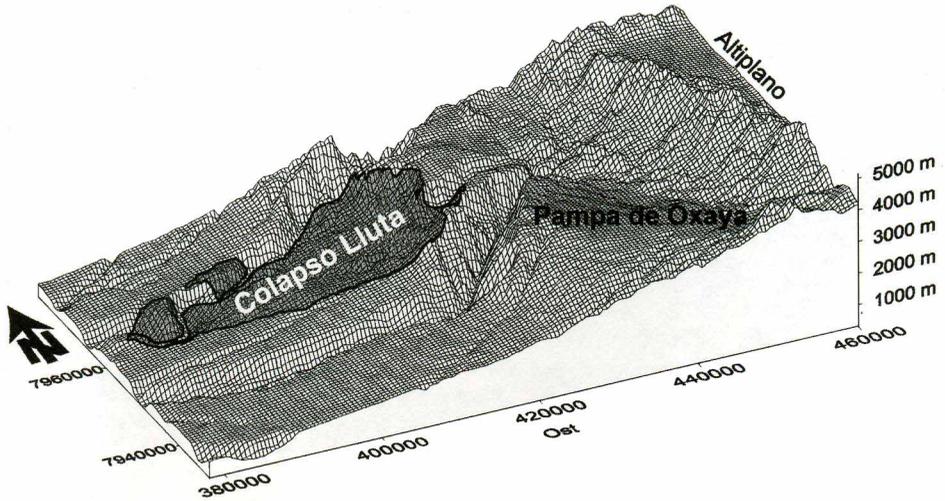


Figura 23. El Colapso Lluta, en un modelo digital de relieve centrado a la parte media de los valles de Lluta y de Azapa.



Figura 24. Sobre el Colapso Lluta se encuentran purísimos depósitos de diatomita área de Pampa Plazuela. Esta diatomita se formó en un lago cuyas aguas nacieron a partir de reservorios de agua subterránea.

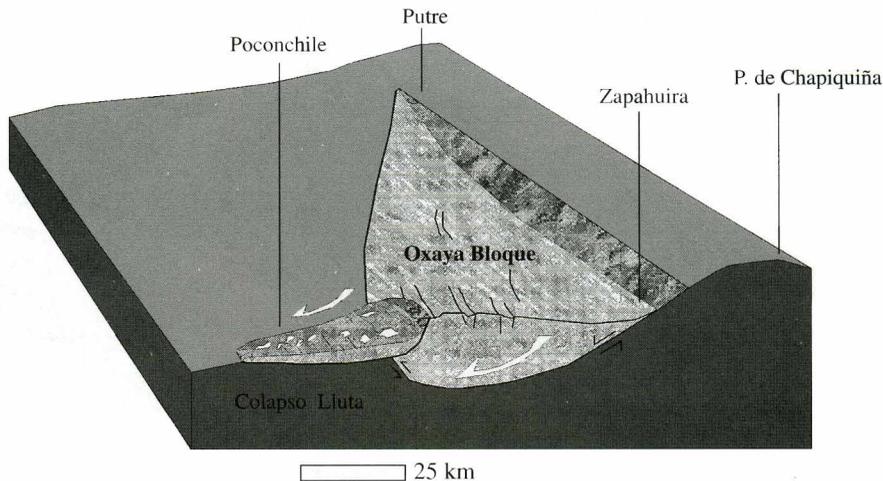


Figura 25. Modelo que explica el Colapso Lluta como consecuencia secundaria de un colapso mucho mayor, responsable del basculamiento del Bloque de Oxaya.

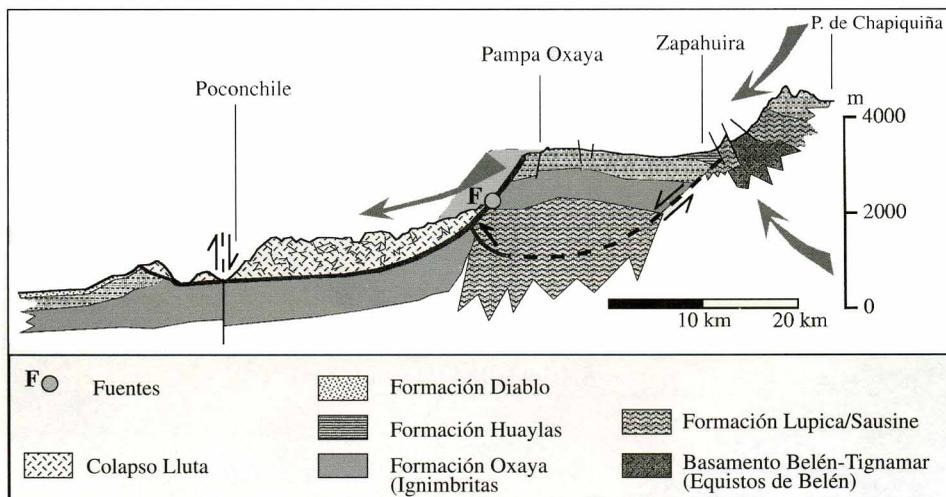


Figura 26. Sección geológica para la Figura 25, explicando la aparición de fuentes que vaciaron reservorios de agua subterránea adentro del Bloque de Oxaya, como consecuencia del deslizamiento del Colapso Lluta.

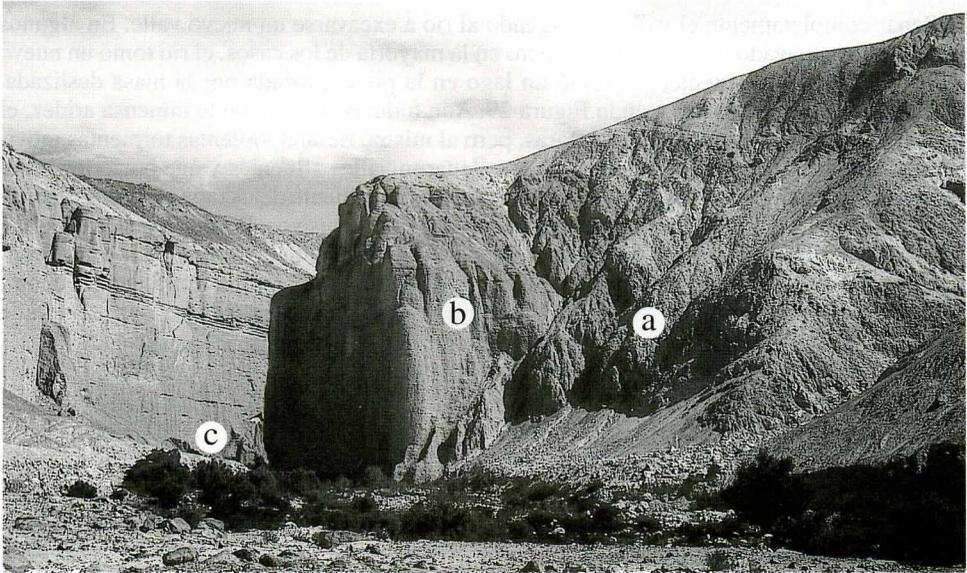


Figura 27. Historia fluvial del valle de Azapa en su curso medio: (a) masa de derrumbamiento que relleno el antiguo cauce del valle de Azapa; la línea discontinua marca su antiguo flanco; (b) conglomerados de la Formación Oxaya cortados tanto por el antiguo así como por el nuevo valle de Azapa; (c) Valle de Azapa hoy día con sus paredes verticales de alrededor de 200 m de altura. Vista hacia el oeste.

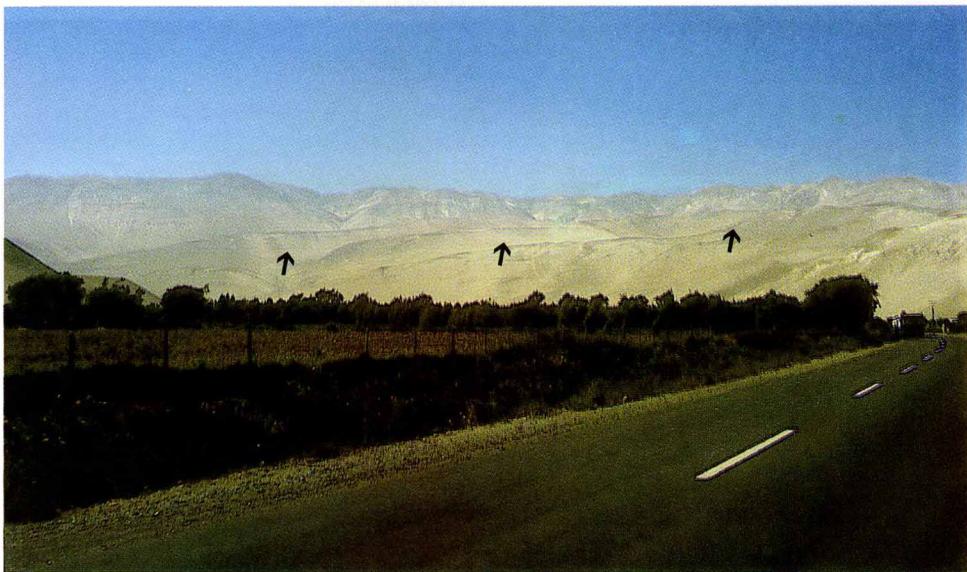


Figura 28. Las colinas (indicadas por flechas) que aparecen a lo largo de los flancos de los valles de Lluta y Azapa son bloques deslizados y basculados cuyo tamaño puede alcanzar casi un kilómetro cúbico. Esta figura demuestra un detalle de la imagen satélite (compárese Figura 10) de la parte superior del Valle de Azapa a la altura del Santuario Las Peñas (rectángulo blanco). El movimiento de los bloques hacia adentro del valle significa que los valles eran antes mucho más ancho en su fondo y por consiguiente más empinados en sus flancos; un evento tectónico desestabilizó los flancos, de tal forma que éstos colapsaron y sepultaron marginalmente el propio fondo del valle.

rellenar completamente el valle y obligando al río a excavar un nuevo valle. En algunos sitios fue reexcavado el valle anterior, pero en la mayoría de los casos, el río tomó un nuevo cauce. Pero, primeramente, se formó un lago en la presa causada por la masa deslizada, cuyos depósitos se muestran en la Figura 29. Aún todavía, a pesar de la inmensa aridez, el paisaje no ha alcanzado su reposo. Raras, pero al mismo tiempo violentas tormentas movilizaron enormes flujos de escombros, que rellenan valles afluentes y que posteriormente en parte fueron erosionados de nuevo. En un solo valle afluente del Azapa pudimos reconocer hasta siete complicados eventos de relleno y erosión sucesivos. Debido a que la datación absoluta es difícil por la falta de restos fósiles, en este momento podemos datar estos eventos jóvenes sólo de modo relativo. La Figura 30 muestra un fenómeno espectacular dentro de este valle extraordinario: se trata de un flujo de escombros que fluyó desde un valle afluente hacia el valle principal, donde finalmente se detuvo.

EPÍLOGO

En los Andes del norte de Chile, desde hace por lo menos 10 millones de años ocurrió un cambio en el paisaje bajo condiciones de clima desértico. A pesar de la aridez, es la erosión por agua corriente un proceso importante en la formación de la superficie del terreno. Con la suma de eventos casuales de lluvias fuertes a través de largos períodos de tiempo se llega a movilizar una enorme cantidad de sedimento, por la falta de una cobertura vegetal protectora. el evento tectónico que elevó el Altiplano desde unos 3.000 metros a su altura actual (~4.400m, Figura 31), tuvo lugar en algún tiempo, entre los 19 y 6,2 millones de años. Este evento no sólo levantó el Altiplano alrededor de 1.000 metros de altura, sino también provo-

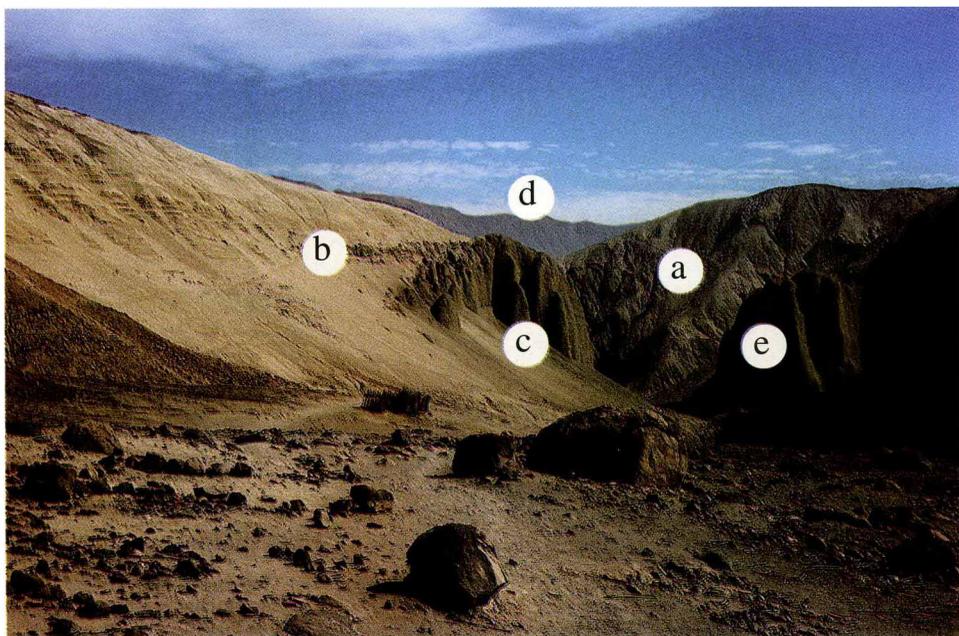


Figura 29. Punto de observación 2 km río arriba del sitio de la Figura 27; (a) masa de derrumbamiento que relleno el antiguo valle de Azapa; (b) relictos de depósitos lacustres formados por detrás del derrumbe; (c y e) conglomerados de la Formación Oxaya cortados por el antiguo y nuevo valle de Azapa; (d) borde superior del valle. La diferencia altitudinal entre (c) y (d) es de aproximadamente 2 km. Vista hacia el oeste.

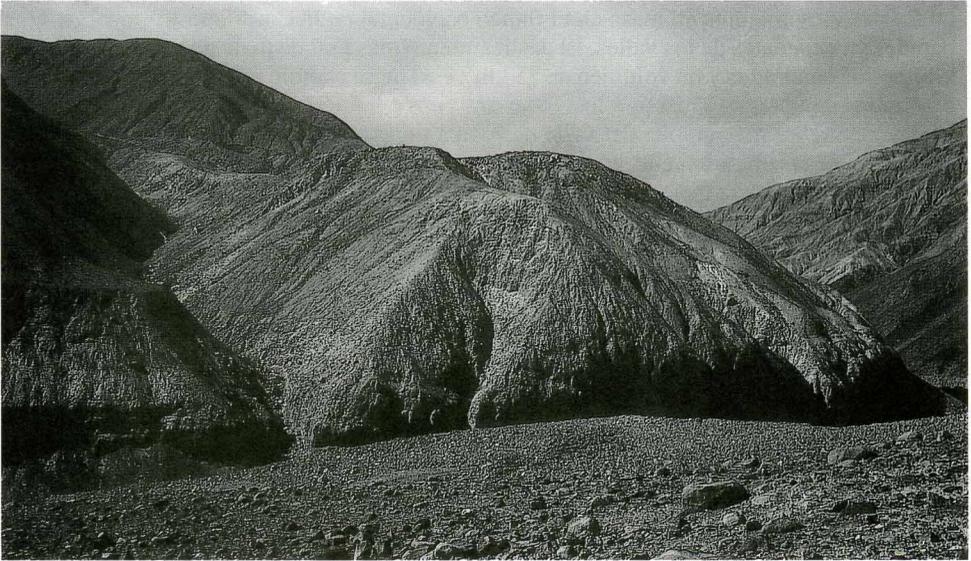


Figura 30. Punto de observación como en la Figura 29, pero mirando en dirección opuesta, hacia el este, es decir río arriba. Desde un valle tributario fluyó un depósito de escombros que posee un volumen de aproximadamente 1 kilómetro cúbico. Estos depósitos atestiguan, claramente, como el paisaje se pone en movimiento tan pronto como las escasas pero fuertes tormentas traen un poco de agua al desierto.

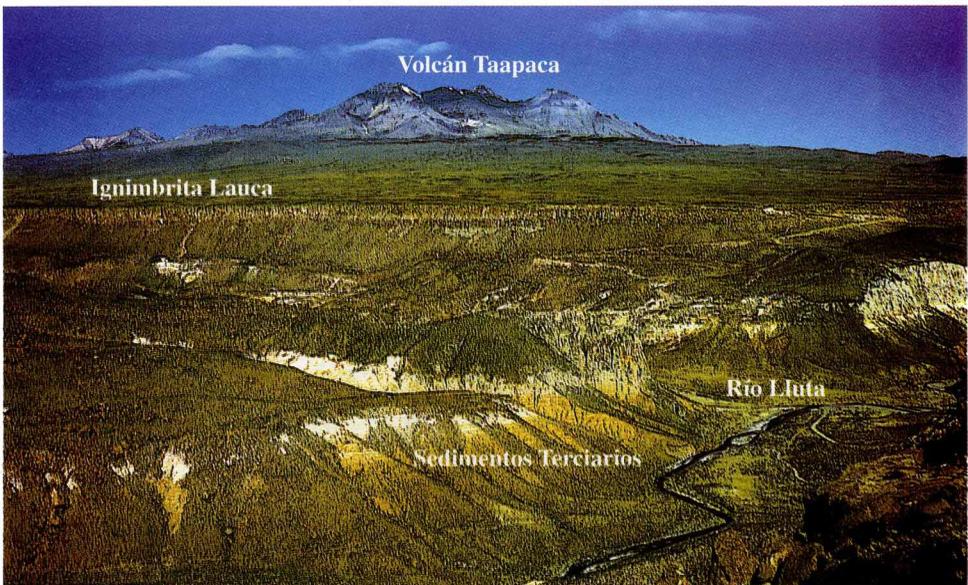


Figura 31. El Altiplano cerca de Alcérreca. Esta fotografía fue tomada desde de la línea de Ferrocarril Arica - La Paz cerca de Alcérreca. La vista es desde el norte hacía el sur. En el fondo, se aprecia el volcán Taapaca, en el medio plano, se ve el Altiplano, cuya planicie es formada aquí por la Ignimbrita Lauca (edad 2.6 millones de años). En el primer plano se ve la cabecera del valle de Lluta. La erosión fluvial exhumó las rocas del subsuelo del Altiplano. En su mayoría, se trata de depósitos lacustres (diatomita y evaporitas), depósitos de abanico aluvial así como rocas volcánicas.

có fuertes movimientos en masa en el flanco occidental de la Cordillera y a lo largo de las paredes ya existentes de los valles. El deslizamiento más grande tiene una superficie de 100 kilómetros cuadrados y un volumen de 25 km³; esta masa cambió por completo los sistemas de drenaje de la región, inactivó los valles antiguos e inició la formación de nuevos valles. El deslizamiento más grande del valle de Azapa tiene un volumen de aproximadamente 1 km³. Este deslizamiento selló un valle de un kilómetro de profundidad, formó un lago e inició una complicada historia fluvial.

Nosotros creemos que estos derrumbes grandes fueron provocados por terremotos muy fuertes. Tales terremotos pueden ocurrir en cualquier momento. El levantamiento de los Andes en el norte de Chile es un proceso, que, como ahora sabemos, transcurre a empujones. Si la corteza se pone algún día de nuevo en movimiento, nos tendría eventos reservados, que por su magnitud, sobrepasarían toda experiencia que el hombre hasta ahora haya vivido. El panorama actual del paisaje andino engaña, en especial las lisas costras de sal y arena sobre los flancos de los valles en su curso inferior (Figura 32). No se debe olvidar, que en la historia de los Andes, los episodios cortos de dramático levantamiento provocaron tanto desequilibrio, que la erosión por agua corriente quedó rezagada por los derrumbes de montaña, que movilizaron finalmente más material que todas las aguas corrientes juntas de los últimos 10 millones de años.

Agradecimientos: Nuestras investigaciones científicas fueron auspiciadas por mucha gente y muchas instituciones. En especial agradecemos a los amigos y miembros de CONAF la ayuda y hospitalidad brindada a lo largo de muchos años. Los colegas de la Universidad Católica del Norte en Antofagasta nos ayudaron amistosamente en muchas formas. La Fundación Alemana para la Investigación Científica (Deutsche Forschungsgemeinschaft) proporcionó la financiación de este proyecto.

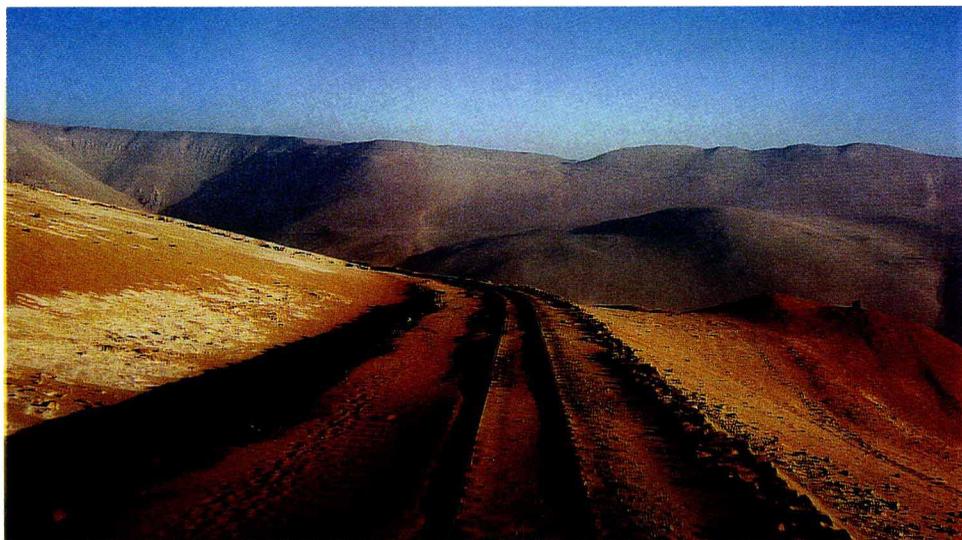


Figura 32. A lo largo del primer ascenso de la línea del Ferrocarril Arica-La Paz, se atraviesa el flanco septentrional del valle de Lluta, cubierto por duras costras de sal y arena. La superficie lisa de estas costras atestigua que la erosión por agua corriente momentáneamente es prácticamente nula. Este fenómeno se puede comprobar muy fácilmente por cualquiera que viaje a lo largo de la línea de ferrocarril por el hecho que hasta la escoria y la ceniza, producidas por las anteriores locomotoras a vapor, en su laborioso ascenso hacia el Altiplano, quedan preservados a ambos lados del carril. Dicho sea de paso, que esta línea era la vía principal de transporte desde y hacia Bolivia.

BIBLIOGRAFÍA

- ABELE, G.
1982 Geomorphologic and hydrologic altitudinal zoning of the western slope of the Andes in the Peru-Chile frontier zone. *Erdkunde* 36: 266-278.
- ABELE, G.
1993 Die zertalung der nordchilenischen Anden in ihrer abhängigkeit von klima und tektonik und vulkanismus. *Innsbruck Geograph. Stud.* 20: 58-67.
- ALPERS, C.N. y G.H. BRIMHALL
1988 Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 100: 1640-1656.
- BAIED C.A. y J.C. WHEELER
1993 Evolution of high Andean puna ecosystems; environment, climate, and culture change over the last 12,000 years in the Central Andes. *Mountain Research and Development* 13:145-156.
- BECK, S.L., G. ZANDT, S.C. MYERS, R.C. WALLACE, P.G. SILVER y L. RAKE
1996 Crustal-thickness variations in the Central Andes. *Geology* 24: 407-410.
- BENJAMIN, M.T., N.M. JOHNSON y C.W. NAESER
1987 Recent rapid upliftin the Bolivian Andes: Evidence from fission-track dating. *Geology* 15: 680-683.
- BOHLKE, J.K., G.E. ERICKSEN y K.M. REVESZ
1997 Stable isotope evidence for an atmospheric origin of desert nitrate deposits in northern Chile and Southern California, U.S.A. *Chemical Geology* 136: 135-152.
- BRANNEY, M.J. y P. KOKELAAR
1997 Giant bed form sustained catastrophic density current flowing over topography: Acatlán ignimbrite, Mexico. *Geology* 25: 115-118.
- CABRERA, L., G. CHONG, A. JENSEN, J.J. PUEYO, A. SÁEZ y H.G. WILKE
1995 Cenozoic and Quaternary lacustrine systems in northern Chile central Andes, (arc and for-arc zone). En *Recent and Ancient Lacustrine Systems in Convergent Margins*, editado por A. Sáez, pp. 1-77. GLOPALS-IAS Meeting, Excurs. Guidebook, Antofagasta.
- CHARRIER, R., N. MUÑOZ, A. WYSS, J. FLYNN y G. HERAIL
1994 Hallazgo de un húmero de toxodonte (Mammalia) en la Formacion Chucal (Oligoceno tardio - Mioceno inferior), en el Altiplano de Arica, Chile. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, pp. 430-433. Concepción.
- CHONG, G.D.
1984 Die salare in nordchile *Geologie, struktur und geochemie. Geotekt. Forsch* 67: 1-146.
- CLAPPERTON, C.M.
1993 *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam, Netherlands.
- CLAYTON, J.D. y C.M. CLAPPERTON
1997 Broad synchrony of a late-glacial glacier advance and the highstand of palaeolake Tauca in the Bolivian Altiplano. *Journal of Quaternary Science* 12: 169-182.
- COIRA, B., J. DAVIDSON, C. MPODOZIS y V. RAMOS
1982 Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Review* 18: 303-332.
- DAVIDSON, J.P., R. HARMON, y G. WÖRNER
1991 The source of Central Andean magmas; some considerations. En *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, editado por R.S. Harmon y C.W. Rapela. *Geol. Soc. Amer., Spec. Publ.* 265: 233-234.
- FISCHER, K.
1991 Oberpliozäne - pleistozäne talbildung auf der westabdachung der mittleren Anden zwischen 18º und 27º südlicher Breite. *Bamberger Geogr. Schr.* 11: 69-80.
- FISHER, R.V. y SCHMINKE
1984 *Pyroclastic Rocks*. 472 S. Berlin.
- GARCIA, M., G. HERAIL y R. CHARRIER
1996 The cenozoic forearc evolution in northern Chile: The western border of the Altiplano of Belén (Chile). *3rd Symp. Intern. Andean Geodyn.*, pp. 359-362. Saint-Malo.

GARRET, D.E.

- 1985 Chemistry and origin of the Chilean nitrate deposits. *Proceedings of the Sixth International Symposium on Sal* (1983) Vol. 1, editado por B.C. Schreiber, H.L. Harner, pp. 285-302. Salt Institute, Alexandria, VA.

GROSJEAN, M., B. MESSERLI y H. SCHREIER

- 1991 Seenhochstände, bodenbildung und vergletscherung im Altiplano nordchiles: Ein interdisziplinärer forschungsbeitrag zur klimageschichte der Atacama. Erste Resultate. *Bamberger Geogr. Schr.* 11: 99-108.

GUBBELS, T.L., B.L. ISACKS y E. FARRAR

- 1993 High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian Central Andes. *Geology* 21:695-698.

KÖTT, A., R. GAUPP y G. WÖRNER

- 1995 Miocene to recent history of the western Altiplano in northern Chile revealed by lacustrine sediments of the Lauca Basin (18°15'-18°40'S/69°30'-69°05'W). *Geol. Rdsch.* 84: 770-780.

LAHSEN, A.

- 1982 Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of northern Chile. *Earth Science Review* 18: 285-302.

LEZAUN, J., V. HEBER, A. BECK, F. HENJES-KUNST, E. ZINNGREBE, F. LUCASSEN, R. RÖSSLING y G. WÖRNER

- 1996 Pre-Mesozoic evolution of the Andean metamorphic basement at 18°S. *Actas 8º Congreso Geológico Chileno* Vol II:1339-1243. Antofagasta.

MCKEE, E.H. y D.C. NOBLE

- 1990 Cenozoic tectonic events, magmatic pulses, and base- and precious-metal mineralizations in the central Andes. En *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, editado por G.E. Erickson, M.T. Cañas Pinochet y J.A. Reinemund. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sc. Ser. 11: 189-194.

MONTECINOS, P.F.

- 1963 Observaciones de geología en el Cuadrángulo Campanani, Departamento de Arica - Provincia de Tarapacá. Memoria de Título, Escuela Geología. Universidad de Chile, Santiago.

MORTIMER, C.

- 1980 Drainage evolution in the Atacama Desert of northern Chile. *Rev. Geol. Chile* 11: 3-28.

MPODOZIS, C. y V. RAMOS

- 1990 The Andes of Chile and Argentina. En *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, editado por G.E. Erickson, M.T. Cañas Pinochet y J.A. Reinemund. Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sc. Ser. 11: 59-90.

MUÑOZ, N. y R. CHARRIER

- 1996 Uplift of the western border of the altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. *J. South America Earth Sci.* 9: 171-181.

MUÑOZ, N. y R. CHARRIER

- 1993 Jurassic-early cretaceous facies distribution in the western altiplano (18°-21°30'S.L.). Implications for Hydrocarbon Exploration. *2nd Symp. Intern. Andean Geodyn.*, pp. 307-310. Oxford.

MUÑOZ, N.

- 1991 Marco geológico y estratigrafía de un sistema fluvio-lakustre, Paleogeno. Altiplano de Arica, Norte de Chile. *Actas 6º Congreso Geológico Chileno*, pp. 210-204. Santiago.

NARANJO, J.A.

- 1997 Hallazgo de una gigantesca avalancha de detritos del cenozoico superior en Oxaya, region de Tarapacá. *Actas del Simposio Internacional de Estudios Altiplanicos, Arica Chile*, pp. 47-52. Universidad de Chile.

NARANJO, J.A. y PASKOFF, R.P

- 1985 Evolucion cenozoica del piedemonte Andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18°-21°S). *Actas, 4º Congreso Geológico Chileno* Vol 5:149. Santiago.

NARANJO, J.A. y PASKOFF R.P.

- 1991 Evolución cenozoica del piedemonte Andino en la Pampa del Tamarugal, Norte de Chile (18°-21°S). *Actas 6º Congreso Geológico Chileno*, pp. 149-165. Santiago.

NOBLE, D.C., E.H. MCKEE y F. MEGARD

- 1979 Early Tertiary "Incaic" tectonism, uplift, and volcanic activity, Andes of central Peru. *Geological Society of America Bulletin* 90: 903-907.

PRADO-CASA, F. y P. MOLNAR

- 1987 Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6: 233-248.

SALAS, R., R.F. KAST, F. MONTECINOS e I. SALAS

- 1966 Geología y recursos minerales del Departamento de Arica. *Instituto Investigaciones Geológicas Santiago Bol.* 21: 1-114.

SALINAS, P., C. VILLAROEL, L. MARSHALL, P. SEPÚLVEDA y N. MUÑOZ

- 1991 *Typotheriopsis* sp. (Notoungulata Mesotheriidae), mamífero del Mioceno superior en las cercañas de Belén, Arica, Norte de Chile. *Actas 6º Congreso Geológico Chileno*, pp. 314-317. Santiago.

SCHEUBER, E.

- 1994 Tektonische entwicklung des nordchilenischen aktiven kontinentalrandes: Der einfluß von plattenkonvergenz und rheologie. *Geotektonische Forschungen* v. 81: 1-131.

SCHEUBER, E. Y P. GIESE

- 1999 Architecture of the Central Andes - a compilation of geoscientific data along a transect at 21 °S. *Journal South American Earth Sciences* (in press).

SCHRÖDER, W. y G. WÖRNER

- 1996 Widespread Cenozoic ignimbrites in N-Chile, W-Bolivia and S-Peru (17°-20°S/71°-68°E): Stratigraphy, extension, correlation and origin. *3rd Symp. Intern. Andean Geodyn.*, pp. 645-648. Saint-Malo.

TOBAR, A., Y. SALAS y R.F. KAST

- 1968 *Carta Geológica de Chile, Cuadrángulos Camaraca y Azapa*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.

TOSDAL, R.M., A.H. CLARK y E. FARRAR

- 1984 Cenozoic polyphase landscape and tectonic evolution of the Cordillera Occidental, southernmost Peru. *Geol. Soc. Amer., Bull.* 95: 1318-1332.

UHLIG, D., H. SEYFRIED, G. WÖRNER, L. KOHLER y W. SCHRÖDER

- 1996 Landscape evolution in northernmost Chile (18,5° bis 19,5°S); its implication in the tectonic, sedimentary, and magmatic history of the Central Andes. *3rd Symp. Intern. Andean Geodyn.*, pp. 745-748. Saint-Malo.

VOGEL, S. y T. VILA

- 1991 *Carta Geológica de Chile, Cuadrángulos Arica y Poconchile*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago.

WÖRNER, G., R.S. HARMON, J. DAVIDSON, S. MOORBATH, D. TURNER, N. MCMILLAN, C. NYE, L. LÓPEZ-ESCOBAR, H. MORENO

- 1988 The Nevados de Payachata volcanic region (18°S/69°W, N.Chile): I. Geological, geochemical and isotopic observations. *Bull Volc* 50: 287-303.

WÖRNER, G.

- 1991 Le volcanisme Andin. *La Recherche* 228: 38-45.

WÖRNER, G., L. LÓPEZ-ESCOBAR, S. MOORBATH, S. HORN, J. ENTENMANN, R.S. HARMON y J.D. DAVIDSON

- 1992 Variaciones geoquímicas, locales y regionales, en el frente volcánico cuaternario del los Andes Centrales (17°30'-22°00'S), Norte de Chile. *Revista Geológica Chilena* 19: 37-56.

WÖRNER, G., J. LEZAUN, F. HENJES-KUNST, B. WALFORT, K. HAMMERSCHMIDT, S. HORN, C. RUNDLE y H.G. WILKE

- 1999 Ar40/Ar39 and K/Ar mineral and whole rock ages of Tertiary and Quaternary magmatic rocks from the Central Volcanic Zone in Northern Chile (18°-22°S). Submitted to *Rev. Geol. Soc. Chile*.