

Capítulo 8

Mapa geológico

La tarea de campo denominada **mapeo geológico**, consiste en la representación en un mapa de los distintos cuerpos de roca que componen un terreno.

Para el reconocimiento en el terreno y su posterior mapeo, cabe tener en cuenta que las rocas según naturaleza (ígneas: plutónicas y volcánicas; sedimentarias: clásticas, carbonáticas, evaporitas; metamórficas: grados bajo, medio y alto), forman en la corteza terrestre cuerpos rocosos de diferentes formas, que suelen ser característicos de uno u otro tipo de roca.

Cuerpos de rocas ígneas plutónicas

Los cuerpos formados por rocas ígneas plutónicas pueden ser de forma **globosa** o **laminar**. Los mismos están contenidos en otro/s cuerpos de roca, que se denominan **caja** o **encajonante**. La instalación del cuerpo de roca ígnea produce en el encajonante aureolas de metamorfismo térmico, de variado grado de desarrollo.

Cuerpos ígneos globosos

Los cuerpos ígneos globosos se denominan **plutones**. Puede considerarse sinónimo el término *stock*, que es bastante utilizado. Los plutones son generalmente de forma subcircular en planta, con superficie de hasta algunas centenas de km². Teniendo en cuenta que se instalan y consolidan en el interior de la Corteza y que alcanzan tamaños considerables, experimentan luego de instalados, un enfriamiento lento y provocan importantes efectos térmicos en la roca de caja.

Es destacable que los plutones son siempre cuerpos consolidados en profundidad y que aquellos que pueden estudiarse directamente han sido, junto con su encajonante, llevados a superficie por procesos orogénicos o epirogénicos. La erosión se encarga de remover las rocas que los cubrían, en casos algunos cientos de metros y en otros varios kilómetros en sentido vertical.

Cada plutón se concibe como una cámara magmática congelada, es decir un espacio en el interior de la corteza que estuvo ocupado por líquido con cristales en suspensión.

Una asociación de plutones constituye un **batolito**. Hay dos grandes tipos de batolitos, que destacan el ambiente tectónico de la corteza en la que se instalan; **batolitos orogénicos** son los que tienen clara relación con procesos de subducción y dan entidad a los conocidos arcos magmáticos; **batolitos anorogénicos** son aquellos desarrollados en intraplaca, como los asociados a estructuras rift.

Los batolitos orogénicos son los que adquieren mayor desarrollo, como el caso del Batolito de los Andes peruanos, formado por centenas de plutones, emplazados durante el Cretácico y Cenozoico, en un lapso de 70 Ma. Entre otros batolitos conocidos, en territorio argentino, se

puede mencionar al Batolito de Colangüil en la Cordillera de San Juan, constituido por 23 plutones instalados en el Pérmico, en un lapso de 25 Ma. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas es un ejemplo de la sierra de San Luis, y el Batolito de Achala de la sierra de Córdoba.

Una importante categorización de plutones se efectúa teniendo en cuenta el momento de instalación con relación a la acción de una determinada actividad orogénica. Son **plutones preorogénicos = pretectónicos = precinemáticos**, los instalados con anterioridad a dicha orogenia. Normalmente conservan evidencias de su original carácter discordante, aunque atenuadas por adquirir posteriormente y junto con su encajonante, estructuras tectónicas en común (esquistosidad; foliación). Son **plutones sinorogénicos = sintectónicos = sincinemáticos**, los emplazados durante la orogenia considerada y en ellos se verifica alto grado de concordancia con las estructuras del encajonante. Generalmente tienen forma alargada en la dirección de la esquistosidad o foliación de la roca de caja. Son **plutones posorogénicos = postectónicos = poscinemáticos**, los emplazados posteriormente a la orogenia en cuestión, netamente discordantes con las estructuras tectónicas del encajonante y en casos muy posteriores temporalmente y sin relación con la orogenia de referencia.

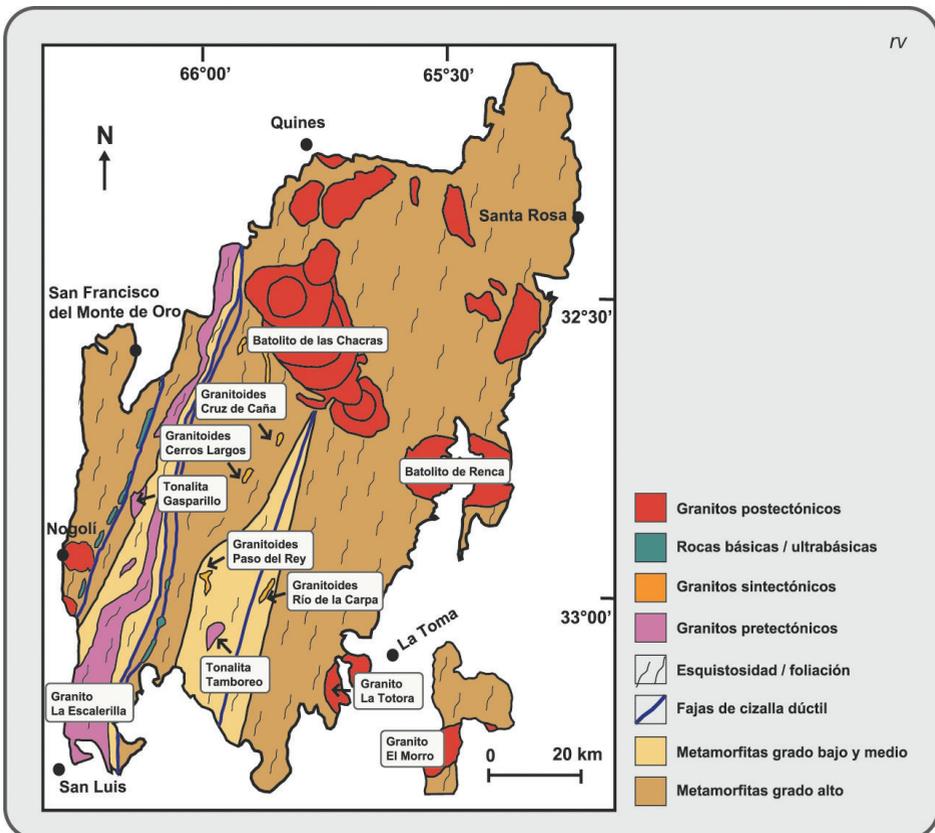


Figura 8.1. Mapa geológico de la sierra de San Luis, simplificado de Sato et al. (2003).

La sierra de San Luis es un buen ejemplo de la ocurrencia de los tres tipos de plutones mencionados. Los movimientos orogénicos de referencia en el caso son los de la Orogenia Famatiniana, ocurrida en el borde Suroeste del Supercontinente Gondwana durante el Paleozoico Inferior, más precisamente en el Cámbrico Tardío y Ordovícico Temprano-Medio, aproximadamente 490-470 Ma (Fig. 8.1).

Los granitoides pretectónicos de la sierra de San Luis incluyen un subgrupo de pequeños plutones de composición granodiorita-tonalita, y otro formado por plutones de composición granito, algunos alargados en la dirección de la esquistosidad regional. Están caracterizados químicamente como granitos de arco magmático (subducción). Los más notorios se han instalado en sedimentitas ahora transformadas en pizarras y filitas (grado metamórfico bajo), aunque se conserva la aureola de metamorfismo térmico. La relación de contacto con el encajonante revela que ambos están afectados por la esquistosidad famatiniana, de rumbo NNE, muy bien desarrollada en los metasedimentos y si bien menos acentuada y heterogénea, con continuidad en los cuerpos ígneos. Las edades radiométricas los ubican en el entorno de 510 Ma.

Los granitoides sintectónicos de la sierra de San Luis tienen desarrollo en las rocas de grado metamórfico medio y alto. Son pequeños y numerosos, alargados en la dirección de las estructuras metamórficas, destacándose que tanto el contacto con la metamorfita de caja, como las foliaciones de una y otra unidad tienen la misma actitud. No hubo contraste térmico importante entre el intrusivo y la caja, por lo que no hay desarrollo de aureola de contacto ni borde de grano fino en la periferia del plutón (Fig. 8.2). En la composición de estos plutones predomina una granodiorita con granate, biotita y moscovita (leucogranodiorita). Los análisis químicos los definen como magmas formados a expensas de la fusión de rocas de corteza. Las edades radiométricas obtenidas los ubican entre 470 y 450 Ma.

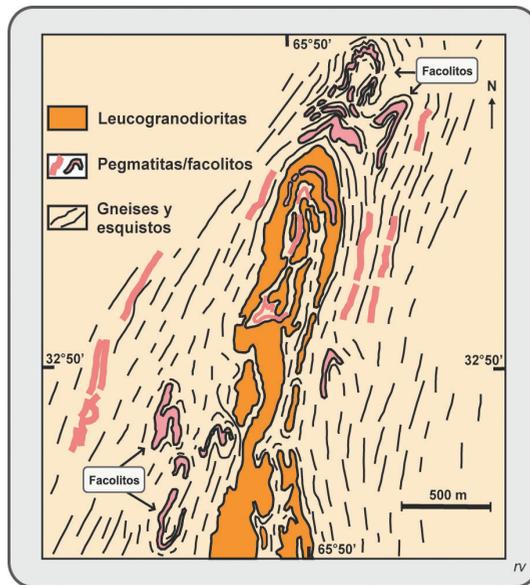


Figura 8.2. Mitad septentrional del Plutón sinorogénico Cerros Largos, sierra de San Luis. Nótese como el plutón, las pegmatitas y facolitos se adaptan a la esquistosidad regional. Simplificado, tomado de Llabrás, 2008.

Los granitoides posttectónicos de la sierra de San Luis son de forma subcircular y gran tamaño, frecuentemente asociados para constituir batolitos, como el de las Chacras (Fig. 8.1). La foliación regional (NNE) es interrumpida por los plutones, claramente discordantes, que contrariamente se alinean con rumbo SSE. Las edades radiométricas son de 420 Ma a 390 Ma.

Cuerpos ígneos laminares

Los cuerpos ígneos laminares son de forma tabular, con relación largo/potencia muy mayor a 1. Se denominan **diques** si son discordantes con las estructuras del encajonante y **filones capa** si son concordantes con ellas. En ambos casos el rápido enfriamiento no favorece el desarrollo de metamorfismo térmico significativo en la roca de caja.

Los diques generalmente ocupan fracturas producidas en la roca hospedante. Son cuerpos de centímetros a decenas de metros de potencia, aunque pueden tener recorridos de decenas de kilómetros. Los diques en ocasiones son numerosos y paralelos entre sí, constituyendo **enjambres**.

Un ejemplo de enjambre de diques se tiene en Uruguay. El encajonante es un basamento gnésico-migmático, datado en aproximadamente 2.200 Ma (Proterozoico Inferior), cuyas estructuras metamórficas tienen rumbo ENE-OSO. Los diques son numerosos, integrados por microgabros, de rumbo N70°E, subverticales, con espesor variable desde pocos centímetros hasta 80 m y longitudes que alcanzan hasta 26 km. La datación radiométrica de la roca de dique es de aproximadamente 1.750 Ma. La instalación del magma básico que compone los diques fue respuesta a una distensión que sufrió el basamento en la ruptura de un supercontinente del Proterozoico Inferior. Cabe agregar que los microgabros son utilizados como roca de aplicación, conocida con el nombre comercial de granito negro (Fig. 8.3).

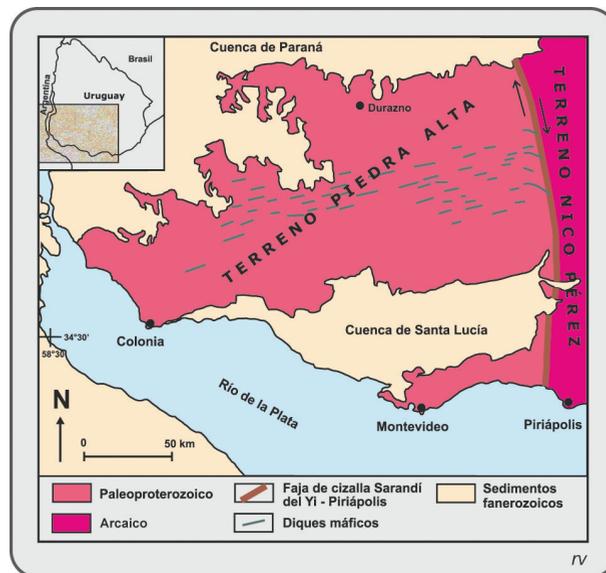


Figura 8.3. Enjambre de diques máficos (microgabros) en Uruguay. Simplificado, modificado de Oyhantçabal (2010).

El otro tipo de cuerpos laminares, los filones capa, se instalan preferentemente en sucesiones estratificadas subhorizontales, sedimentarias o volcano-sedimentarias. Comúnmente forman enjambres, con cuerpos a diferentes niveles estratigráficos, que pueden estar interconectados entre sí. La potencia varía de pocos centímetros a decenas de metros y lateralmente pueden extenderse por decenas de km.

Los cuerpos llamados **lacolitos** pueden confundirse con filones capa. En ambos tanto piso como techo son concordantes con la roca de caja, pero en los lacolitos el techo se ajusta a la superficie convexa desarrollada en las sedimentitas a causa de la intrusión (Fig. 8.4).

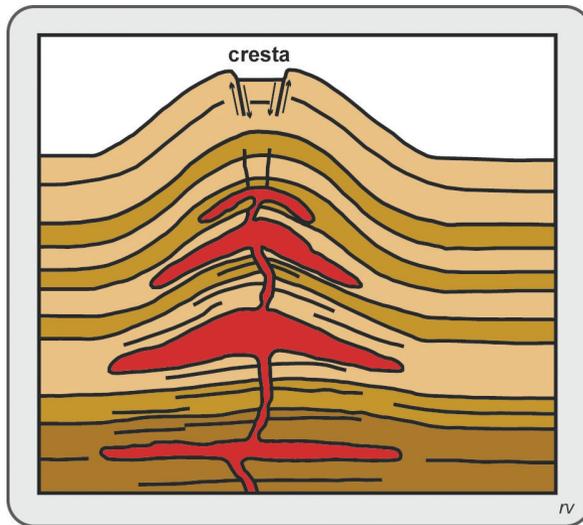


Figura 8.4. Lacolitos, superpuestos a distintos niveles estratigráficos, con una alimentación en común. Modificado de Llambías, 2008.

Otra forma de cuerpo concordante de rocas ígneas, se denomina **facolito**. Se encuentran en sucesiones plegadas inyectadas, preferentemente metamórficas, donde ocupan las charnelas de los pliegues, adelgazándose y desapareciendo en los limbos (Fig. 8.2).

Cuerpos de rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias constituyen cuerpos de roca formados por una acumulación de estratos. La forma general de los cuerpos la determina la cuenca sedimentaria que los contiene, que puede corresponder a ambiente continental o marino.

En los continentes las cuencas sedimentarias son cerradas, elongadas si se asocian a ambiente orogénico y subcirculares si están implantadas en áreas estables de plataformas y cratones.

En ambiente marino las cuencas de sedimentación son abiertas y un límite de referencia lo constituye la línea de costa.

El espesor total de sedimentitas acumuladas en una cuenca sedimentaria es un parámetro importante y varía desde cientos de metros a algunos miles de metros. En todos los casos, la arquitectura interior del relleno cuencal permite identificar cuerpos de roca esencialmente uniformes, denominados **litosomas**, normalmente interdigitados con otros de distinta litología, sea conglomerádicos, arenosos, lutíticos, carbonáticos, etc.

La continuidad de un litosoma y el pasaje (lateral y vertical) de uno a otro, es otra característica que está relacionada con el ambiente de sedimentación.

Cuencas continentales

En ambiente orogénico hay varios tipos de cuencas continentales, que por su ubicación respecto al arco magmático se denominan **cuenca de antearco**, **cuenca de intraarco** y **cuenca de retroarco**.

Las cuencas de retroarco son las más frecuentes y las de mayor desarrollo. Pueden ser espacios de acumulación sedimentaria producidos en un retroarco en estado de extensión o de compresión. El primer tipo es clasificado como **cuenca rift** y el segundo como **cuenca de antepaís**.

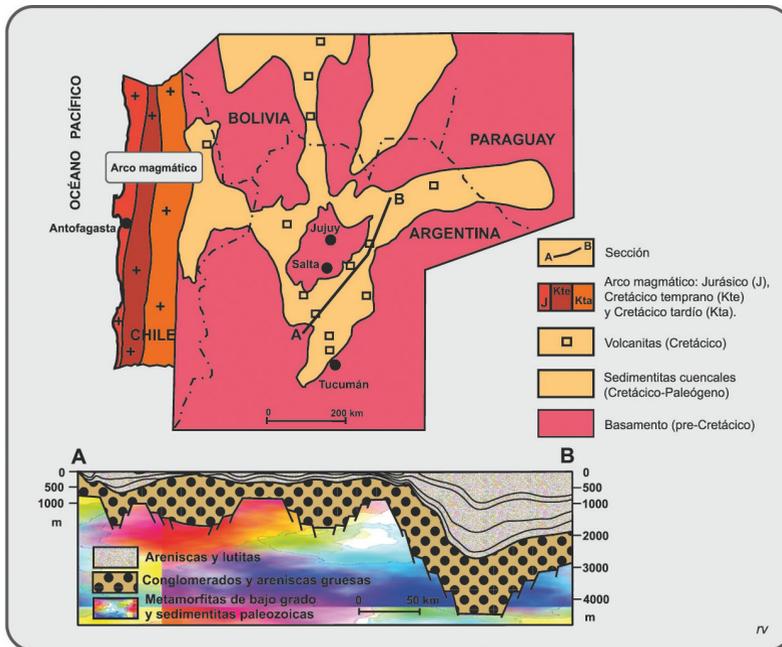


Figura 8.5. Bosquejo geológico y sección de la cuenca Cretácico-Eocena del Noroeste argentino.

En las **cuencas rift en retroarco** el estado extensional es motivado por ascenso astenosférico, del que resulta un adelgazamiento cortical y colapso por fallamiento directo. El relleno inicial es grueso, con abundante aporte desde los terrenos altos y consiste esencialmente de conglomerados y arenas gruesas, entre las que se intercalan algunas coladas y filones capa de volcanitas, entre ellas basaltos. La

frecuente reactivación del sistema de fallas, en un proceso que puede durar varias decenas de millones de años, permite la acumulación de espesores del orden de 3.000-4000 m. Agotado el proceso tectónico (subsistencia tectónica), sucede un proceso de subsidencia regulado por enfriamiento y reajuste de la relación litosfera-astenosfera (subsistencia termal). Los materiales de éste hemiciclo son mayormente arenas y pelitas, que en un tiempo de algunas decenas de millones de años totalizan espesores del orden de 1.000-2.000 m. Visto en conjunto el modelo origina sucesiones granodecrecientes de base a techo. Un ejemplo completo es el de la Cuenca Cretácico-Eoceno del Noroeste argentino, con expansión al Norte hacia Bolivia y Perú (Fig. 8.5).

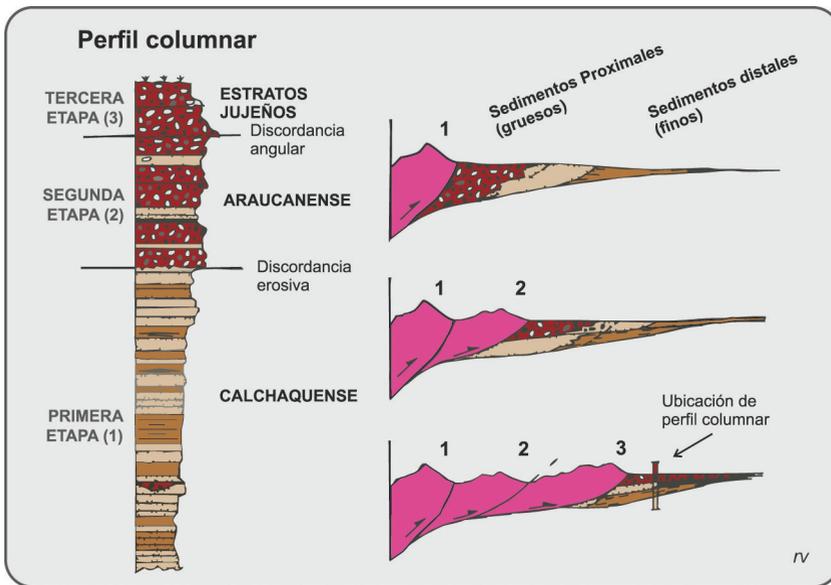


Figura 8.6. Esquema de cuencas de antepaís en el Terciario del Noroeste de Argentina. Modificado de Ramos, 1999.

En las **cuencas de antepaís** el acortamiento tectónico crea relieve y al mismo tiempo carga tectónica por fallamiento inverso dirigido hacia el interior continental (antepaís), de lo que resulta una cuenca alargada paralela a la serranía nascente. El transporte de los sedimentos por desgaste de los terrenos altos, mayormente por sistemas fluviales, deja una sucesión de litosomas de granometría decreciente hacia el exterior, que puede finalizar en ambiente lagunar. La propagación episódica del proceso hacia el antepaís motiva sucesivos desplazamientos del eje de cuenca y los límites entre litosomas. El modelo genera sucesiones granocrecientes de base a techo; en la base de la sucesión predominan sedimentos finos (alternancia de estratos de lutitas y areniscas finas) y hacia el techo lo hacen los sedimentos gruesos (alternancia de conglomerados y areniscas gruesas). Los cambios más notables ocurren en la base de paquetes conglomerádicos, que suelen ser discordantes y marcan los eventos denominados **fases tectónicas**. Un buen ejemplo es el de las sucesiones terciarias del Noroeste argentino, con un desarrollo en respuesta a tres eventos tectónicos, que generan sucesivamente los paquetes sedimentarios denominados informalmente Calchaquense, Araucanense y Estratos Jujeños (Fig. 8.6).

Cuencas marinas

La sedimentación en cuencas marinas genera cuerpos de roca de distintas formas, tamaños y característicos patrones, respuesta al ambiente tectónico. Si partimos de la apertura de un océano por ruptura de una masa continental, el primer paso, como lo expone el Ciclo de Wilson, es la generación de una cuenca “rift”. La misma recibe sedimentos continentales, que acumula cientos a algunos miles de metros de espesor, esencialmente clásticos y de granometría decreciente de base a techo (conglomerados; areniscas; lutitas; eventualmente acompañados por diques y coladas basálticas).

El continuo proceso de extensión produce repetidas entradas de aguas saladas, seguidas por desecamientos, generando importantes niveles de evaporitas. Luego, la masiva y permanente inundación separa los estadios denominados de “rifting” (ruptura) y “drifting” (deriva). El océano en crecimiento recibe la sedimentación conocida como de “margen pasivo”, de plataforma continental hasta el talud oceánico y de aguas profundas hacia las profundidades abisales (Fig. 8.7).

Las cuencas de margen pasivo son importantes por la potencial generación de hidrocarburos, como las comprobadas en el litoral de Brasil, en cuencas cretácicas formadas en la apertura del océano Atlántico.

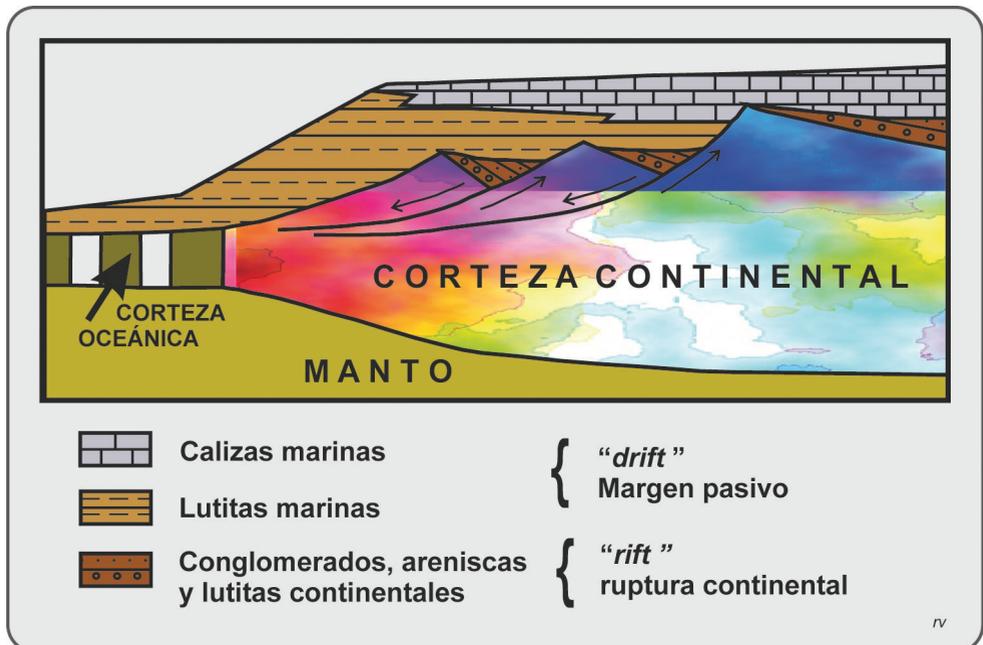


Figura 8.7. Esquema de cuenca sedimentaria en margen pasivo. Nótese la discordancia existente entre las rocas de basamento y la base de la sucesión sedimentaria, que comienza con conglomerados. El proceso de hundimiento de bloques de corteza ante los esfuerzos extensivos y fallamiento normal, provoca a su tiempo la discordancia entre los sedimentos de rift y de margen pasivo. La nueva corteza oceánica muestra franjas alternantes de polaridad normal y reversa.

Las cuencas de sedimentación marinas pueden tener una vigencia que supera la duración de uno o varios períodos geológicos. El análisis de la ruptura del supercontinente Gondwana, es un ejemplo en el que se forman varios océanos, como el Índico y el Atlántico, y procesos incipientes como la apertura del mar Rojo y los “rift” del oriente africano, insuñiendo el tiempo ocurrido a partir del Triásico (250 Ma) hasta la actualidad.

El análisis de los cuerpos sedimentarios en cuencas marinas, muestra que en general hay mayor continuidad lateral de los litosomas y un cambio ordenado de litologías relacionadas con la profundidad de aguas. Dentro de un mismo ciclo sedimentario, los pasajes verticales suelen ser concordantes, sin interrupciones en el registro temporal y obedecen a cambios en el nivel de las aguas, que produce traslados transgresivos o regresivos en la línea de costa.

Una **sucesión transgresiva** acusa un desplazamiento de los litosomas hacia el interior continental. La sucesión, analizada verticalmente en un determinado lugar, es granodecreciente de base a techo (Fig. 8.8).

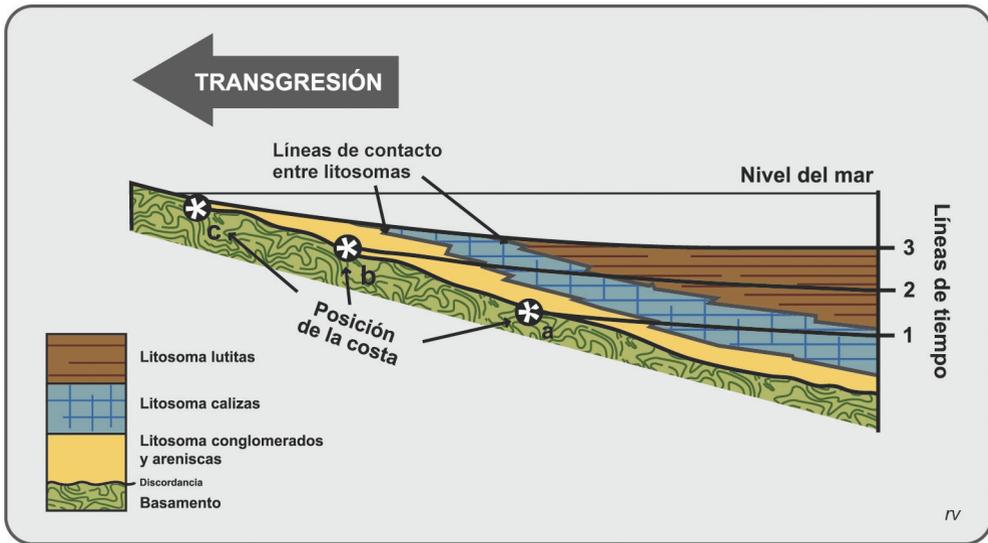


Figura 8.8. Sucesión transgresiva. Es notorio que los litosomas cortan las líneas de tiempo (= diacronismo). Modificado de Camargo Mendes, 1984.

Opuestamente, una sucesión regresiva muestra un desplazamiento de los litosomas hacia el mar. La sucesión es granocreciente de base a techo (Fig. 8.9).

En sucesiones sedimentarias marinas aparentemente continuas en sentido vertical, el estudio bioestratigráfico detallado puede poner en evidencia interrupciones (una o varias), con falta de registro de variable magnitud (del orden de un Piso, una Serie, un Sistema). En estos casos el deslinde entre dos secciones consecutivas constituye un plano de discordancia erosiva. Frecuentemente coinciden con un cambio en la litología y eventualmente pueden estar señalados por un conglomerado de base en el inicio de la sección superior.

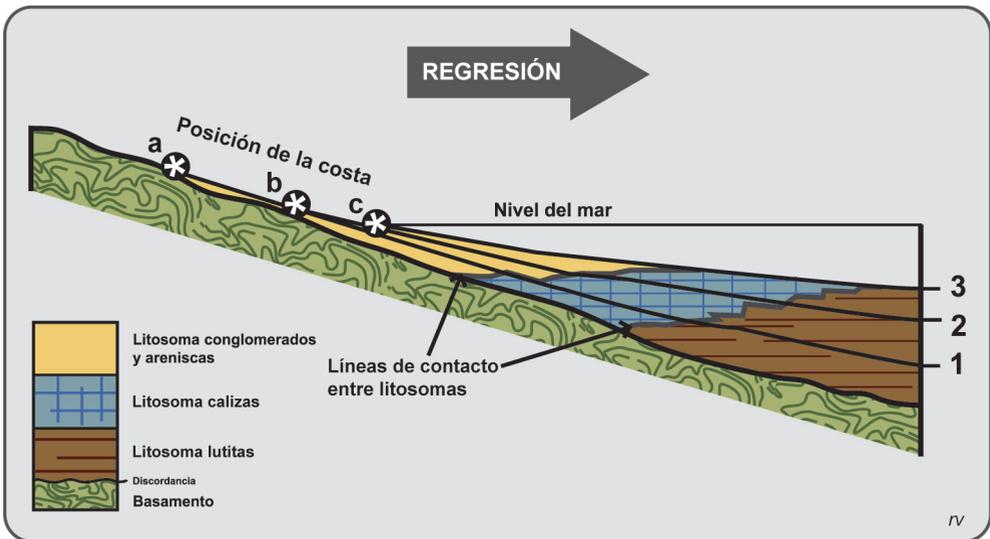


Figura 8.9 Sucesión regresiva. La línea de costa se retira hacia el interior marino. Un corte vertical es de granometría granocreciente. Modificado de Camargo Mendes, 1984.

La relación de sucesiones sedimentarias de diferentes ciclos sedimentarios, con frecuencia se hace mediante un plano de discordancia angular. El paquete de estratos más antiguo ha sido deformado, con desarrollo de pliegues y fallas; con posterioridad fue llevado a superficie y sometido a erosión. La instalación en el lugar de una nueva cuenca de sedimentación posibilita la deposición de sedimentos, que naturalmente lo hacen en estratos horizontales, que a la base pueden ser de granometría gruesa y conformar un conglomerado basal.

Base topográfica y escala

El mapeo geológico es una práctica de gran importancia para el estudio e interpretación de la Tierra y su historia. Básicamente es la representación en planta (dos dimensiones) de los diversos cuerpos de roca observables en superficie. A las rocas expuestas se las denomina **aflorescimientos**, por emerger a menudo de sedimentos modernos que las cubren.

El mapa geológico utiliza una **base topográfica** para asentar los datos tomados en el terreno. Ese mapa se vale de **curvas de nivel** (o **rastras**) para denotar los altos y bajos del terreno, con representación de ríos y cordones montañosos, ciudades, estancias, trazado de caminos y vías de ferrocarril. En todo mapa debe señalarse el Norte, la escala gráfica, proyección utilizada y las líneas de referencia que corresponden a coordenadas geográficas, meridianos y paralelos u otra cuadrícula utilizada.

Actualmente se prefiere utilizar una base elaborada a partir de imágenes satelitales, como la Carta de Imagen Satelitaria a escala 1:250.000 del Instituto Geográfico Militar.

La **escala** de un mapa indica la relación que hay entre distancias en el terreno y en el

mapa. La **escala grande** (1:1.000, 1 cm en mapa = 10 m en el terreno; hasta 1:10.000, 1 cm en mapa = 100 m en el terreno) es utilizada en **Geología Aplicada**, para el mapeo muy detallado de rocas y estructuras en lugares donde será realizada una obra de ingeniería, o en un distrito de interés minero.

La **escala media** (1:25.000, 1 cm en mapa = 250 m en el terreno; hasta 1:250.000, 1 cm en mapa = 2,5 km en el terreno) es adecuada para el trabajo geológico convencional, ya que se ajusta a las dimensión natural de los diferentes cuerpos de roca y de las estructuras tectónicas. Su objetivo es representar las litologías y sus estructuras, la relación entre los cuerpos de roca mapeados y la cronología relativa, ordenándolos por antigüedad en una **columna estratigráfica** integrada que se ofrece en un lateral del mapa. Además, usualmente el mapa geológico va acompañado de una o varias **secciones** o **perfiles**, que revelan las condiciones en profundidad.

El mapa geológico de la escala media permite además esbozar una **historia geológica** o sucesión de eventos acaecidos en la región, lo que se hace en un **boletín** o texto explicativo del mapa. En nuestro país el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) confecciona a escala 1:250.000 las Hojas Geológicas de Argentina, dividiendo el territorio mediante una cuadrícula de 1,5° de longitud por 1° de latitud, por lo que cada una abarca una superficie aproximada de 15.000 km².

La **escala chica** o **regional** (1:500.000, 1 cm en mapa = 5 km en el terreno; hasta 1:5.000.000, 1 cm en mapa = 50 km en el terreno) es utilizada para tareas de síntesis de los rasgos geológicos de un país o de un continente. El SEGEMAR prepara mapas provinciales a escala 1:500.000 o 1:750.000 y el Mapa Geológico de Argentina, escalas 1:2.500.000 y 1:5.000.000.

La escala más chica, ejemplo 1:10.000.000 (1 cm en mapa = 100 km en el terreno) y menores, es apta para la Geotectónica (Tectónica Global), para la representación de continentes y océanos y los accidentes correspondientes a dorsales oceánicas, trincheras de subducción, sistemas transcurrentes, etc.

La distinción en el terreno de los cuerpos de roca que se mapearan es una importante tarea, que requiere de un geólogo con amplia experiencia de campo. También es fundamental establecer las relaciones entre los distintos cuerpos distinguidos, aplicando los principios o leyes de la cronología relativa. Si se trata de sucesiones sedimentarias, incluyendo también a las afectadas por bajo grado metamórfico, se aplicará el principio de superposición. Las relaciones de corte y aureolas de metamorfismo de contacto son excelentes recursos para determinar las relaciones entre cuerpos de rocas ígneas respecto a cuerpos de roca sedimentaria.

Unidades litoestratigráficas

La denominación de los cuerpos de roca distinguidos sigue ciertas normas, establecidas en los Códigos de Nomenclatura Estratigráfica, según la jerarquía para **Unidades Litoestratigráficas**.

La unidad fundamental es la **Formación**. Dos o más Formaciones pueden reunirse en un **Grupo** y la Formación puede dividirse en **Miembros**.

Una Formación reúne un conjunto de rocas de litología característica, propiedad que permite diferenciarla de su entorno. Preferentemente se utiliza en rocas sedimentarias y pueden consistir en un solo tipo textural (ej. conglomerados, areniscas, o pelitas), o una alternancia de areniscas y pelitas, o enteramente capas de caliza, etc. Los códigos fijan además la condición de que constituyan cuerpos de dimensiones suficientes para que sean mapeables a escala 1:25.000 o menor.

Las rocas volcánicas a menudo permiten separar Formaciones dentro de una sucesión groseramente estratificada. En todos los casos el color es un atributo que ayuda a la individualización.

La denominación de las unidades litoestratigráficas se hace agregando a la jerarquía un topónimo. Ejemplos, Formación Balcarce, para las sedimentitas arenosas blancas expuestas en Balcarce y Mar del Plata (Buenos Aires) y Grupo Ventana, para las sedimentitas que constituyen la Sierra de la Ventana (Buenos Aires), integrado con cuatro formaciones.

En ocasiones la litología dominante reemplaza a la jerarquía, ejemplo Caliza San Juan para un paquete de calizas de la provincia homónima. Para los cuerpos de roca ígnea también se prefiere reemplazar la jerarquía por la litología característica, ejemplo Granito El Morro (San Luis).

También hay cuerpos de roca en los que se entremezclan variadas litologías, generalmente ígneas y metamórficas, a los que se categoriza como **Complejo**, ejemplo Complejo Buenos Aires en las sierras de Tandil (Buenos Aires).

En el área de mapa que ocupa una unidad litoestratigráfica se indican las estructuras presentes, incluyendo la actitud de la estratificación en sedimentitas, existencia de pliegues, distintos tipos de falla y diaclasas, orientación de esquistosidad y foliación en rocas metamórficas.

También debe surgir de la observación del mapa la relación entre unidades litoestratigráficas. En el caso de sucesiones sedimentarias, dos formaciones en contacto pueden ser **concordantes** o **discordantes** entre sí.

La concordancia alude a que no hay una interrupción en el registro, por lo que ambas corresponden a un mismo ciclo sedimentario y deben sus diferencias litológicas a un cambio de la facies sedimentaria. Ejemplo, una sucesión de paleoambiente marino, donde de base a techo se dispone una Formación integrada por pelitas, sucedida por otra de litología arenosa. Los estratos de pelitas y de arenisca tienen la misma disposición estructural, en un registro de tiempo continuo, sin interrupciones.

La discordancia entre unidades es marcada por un plano de desgaste por erosión, que constituye el plano de discordancia. Se llama **discordancia erosiva** a aquella en la que es igual la actitud estructural de los estratos de la unidad inferior y superior. Puede ser causada por movimientos epirogénicos o por cambios ocurridos en el nivel de los mares. En cambio en una **discordancia angular**, difiere la actitud estructural de los estratos por abajo y por arriba del plano de discordancia, evidenciando la ocurrencia de movimientos tectónicos y el desgaste erosivo antes de la depositación de la unidad superior. En toda discordancia se denomina **hiatus estratigráfico** al tiempo faltante por no depositación o erosión.

Capítulo 9

Geología Regional Sudamericana

Sudamérica es el continente (litosfera continental = litosfera granítica) que junto a la litosfera oceánica contigua al Este, hasta la dorsal medio-oceánica del Atlántico Sur, componen la Placa Sudamérica. Al Norte y Sur los cierres de la Placa son el arco del Caribe y el arco de Scotia, que constituyen el nexo con la Placa Norteamérica y Antártida, respectivamente (Fig. 9.1).

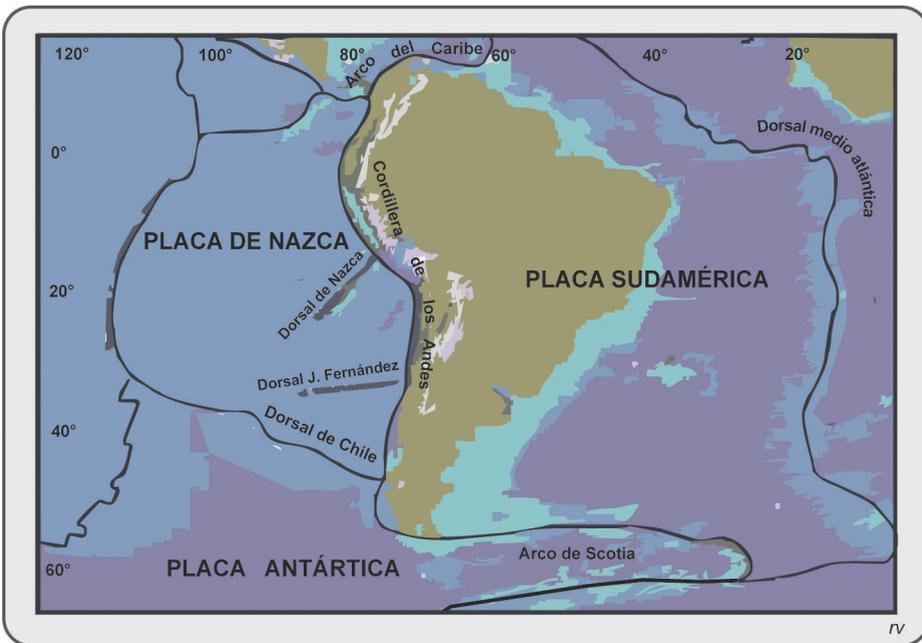


Figura 9.1. Placa Sudamérica y relación con las placas vecinas. La altimetría está esbozada por la tonalidad y en la Placa Sudamérica se destacan la altura de los Andes, la monotonía del área continental de Plataforma, el desarrollo de una importante Plataforma Marina, la profundidad abisal oceánica y la elevación del Rift medio-oceánico.

Unidades geotectónicas mayores

En el Continente se distinguen tres unidades geotectónicas mayores: **Plataforma Sudamericana**, **Plataforma Patagónica** y **Cadena Andina** (Fig. 9.2).

La Cadena Andina contiene los productos del Ciclo Orogénico Andino, en desarrollo durante el Mesozoico y Cenozoico y actualmente activo. Las Plataformas son áreas estables y resultado de la actividad de varios Ciclos Orogénicos extintos, cuyos productos (rocas, fósiles, estructuras tectónicas, metamorfismos y magmatismos) se ubican estratigráficamente en el Precámbrico y Paleozoico.

Las Plataformas se diferencian porque han consolidado a diferentes tiempos. La Plataforma Sudamericana es estable desde fines del Proterozoico y contiene a los cratones, con las rocas más antiguas del continente. Por el contrario, en la Plataforma Patagónica las rocas ígneo-metamórficas de su Basamento Cristalino se han formado durante el Paleozoico y es estable recién a partir del Triásico Medio.

Cratones y ciclos orogénicos

Los cratones sudamericanos son núcleos en los que sobrevive litosfera granítica antigua, del Arcaico, Proterozoico Inferior y Proterozoico Medio, rodeados y unidos entre sí por cinturones orogénicos del Proterozoico Superior.

Se diferencian dos áreas cratónicas mayores, Cratón Amazónico y Cratón de San Francisco, más los fragmentos cratónicos de San Luis, Luis Alves y en el extremo Sur el Cratón del Río de la Plata (Fig. 9.2).

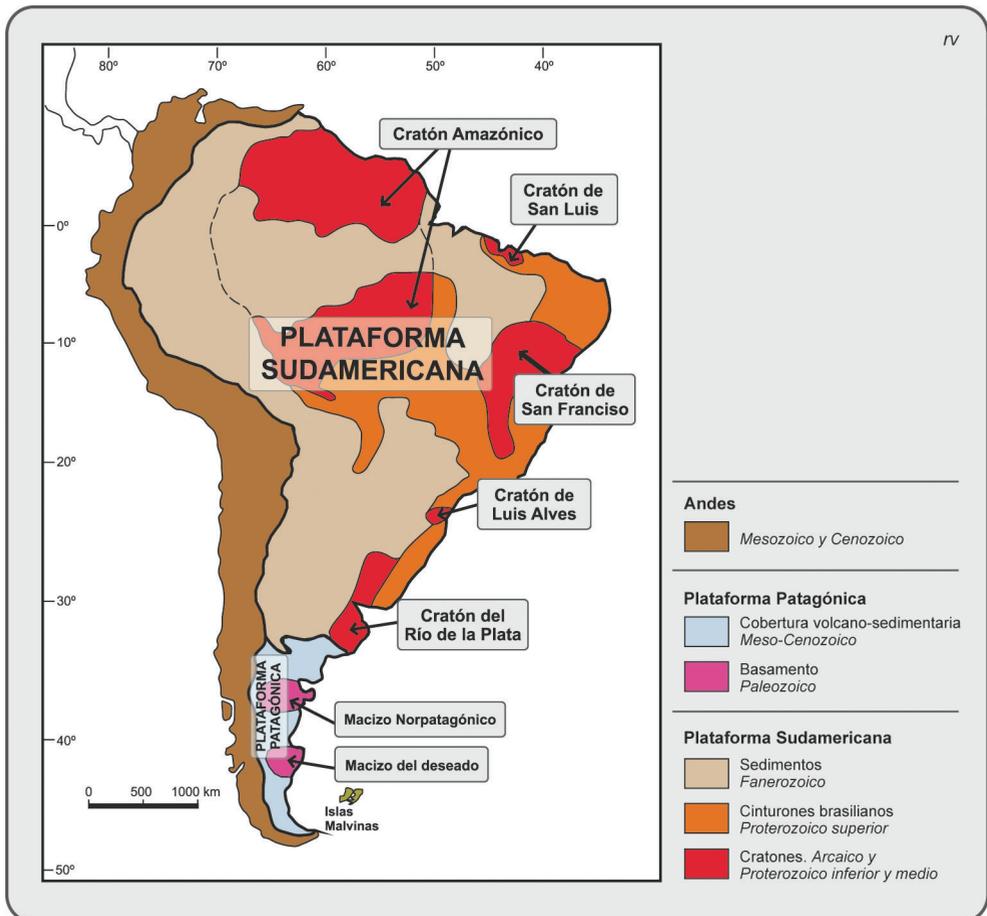


Figura 9.2. Unidades geotectónicas mayores de Sudamérica.

En los cratones se puede reconstruir los procesos ocurridos en los ciclos orogénicos precámbricos, que en Sudamérica y en orden de antigüedad decreciente se denominan Ciclo Jequié, Ciclo Transamazónico, Ciclo Grenville y Ciclo Brasiliano.

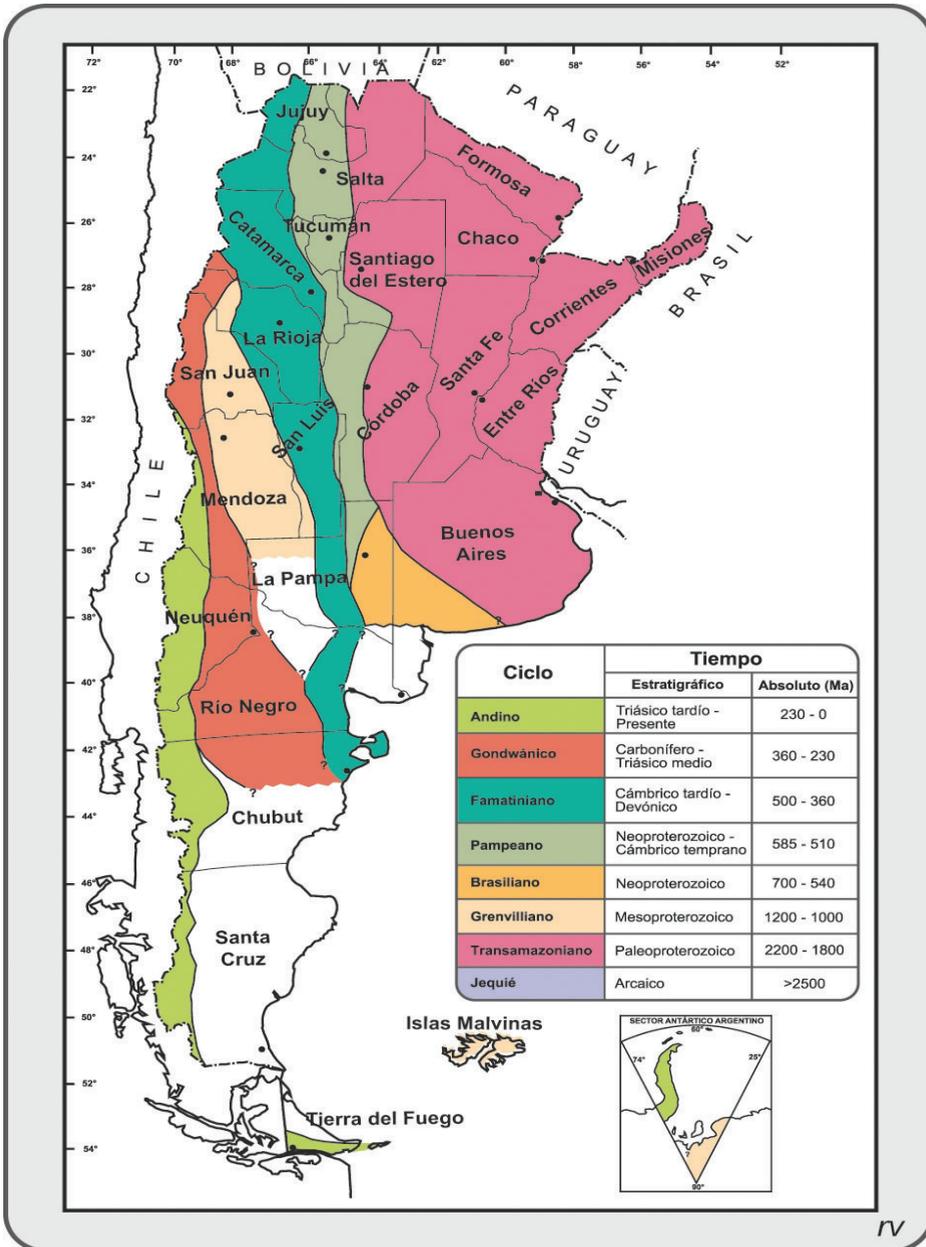


Figura 9.3. Mapa de Ciclos Orogénicos. En la representación se ha eliminado la cubierta sedimentaria meso-cenozoica de la Llanura Oriental. En la Patagonia extra-andina (Chubut, Santa Cruz y Tierra del Fuego), la cubierta volcano-sedimentaria meso-cenozoica (en blanco) oculta las rocas de ciclos anteriores.

Los acontecimientos orogénicos fanerozoicos, luego de consolidada la Plataforma Sudamericana, también han construido orógenos, ya finalizados y en vías más o menos avanzada de estabilidad (orógenos fósiles), que finalizaron aproximadamente hace 350 Ma (Ciclos Pampeano y Famatiniano) y 250 Ma (Ciclo Gondwánico). Los procesos del Ciclo Andino están en desarrollo. Cabe tener en cuenta que en la Plataforma Sudamericana se pueden estudiar ampliamente las rocas producidas en los Ciclos Jequié, Transamazónico, Grenville y Brasiliano. En territorio argentino no se conocen rocas arcaicas y las rocas de los ciclos Transamazónico, Grenville y Brasiliano tienen menor importancia que las homólogas de la región central-norte de la Plataforma Sudamericana. Por el contrario son significativas las actividades orogénicas separadas con la denominación de Ciclos Pampeano, Famatiniano, Gondwánico y Andino (Fig. 9.3).

Orógenos activos y orógenos fósiles

La diferencia entre orógenos activos y orógenos fósiles es que los primeros están en desarrollo, produciendo terremotos y erupciones volcánicas y de acuerdo al grado de evolución forman una cadena de montaña, que puede elevarse algunos miles de metros sobre el nivel del mar. Por el contrario los orógenos fósiles han muerto como tales y pierden la actividad y altura que caracteriza a los primeros. No hay volcanes en actividad y el terreno va perdiendo altura por erosión, acercándose inexorablemente al nivel del mar. En tal condición se van integrando a las áreas estables o plataformas, que contienen a los cratones y constituyen la mayor parte de la superficie de los continentes. En tales plataformas, los orógenos fósiles se disponen marginando a los cratones preexistentes y los geólogos pueden demostrar fehacientemente que fueron parte de un orógeno.

En un orógeno activo se tiene a la vista la superficie del mismo y es frecuente que predominen las rocas volcánicas, junto a variada cantidad de sedimentos. En los orógenos fósiles, el desgaste erosivo muestra virtuales secciones de subsuelo de lo que fueron en vida. Algunos de ellos, completamente ajustados a las condiciones de fósil (seniles), exponen en superficie rocas que experimentalmente se determina se han formado a profundidades del orden de 20-30 km y aún más. Otros, en etapa intermedia (maduros) muestran rocas graníticas formadas a profundidades de algunos kilómetros. Esta evolución es de gran ayuda, porque los geólogos pueden examinar directamente, en superficie, los materiales producto de procesos ocurridos en el pasado en subsuelo, que emulan las condiciones de lo que ahora ocurre en orógenos activos a profundidades variables.

Provincias geológicas

La distinción de Provincias Geológicas en un territorio es una de las vías que permite la sistematización regional de sus rasgos geológicos. La combinación de litologías y ordenamiento temporal, estructuras tectónicas y relieve permite separar regiones con categoría de Provincias Geológicas.

Una **Provincia Geológica** tiene una **estratigrafía distintiva**, **condiciones estructurales** propias y **formas de relieve** características, que son la expresión de una particular **historia geológica**. Los límites entre provincias geológicas pueden ser netos o transicionales, caso éste último en el que se establece arbitrariamente.

Provincias geológicas argentinas

El territorio argentino se divide en una veintena de **provincias geológicas** clásicas, que exponen sus rocas en superficie y constituyen áreas de relieve positivo. Además hay una decena de **cuenclas de sedimentación**, unidades de subsuelo rellenas en distintos tiempos con espesores sedimentarios del orden de algunos miles de metros.

Para un desarrollo simplificado del tema separamos regiones con afinidad en su historia geológica, a saber: a) Llanura Oriental; b) Noroeste; c) Región Central; d) Patagonia (Fig. 9.4).

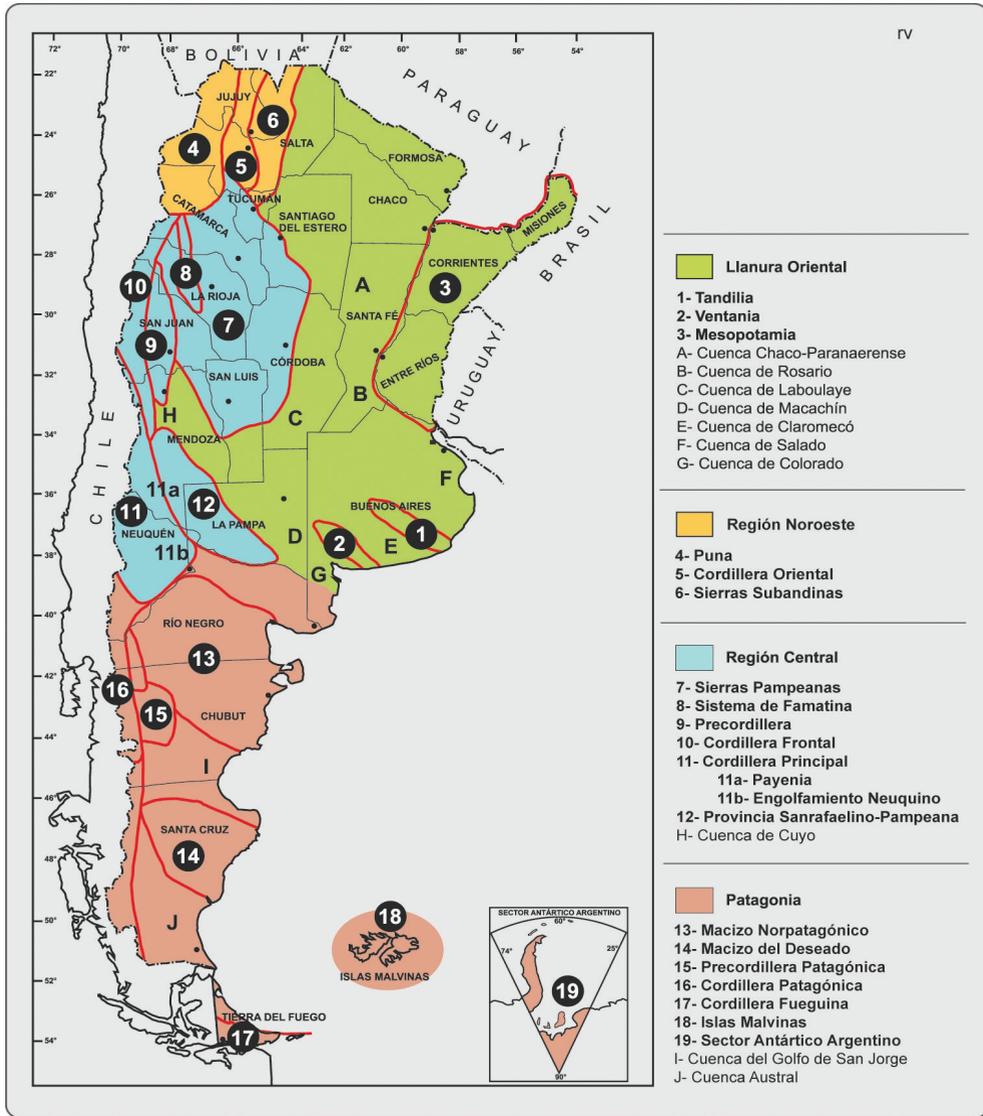


Figura 9.4. Mapa de Provincias Geológicas del territorio argentino.

Para algunas de las Provincias geológicas se presentan columnas estratigráficas simplificadas y con fines comparativos (correlación) se ofrecen eventualmente en conjunto para una determinada región.

Las columnas estratigráficas constituyen una reseña de la composición de una superficie de terreno, en éste caso el que cubre una provincia geológica. Las unidades distinguidas se disponen verticalmente, en orden de antigüedad decreciente de base a techo. La litología se representa con rastras de uso convencional y el tiempo involucrado está indicado por los colores adoptados en la Tabla Cronoestratigráfica Internacional por la Comisión Internacional de Estratigrafía de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS, 2013).

a) Llanura Oriental

Es una extensa comarca, que va desde el límite con Paraguay, Brasil y Uruguay por el Norte y Este, hasta el curso de los ríos Colorado y Negro por el Sur. Por el Oeste el límite es tajante y coincide con el levantamiento de las estructuras de montaña que se desarrollan hasta el límite con Chile.

En el esquema regional sudamericano, la comarca incluye en la franja oriental a la extensión más austral de la Plataforma Sudamericana. El sustrato de rocas precámbricas aflora en la isla Martín García y en las serranías bonaerenses. En subsuelo se lo ha comprobado en varias perforaciones profundas, por debajo de la cobertura volcano-sedimentaria, aunque en la mayoría de los casos las rocas ígneo-metamórficas extraídas en las perforaciones se identificaron como basamento cristalino, sin una ubicación temporal precisa.

La mayor parte de la superficie es llana (Llanura Chaco-Pampeana), con desarrollo de suelos sobre sedimentos cuaternarios y altura de algunas decenas de metros sobre el nivel del mar. Las unidades positivas que emergen de la llanura son Tandilia, Ventania y Mesopotamia. En subsuelo se ha identificado varias cuencas de sedimentación, entre ellas las denominadas Chaco-Paranaense, Rosario, Laboulaye, Macachín, Claromecó, Salado y Colorado (Fig. 9.4).

Tandilia

Constituye la exposición más austral del área cratónica de la Plataforma Sudamericana. Es parte del Cratón del Río de la Plata, que por el Norte tiene los mayores afloramientos en Uruguay y Sur de Brasil.

La faja serrana tiene orientación ONO-ESE y se extiende por unos 300 km entre Olavarría y Mar del Plata, con un ancho máximo de aproximadamente 60 km en la zona central, a la altura de Tandil.

En su composición se diferencian claramente un Basamento Cristalino y su cobertura sedimentaria, separados por discordancia angular (Fig. 9.5).

Los gneises, granitoides y migmatitas del Basamento, a la vista en Balcarce, Tandil, Azul y Olavarría, previenen sobre el alto grado metamórfico de sus rocas, que tienen edades radiométricas de aproximadamente 2.200 Ma y son asignadas al Ciclo Transamazónico (Fig. 9.6).

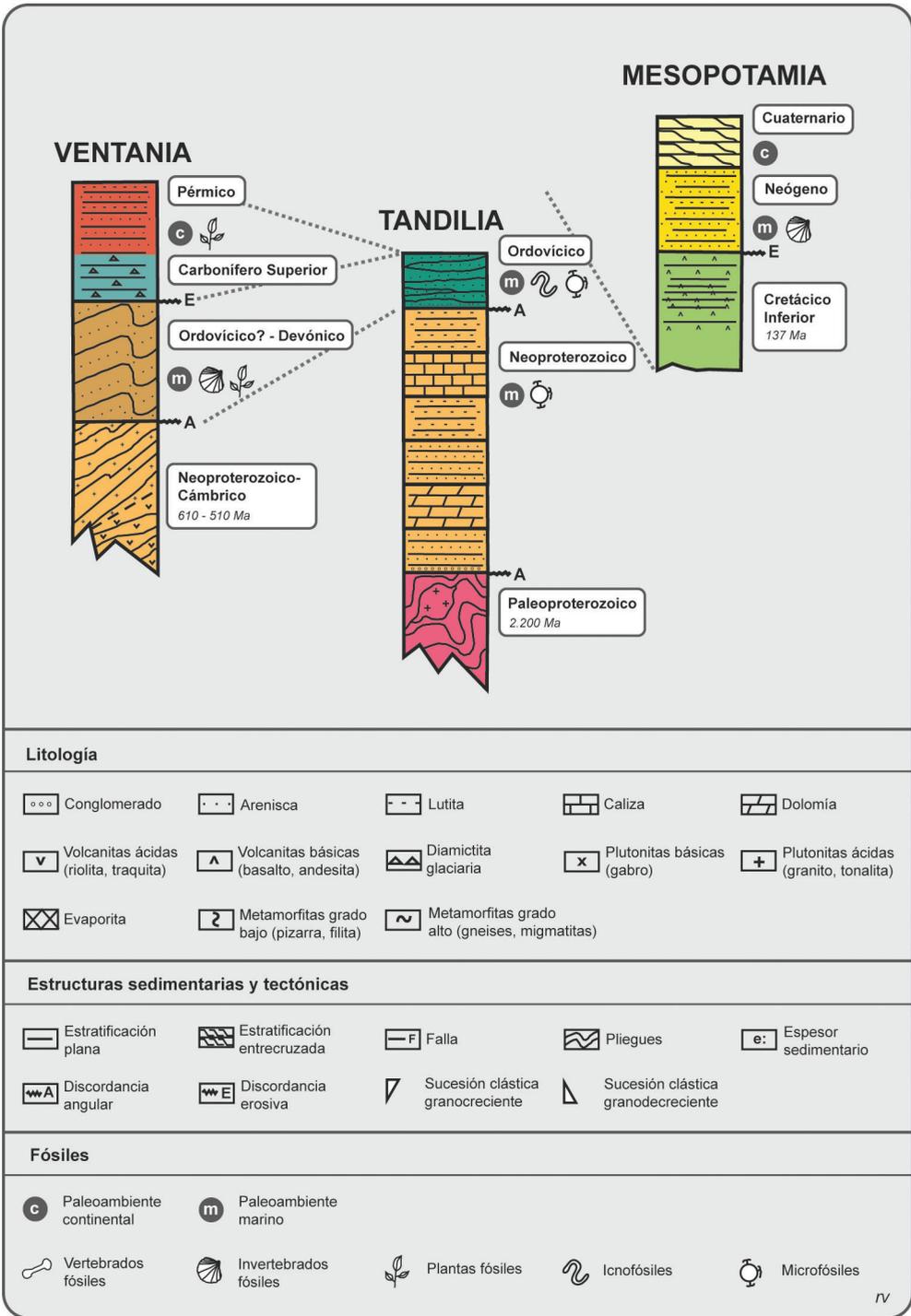


Figura 9.5. Columnas estratigráficas y correlación de las provincias geológicas de la Llanura Oriental.

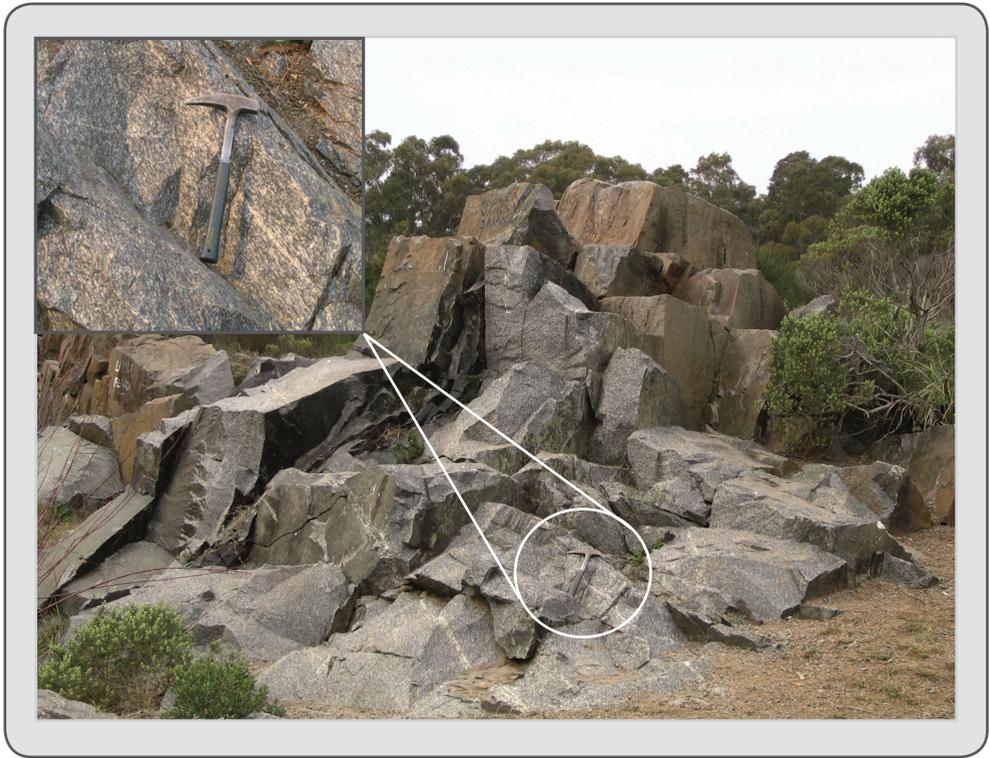


Figura 9.6. Gneis aflorante en cerro El Triunfo, Balcarce. La actitud de los planos de foliación (metamorfismo) se aprecia en el detalle del ángulo superior izquierdo. Los planos más destacados en la imagen general (aproximadamente perpendiculares a la foliación), son diaclasas de una tectónica frágil posterior al metamorfismo.

La cobertura sedimentaria se integra con dos paquetes superpuestos de sedimentitas marinas, uno Neoproterozoico y otro Paleozoico Inferior, separados por discordancia erosiva.

El primero tiene perfiles tipo en la proximidad de las localidades de Olavarría y Barker, con varios niveles diferenciados con jerarquía litoestratigráfica de Formaciones, incluyendo areniscas, dolomías, arcilitas con microfósiles y calizas (Fig. 9.7 A, B y C). Son rocas de importante valor económico, como las calizas utilizadas en la elaboración de cales y cementos, las dolomías usadas para fabricar cementos especiales y como roca de aplicación en pisos y revestimientos, y las arcilitas para la industria cerámica.

Las sedimentitas paleozoicas son las areniscas cuarzosas de Balcarce y Mar del Plata, conocidas como *pedra Mar del Plata*. Contienen pistas de desplazamiento de invertebrados marinos, conservadas en los sedimentos blandos formados en los fondos de aguas someras (*icnofósiles*), que ubican en el Ordovícico a Silúrico Temprano (Fig. 9.7 D).

La estructura externa destacada en Tandilía son las fallas, que dividen el terreno en numerosos bloques que constituyen cerros aislados por sedimentos modernos. El relieve apenas supera los 500 m.s.n.m. y consiste en formas redondeadas en el frente Norte, donde afloran las rocas de basamento y tabular en el frente Sur, dado por las sedimentitas de actitud subhorizontal.

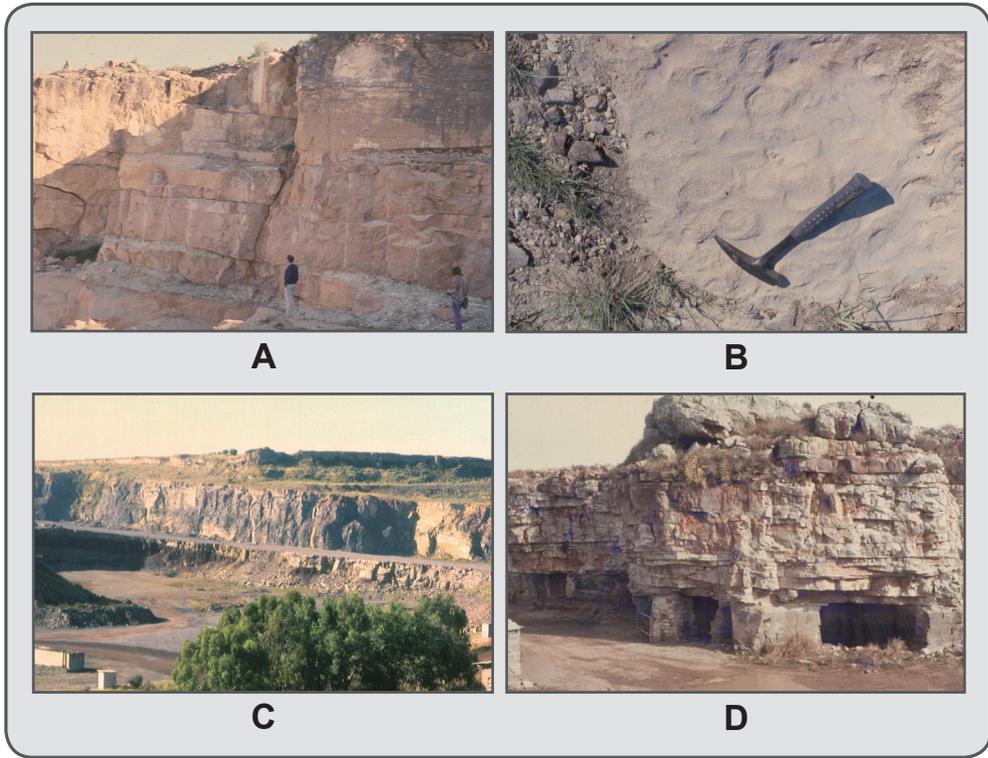


Figura 9.7. Cobertura sedimentaria de Tandilia. a, b y c pertenecen a sedimentitas del Neoproterozoico de las proximidades de Olavarría; A) dolomía, tonalidad castaño, intercalando pelitas, de tonalidad verdosa. B) vista en planta de las estructuras algales (estromatolitos) que contienen las dolomías. C) arcilitas, tonalidad rojiza, sobrepuestas por calizas, tonalidad gris. D) ortocuarcitas del Paleozoico Inferior aflorantes al Este de Barker. En la base del afloramiento se destacan las labores para la extracción de un nivel de arcilitas.

Ventania

Arco de sierra en el Sur bonaerense, de rumbo NO-SE y aproximadamente 175 km de longitud, extendido entre Pigüé y las proximidades de Bahía Blanca. Al centro tiene unos 70 km de ancho.

En el sector Sudoeste hay afloramientos menores de un Basamento Cristalino, formado por granitos y riolitas. Las edades radiométricas lo ubican en el Neoproterozoico-Cámbrico, sugiriendo su relación con el Ciclo Orogénico Brasileño (Fig. 9.5 y 9.8 A).

Es importante la cobertura sedimentaria, marina y clástica, con fósiles devónicos y pérmicos, incluyendo además a las diamictitas glaciares carboníferas, características del supercontinente Gondwana.

Se inicia con un conglomerado de base (Fig. 9.8 A), destacándose que los altos cordones occidentales de las sierras de Curamalal y de la Ventana están formados casi exclusivamente por cuarcitas, roca muy resistente a la erosión (Fig. 9.8 B). El flanco oriental de sierra está a menor altura (Fig. 9.8 C) y se compone de areniscas feldespáticas con invertebrados fósiles y plantas devónicas, seguidas por diamictitas glaciares, rematando con una monótona alternancia de areniscas finas y pelitas con flora fósil de edad Pérmico. Es notorio la fuerte esquistosidad que afecta a las areniscas y diamictitas (Fig. 9.8 D).

La característica estructural sobresaliente es el plegamiento (Fig. 9.8 B), acompañado por numerosas fallas inversas, conjunto que en el rumbo adopta la forma de un arco de circunferencia, notablemente visible entre las localidades de Pigüé y Tornquist. Las estructuras son atribuidas a Movimientos del Ciclo Gondwánico. El relieve es de largos y altos cordones orientados NO-SE, con mayores alturas en la sierra de la Ventana y culminación en el cerro Tres Picos, de aproximadamente 1.250 m.s.n.m.

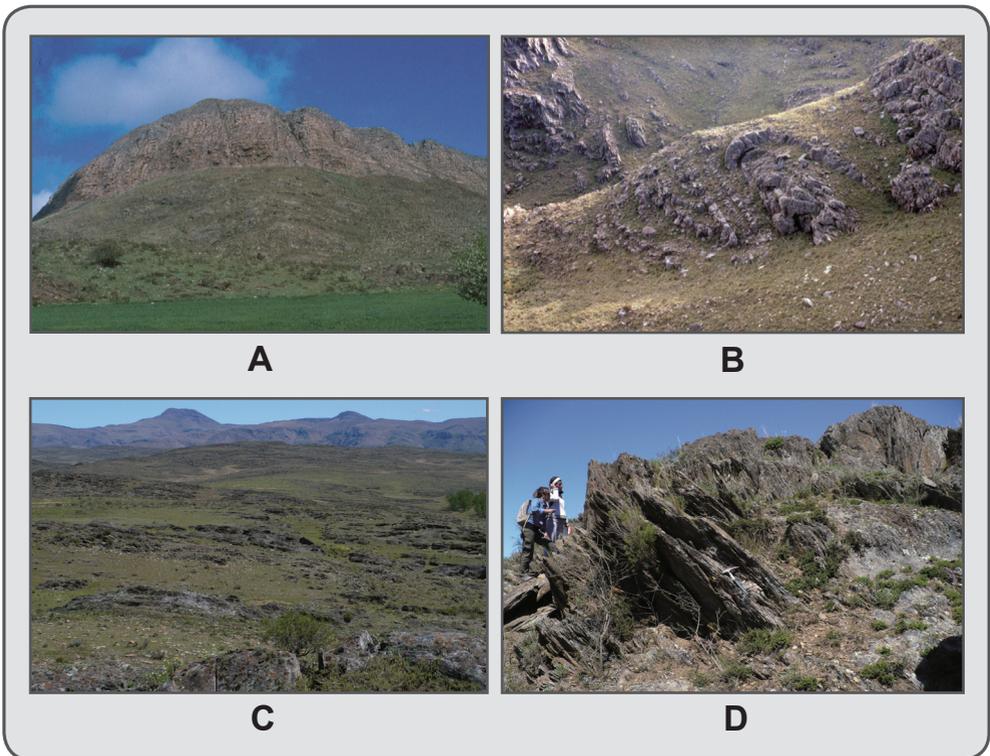


Figura 9.8. A) Relación de discordancia angular en el cerro Pan de Azúcar, entre unidades del Basamento (abajo) y conglomerados de inicio de la cobertura sedimentaria (arriba); el contacto está marcado por el cambio de tonalidad y el quiebre de pendiente. B) cuarcitas gris-blanquecinas de los cordones occidentales, con pliegues asimétricos-volcados. C) Vista al SO, mostrando al fondo la línea de altos cordones occidentales y el cerro Tres Picos y en primer plano y a menor altura las areniscas feldespáticas del faldeo oriental de sierra. D) Vista al SSE de las areniscas feldespáticas, afectadas por fuerte esquistosidad, inclinada al SO.

Mesopotamia

En la composición se destacan las espesas coladas basálticas de la Formación Serra General, como las expuestas en las Cataratas del Iguazú, datadas radiométricamente en el rango 137-127 Ma (Cretácico Inferior). La efusión de los basaltos se relaciona con la ruptura del supercontinente Gondwana, proceso episódico iniciado en el Triásico, hace 250 Ma y aún en marcha. En la Cuenca de Paraná, Sur de Brasil y Uruguay, alcanzan en subsuelo espesores de hasta 1.720 m. Sedimentitas marinas fosilíferas del Neógeno afloran en las barrancas del río Paraná en Corrientes y Entre Ríos.

La geomorfología distingue la meseta misionera, los esteros del Iberá y las onduladas cuchillas entrerrianas. En el Cuaternario se destaca la construcción del Delta del Paraná (Fig. 9.5). Detallada información en Aceñolaza (2007).

Cuencas Sedimentarias de la Llanura Oriental

La Cuenca Chaco-Paranaense es un amplio espacio al Este de las sierras del Noroeste y Centro-Oeste, hasta el Alto de la Mesopotamia. El ambiente tectónico es de Cuenca Intracrática. La estratigrafía, reconstruida mediante perfiles de perforaciones, muestra que depositados sobre Basamento Cristalino hay dos componentes mayoritarios, uno del Paleozoico Inferior (sedimentitas marinas plataformales) y el otro del Paleozoico Superior (incluyendo sedimentitas continentales glaciares). Al tope sedimentos cenozoicos.

La Cuenca de Claromecú, ubicada en territorio bonaerense entre los sistemas de Tandilia y Ventania, se expande al naciente por la Plataforma Continental. El ambiente tectónico es de Cuenca de Antepaís, generado por carga tectónica al estructurarse Ventania por movimientos del Ciclo Gondwánico. Su relleno es Pérmico y tiene aproximadamente 7.000 m de espesor máximo, que se afina y apoya al NE contra Tandilia.

Las Cuencas de Salado y Colorado, en Buenos Aires y Plataforma Continental contigua, responden al tipo de rift o aulacógeno, vinculado con la apertura del Océano Atlántico. El relleno es Cretácico y Terciario, alternadamente continental y marino, a la base con intercalación de lavas basálticas. Fueron exploradas por hidrocarburos con resultado negativo.

Las Cuencas de Rosario, Laboulaye y Macachín completan el anillo de cuencas mesozoico-cenozoicas que rodean al *Positivo Bonaerense* de Tandilia-Ventania.

b) Noroeste

Puna, Cordillera Oriental y Sierras Subandinas son las provincias geológicas del Noroeste (Fig. 9.4). Dos rasgos cabe señalar, primero que son continuidad hacia el Sur de las cadenas andinas bolivianas y segundo que están relacionadas genéticamente entre sí, con evolución cortical que tuvo etapas constructivas mayores en los Ciclos Pampeano, Famatiniano y Andino.

Cordillera Oriental

La estratigrafía de Cordillera Oriental incluye un Basamento y su cobertura sedimentaria (Fig. 9.9).

El Basamento está conformado por sedimentos marinos, plegados y afectados por bajo grado de metamorfismo (metasedimentos), que conservan formas fósiles del Neoproterozoico Tardío a Cámbrico Temprano. Se completa con plutones graníticos posttectónicos, datados en 535-520 Ma. El conjunto es el prototipo del Ciclo Pampeano (Fig. 9.10 A).

La cubierta sedimentaria característica, apoyada sobre Basamento en relación de discordancia angular, es una espesa sucesión, en total unos 7.500 m, de sedimentitas marinas fosilíferas plataformales del Cámbrico Superior y Ordovícico (Fig. 9.10 B y C). Además, la Cordillera Oriental comparte con Sierras Subandinas y Puna, las sedimentitas del Cretácico y Cenozoico, respuesta a los procesos de distensión (rift; Fig. 9.10 D) y contracción (cuencas de antepaís), del Ciclo Andino.

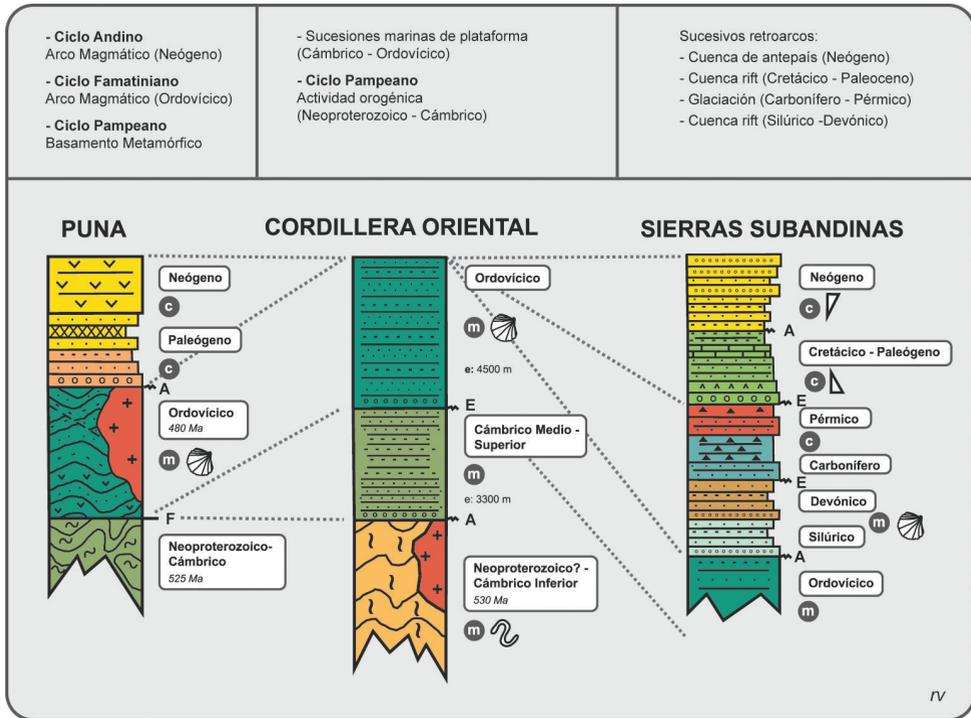


Figura 9.9. Columnas estratigráficas y correlación para las Provincias Geológicas del Noroeste. En el recuadro superior ambiente tectónico y ciclos involucrados. Ver referencias en Fig. 9.5.

Puna

En la Puna son importantes las sedimentitas, volcanitas y plutonitas ordovícicas, relacionadas con un arco magmático (470 Ma; Ciclo Famatiniano). Otro componente destacado son las sedimentitas continentales y volcanitas del Paleógeno y Neógeno (45 a 5 Ma; Ciclo Andino).(Fig. 9.9).

Sierras Subandinas

En las Sierras Subandinas el registro sedimentario característico es marino para el Silúrico-Devónico, continental glaciario en el Carbonífero-Pérmico, sobrepuestos por depósitos continentales de los sucesivos ciclos sedimentarios Cretácico-Paleógeno y Neógeno (Fig. 9.9).

En la región, las unidades antiguas tienen internamente estructuras tectónicas del Paleozoico Temprano. La estructuración morfogenética o externa, responde al acortamiento del Ciclo Andino, principalmente ocurrido en el Terciario, que instaló a la Puna como un altiplano a 4.000 m.s.n.m., definió los altos cordones montañosos de la Cordillera Oriental y la faja plegada y corrida de las Sierras Subandinas.

La mitad austral del Sistema Subandino puede separarse con el nombre de Sistema de Santa Bárbara, que se destaca por las sedimentitas del Cretácico-Paleógeno y acortamiento mediante estructura de bloques.

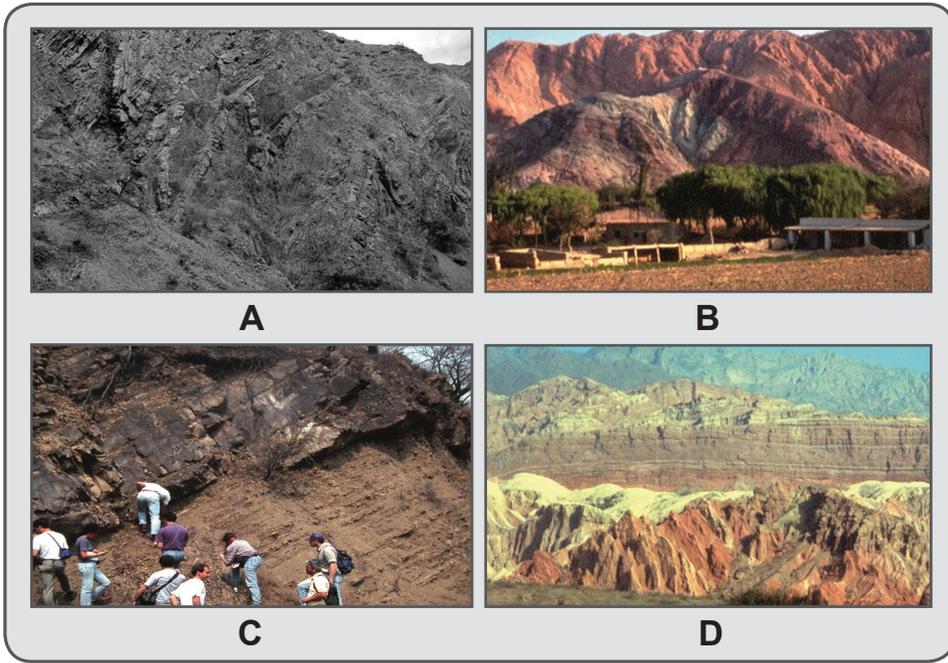


Figura 9.10. Principales unidades de Cordillera Oriental. A) Basamento; metasedimentos en finos estratos fuertemente plegados. B) Sedimentitas cámbricas varicolores en Purmamarca, quebrada de Humahuaca, Jujuy. C) Detalle en el cerro San Bernardo, Salta, de la alternancia de paquetes de pelitas y areniscas que caracterizan al Ordovícico. D) Sedimentitas continentales del Cretácico-Paleógeno en la quebrada de las Conchas, Salta; al fondo, Sur, rocas ígneo-metamórficas de las Sierras Pampeanas.

c) Región Central

Incluye a la comarca montañosa Oeste del país. Se destaca que entre los paralelos 27°S y 33°S hay una importante proyección hacia el Este de las montañas y/o sierras, que alcanzan hasta el meridiano de la ciudad de Córdoba, distante unos 800 km de la trinchera (fosa oceánica chilena), donde se inicia la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamérica (Fig. 9.1).

La mencionada proyección tiene causas geotectónicas, ya que coincide con un segmento de bajo ángulo de subducción (menor de 10°), contrastante con los valores normales (aproximadamente 30°), comprobados en los segmentos andinos antiguos al Norte y Sur.

La actual configuración de placas se produjo hace aproximadamente 10-15 Ma atrás (Neógeno) y las consecuencias incluyen el “silencio volcánico” y la alta compresividad, con actividad sísmica e importante estructuración que sufre el segmento. Hay desarrollo de fajas plegadas y corridas en la alta cordillera (incluye al cerro Aconcagua), faja plegada y corrida de la Precordillera cuyana e instalación de las Sierras Pampeanas.

Las provincias geológicas involucradas en el segmento de bajo ángulo de subducción (*flat slab* pampeano) son las Sierras Pampeanas, Sistema de Famatina, Precordillera, Cordillera Frontal y tramo norte (mendocino) de la Cordillera Principal. Al Sur de los 33° de latitud, fuera del *flat slab*, se desarrollan el tramo sur (neuquino) de la Cordillera Principal y la Provincia Sanrafaelino-Pampeana (Fig. 9.4).

Sierras Pampeanas y Sistema de Famatina

Conjunto de serranías y valles interpuestos. Los bloques de sierra exponen un Basamento con variada gama de rocas ígneas y metamórficas. La cobertura sedimentaria es de varios ciclos sedimentarios y rellena los valles interserranos, eventualmente aflorando en los flancos serranos (Fig. 9.11).

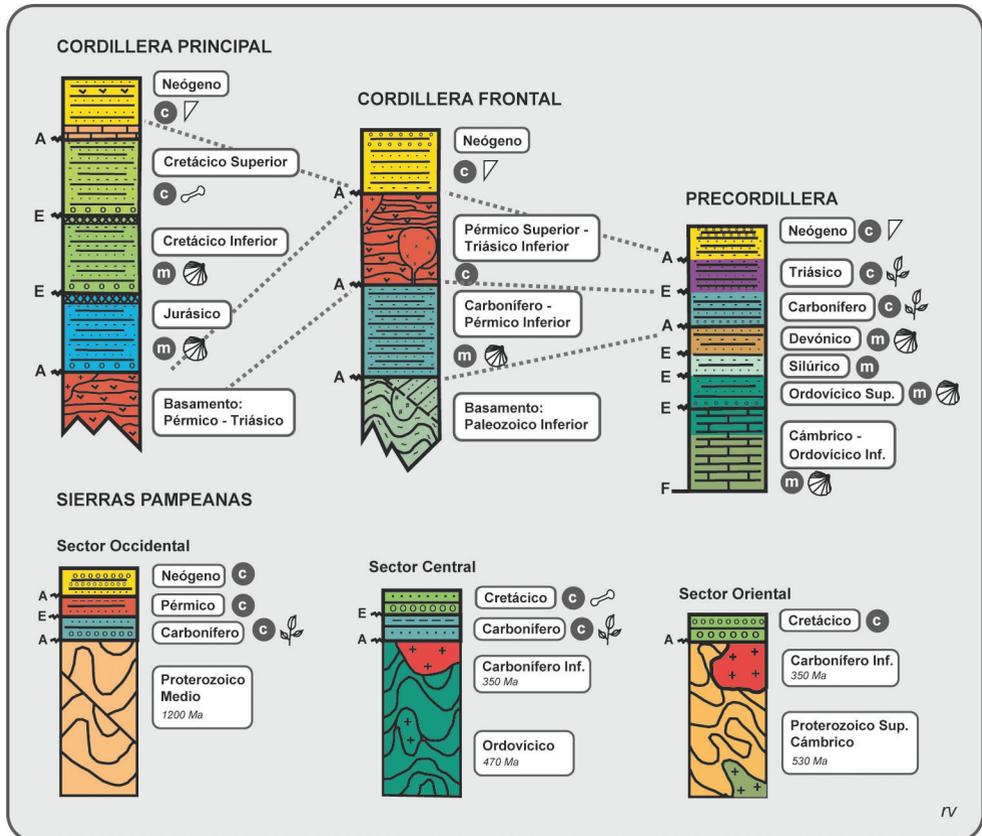


Figura 9.11. Columnas estratigráficas y correlación para las provincias geológicas de la Región Central. Ver referencias en Fig. 9.5.

Las Sierras Pampeanas incluyen un sector oriental o cordobés, con rocas ígneas y metamórficas de 550-530 Ma (Ciclo Pampeano; Fig. 9.12 A), un sector central puntano-riojano de 490-470 Ma (Ciclo Famatiniano) y un sector occidental o sanjuanino de 1200-1100 Ma (Ciclo Grenville; Fig. 9.12 C y D).

Importantes fajas de cizalla dúctil (metamorfismo dinámico) y grandes plutones graníticos discordantes (ejemplo batolito de Achala, Córdoba; batolito de las Chacras, San Luis), procesos datados en 400-350 Ma, son atribuidos a un ciclo de actividad denominado Ciclo Achaliano.

El Sistema de Famatina es esencialmente un bloque de basamento interpuesto entre las serranías de los sectores central y occidental. En el mismo predominan los granitoides ordovícicos (Ciclo Famatiniano; Fig. 12 B y F), pero el rasgo distintivo es que contenga retazos de sedimentitas marinas fosilíferas y volcanitas del Ordovícico.

La cobertura sedimentaria de las Sierras Pampeanas y Sistema de Famatina se localiza en los bolsones intermontanos, con espesor de algunos miles de metros en subsuelo y afloramientos en los flancos de los bloques de Basamento. Es esencialmente continental, producto de varios ciclos sedimentarios, con flora fósil e intercalación de basaltos y/o tobas que han permitido fijar su edad. En orden de antigüedad decreciente hay sedimentitas del Carbonífero-Pérmico (Fig. 9.12 E), Triásico, Cretácico y Terciario (Fig. 9.12 F), las tres primeras pertenecientes a ciclos sedimentarios en sucesivas cuencas rift y el último en cuenca de antepaís.

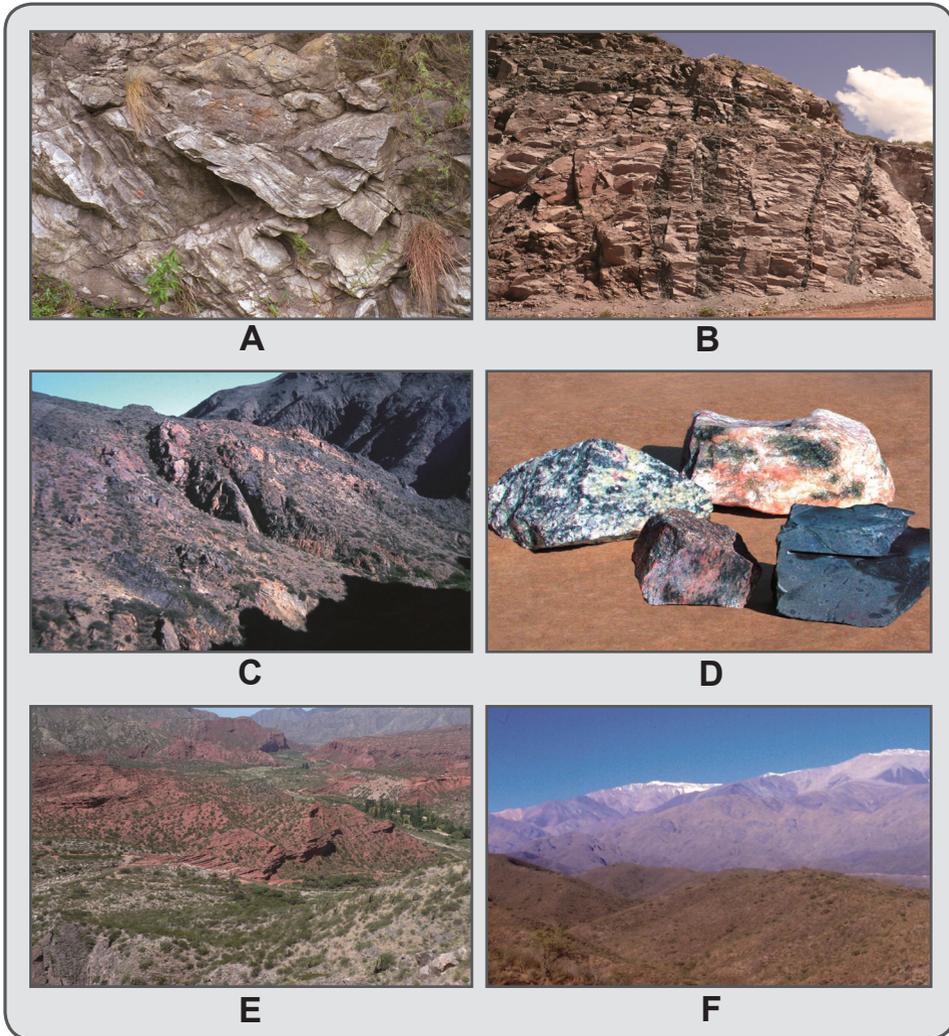


Figura 9.12. Fotografías de afloramientos de Sierras Pampeanas y Sistema de Famatina. A) Rocas metamórficas y migmatitas del Ciclo Pampeano, Sierra Chica de Córdoba. B) Granitos de los plutones famatinianos ordovícicos (rosado), cortados por diques de lamprófiros del mismo magmatismo (negro), Cuesta de Miranda, La Rioja. C) Ortogneises y metabasitas del Ciclo Grenville en la sierra de Umango, La Rioja. D) Muestras de mano de ortogneises graníticos y de una metabasita (a derecha), de la sierra de Umango. E) Sedimentitas rojas pérmicas en el valle del río Miranda, La Rioja. F) En primer plano sedimentitas terciarias del faldeo oriental de la sierra de Famatina; al fondo los granitoides ordovícicos y Nevados del Famatina, en las cercanías de Chilecito, La Rioja.

Precordillera

Ubicada en el Oeste de las provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza, limita al Este con los bloques de Basamento Cristalino de las Sierras Pampeanas y al Oeste con los cordones montañosos de la alta Cordillera (Fig. 9.4).

La característica estratigráfica distintiva reside en la completa sucesión de sedimentitas marinas fosilíferas del Cámbrico hasta Devónico (Fig. 9.11).

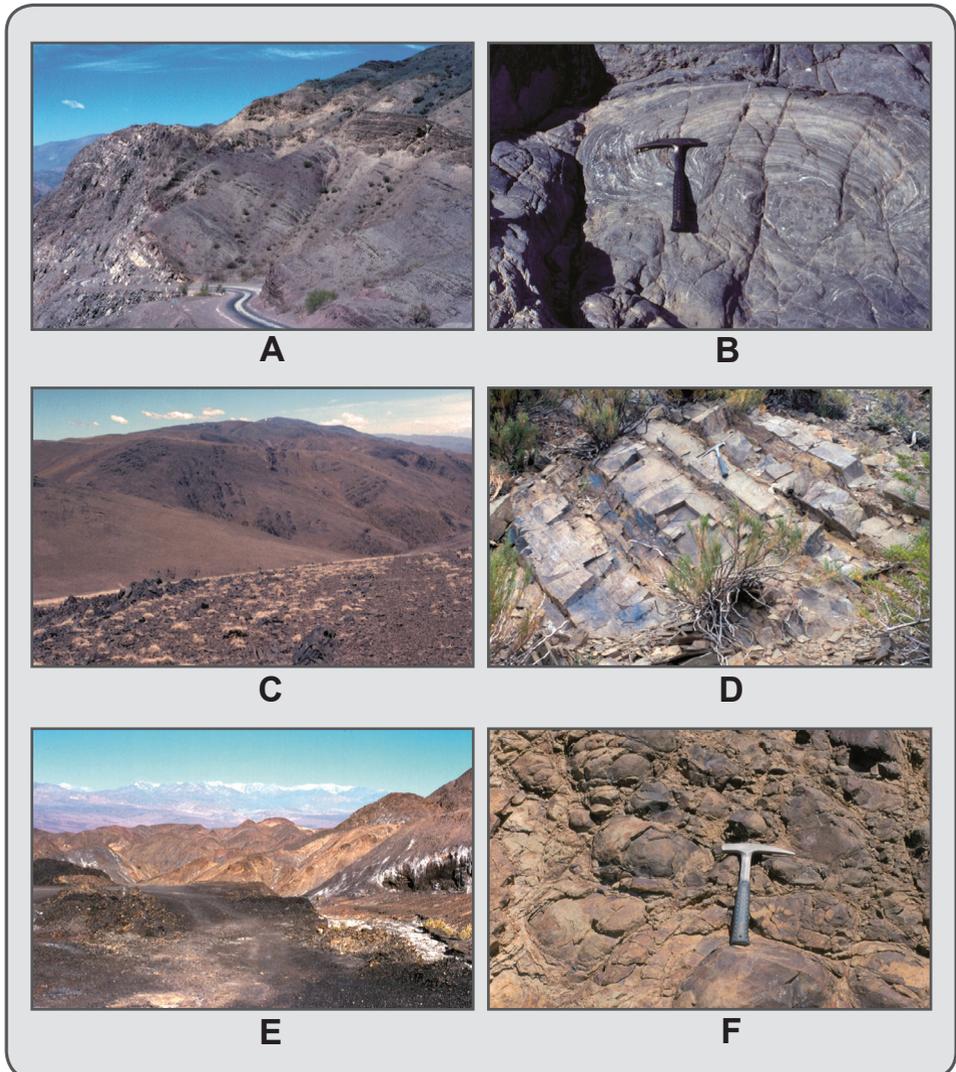


Figura 9.13. Fotografías de Precordillera. A) Calizas, abajo en tonalidad gris, sobrepuestas por areniscas y lutitas silúrico-devónicas. B) Estructura algal (estromatolito) en calizas cámbricas. C) Sucesión alternante de grauvacas y pelitas del Ordovícico Superior. D) Detalle de la sucesión grauvaca-lutita. E) Vista de las lutitas negras y areniscas amarillentas de Precordillera Occidental. F) Basaltos contenidos en las sedimentitas de Precordillera Occidental.

Las diferentes facies sedimentarias permiten dividir en tres franjas longitudinales: Precordillera Oriental, Central y Occidental. En la Precordillera Oriental se destaca la facies de calizas con trilobites, abarcando Cámbrico y Ordovícico Temprano, por lo que también se la conoce como Precordillera Calcárea (Fig. 9.13 A y B). En la Precordillera Central es característica la sucesión clástica del Ordovícico Medio y Tardío, Silúrico y Devónico (Fig. 9.13 C y D), conteniendo braquiópodos, pelecípodos y graptolitos. Por su parte la Precordillera Occidental se distingue por facies de lutitas negras graptolitíferas, conteniendo basaltos (Fig. 13 E y F).

El Basamento Cristalino de la cobertura descrita se conoce solamente por xenolitos gnéissicos, llevados a superficie en la erupción de lavas neógenas. La edad radiométrica de las rocas que componen los xenolitos es de aproximadamente 1.100 Ma y tentativamente se correlaciona con el Basamento aflorante en el sector occidental de las Sierras Pampeanas.

La sucesión sedimentaria se completa con espesas formaciones, mayormente continentales, de edades Paleozoico Superior, Triásico y Neógeno. Las respectivas cuencas de sedimentación son compartidas con el espacio ocupado por las Sierras Pampeanas.

En la escala de la geotectónica, cabe destacar la interpretada interacción de placas ocurrida en el Paleozoico Inferior, con subducción y colisión entre un aloctono que se caracteriza por corteza del Ciclo Grenville (Precordillera y sector occidental de Sierras Pampeanas) y un autóctono de corteza del Ciclo Pampeano (sectores central y oriental de Sierras Pampeanas). Las rocas y estructuras producidas por tal interacción dan entidad al Ciclo Famatiniano.

La estructura morfogenética de Precordillera consiste en pliegues y fallas de una faja plegada y corrida, generada en el Neógeno por la tectónica del Ciclo Orogénico Andino, que condiciona una morfología de largos y angostos cordones orientados Norte-Sur.

Cordillera Frontal

Hay un Basamento pre-Carbonífero integrado por varias unidades, algunas de litología ígneo-metamórfica y otras sedimentaria, plegadas y falladas.

Los términos estratigráficos característicos son los del Ciclo Gondwánico, que incluyen productos sedimentarios e ígneos (Fig. 9.11).

Sedimentitas marinas fosilíferas fueron depositadas en una cuenca de retroarco durante el Carbonífero y Pérmico Temprano.

Una importante fase de contracción ocurrida al finalizar el Pérmico Temprano, es denominada Fase Orogénica San Rafael. El principal efecto fue el cierre de la cuenca sedimentaria marina y estructuración de las sedimentitas carbonífero-pérmicas.

Acto seguido se produjo ascenso regional con arrasamiento erosivo (isostasia), e instalación de los productos ígneos del denominado Magmatismo Choiyoi. El mismo consta de derrames volcánicos andesíticos a riolíticos, en sucesiones estratificadas que superan los 1.000 m de espesor, y numerosos plutones granodioríticos y graníticos que componen importantes batolitos. Las edades radiométricas van desde 270 Ma a 250 Ma.

La estructuración del Ciclo Andino consiste en una vigorosa reactivación tectónica contraccional, formadora del relieve de alta montaña y algunas cuencas sedimentarias. Las alturas superan los 6.000 m.s.n.m. en los altos cordones del límite argentino-chileno del Norte de San Juan, La Rioja y Catamarca.

Cordillera Principal

Es la denominación del Orógeno del Ciclo Andino, que en el sur de San Juan, Mendoza y Neuquén constituye la Cordillera del límite. Hacia el Norte, tiene desarrollo exclusivo en territorio chileno y la divisoria de aguas la constituye la Cordillera Frontal.

La paleogeografía muestra vinculación con el Océano Pacífico, en un escenario de subducción de corteza oceánica por debajo del Sudoeste de Gondwana (ahora Sudamérica). La vertiente argentina de la montaña se identifica mayormente con las cuencas de sedimentación en retroarco, receptáculo de secuencias marinas fosilíferas completas del Jurásico y Cretácico Temprano. La etapa de estructuración, vigente a partir del Cretácico Tardío, originó depósitos continentales importantes, como los Estratos con Dinosaurios neuquinos (Fig. 9.11).

En el Oeste montañoso, la estructura destacada es la de fajas plegadas y corridas. Opuestamente, la mitad oriental de Neuquén está poco perturbada tectónicamente y constituye la Cuenca Neuquina o Engolfamiento Neuquino. El Engolfamiento es importante por las reservas de hidrocarburos y puede categorizar como subprovincia.

Provincia Sanrafaelino – Pampeana

Faja de terreno orientada NO-SE, desde San Rafael en el Centro-Sur de Mendoza, hasta Pichi Mahuida en el Sur de La Pampa (Fig. 9.4).

El elemento estratigráfico común y característico es el magmatismo permo-triásico o magmatismo Choiyoi (Ciclo Gondwánico; Fig. 9.14 B y C), precedido por sedimentitas del Carbonífero-Pérmico (Fig. 9.14 A), lo que la relaciona con el eje orogénico de la Cordillera Frontal.

La orientación diagonal (NO-SE) provoca diferencias en la composición y edad del Basamento. En el NO (San Rafael), incluye rocas ígneo-metamórficas de 1.200 Ma (Mesoproterozoico; Ciclo Grenville) y sedimentitas marinas fosilíferas del Paleozoico Inferior, por lo que es comparable con la estratigrafía de Precordillera. En el SE (La Pampa) está formado por rocas ígneo-metamórficas de 525-475 Ma (Paleozoico Temprano; Ciclos Pampeano y Famatiniano), similares a las de Sierras Pampeanas en los sectores oriental y central.

La Cuenca de Cuyo se ubica en Mendoza al pie de la Cordillera, entre las unidades positivas de Precordillera al Norte y Bloque de San Rafael al Sur. El ambiente tectónico es propio de cuenca rift al inicio del Ciclo Andino. El sustrato lo compone una sucesión sedimentaria similar a la aflorante en Precordillera. El relleno principal es del Triásico y Terciario. Es productora de hidrocarburos.

En el Sur de Mendoza y Norte Neuquino, a expensas de las construcciones volcánicas basálticas acaecidas en el Cuaternario, se puede diferenciar con categoría de subprovincia a la zona conocida como Payenia (Fig. 9.14 D).

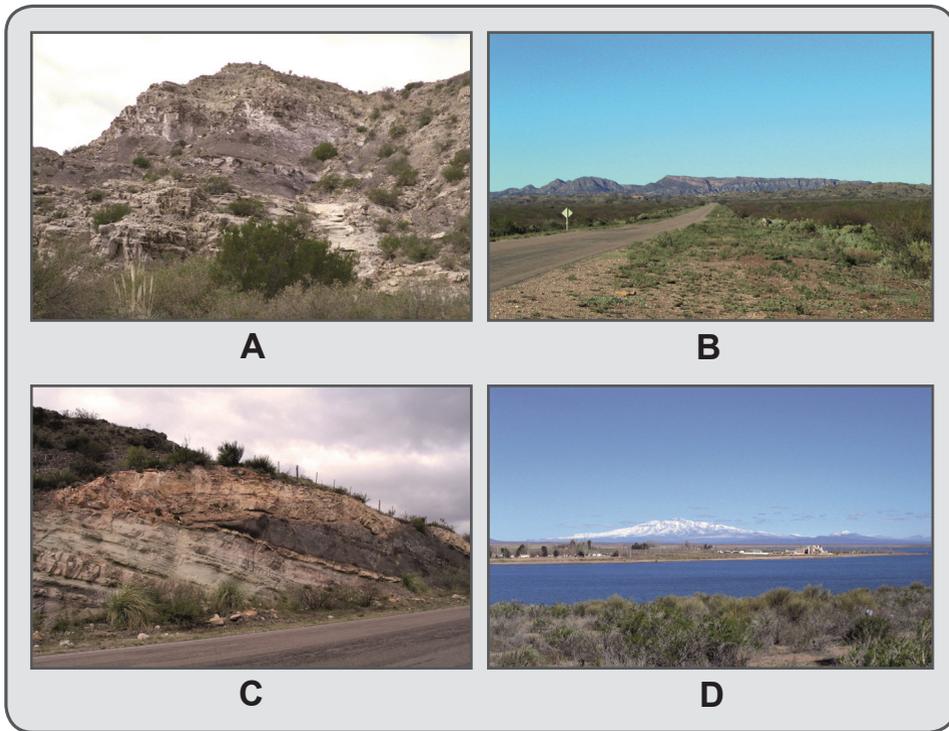


Figura 9.14. Fotografías del Bloque de San Rafael y Payenia. A) Areniscas y lutitas negras del Carbonífero-Pérmico, en la sección del río Atuel. B) Magmatismo Pérmico, a izquierda se aprecia un cuerpo subvolcánico (domo) y a derecha la sucesión volcano-sedimentaria estratificada. C) Detalle del interior de la sucesión volcano-sedimentaria: abajo capas de tobas y areniscas tobáceas, en tonalidad clara; las tobas son sobrepuestas por un nivel de un flujo denso (oscuro) y al tope por una lengua ignimbítica (castaño-rojizo). Las volcanitas se apoyan sobre rocas de Basamento, expuestas al fondo de la vista. D) Vista al Sur del lago Nihuil del cerro Nevado (estratovolcán) y numerosos conos volcánicos menores de la Payenia.

d) Patagonia

La comarca que se extiende al Sur de los 39°S tiene características geológicas y morfológicas distintivas, que tempranamente propiciaron su separación. Los Andes de estas latitudes tienen algunas características distintivas, pero no son el motivo principal del contraste con la geología al Norte de los 39°S. Las mencionadas diferencias son propias de la región extra-andina, al sur de la zona deprimida de los valles de los ríos Colorado y Negro, región conocida con el nombre de Patagonia. Se desprende de lo anterior, que la evolución de la Corteza patagónica extra-andina es la clave para diferenciar la Plataforma Patagónica respecto a la Plataforma Sudamericana.

En la Plataforma Patagónica hubo actividad orogénica durante el Paleozoico y la estabilidad queda acreditada a partir del Triásico Medio. Ese es el criterio que se utiliza para la separación de la Plataforma Sudamericana, que es estable desde fines del Precámbrico.

Las diferencias en la geología de los Andes al Sur de los 39°, respecto a la de los Andes al Norte, son explicadas satisfactoriamente estableciendo las condiciones que fija la segmentación andina (edad de la corteza oceánica involucrada en la subducción; ángulo de subducción; dorsales oceánicas que arriban a la trinchera; ángulos de incidencia y velocidad de subducción).

Considerando todo el territorio, las Provincias Geológicas reconocidas son: Macizo Norpatagónico, Macizo del Deseado, Precordillera Patagónica, Cordillera Patagónica y Cordillera Fueguina. Las cuencas sedimentarias mayores son la del Golfo de San Jorge y la Austral o Magallánica. Arbitrariamente incluimos en este apartado a las Islas Malvinas y al Sector Antártico Argentino (Fig. 9.4).

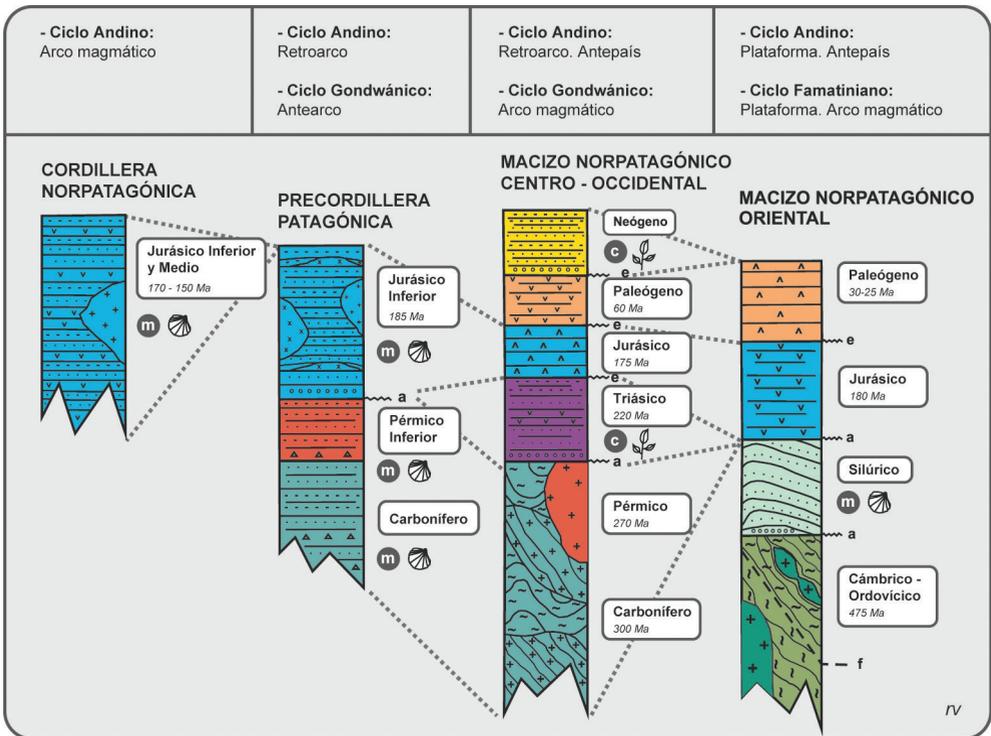


Figura 9.15. Columnas estratigráficas y correlación para algunas Provincias Geológicas del Norte de Patagonia. Ver referencias en Fig. 9.5.

Macizo Norpatagónico

Ocupa totalmente la región extra-andina de la provincia de Río Negro y Norte de Chubut, entre los ríos Negro por el Norte y Chubut por el Sur. La estratigrafía distingue un Basamento Cristalino y una cobertura volcano-sedimentaria. Además, por diferencias en el Basamento Cristalino cabe separar una región Oriental o Atlántica y una región Centro-Occidental (Fig. 9.15).

El basamento de la región Oriental es principalmente resultado de actividad orogénica durante el Paleozoico Inferior. Incluye rocas metamórficas de alto grado (con granitos sinorogénicos) y de bajo grado metamórfico (con granitos posorogénicos), separadas por falla (Fig. 9.16 A y B). El conjunto es

abierto en relación de discordancia angular por sedimentitas marinas fosilíferas silúricas, con niveles ferríferos de importancia económica, explotados en el yacimiento de Sierra Grande (Fig. 9.16 C).

El basamento de la región Centro-Occidental se debe esencialmente a la acción del Ciclo Gondwánico (Paleozoico Superior). Mayoritariamente son rocas gnéissicas de protolito granítico (ortogneises), datados radiométricamente en alrededor de 300 Ma (Fig. 9.16 D). Se completa con plutonitas y volcanitas ácidas posttectónicas datados en 270-250 Ma.

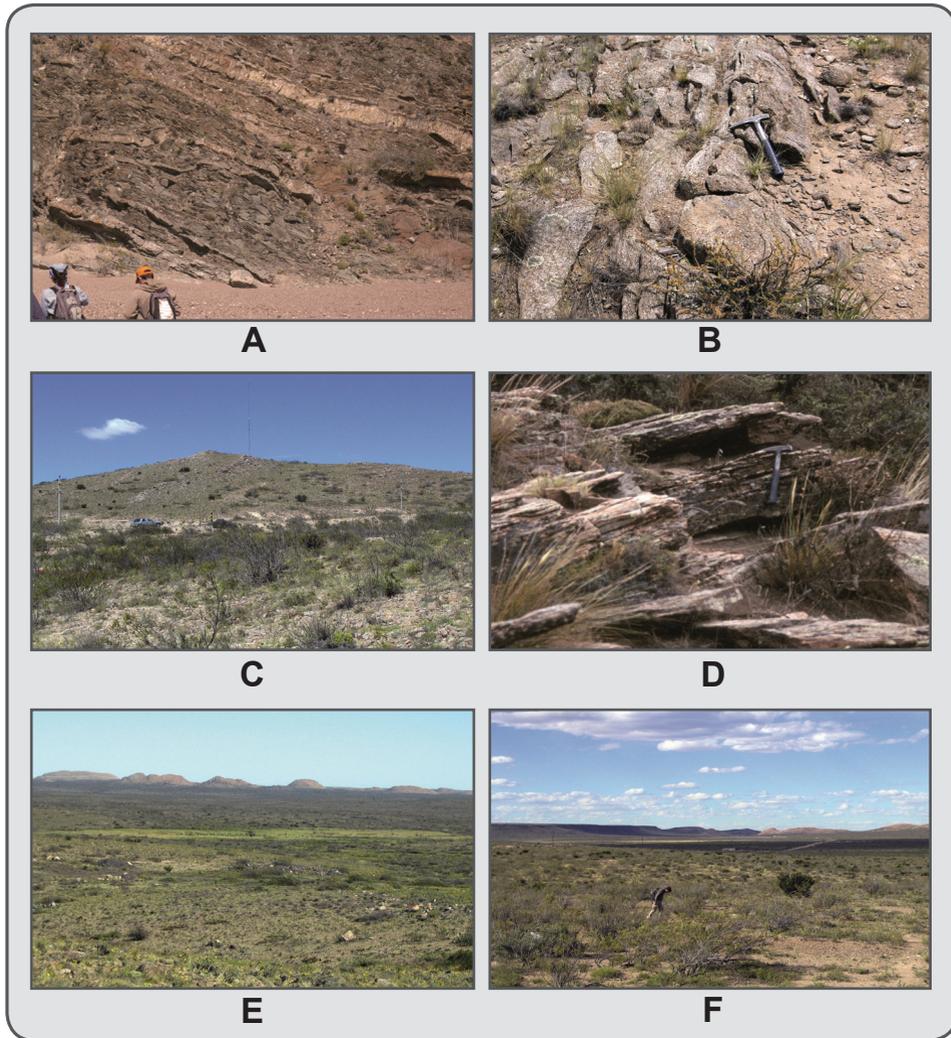


Figura 9.16. Fotografías de afloramientos del Macizo Norpatagónico. A) Rocas metamórficas cámbricas de bajo grado (pizarras y filitas) del Basamento de la región oriental. B) Rocas metamórficas del Neoproterozoico?-Cámbrico de alto grado (ortogneises) del Basamento de la región oriental. C) Zona Mina de Hierro Sierra Grande; a derecha granitos posttectónicos ordovícicos; a izquierda sedimentitas silúricas con niveles ferríferos. D) Ortogneises fuertemente foliados, del Carbonífero-Pérmico del Basamento de la región Centro-Occidental. E) Afloramientos al sur de Sierra Grande; en primer plano Basamento de la región oriental; al fondo, en tonos rosados, cobertura volcánica riolítica jurásica. F) Afloramientos en Pailemán; en primer plano rocas del Basamento de la región oriental; al fondo a derecha volcanitas riolíticas jurásicas y a izquierda basaltos terciarios de la Meseta de Somoncura.

En la cobertura del Macizo Norpatagónico participan sedimentitas y volcanitas del Mesozoico y Cenozoico. Son importantes sedimentitas continentales con flora fósil del Triásico, el plateau volcánico ignimbrítico jurásico (Fig. 9.16 E) y las mesetas basálticas terciarias (Fig. 9.16 F).

Las estructuras en el Basamento son complejas y contrastan con la disposición subhorizontal de la cobertura. La morfología distintiva es la de extensas mesetas, formadas tanto por volcánicas basálticas como por los sedimentos de agradación fluvial del Cuaternario, conocidos como Rodados Patagónicos.

Macizo del Deseado

Constituye el antepaís andino de la Patagonia austral (Santa Cruz y Tierra del Fuego). Hay un Basamento pre-Jurásico muy poco expuesto, que incluye unidades ígneo-metamórficas del Paleozoico Inferior y sedimentitas continentales fosilíferas y plutonitas Pérmico-Triásicas.

La cobertura volcano-sedimentaria cubre prácticamente toda la Provincia y esencialmente pertenece al plateau ignimbrítico jurásico, que permanece subhorizontal. En el Cenozoico hubo construcción de mesetas basálticas, atribuidas a la subducción de una dorsal oceánica pacífica.

Precordillera Patagónica

Está desarrollada en la provincia de Chubut, inmediatamente al Este de la cadena andina. La estratigrafía distintiva la dan sucesiones sedimentarias fosilíferas marinas y continentales del Carbonífero y Pérmico (Ciclo Gondwánico), en parte relacionadas con el glaciario del Supercontinente Gondwana.

Se completa la estratigrafía con sedimentitas marinas del Jurásico Inferior que son intruidas por plutones básicos y ácidos del arco magmático andino (Fig. 9.15).

Las secciones paleozoicas están afectadas por pliegues y fallas y el conjunto está cortado por un sistema de fallas inversas terciarias.

La morfología proviene del modelado maduro de los cordones N-S elevados en el Terciario, separados por valles fluviales longitudinales.

Cordillera Patagónica

Los Andes Patagónicos suelen dividirse en dos tramos, Cordillera Norpatagónica (Sur de Neuquén hasta los lagos La Plata-Fontana, aprox. 45° LS) y Cordillera Surpatagónica (Sur de Chubut y Santa Cruz).

La Cordillera Norpatagónica expone volcano-sedimentitas marinas jurásicas de arco y gran cantidad de plutones jurásico-cretácicos del llamado Batolito Andino (Fig. 9.15).

La Cordillera Surpatagónica tiene un sustrato de rocas metamórficas del Paleozoico Superior, seguidas por volcanitas jurásicas y sedimentitas marinas cretácicas de la Cuenca Austral o Magallánica.

Las estructuras más destacadas son las del tramo sur, que desarrolló una faja plegada y corrida andina a fines del Cretácico.

El relieve es juvenil, aunque de relativa baja altura. No obstante la alta latitud favorece el desarrollo del campo de hielos permanentes.

Cordillera Fueguina

El rasgo más notable es el cambio de rumbo, desde N-S en Río Negro-Chubut-Santa Cruz a E-O en Tierra del Fuego. La estratigrafía es similar a la de Cordillera Surpatagónica: sustrato Neopaleozoico, vulcanitas Jurásicas y sedimentitas cuencales del Cretácico Inferior.

La estructuración del Ciclo Andino produjo, a partir del Cretácico Superior, el cierre de la cuenca de sedimentación, con el paulatino retiro de los mares y construcción de la faja plegada y corrida fueguina.

Un accidente estructural destacado es la curvatura andina denominada Oroclino Patagónico, desde donde nace el Arco del Scotia, limitado por fallas de rumbo que tienen desplazamientos de centenas de kilómetros y relacionan la Placa Sudamericana con la Placa Antártica.

Islas Malvinas

Emergentes en el Sur de la Plataforma Continental Argentina, coincidente con una importante proyección al Este de la corteza continental. Dos islas mayores y numerosos islotes.

Hay un pequeño afloramiento de Basamento Cristalino en el extremo Sur de la Isla Gran Malvina, ubicado en el Mesoproterozoico por edades radiométricas de aproximadamente 1.100 Ma y asignado al Ciclo Grenville.

Una extensa cobertura sedimentaria paleozoica incluye, en orden ascendente, areniscas y lutita marinas con invertebrados fósiles devónicos, sedimentitas glaciares carboníferas y areniscas y lutitas con vegetales fósiles. Es correlacionable con la de Ventania.

La estructura de plegamiento fue generada durante el Ciclo Gondwánico y el relieve es de colinas redondeadas que apenas sobrepasan los 1.000 m.s.n.m. Un haz de diques básicos de 190 Ma (Jurásico Inferior), ubica un episodio de la ruptura de Gondwana y el desprendimiento de la Plataforma Malvinas desde el Sudeste africano, en el marco del inicio de la apertura del Atlántico Sur.

Sector Antártico Argentino

Ubicado al Sur del paralelo de 60° LS y comprendido entre los meridianos de 25° y 74° LO, con vértice en el Polo Sur. Incluye por el naciente algunos afloramientos de rocas del Proterozoico, típicas de la Antártida Oriental o Cratónica, sobre las que se apoyan calizas fosilíferas cámbricas.

En la Península Antártica la estratigrafía se asemeja a la de los Andes Patagónicos, por lo que se suele utilizar el nombre de Antartandes. Hay un basamento ígneo-metamórfico Carbonífero-Triásico y sedimentitas y plutonitas del Ciclo Andino.

La estructuración es poco conocida, lo que se debe a la dificultad de transitar la región y escasez de afloramientos (denominados *nunataks*). Además, la capa de hielo proyectada sobre los mares, en parte oculta la real forma del continente. Un accidente destacado es la estructura rift generada en la franja deprimida entre las escotaduras de los mares de Weddell y de Ross, con volcanismo activo en los últimos 7 Ma.

Cuenca del Golfo de San Jorge

Desarrollada en el oriente de Chubut y Plataforma Continental contigua. Tiene relleno Jurásico Superior-Cretácico-Terciario y es productora de hidrocarburos. Espacios cuencales menores ubicados enteramente sobre Plataforma Marina son las Cuencas de Valdés, Rawson y San Julián.

Cuenca Austral o Magallánica

Se ubica en las provincias de Santa Cruz y Tierra del Fuego, por fuera del frente orogénico andino, cerrando al NE contra el Macizo del Deseado. Tuvo una etapa de relleno de cuenca marginal (Jurásico Superior-Cretácico Inferior) y otra de relleno en sucesivas cuencas de antepaís durante la estructuración andina (Cretácico Superior-Terciario).

Cuenca de Ñirihuau

Es un espacio menor, en retroarco de la tectónica andina, en el sur de Neuquén, Río Negro y Chubut. Tiene relleno volcánico-sedimentario, con etapas de activación en el Paleógeno y Neógeno.