

La Puna está dividida por el lineamiento COT y se pueden diferenciar dos subprovincias. Ambas subprovincias están separadas por una megafractura regional de rumbo ONO-ESE, el lineamiento de Olacapato o Transpuneño. La región en estudio se considera como una pieza clave en el desarrollo del orógeno andino.

Características Geográficas: aridez, cordones alineados, avenamiento centrípeto y zonas bajas con evaporitas. Depresión de altura, rodeada por cinturón de altas montañas, elevación general 3800 mts, ancho 225 km y largo de 575 km.

No es una meseta, está surcada por cordones meridianos que corresponden a bloques de fallas, que se elevan 1500 mts sobre el nivel medio de la Puna. En esta región hay importantes volcanes: Quevar (6130 m), Antofalla (6100 m), Lullaillaco (6723 m).

Temperaturas entre -30 y 20°C, precipitaciones escasas (medias de 100 mm/a).

Ciclos Orogénicos

Corresponde a un conjunto de procesos magmáticos, metamórficos, tectónicos y sedimentarios que condujeron al amalgamiento final del Gondwana. Comienza con el inicio del magmatismo de arco que se implantó después de la orogenia Pampeana, en el marco protoandino del supercontinente.

Ciclo Pampeano: (Gradstein y Ogg, 1996), Precámbrico Superior – Cámbrico Medio. La orogenia Pampeana fue de naturaleza colisional, iniciándose la subducción sobre el margen pasivo de la Formación Puncoviscana y culminando con una acreción continental en el Cámbrico medio (Rapela et al., 1998) y durante el Cámbrico superior se produce el colapso del orógeno Pampeano.

Ciclo Famatiniano: abarcaría un lapso de 170 Ma desde el Ordovícico al Carbonífero Inferior (500-330 Ma, Paleozoico Inferior).

CUADRO 1. CICLOS OROGÉNICOS DE LA ARGENTINA

CICLO	EDAD (en Ma)	CADENA MONTAÑOSA
Ándico	45 a 0	Cordillera de los Andes
Patagonídico	98 a 75	Cordillera Fueguina, Precordillera Patagónica, Región extraandina del Neuquén
Gondwánico	290 a 250	Ventania y Cordillera Frontal
Famatiniano	465 a 385	Precordillera, Sierras Pampeanas Occidentales
Pampeano	600 a 520	Sierras Pampeanas Orientales
Grenvilliano	1.100 a 1.050	Proto-Pie de Palo, Bloque de las Mahuidas
Tandileano	2.100 a 1.900	Tandilia

Ciclo Gondwánico: Paleozoico Superior – Mesozoico

Ciclo Andino: Cretácico Superior – Terciario

Los ciclos tienen fundamentos cronológicos y geológicos-composicional (Aceñolaza y Toselli, 1973; Rapela y Llambias, 1998), la duración de los ciclos corresponden a la formación y destrucción de supercontinentes.

ESTRATIGRAFÍA

En Puna no está representado el ciclo Pampeano y se compone de un basamento de sedimentitas y leptometamorfitas de edad ordovícica que en el sector occidental están fuertemente deformadas.

El basamento metamórfico se conoce en su parte norte a través de xenolitos de volcánitas terciarias. Estos depósitos ígneos de edad ordovícico medio a superior:

- a- faja eruptiva de la Puna oriental (Méndez et al., 1973)
- b- faja eruptiva de la Puna occidental (Palma et al., 1986)

Secuencias plutónicas Famatinianas:

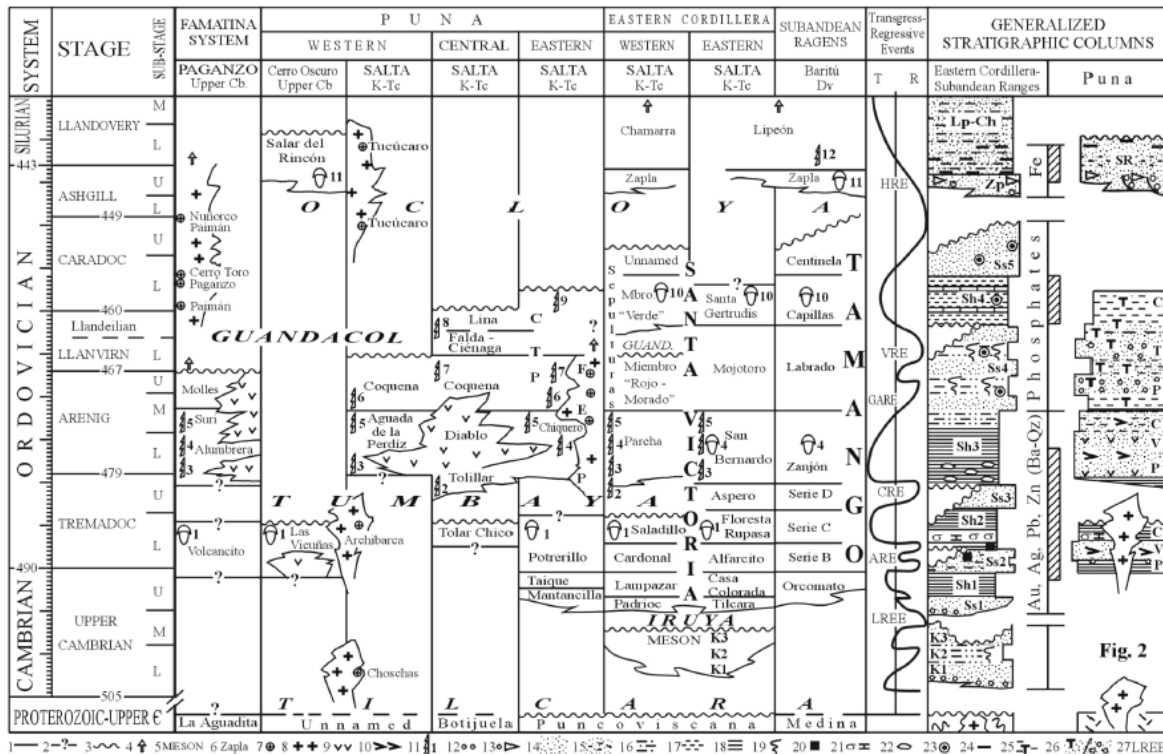
a- Puna oriental: los granitoides son peraluminosos, presentan elementos trazas con altos contenidos de elementos LIL, U y Th y fuertes anomalías negativas de Eu, con características principales de arcos aunque con cierta signatura de intraplaca.

c- Puna occidental: los granitoides presentan características peraluminosos y se diferencian dos grupos: 1- anorogénicos (Granodiorita Choschas y Granito Tucuraro) y 2- sinorogénicos (Granito de Arita).

Secuencias volcánicas Famatinianas:

a- Puna oriental: faja ordovícica-silúrica constituida en forma dominante por pórfidos riodacíticos al norte y granodioritas, en donde niveles erosivos más profundos expondrían los representantes plutónicos. En la Puna norte hay secuencias sedimentarias-volcánicas ordovícicas (lavas y peperitas) y plutonismo concomitante.

b- b- Puna occidental: Primeros registros corresponden al Tremadoc Inferior (485-495 Ma) con la Formación Las Vicuñas (occidental) en el Salar del Rincón y corresponden a secuencias clásticas piroclásticas marinas con tobas riolíticas, tobas brechosas.



Durante el Arenigiano- Llanvirniano se alcanza el máximo de expansión del volcanismo ordovícico, distribuyéndose en dos fajas, una oriental de rumbo NNE en el borde oriental de la Puna representada por secuencias turbidíticas (Arenigiano-llanvirniana) en donde intercalan lavas espilíticas en almohadillas, sucedidas por lavas y autobrechas

Periodo	Epoca	Cordillera Oriental (1, 3, 9)	Sierra del Cobre (5, 9)	Puna-Norte	Puna-Austral
Ordovícico	Carodiciense	Orogenia Oclóyica			
	Llandeiloense	Formación Santa Gertrudis		Sistema turbidítico de la Puna	Sistema turbidítico superior
	Llanvirniense	Formación Sepulturas	Formación Coquesa		Formación Falda Ciénaga
	Arenigiense	Formación Acoite	Formación Chiquero	Sistema turbidítico inferior	Formación Coquesa
	Tremadociense	Formación Santa Rosita	Fm. Potrerillo Fm. Taique Fm. Matancilla		sucesiones volcano-sedimentarias
Cámbrico	Grupo Mesón				
Vendiano	Fm. Puncoviscana		Fm. Puncoviscana equivalentes		

En el sector occidental (Cerro Rincón) se observan sobre este basamento depósitos sil-dev marinos.

Formación Salar del Rincón (Silúrico Sup.- Devónico): cuarcitas amarillentas, con *Tentaculites rincónensis* y *Conularia quichua*. Hacia el oeste, en Chile, se habría desarrollado el centro de cuenca de esta edad. Esta cuenca estaría separada por un alto de la cuenca subandina (Arco Puneño y Cordillera Oriental).

Carbonífero-Pérmico: depósitos fluviales (Formación Cerro Oscuro) y marinos de la Formación Arizaro.

Mesozoico – Eoterciario: corresponden a los depósitos de rift del Grupo Salta.

Depocentros: Lomas de Olmedo, Tres Cruces, Sey (Puna), Alemania, Metán, El Rey.

Arcos: Arco de Michicola, Arco del Cóndor, Alto de San Pablo, Arco Traspampeano, Arco Pampeano y Arco del Quirquincho.

Altos Estructurales: Calete (Lomas de Olmedo y Tres Cruces), Cachipunco (Lomas de Olmedo y El Rey), Las Vívoras (El Rey y Metán) y Guachipas (Metán y Alemania). Dorsal Salto-Jujeña.

Subgrupo Pirgua: representa la etapa de sinrift en la evolución de la cuenca. La evolución del ciclo Andico, en la Puna, puede ser dividida en dos estadios diferentes con características propias: un subciclo paleógeno, que alcanza su máxima expresión con los movimientos incaicos (Steinmann, 1919) y un subciclo neógeno con sus movimientos principales asociados a los movimientos quechuas en el sentido de Ramos et al. (1988). Ambos subciclos están controlados por las variaciones de la velocidad de convergencia relativa entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana

(Pardo Casas y Molnar, 1987).

El subciclo paleógeno está representado en la Puna Salteña por asociaciones volcánicas de edad eocena a oligocena inferior, que se conocen al oeste del salar de Arizaro, próximo al límite con Chile (Zapettini et al., 1997). Asociados a este ciclo volcánico se desarrollan en la cuenca terciaria de Arizaro depocentros intermontanos, cuyos mecanismos de subsidencia no son bien conocidos. Podrían corresponder a fenómenos extensionales, como los que se conocen a estas latitudes en territorio chileno (Cornejo y Mpodozis, 1997). El arco magmático se encuentra entre el valle longitudinal y la vertiente chilena de la Cordillera Occidental.

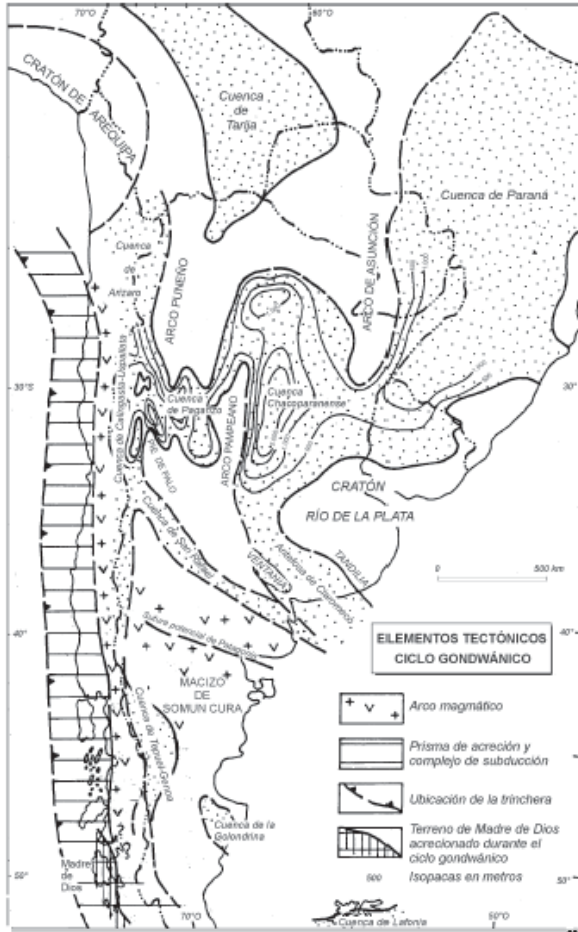


Figura 2: Cuencas de retroarco y extensionales de Argentina (basado en Ramos *et al.*, 1984; Azcuy, 1985 y López Gamundi *et al.*, 1994).

Durante el subciclo neógeno, en el segmento correspondiente a la Puna, hasta aproximadamente los 26°S de latitud, se registraron importantes cambios en la inclinación de la zona de Wadati-Benioff. Por ejemplo, durante el Mioceno inferior se inicia un ciclo de progresiva disminución de la inclinación de la zona de subducción, que fue acompañada por una importante expansión del arco magmático mioceno hacia el antepaís (Kay *et al.*, 1999a). Esta expansión no se produjo en forma homogénea sino que estuvo concentrada a lo largo de corredores preferenciales, que controlaron el volcanismo en la región de retroarco (Salfity *et al.*, 1984c). Estos corredores definieron lineamientos específicos donde la actividad volcánica estuvo caracterizada por la presencia de grandes estratovolcanes, calderas, domos volcánicos y otros cuerpos subvolcánicos. Esta expansión hacia el antepaís ha quedado registrada en los lineamientos Coranzuli-Lipes, El Toro-Olacapato y Arizaro, entre otros. Durante el Mioceno superior se registra una etapa de alta efusividad con el desarrollo de importantes calderas de colapso de grandes dimensiones y volcanismo riolítico (Coira *et al.*, 1994). Este importante volcanismo ácido ha sido interpretado por Kay *et al.* (1999a) como el resultado de un incremento en el ángulo de subducción, en parte asociado a una delaminación litosférica y a una migración hacia la trinchera del arco magmático a partir del Plioceno. La expansión del volcanismo hacia el antepaís durante el Mioceno estuvo acompañada de una migración del frente de corrimientos y las sucesivas cuencas de antepaís así formadas.

Esta migración tuvo lugar desde los sectores más internos, cercanos al límite con Chile hasta abarcar el levantamiento de la Puna, la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas desde el Mioceno inferior hasta el Cuaternario inclusive. La transgresión marina paranense, que cubrió gran

parte de las Sierras Subandinas y parte de la Cordillera Oriental permite establecer el levantamiento de la Puna con anterioridad al Mioceno superior (Ramos y Alonso, 1995).

Depósitos Terciarios Sinorogénicos:

Puna Norte: Los depocentros principales corresponden a las comarcas de Olaros y Pozuelos y en la parte central con la cuenca de Tres Cruces.

Cuenca de Tres Cruces se encuentran las formaciones Casa Grande, Río Grande y Pisungo de origen fluvial (Eoceno – Mioceno inferior) y Formación Sijes (Plioceno).

Cuenca de Pozuelos: Conglomerados y areniscas fluviales de la Formación Moreta (28 y 20 Ma) y por encima la Formación Sijes. La evolución de esta cuenca habría comenzado a los 26 Ma y culminado en el Plioceno.

Cuenca de Arizaro: los depósitos son granodecrecientes (Grupo Pastos Grandes), con conglomerados en la base (Formación Gestes) que gradan a areniscas y fangolitas (Formación Pozuelos) en donde intercalan en la base depósitos eólicos y en el techo grandes acumulaciones de sal. Suprayace la Formación Sijes con boratos y niveles tobáceos (2 – 7 Ma).

Magmatismo Cenozoico:

El área está ubicada en una zona en donde actualmente la Placa de Nazca buza 30° bajo la placa Sudamericana. Al norte y al sur, donde las cadenas montañosas se estrechan considerablemente, el ángulo del plano de Wadatti-Benioff cambia a valores muy someros haciéndose prácticamente horizontal en las denominadas zonas de Subducción subhorizontal, localizadas al sur de los 28° S y al norte de los 15°.

La evolución del margen de los Andes Centrales durante el Terciario estuvo fuertemente influenciada por cambios en la velocidad de convergencia, ángulo de incidencia y buzamiento de la placa en subducción. En el Oligoceno superior (25 Ma) la velocidad de convergencia se incrementó de 5 a 10 cm/a y el ángulo de oblicuidad con el margen disminuyó, mientras que en el Mioceno superior (10 Ma) se produjo nuevamente un incremento en la velocidad de convergencia.

Allmendinger et al. (1997) señala que la Puna comenzó a levantarse en el Mioceno Medio, que produjo un fuerte acortamiento y engrosamiento cortical de 80 km de espesor. Este acortamiento fue sucedido por el mayor pico magmático de la región asociada a un importante incremento alcanzado en el ángulo de subducción de la Placa de Nazca y la Sudamericana. El volcanismo fue generalizado en el Mioceno superior-Plioceno, mientras que el magmatismo Oligoceno superior-Mioceno inferior y Plio-Cuaternario es de menor identidad.

La mayoría de los magmas en los Andes Centrales han construido las siguientes estructuras: a- complejos de estratovolcanes-dómicos, b- complejos caldéricos y c- conos monogénicos.

DESARROLLO DEL PRÁCTICO

- 1- Defina límites en un mapa la provincia geológica de Puna y caracterice los puntos enumerados en la pregunta 5.
- 2- Realice una reseña de las rocas y estructuras principales que conforman la Puna y su historia geológica.
- 3- Defina “REGIONES MORFOESTRUCTURALES” de la Puna
- 4- Esquematice el abundante volcanismo cenozoico que constituye uno de los rasgos característicos de la Puna.
- 5- Defina brevemente en cuadros comparativos:
 - 1) Basamento neoproterozoico-cámbrico inferior (metamorfismo pampeano de muy bajo y bajo grado; metamorfismo famatiniano de mediano a alto grado).
 - 2) Cámbrico (Grupo Mesón en Cordillera Oriental y equivalentes en la Puna).
 - 3) Plutones del Paleozoico inferior (Cámbrico-Ordovícico).
 - 4) Ordovícico sedimentario (Cordillera Oriental) y con metamorfismo de muy bajo grado (Puna).

- 5) Silúrico-Devónico.
- 6) Carbonífero-Pérmico.
- 7) Cretácico (plutones).
- 8) Cretácico (sedimentitas; Grupo Salta).
- 9) Cenozoico sedimentario.
- 10) Cenozoico volcánico.
- 11) Cuaternario.
- 12) Salares.
- 13) Principales fallas

Bibliografía

- Allmendinger R. W., Jordan T. E., Kay S. M., Isacks B. L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review Earth Planetary Sciences*, 25: 139-174.
- Becchio R., Lucassen F., Franz G., Viramonte J., Wemmer K. 1999. El basamento Paleozoico Inferior del Noroeste de Argentina (23°-27° S) – Metamorfismo y Geocronología. XIV Congreso Geológico Argentino. Relatorio 1: 58-72, Salta.
- Buatois L., Mángano G. 2005. The Cambrian System in Northwestern Argentina: stratigraphical and palaeontological framework discussion. *Geológica Acta* 3: 65-72.
- Coira B., Kirschbaum A., Hongn F., Pérez, B., Menegatti N. 2009. Basic magmatism in northeastern Puna, Argentina: Chemical composition and tectonic setting in the Ordovician back-arc. *Journal of South American Earth Sciences*, 28: 374-382.
- Del Papa C., Hongn F., Powell J., Payrola P., Do Campo M., Strecker M., Petrinovic I., Schmitt A., Pereyra R. 2013. Middle Eocene-Oligocene broken-foreland evolution in the Andean Calchaquí Valley, NW Argentina, insights from stratigraphic, structural and provenance studies. *Basin Research*, 25: 574-593.
- Galli C., Moya M. C., Arnosio M. 2010. Estudios sedimentológicos en los depósitos carboníferos y pérmicos del borde occidental de la Puna. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66: 119- 132.
- Hongn F., del Papa C., Powell J., Petrinovic I., Mon R., Deraco V. 2007. Middle Eocene deformation and sedimentation in the Puna-Eastern Cordillera transition (23°-26°S): control

by preexisting heterogeneities on the pattern of initial Andean shortening. *Geology*, 35: 271-274.

Jordan T., Reynolds J., Erikson J. 1997. Variability in age of initial shortening and uplift in the Central Andes, 16-33°30'S. En: W. F. Ruddimen (eds.), *Tectonic uplift and climate change*. Springer, New York, pp. 41-61.

Marquillas R. A., del Papa C. E., Sabino I. F. 2005. *Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous–Paleogene), northwestern Argentina*. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, 94: 94-113.

Ramos V. 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región Andina. En: Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina, Anales 29*. Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR), Buenos Aires, pp. 651-682.