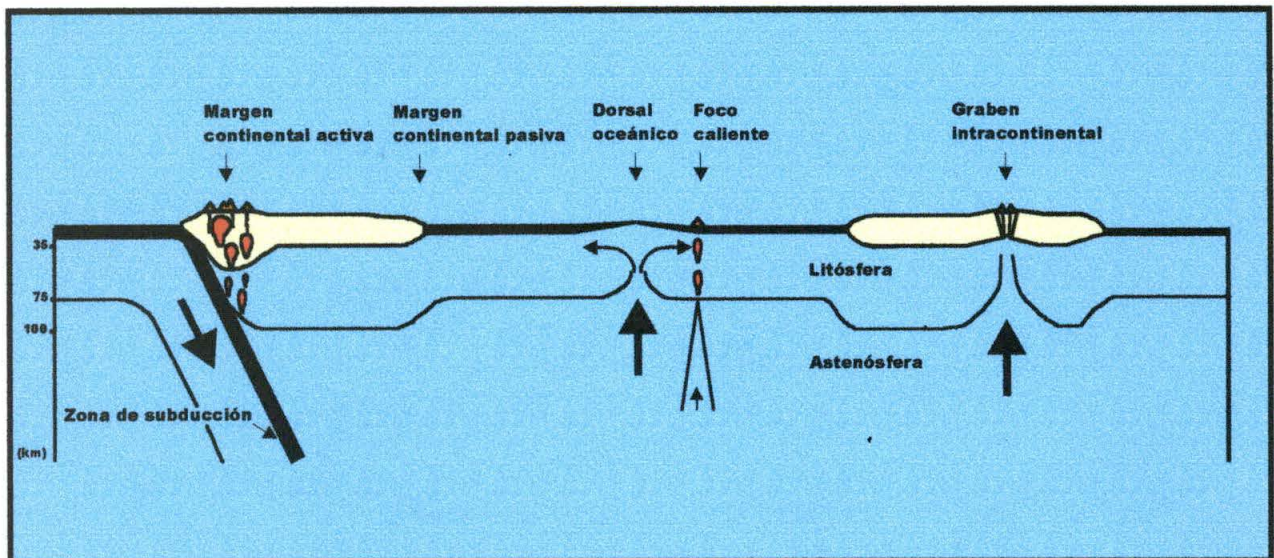


TECTONICA DE PLACAS

UNA INTRODUCCION CON ENFASIS EN LA EVOLUCION GEOLOGICA Y METALOGENICA DEL PERU



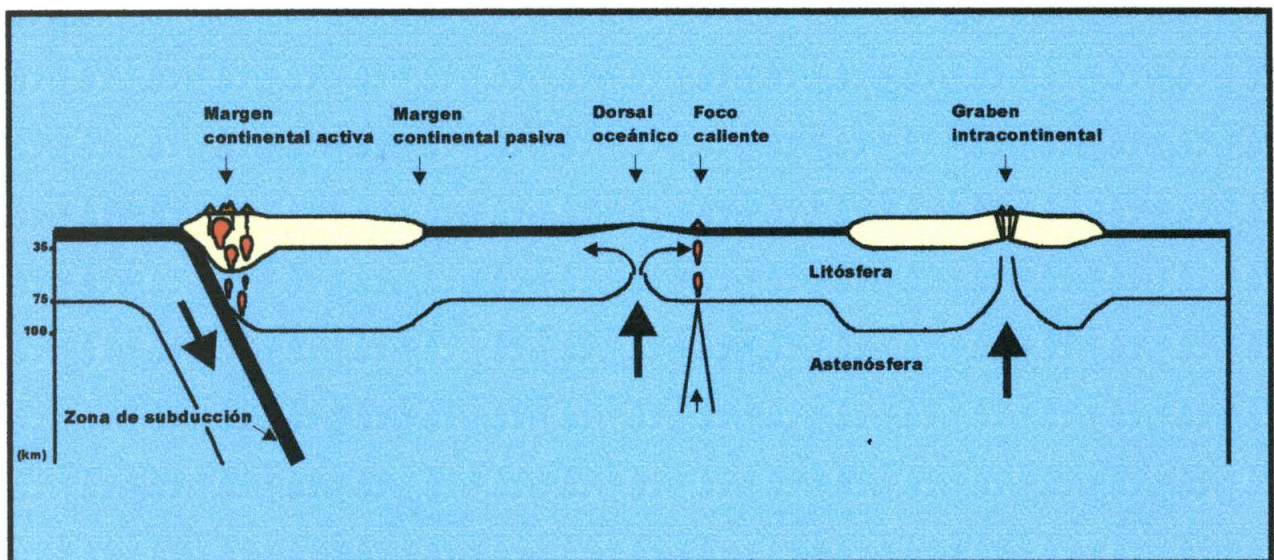
Klaus Steinmüller

Enero 2001



TECTONICA DE PLACAS

UNA INTRODUCCION CON ENFASIS EN LA EVOLUCION GEOLOGICA Y METALOGENICA DEL PERU



Klaus Steinmüller

Enero 2001



TECTONICA DE PLACAS

**UNA INTRODUCCION CON ENFASIS EN LA
EVOLUCION GEOLOGICA Y METALOGENICA DEL PERU**

Klaus Steinmüller

Enero 2001

Dr. Klaus Steinmüller

**Asesor de la Dirección General de Geología de INGEMMET
Av. Canadá N° 1470
Lima 41
Perú**

**En el marco del Programa de Expertos Integrados de CIM
Barckhausstrasse 16
60325 Frankfurt am Main
Alemania**

8 5 197

CONTENIDO

1	INTRODUCCION	2
2	ZONAS GEOTECTONICAS	5
2.1	LIMITES DIVERGENTES DE PLACAS	5
2.1.1	Graben intracontinentales y estadio inicial de rifting continental.....	5
2.1.2	Estadio avanzado de rifting continental y márgenes continentales pasivas.	5
2.1.3	Dorsales oceánicos	7
2.1.4	Cuencas oceánicas e islas oceánicas.....	8
2.2	LIMITES CONVERGENTES DE PLACAS.....	8
2.2.1	Fosas oceánicas	8
2.2.2	Márgenes continentales activas y arcos insulares	10
2.2.2.1	Zona de ante arco	10
2.2.2.2	Arco magmático	11
2.2.2.3	Zona tras arco	12
2.3	FALLAS DE TRANSFORMACION	13
3	TECTONICA DE PLACAS Y OROGENESIS	14
3.1	PRECAMBRICO	15
3.1.2	Areas arcaicas.....	15
3.1.3	Areas proterozoicas	16
3.2	PALEOZOICO.....	16
3.3	MESOZOICO.....	18
3.3.1	Triásico y Jurásico	19
3.3.2	Cretáceo	19
3.4	CENOZOICO.....	22
3.4.1	Terciario	22
3.4.2	Cuaternario	23
4	FORMACION DE DEPOSITOS METALICOS Y TECTONICA DE PLACAS	25
4.1	LIMITES DIVERGENTES DE PLACAS	25
4.1.1	Graben intracontinentales y estadio inicial de rifting continental.....	25
4.1.2	Estadio avanzado de rifting continental	27
4.2.1	Arco magmático, cuenca intra arco y cuenca tras arco	29
4.2.1.1	Arcos magmáticos de carácter extensional	30
4.2.1.2	Arcos magmáticos de carácter compresional	30
5.0	BIBLIOGRAFIA.....	35

1 INTRODUCCION

La tectónica de placas debe su nombre a las placas que envuelven toda la tierra. Ellas representan la litósfera rígida que comprende la corteza terrestre y el manto superior. Las placas flotan encima de la astenósfera que, por su fundición parcial, es plástica.

Por debajo de los continentes, la corteza terrestre se llama corteza continental y tiene una potencia de 30 a 40 km, alcanzando 80 km en regiones orogénicas. Por debajo de océanos, la corteza terrestre se denomina corteza oceánica y mide entre 5 y 8 km.

La corteza continental contiene mayormente rocas graníticas. Sólo en la profundidad se encuentran rocas gabroidas. Su densidad promedio es de 2.7 g/cm^3 . En cambio, la corteza oceánica consta principalmente de basaltos y gabros. Su densidad promedio es de 3.0 g/cm^3 . Finalmente, el manto superior contiene peridotitas y tiene una densidad promedio de 3.3 g/cm^3 .

Las placas litosféricas se mueven una contra otra, conociendo tres tipos de límites de placas que permiten este movimiento: divergentes, convergentes y de transformación. En límites divergentes las placas se separan mientras que en límites convergentes una placa desciende por debajo de la otra y en límites de transformación una placa se desplaza horizontalmente con respecto a la otra. Los límites divergentes se encuentran en los dorsales oceánicos, donde se forma una nueva corteza oceánica por la ascensión y el enfriamiento de magmas basálticos. Los límites convergentes son los márgenes continentales, donde una placa oceánica desciende por debajo de una placa continental. Este mecanismo se llama subducción. El mismo destruye la corteza oceánica y crea nuevos magmas que dan lugar a rocas magmáticas de determinadas composiciones químicas. La ascensión y el enfriamiento del magma forman arcos magmáticos encima de la placa continental activa o delante de ella. En el primer caso se trata de márgenes continentales activas, en el segundo de arcos insulares. Los márgenes continentales, donde la corteza continental y oceánica están unidas, se denominan márgenes continentales pasivas.

Los dorsales oceánicos y los márgenes continentales activas, siendo límites de placas divergentes y convergentes, respectivamente, constituyen zonas geotectónicas donde se forma la mayor cantidad de rocas magmáticas. Sin embargo, existen otras zonas geotectónicas dentro de las placas, donde se observa actividad magmática. Así tenemos las estructuras de graben, que son zonas de extensión intracontinental limitadas por fallas regionales profundas. Estas fallas llegan hasta el manto superior y ofrecen conductos para

la ascensión de magmas. En el caso de una extensión continua, de los graben pueden desarrollarse nuevos océanos. También tenemos los focos calientes, que constituyen zonas donde ascienden magmas del manto y provocan una actividad magmática en la superficie. Focos calientes pueden ubicarse tanto en continentes como en océanos. Eventualmente, los focos calientes intracontinentales pueden llegar a una zona de extensión intracontinental.

El movimiento de las placas litosféricas está controlado por la formación de una nueva corteza oceánica en los dorsales oceánicos y la subducción y destrucción de la corteza oceánica en las márgenes continentales activas o arcos insulares. Mientras que la cuenca oceánica no está limitada por zonas de subducción, la cuenca oceánica está ensanchándose. Este ensanchamiento continúa hasta en las márgenes continentales pasivas, donde la litósfera está madura, enfriada y específicamente pesada, comienza la subducción.

A continuación se describen las diferentes zonas geotectónicas con relevancia para la tectónica de placas. La descripción se basa mayormente en Frisch & Loeschke (1986). Un esquema que muestra la relación entre las diferentes zonas geotectónicas se presenta en Figura 1.1.

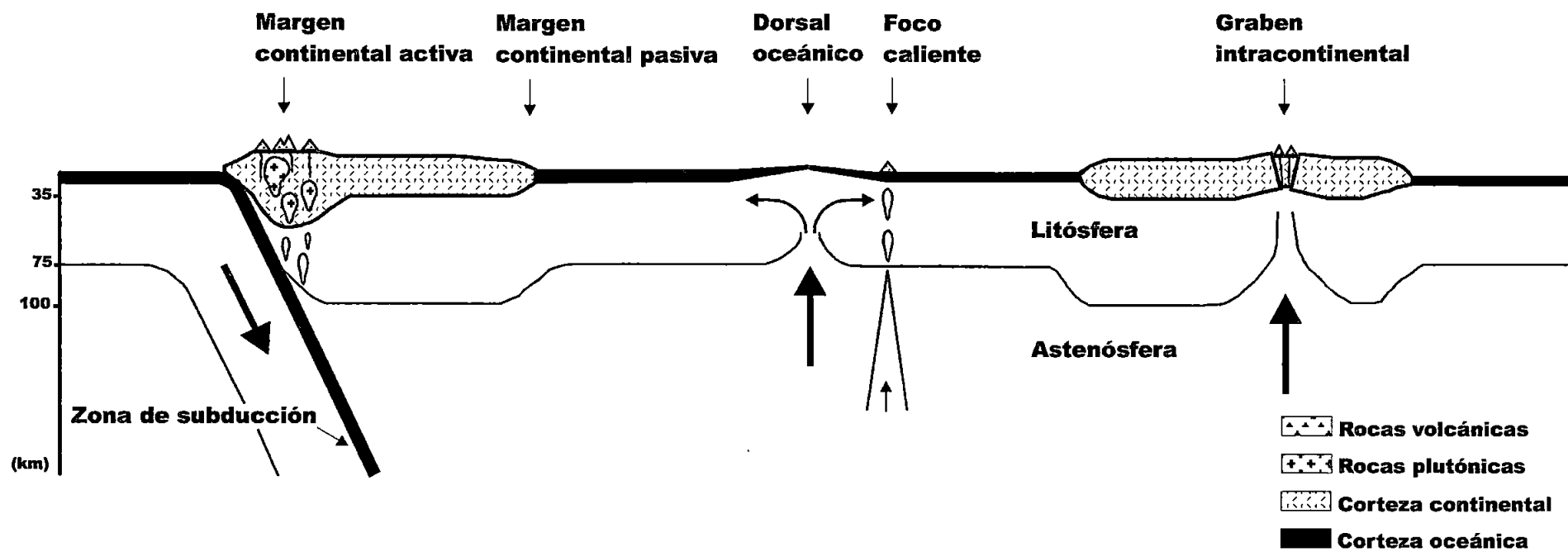


Figura 1.1: Las diferentes zonas geotectónicas con relevancia para la tectónica de placas. Las placas litosféricas rígidas, compuestas por la corteza terrestre y el manto superior, flotan encima de la astenósfera plástica. Los dorsales oceánicos y las márgenes continentales activos constituyen zonas geotectónicas donde se forma la mayor cantidad de rocas magmáticas. También los graben intracontinentales y los focos calientes son zonas geotectónicas con actividad magmática. Las márgenes continentales pasivas constituyen enormes trampas sedimentarias (según Frisch & Loeschke, 1986).

2 ZONAS GEOTECTONICAS

2.1 LIMITES DIVERGENTES DE PLACAS

2.1.1 Graben intracontinentales y estadio inicial de rifting continental

Los graben intracontinentales constituyen zonas de extensión intracontinental limitadas por fallas regionales que llegan hasta el manto superior (Figura 2.1a). La formación de los graben está acompañada por la elevación y separación de la corteza continental, una reducción de su potencia, un elevado flujo de calor así como la formación de determinadas rocas volcánicas y plutónicas. Las causas que provocan la formación de los graben se explican por la ascensión de corrientes de convección de la astenósfera.

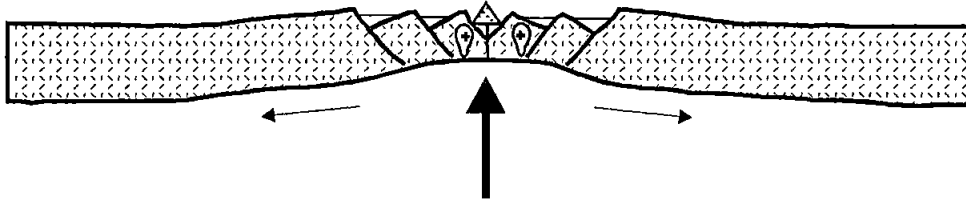
Los graben pueden ser transiciones a límites divergentes de placas, donde empieza el verdadero rifting continental. En los casos en que la litósfera se extiende, pero la astenósfera no llega a la superficie, no se tiene un límite divergente, ya que no se desarrolla la corteza oceánica. En este caso se forman rocas volcánicas alcalinas en superficie tales como basaltos, traquitas, fonolitas, riolitas, nefelinitas y carbonatitas. Asociadas a las rocas volcánicas, pueden emplazarse intrusiones anorogénicas de composición calcoalcalina y alcalina. La sedimentación en el graben contiene mayormente sedimentos clásticos terrestres.

Por otro lado, en situaciones en que la astenósfera llega directamente a la superficie, se tiene un límite divergente de verdad, donde se forman basaltos que pueden tener una composición similar a la de los basaltos de dorsales oceánicos. En este caso la sedimentación puede estar influenciada temporalmente por ingresos del mar, acumulando, aparte de sedimentos clásticos terrestres, depósitos salinares y/o lutitas negras ricas en materia orgánica.

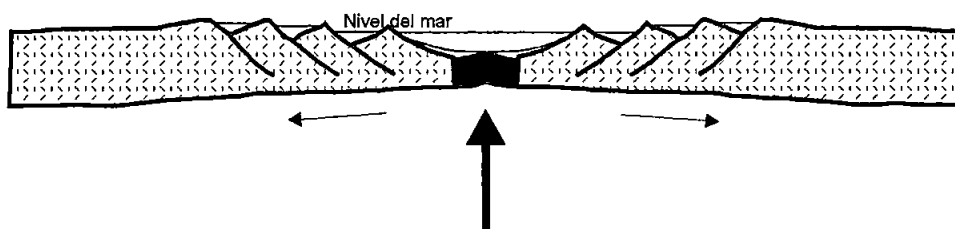
2.1.2 Estadio avanzado de rifting continental y márgenes continentales pasivas

El proceso de rifting continental avanza en un límite divergente de placa, donde se forma una nueva corteza oceánica, por la extrusión y el enfriamiento de magmas basálticas (Figura 2.1b). Durante el proceso de rifting, un borde o ambos bordes del graben se convierten en márgenes continentales pasivas, cuyas características típicas, las subcuencas controladas por fallas de bajo ángulo, se desarrollan ya en las fases iniciales de la formación del graben (Figura 2.1c).

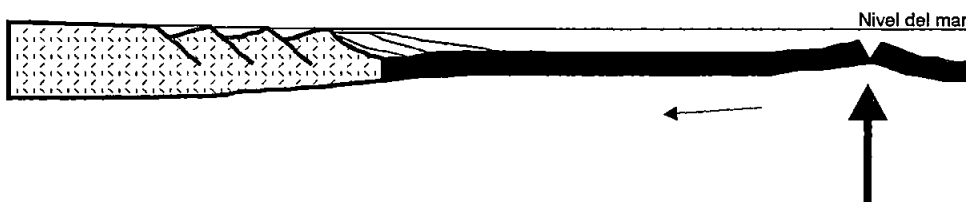
A. GRABEN INTRACONTINENTAL Y ESTADO INICIAL DE RIFTING CONTINENTAL



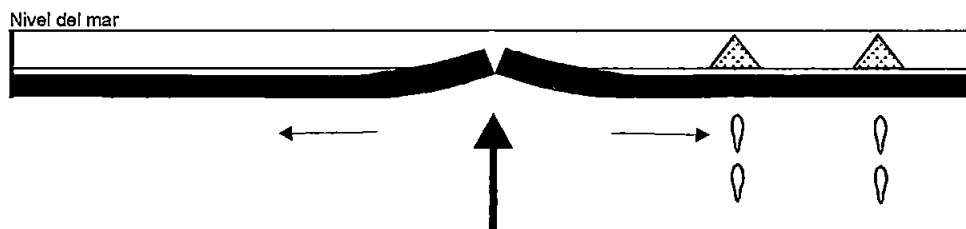
B. ESTADO AVANZADO DE RIFTING CONTINENTAL



C. MARGEN CONTINENTAL PASIVA



D. DORSAL OCEANICO E ISLAS OCEANICAS








-  Sedimentos
-  Rocas volcánicas
-  Rocas plutónicas
-  Corteza continental
-  Corteza oceánica

Figura 2.1: Las diferentes etapas del rifting continental desde la formación de un graben intracontinental hasta la formación de una cuenca oceánica limitada por márgenes continentales pasivas (según Frisch & Loeschke, 1986).

Por el proceso de rifting, los márgenes continentales pasivos se alejan constantemente del límite divergente de placa, causando su enfriamiento y su subsidencia paulatina. Esta subsidencia paulatina hace que los márgenes continentales pasivos constituyan enormes trampas para acumulaciones sedimentarias. La evolución geológica de los márgenes continentales pasivos está caracterizada por la deposición de sedimentos, tanto en la plataforma continental como en el talud continental. Las acumulaciones en la plataforma continental están influenciadas en primer lugar por material terrígeno. Por otro lado pueden formarse rocas carbonatadas de plataforma con arrecifes. Las acumulaciones en el talud continental reciben su material a través de ríos que llevan material clástico desde el continente hacia el margen del talud continental. Desde ahí el material clástico está transportado hacia la profundidad y depositado en forma de turbiditas.

2.1.3 Dorsales oceánicos

Los dorsales oceánicos representan límites divergentes de placa donde se forma una nueva corteza oceánica (Figura 2.1d). Los dorsales oceánicos están caracterizados por una superficie irregular, teniendo en su centro una grieta que está cortada por fallas longitudinales. Estas fallas son estructuras de extensión que controlan estructuras volcánicas, de las cuales salen lavas basálticas, convirtiéndose, por el contacto con agua marina, en lavas almohadilladas. Las lavas basálticas en el centro de los dorsales oceánicos son principalmente tholeiitas con valores bajos de Ti, Zr, P, Nb e Y. En las zonas marginales salen basaltos más alcalinos, teniendo valores más altos de dichos elementos.

El subsuelo del centro de los dorsales oceánicos ha sido investigado mediante estudios geofísicos y sondajes de perforación. Los resultados de estos estudios indican que por debajo de las lavas almohadilladas siguen diques basálticos, después gabros, dioritas y anfibolitas, y finalmente peridotitas y serpentinitas. Las lavas almohadilladas, los diques basálticos y los gabros constituyen la corteza oceánica superior, mientras que las peridotitas forman la corteza oceánica inferior y el manto superior.

Tanto las rocas metamórficas por debajo de los dorsales oceánicos, como las anfibolitas y serpentinitas deben su existencia al metamorfismo del fondo marino, el cual fue detectado por estudios intensivos de los fondos marinos. Los estudios han revelado que el agua marina puede penetrar profundamente (hasta 10 km) a través de fallas y fracturas en las rocas magmáticas, que están en el curso del enfriamiento. El agua marina reacciona con las rocas magmáticas y cambia su composición mineralógica. En la superficie, hasta

aproximadamente 300 °C, se forman zeolitas. Más profundo, donde la temperatura se encuentra entre 300 °C y 500 °C, los basaltos se convierten en rocas verdes con albíta, clorita y epidota. En una profundidad de varios kilómetros, donde la temperatura excede los 500 °C, se pueden formar anfibolitas. A través de fallas profundas, el agua también puede llegar a la zona de las peridotitas, convirtiéndolas en serpentinitas.

2.1.4 Cuencas oceánicas e islas oceánicas

En ambos lados de las dorsales oceánicas se extienden las cuencas oceánicas. Los fondos de estas cuencas se ubican en promedio de 2 a 4 km por debajo de los dorsales oceánicos, una consecuencia directa del enfriamiento de la corteza oceánica. Los sedimentos de las cuencas oceánicas tienen orígenes diferentes. Por un lado, pueden ser sedimentos terrestres provenientes de las márgenes continentales que llegaron a la profundidad por corrientes turbidíticas. Por otro lado, más allá de las corrientes turbidíticas, se acumulan sedimentos pelágicos conteniendo material planctónico. También, se encuentran rocas piroclásticas provenientes de volcanes de islas volcánicas, márgenes continentales activos o arcos insulares.

En muchos sitios dentro de los océanos, se ubican islas oceánicas que están situadas encima de la corteza oceánica dentro de las placas (Figura 2.1d). Las islas constituyen principalmente volcanes jóvenes. Por debajo de los volcanes se encuentran cámaras magmáticas, dentro de las cuales se produce la diferenciación magmática, causando la formación de diferentes rocas volcánicas de composición alcalina tales como basaltos alcalinos, traquitas, fonolitas y riolitas alcalinas. Estudios geofísicos revelaron un elevado flujo de calor en los alrededores de las islas y un manto menos denso que el manto oceánico normal. Por este hecho se denomina a las islas oceánicas focos calientes. La formación de los focos calientes se explica por la ascensión de corrientes de convección de la astenósfera, causando una fundición parcial del manto por debajo de las islas oceánicas.

2.2 LIMITES CONVERGENTES DE PLACAS

2.2.1 Fosas oceánicas

Las fosas oceánicas marcan topográficamente las zonas de subducción a lo largo de un arco magmático en un margen continental activo o un arco insular (Figura 2.2). En el primer caso, la placa oceánica desciende por debajo del continente. En el segundo caso, la placa oceánica se hunde por debajo del arco insular que se encuentra separado del continente por

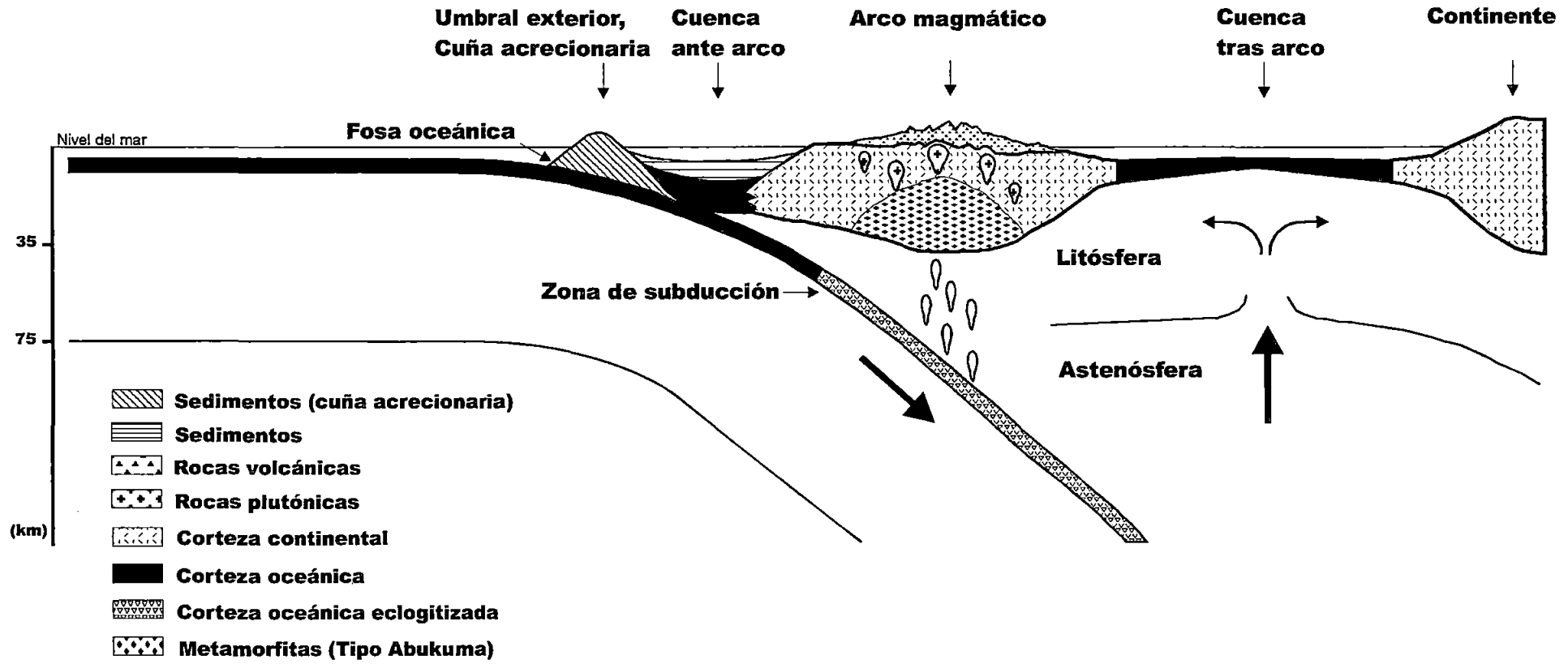


Figura 2.2: Las diferentes zonas de una margen continental activa. Delante el arco magmática se ubica la zona ante arco con la fosa oceánica, el umbral exterior y la cuenca ante arco. Detrás del arco magmático se encuentra la zona tras arco, donde, en el caso de los arcos insulares, se ubica la cuenca tras arco. En las márgenes continentales activas la zona tras arco se caracteriza por estructuras de extensión y potencias reducidas de la corteza continental (según Frisch & Loeschke, 1986).

una cuenca marina. Los arcos insulares se encuentran muchas veces encima de un fragmento de la corteza continental que se separó del continente.

Las fosas submarinas reciben sus sedimentos tanto por material pelágico que suministran las placas oceánicas como por corrientes turbidíticas provenientes de los continentes o los arcos insulares. Por la subducción de la placa oceánica, la secuencia sedimentaria de la fosa oceánica tiene la forma de una cuña. El ángulo de la subducción se encuentra entre 30° y 90°. El ángulo depende de la velocidad de la subducción, estando la placa descendente menos inclinada, cuanto la subducción es más rápida.

En las zonas de subducción se ha detectado un metamorfismo que se caracteriza por presiones altas y temperaturas bajas. Por la subducción de la placa oceánica, se transporta material frío en profundidades donde reinan temperaturas altas. Mientras que las rocas en la corteza continental y el manto superior tienen temperaturas de 600 a 800 °C, las rocas de la corteza oceánica en la zona de subducción, debido a la baja conductividad calórica del material rocoso, tienen temperaturas de aproximadamente 300 °C. Bajo estas circunstancias extremas, las rocas de la corteza oceánica se convierten primero en esquistos glaucofanos y luego en eclogitas (Figura 2.2). La glaucofana es un anfíbol que se forma bajo condiciones de presiones altas y temperaturas relativamente bajas. La eclogita es una roca metamórfica que se forma de magmatitas básicas en zonas de alta presión. Su densidad es de aproximadamente 3.5 g/cm³, comparada con una densidad de 3.0 g/cm³ para basaltos y gabros.

2.2.2 Márgenes continentales activos y arcos insulares

Encima de la zona de subducción, en el lado interior de la fosa oceánica, se ubica la margen continental activa o el arco insular. Ambos sistemas pueden subdividirse en tres zonas: zona de ante arco, arco magmático y zona de tras arco.

2.2.2.1 Zona de ante arco

La zona de ante arco consiste en el umbral exterior y la cuenca ante arco (Figura 2.2). El umbral exterior debe su morfología de la abrasión de sedimentos al proceso de subducción. Una parte de los sedimentos de la placa oceánica desciende con la misma hacia la profundidad, mientras que los sedimentos superiores están erosionados e incorporados en la placa continental como una cuña acrecionaria (Figura 2.2). Por el proceso de abrasión no sólo rocas sedimentarias sino también basaltos de la corteza oceánica o hasta serpentinitas del manto superior pueden ser erosionados. Así se encuentran diferentes rocas mezcladas

en la cuña acrecionaria. Como la abrasión está acompañada por una deformación fuerte, la cuña acrecionaria constituye frecuentemente una zona con cuerpos rocosos caóticamente mezclados, denominándose "melanges tectónicas". Detrás del umbral exterior se ubica la cuenca ante arco con una sedimentación no perturbada. Esta cuenca se caracteriza por una subsidencia marcada con grandes potencias de sedimentos, los cuales provienen mayormente del arco magmático.

2.2.2.2 Arco magmático

El arco magmático se caracteriza por un magmatismo intensivo que comienza en el frente magmático, siendo la línea donde la placa oceánica descendente entra en la astenósfera en una profundidad de aproximadamente 100 km (Figura 2.2). A partir del frente magmático empieza la formación de magmas que continúa hasta la placa alcanza 200 km de profundidad. La formación de magmas es mayor en el frente magmático, disminuyéndose paulatinamente hacia el continente. Dependiendo del ángulo de la placa descendente, la zona magmática de márgenes continentales activas y arcos insulares tiene anchos entre 25 y 250 km.

Las rocas magmáticas que se forman por el proceso de subducción encima o delante de la placa continental son tanto rocas volcánicas como plutónicas. Las primeras forman edificios volcánicos, las últimas no llegan a la superficie, emplazándose como rocas intrusivas en forma de batolitos o stocks subvolcánicos. Las rocas volcánicas que se forman encima de las zonas de subducción son principalmente andesitas. También se forma una considerable cantidad de basaltos, dacitas y riolitas. Como equivalentes plutónicos se forman mayormente dioritas y tonalitas granodioritas. Además, se encuentran frecuentemente granitos, mientras que los gabros son escasos. Todas estas rocas son principalmente de composición calcoalcalina. Además existen rocas volcánicas tholeiíticas y subordinadamente se encuentran rocas volcánicas y plutónicas alcalinas.

La formación de magmas se debe principalmente a fluidos (en forma de una fase gaseosa hipercrítica) que se liberan por la deshidratación de las rocas sedimentarias y volcánicas de la placa descendente. Los fluidos están enriquecidos en sílice y elementos litófilos (K, Rb, Cs, Ba, Sr, Nb, Y) y reducen el punto de fusión de las rocas del manto. Así se forman magmas con una composición diferente a las rocas del manto. Durante la ascensión de los magmas hacia la superficie ocurre una diferenciación magmática y contaminación por la corteza continental. Puesto que la deshidratación de la placa descendente, la diferenciación magmática y la contaminación por la corteza continental son procesos prolongados, la composición de los magmas cambia según la madurez del arco magmático. Así en los arcos magmáticos jóvenes se forman principalmente rocas básicas primitivas, mientras que en los

arcos magmáticos maduros predominan rocas intermedias y ácidas influenciadas por la corteza continental.

La influencia de la corteza continental en las rocas magmáticas se puede investigar por análisis de isótopos. Para este fin sirven por ejemplo los isótopos de estroncio, cuyo ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es relativamente constante en el manto, teniendo actualmente un valor de 0.704. En el pasado el ratio fue más pequeño, puesto que el ^{87}Sr se forma por el decaimiento radioactivo del ^{87}Rb . Rubidio es un elemento litófilo que se enriquece con preferencia en la corteza continental. Por consiguiente la producción de ^{87}Sr es alta en la corteza continental, haciendo que las rocas de la corteza continental posean un ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más alto que las rocas provenientes del manto. Así el ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de rocas basálticas primitivas es más pequeño que el ratio de las rocas graníticas influenciadas por la corteza continental o aún formadas por la anatexis de rocas de la corteza continental. En estas rocas el ratio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ puede alcanzar 0.71.

Las zonas mágmáticas de márgenes activos continentales o arcos insulares se caracterizan por altos flujos de calor. En consecuencia las rocas en los arcos magmáticos están expuestas a otras condiciones metamórficas que en las zonas de subducción. Mientras que en las zonas de subducción el metamorfismo se caracteriza por presiones altas/temperaturas bajas, en los arcos magmáticos se observa un metamorfismo de presiones bajas/temperaturas altas denominado tipo Abukuma (Figura 2.2). El alto flujo de calor causa que las temperaturas dentro de la corteza continental por debajo de arcos magmáticos llegan hasta condiciones de anatexis (entre 600 y 800 °C).

2.2.2.3 Zona tras arco

Detrás del arco magmático se ubica la zona tras arco. En el caso de los arcos insulares en esta zona se ubica la cuenca tras arco donde se genera la corteza oceánica (Figura 2.2). En las márgenes continentales activas, la corteza continental es demasiado potente para su separación y para la formación de la corteza oceánica. En este caso la zona de tras arco está caracterizada por estructuras de extensión en forma de graben y potencias reducidas de la corteza continental.

Las cuencas tras arco se forman en arcos magmáticos de carácter extensional, los cuales se caracterizan por un ángulo de la placa oceánica descendente muy inclinado. La formación de las cuencas tras arco se explican por pequeñas corrientes de convección en el manto situadas encima de la zona de subducción. Estas corrientes causan una extensión en la zona tras arco y, en el caso de arcos insulares, la separación de la corteza continental con la creación de corteza oceánica, cuyas rocas basálticas corresponden en muchos aspectos a aquéllas que se forman en dorsales oceánicas. Las rocas sedimentarias en las cuencas

tras arco constituyen mayormente productos de retrabajo de rocas volcánicas de la zona magmática. Ellas se mezclan con rocas piroclásticas de volcanes activos y rocas sedimentarias que se forman en la cuenca misma como rocas carbonatadas.

2.3 FALLAS DE TRANSFORMACION

En fallas de transformación las placas se desplazan horizontalmente sin destruir o crear corteza. Sin embargo, a lo largo de estas zonas pueden ocurrir fuertes deformaciones. Las fallas de transformación existen tanto dentro de los océanos como dentro de los continentes. Dentro de los océanos, las fallas de transformación cortan perpendicularmente los dorsales oceánicos y forman frecuentemente lomas o fosas en el fondo oceánico. Las fallas de transformación continentales tienen una geometría más complicada que aquellas en los océanos. Dentro de los continentes las fallas de transformación son encorvadas y están acompañadas por numerosas fallas, de modo que se desarrollan anchas zonas de cizallamiento. A lo largo de estas zonas, las rocas están deformadas fuertemente, formándose con frecuencia milonitas. Un fenómeno que aparece con las fallas de transformación son las cuencas de separación. Las fallas de transformación no sólo pueden tener curvas, sino también pueden terminar y continuar paralelamente en alguna distancia. Así se forman cuencas, cuyo ancho corresponde a la distancia entre los dos sectores de fallas y que crecen paralelamente con los movimientos a lo largo de las fallas. Dentro de las cuencas se reduce fuertemente la potencia de la corteza continental o aún se forma corteza oceánica. Además, las cuencas se caracterizan por una subsidencia grande y en consecuencia por acumulaciones gruesas de sedimentos.

3 TECTONICA DE PLACAS Y OROGENESIS

La orogénesis es un proceso que está relacionado con el patrón del movimiento de las placas. En el caso de la orogénesis y su teoría del geosinclinal, la tectónica de placas ha cambiado mucho los antiguos conceptos.

Hoy en día se consideran los eugeosinclinales como las cuencas oceánicas con su corteza oceánica. Los miogeosinclinales, que corren paralelamente a los eugeosinclinales, son nada más que las márgenes continentales pasivas, que se convierten más tarde, en el curso de la orogénesis, en márgenes continentales activas. Luego del estadio del geosinclinal sigue el estadio de la orogénesis con la subducción de los océanos y finalmente la colisión de los continentes o arcos insulares. Durante la colisión de los arcos insulares puede suceder la obducción de corteza oceánica, particularmente de las cuencas tras arco. Por el proceso de obducción se forman las ofiolitas.

¿Pero, cómo se detectan procesos de la tectónica de placas en el curso de la historia geológica? Los rasgos esenciales de la tectónica de la placa son la nueva creación de la corteza oceánica en los dorsales oceánicos y su destrucción en zonas de subducción. Las rocas que se forman en los dorsales oceánicos tienen una composición particular y la subducción forma rocas magmáticas características y cinturones metamórficos paralelos. La colisión es el resultado de la subducción. La sutura entre los fragmentos de la corteza está marcada generalmente por ofiolitas. Finalmente, la soldadura de diferentes áreas de la corteza se puede comprobar por diferentes asociaciones fosilíferas y datos paleomagnéticas.

Si los procesos orogénicos ya funcionaban en el Arcaico (entre 3,800 y 2,500 M.a.) en base a la tectónica de placas es todavía un asunto de controversia. Pero a partir del Neoproterozoico (desde 1,000 M.a.) hay evidencias que los procesos de la tectónica de placas y en consecuencia, la orogénesis, funcionaban como en la actualidad. A continuación se describe cómo se explican los procesos de la orogénesis en el curso de la historia geológica con el concepto de la tectónica de placas, poniendo énfasis en la evolución geológica del Perú.

3.1 PRECAMBRICO

3.1.2 Areas arcaicas

El Arcaico comprende un periodo que abarca entre unos 3,800 y 2,500 M.a. Las áreas arcaicas se denominan núcleos y se caracterizan por dos asociaciones rocosas: los *cinturones de granitos-rocas verdes* y los *complejos de gneis-migmatitas-granulitas*.

Los *cinturones de granitos-rocas verdes* constituyen secuencias potentes de rocas volcánicas intercaladas por rocas sedimentarias. Un rasgo característico de estos cinturones es el metamorfismo de grado bajo, que ha convertido las rocas volcánicas en rocas verdes. Notable es la aparición de lavas ultrabásicas, denominadas komatiitas, las cuales casi no se conocen en épocas geológicas más jóvenes. Las komatiitas indican que en el Arcaico existía un alto flujo de calor, más alto que en la actualidad. Aparte de las komatiitas, las demás rocas volcánicas tienen similitudes con las rocas volcánicas de los arcos insulares jóvenes, predominándose rocas básicas en las partes inferiores de las rocas verdes y aumentándose rocas intermedias y ácidas hacia sus partes superiores. Las rocas verdes se encuentran apretadas entre grandes zonas graníticas. Los granitos no se originaron por la anatexis de la corteza continental, sino que se formaron probablemente por una diferenciación multifásica del material basáltico. A fines del Arcaico (entre 2,700 y 2,500 M.a.), este mecanismo causó el evento orogénico más importante en la historia geológica, durante el cual se formaron enormes cantidades de la corteza continental.

Los *complejos de gneis-migmatitas-granulitas* constituyen principalmente gneis granitoides, subordinadamente se encuentran rocas preexistentes volcánicas y sedimentarias. Las rocas fueron expuestas a una deformación fuerte y un metamorfismo de temperaturas altas (hasta 900 °C), que formó hasta granulitas. Se estima que los *complejos de gneis-migmatitas-granulitas* tenían originalmente una potencia de 90 km, potencias que se encuentran actualmente sólo en cinturones orogénicos. Además, los *complejos de gneis-migmatitas-granulitas* se concentran en el periodo que abarca entre unos 2,800 y 2,500 M.a., una evidencia más para la enorme actividad orogénica durante este tiempo, que llegó a la formación de un megacontinente a fines del Arcaico.

Los defensores de la tectónica de placas suponen que las rocas verdes se acumularon en cuencas tras arco. Los granitos se formaron después de la colisión continental, emplazándose en las rocas verdes y los complejos con un metamorfismo de grado alto representan partes del margen continental profundamente erosionados.

Núcleos arcaicos existen en todos los continentes. En el continente sudamericano se los conocen en el Escudo Basilero y Guyanés. En el Perú, hasta la fecha, no se tienen evidencias de un núcleo arcaico.

3.1.3 Areas proterozoicas

El Proterozoico tiene edades de 2,500 a 550 M.a. Hasta la fecha casi no se han investigado cinturones orogénicos del Paleoproterozoico y Mesoproterozoico referente a la tectónica de placas. Sin embargo, en el Neoproterozoico (1000 a 550 M.a) se tiene evidencias claras de procesos de la tectónica de placas.

En el Perú se conocen rocas que van del Paleoproterozoico al Neoproterozoico. Ellas afloran en la costa sur y en la Corillera Oriental en el centro.

Según Dalmayrac et al. (1988), las rocas proterozoicas más antiguas se encuentran en el "Complejo Basal de la Costa" y están ligadas a un ciclo orogénico a $\pm 2,000$ M.a.. El complejo consiste en un núcleo de gneis granulíticos, ortogneis graníticos y gneis migmatíticos afectado por un metamorfismo de grado alto. Este núcleo está rodeado esencialmente por paragneis pelíticos, exponiendo un grado metamórfico medio.

Las series proterozoicas en la Cordillera Oriental están representadas por un conjunto polideformado de esquistos, cuarcitas, metagrauvacas y metavolcanoclasticas básicas afectadas por un metamorfismo de grado bajo, suprayaciendo a paragneis pelíticos, ortoanfibolitas y gneis granulíticos, demostrando grados metamórficos medios a altos. En varios lugares, las rocas precámbricas están penetradas por pequeños cuerpos intrusivos de composición ultrabásica con dunitas, peridotitas y piroxenitas serpentinizadas, asociados a gabros e intrusiones ácidas con dioritas y granitos. Las rocas proterozoicas de la Cordillera Oriental están ligadas a la Orogénesis Brasilide con una edad de ± 600 M.a. que afectó también el "Complejo Basal de la Costa".

Dalmayrac et al. (1988) suponen que las series proterozoicas de la Cordillera Oriental con sus abundantes rocas volcánicas y rocas volcanoclasticas básicas corresponden a una cuenca antigua sobre la corteza oceánica. La cuenca estuvo limitada al oeste por el "Complejo Basal de la Costa" y al este por el Escudo Basilero. El material básico y ultrabásico se explican como un complejo ofiolítico que fue obducido durante la colisión continental.

3.2 PALEOZOICO

Desde hace tres décadas se interpretan Cadenas Paleozoicas, tanto Caledónicas como Hercínicas, con conceptos de la tectónica de placas. Una de estas Cadenas Paleozoicas es

la Cordillera Oriental en el Perú, cuya evolución, considerando aspectos de la tectónica de placas, se describe a continuación.

Después de la Orogénesis Brasilide ($a \pm 600$ M.a.), los relieves del Neoproterozoico fueron erosionados, formando una vasta zona peneplanizada. Sobre esta peneplanicie se acumularon localmente rocas volcánicas y volcanoclásticas continentales en un ambiente de extensión intracontinental.

A partir del Ordovícico temprano ($a \pm 490$ M.a.) la tectónica extensional causó la formación de la Cuenca Paleozoica con rumbo noroeste-sureste entre el "Complejo Basal de la Costa" y el Escudo Brasileiro. La sedimentación en esta cuenca comenzó con una transgresión marina que dejó conglomerados y cuarcitas basales sobre las cuales se depositaron lutitas negras y series de turbiditas hasta el Ordovícico tardío (Dalmayrac et al., 1988). A fines del Ordovícico ($a \pm 440$ M.a.) ocurrió una emersión y la regresión del mar. Este evento se relaciona con la Orogénesis Caledónica, la cual no está bien definida en el Perú (Mégard, 1987). Sin embargo, en base a investigaciones en Chile y Argentina, Damm et al. (1990) y Bahlburg et al. (2000) asumen que la Orogénesis Caledónica era una orogénesis de tipo colisión, causado por movimientos convergentes entre el "Complejo Basal de la Costa" y el Escudo Brasileiro. La nueva transgresión del Silúrico dejó sedimentos discordantemente sobre diferentes partes del Ordovícico. En el centro de la cuenca se acumuló una serie de turbiditas que pasa en una forma gradual al Devónico temprano. Dentro de esta secuencia se encuentran intercalados sils y diques basálticos correspondientes a un volcanismo submarino. La posición del volcanismo dentro del contexto de la tectónica de placas todavía es desconocida. En el lado occidental de la cuenca, en el borde con la Cordillera de la Costa, se formó una facies nerítica de areniscas durante el Silúrico-Devónico. A fines del Devónico temprano, el mar empezó a retirarse paulatinamente de la cuenca, depositando los últimos sedimentos del Devónico tardío en el lado oriental de la cuenca. Las series del Paleozoico temprano fueron deformadas fuertemente durante la Fase Eohercínica (Devónico tardío/Carbonífero temprano, $a \pm 355$ M.a.), que dió lugar a un metamorfismo regional de grado bajo, así como un plutonismo sintectónico y post-tectónico.

Durante el Carbonífero temprano, en un régimen de extensión, se acumularon discordantemente los conglomerados y areniscas fluviales y deltáicas del Missisipiano, que localmente incluyen material volcánico, lutitas negras y delgados niveles carbonosos. Al inicio del Carbonífero tardío, el régimen extensional, acompañado por subsidencia, dió lugar a la transgresión del mar y a un volcanismo ácido, cuyos testigos, areniscas tufáceas, forman la base del Pensilvaniano. Encima de las rocas volcanoclásticas se formó en el centro de la cuenca una serie de lutitas y areniscas negras, mientras que en el borde oriental de la cuenca se depositaron margas y calizas en una plataforma marina (Dalmayrac et al., 1988). Durante el Pérmico temprano, el régimen extensional continuó y causó el acrecentamiento de la transgresión marina, continuando la sedimentación carbonatada de

plataforma, la cual está representada por calizas intercaladas por areniscas y lutitas negras. A fines del Pérmico temprano, el mar se retiró paulatinamente y dió lugar a la Fase Tardihercínica (a \pm 250 M.a.), que comprende episodios compresivos seguidos por una fase extensional que provocó fallamiento en bloques. El extensivo fallamiento formó cuencas intramontañosas con rumbo noroeste-sureste donde se depositaron capas rojas consistentes en conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas durante el Pérmico tardío y el Triásico temprano.

En el Perú central se emplazaron un gran número de intrusivos en el límite Pérmico-Triásico. Por un lado son granitos subalcalinos, por otro lado constituyen gabros hasta granodioritas de composición alcalina (Soler, 1991). En el sureste del Perú se formaron, desde el Pérmico tardío hasta los inicios del Jurásico, basaltos alcalinos, shoshonitas y volcánicos peralcalinos (Kontak et al., 1985). Estrechamente asociadas a las rocas volcánicas, se emplazaron intrusiones granodioríticas y monzograníticas subalcalinas de gran extensión con edades Pérmico a Jurásico (240-190 M.a.) e intrusivos peralcalinos de edad Jurásico temprano (180-170 M.a.).

Hasta la fecha, en la Cordillera Oriental del Perú no se ha identificado rocas magmáticas típicas para un arco magmático ni complejos ofiolíticos, que indiquen la presencia de una corteza oceánica. Por lo tanto, Laubacher & Mégard (1985) sostienen que la Cuenca Paleozoica se desarrolló sobre la corteza continental y la orogénesis fue un producto de procesos intracontinentales a largo plazo. El estadio tardío de la Cadena Paleozoica se interpreta como un producto de un régimen de extensión intracontinental. El magmatismo muestra rasgos típicos de eventos volcánicos y plutónicos relacionados con estructuras de graben (Noble et al., 1978, Kontak et al., 1985).

3.3 MESOZOICO

Un ejemplo típico de una orogénesis meso-cenozoica representa la Cadena Andina Peruana (Cordillera Occidental). Su interpretación en base a los conceptos de la tectónica de placas comenzó hace algunos 30 años atrás. A continuación se resume lo que se conoce hasta la fecha. La Cadena Andina Peruana se desarrolló a lo largo de un margen continental activo, relacionado con la subducción de la Placa Farallón debajo del continente Sudamericano. La evolución de esta cadena se inició en el Triásico tardío y está caracterizada por fases de sedimentación marina hasta el Cretáceo tardío, seguidas por fases de plegamiento, magmatismo y sedimentación continental que continúa hasta la época actual. Según Frutos (1981) las fases de sedimentación, generalmente acompañadas por actividades volcánicas, coinciden con velocidades menores de subducción de la placa, mientras que las fases de plegamiento y plutonismo ocurrieron durante fases con altas velocidades de subducción.

3.3.1 Triásico y Jurásico

El régimen de extensión intracontinental que formó las cuencas intramontañosas y dió lugar a un magmatismo típico para estructuras de graben durante el Permo-Jurásico en la Cordillera Oriental, provocó la formación de la Cuenca Andina en el Triásico tardío sobre la corteza continental, con un eje paralelo a la costa actual.

La sedimentación en la Cuenca Andina se inició con una transgresión marina en el Triásico tardío. Desde el norte del Perú hasta el Perú central, se depositaron sobre una plataforma continental rocas carbonatadas hasta el Jurásico temprano. Fontboté (1990) distingue dos tipos de facies: una facies occidental con calizas de plataforma y lutitas con algunos niveles volcánicos así como una facies oriental constituyendo dolomitas, sedimentos clásticas y evaporitas. Las rocas volcánicas en la facies occidental se interpretan como productos de un volcanismo de tipo intraplaca (Rosas et al., 1997), indicando las fases finales de la tectónica extensional. En el lado noroeste de la facies carbonatada se formaron, a partir del Jurásico temprano, volcanoclásticos y lavas de composición andesítica y dacítica con intercalaciones de calizas y areniscas en su base. En el sur del Perú, el Jurásico temprano está representado por rocas volcánicas de composición basáltica a dacítica con intercalaciones de calizas arrecifales así como calizas y areniscas. Las rocas volcánicas en el noroeste y sur se interpretan como productos de un arco magmático, señalando el comienzo de la subducción en el Jurásico temprano (a \pm 200 M.a.).

En el Jurásico tardío, por el levantamiento del Complejo del Marañón (Benavides, 1956) con rumbo noroeste-sureste, la plataforma continental se separó en dos cuencas: la Cuenca Peruana Occidental (Wilson, 1963) y la Cuenca Oriental. En el lado suroeste de la Cuenca Occidental se quedó activo un volcanismo basáltico-andesítico. En el lado norte de la cuenca se depositaron lutitas negras con intercalaciones de calizas y volcanoclásticos y en el sector sur se formaron areniscas y lutitas. La Cuenca Oriental recibió sedimentos continentales (areniscas, limolitas y lutitas rojizas con evaporitas).

3.3.2 Cretáceo

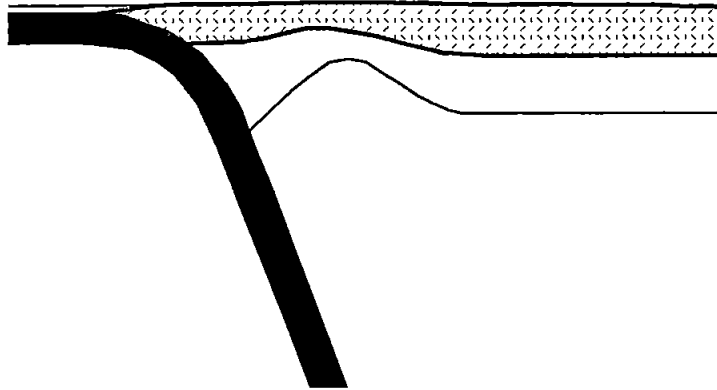
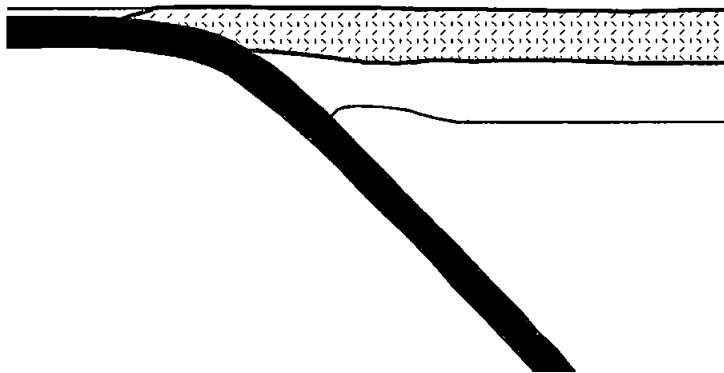
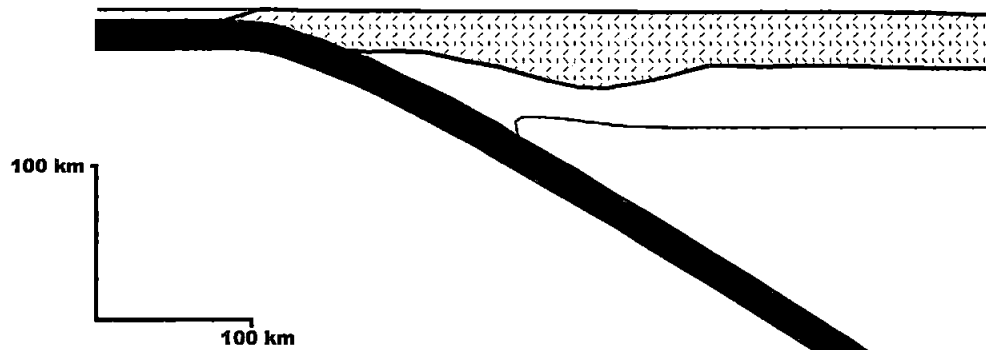
A partir del Cretáceo temprano la sedimentación en la Cuenca Occidental tuvo lugar en diferentes subcuencas controladas por fallas profundas, dividiéndose en una facies volcánica y volcanoclástica en el sector occidental y una facies clástica y carbonatada en el sector oriental. Ambos tipos de facies fueron separadas por una zona positiva (Cobbing, 1976). La Cuenca Occidental se interpreta como una cuenca tras arco. Su desarrollo fue caracterizado por una reducción de la potencia de la corteza continental y un alto flujo de calor. Sin embargo, la extensión tras arco no llegó al estado de creación de corteza oceánica. Por lo tanto, se considera la cuenca como una cuenca tras arco de tipo "abortado"

(Atherton et al., 1983). Soler & Bonhomme (1990) asumen que durante la extensión tras arco (de 140 a 105 M.a.) el ángulo de la placa descendente estuvo muy inclinado ($\pm 80^\circ$) (Figura 3.1a) y el arco magmático tuvo un ancho de aproximadamente 40 km.

Las rocas más antiguas de la Cuenca Occidental se encuentran en la margen occidental (altura de Lima-Nazca). Se trata de rocas volcánicas basálticas a andesíticas del Cretáceo temprano (Berriasiano-Aptiano), que tienen un carácter intraplaca, indicando su formación durante los inicios de una extensión tras arco (Atherton et al., 1985). Encima de las rocas volcánicas yacen areniscas y calizas. Al sur de Lima, las últimas están reemplazadas por una secuencia volcano-sedimentaria, perteneciente a un arco volcánico (Cardozo, 1990). En la parte oriental de la Cuenca Occidental, la sedimentación del Cretáceo temprano (Valanginiano-Aptiano) consta de areniscas, lutitas y calizas. En el lado sur de la Cuenca Occidental, el Cretáceo temprano está representado por cuarcitas y lutitas. La sedimentación en la Cuenca Oriental está representada por areniscas blancas.

En el Albiano se inició una gran transgresión, cubriendo tanto la Cuenca Occidental como Oriental en el Cenomaniano. En la parte noroeste (altura de Tumbes-Piura) se depositaron calizas, localmente con facies arrecifales, calizas bituminosas, areniscas, lutitas y volcánicos. Más al sur (entre Trujillo y Mala), se acumularon rocas volcano-sedimentarias (Myers, 1974) en la Cuenca Occidental. En el norte de Lima, las rocas volcano-sedimentarias constan de una serie potente de lavas almohadilladas y rocas volcanoclásticas en el oeste, que gradúan a una secuencia volcánica con intercalaciones de limolitas silicificadas y calizas menos potente hacia el este. En el sur de Lima, las rocas volcano-sedimentarias constituyen derrames lávicos con intercalaciones de sedimentos clásticos y carbonatados en el oeste (Ostermann et al., 1983) así como lavas y rocas volcanoclásticas intercaladas con calizas y lutitas en la parte oriental (Steinmüller & Wauschkuhn, 1987). Según Atherton et al. (1985) y Steinmüller (1987), las rocas volcánicas constituyen mayormente basaltos y andesitas con características de extensión tras arco. En el lado oriental de la Cuenca Occidental, la sedimentación del Albiano-Cenomaniano está representada por calizas, calizas negras bituminosas, margas, lutitas y areniscas. En el lado sur de la Cuenca Occidental, la transgresión Albiano-Cenomaniana depositó calizas, margas y lutitas. En la Cuenca Oriental se depositaron areniscas y lutitas con intercalaciones de calizas. En el lado occidental de la Cuenca Occidental, la sedimentación terminó con la Fase Mochica (a ± 105 M.a.) en el Albiano tardío (Mégard, 1984), emplazándose plutones y diques básicos (Super Unidad Patap del Batolito de la Costa) en las rocas volcano-sedimentarias (Regan, 1985). En cambio, en la parte oriental de la cuenca, la sedimentación marina continuó hasta el Santoniano, formando calizas, dolomitas, limolitas y lutitas.

A partir de 102 M.a. hasta 59 M.A. se emplazaron, entre Piura y Toquepala, en forma de pulsaciones las tonalitas-granodioritas del Batolito de la Costa (Pitcher, 1985), cuyo magma provino más probablemente del manto y fue contaminado por la corteza continental (Atherton & Sanderson, 1985, Soler & Rotach-Toulhoat, 1990). Durante el emplazamiento del

A. CRETACEO TEMPRANO**B. CRETACEO TARDIO****C. EOCENO TARDIO AL PLIOCENO TEMPRANO**




-  **Corteza continental**
-  **Corteza oceánica**
-  **Manto litosférico**

Figura 3.1: Angulo de la placa descendente en el Perú, desde el Cretáceo temprano hasta el Plioceno temprano (según Soler & Bonhomme, 1990).

batolito, el ángulo de la placa descendente se redujo a 50° (Figura 3.1b). Sin embargo, el arco magmático continuó teniendo un ancho de aproximadamente 40 km (Soler & Bonhomme, 1990)

En el Cretáceo tardío ocurrió un levantamiento y el mar se retiró paulatinamente (Fase Peruana, a \pm 65 M.a.). Al mismo tiempo, una gran actividad erosiva dió lugar a depósitos de capas rojas que constituyen conglomerados, areniscas y lutitas localmente con intercalaciones de calizas, evaporitas y volcanoclásticos. En el norte (altura de Tumbes-Piura) continuó la sedimentación marina con areniscas, lutitas y calizas. Estas rocas siguen dos unidades clásticas con niveles conglomerádicos correspondientes al levantamiento de fines del Cretáceo. En el sur el proceso de levantamiento dió lugar a sedimentos clásticos continentales. Al mismo tiempo (desde el Cretáceo tardío hasta el Paleoceno, de 70 a 59 M.a.) se desarrollaron derrames y volcanoclásticos de composición andesítica, dacítica y riolítica, pertenecientes a un arco magmático continental. En la Cuenca Oriental se depositaron lutitas, lodolitas, areniscas, margas y calizas.

3.4 CENOZOICO

3.4.1 Terciario

En el Paleoceno, la sedimentación de las capas rojas continentales continuó a medida que el levantamiento se acentuaba, teniendo lugar principalmente en el sur y sureste del Perú. En la costa noroccidental se continuó la sedimentación marina de facies clástica y se formaron tres subcuencas por el proceso de levantamiento: Progreso, Talara y Sechura, donde fueron depositadas areniscas y lutitas. A fines del Paleoceno/inicios del Eoceno (de 57 a 52 M.a.) se emplazaron los stocks post-batolíticos del Batolito de la Costa en los segmentos Arequipa y Toquepala (Beckinsale et al., 1985).

En tiempos del Eoceno ocurrieron perturbaciones locales que culminaron en el Eoceno terminal con plegamientos de la Fase Inca (a \pm 35 M.a.), que afectó con mucha intensidad a la zona norte y central de la Cordillera Occidental. En el noreste, las cuencas Progreso, Talara y Sechura fueron afectadas por un fallamiento en bloques, acompañado por una sedimentación clástica marina, consistente en areniscas, lutitas y limolitas. En la costa sur se formaron las cuencas Pisco y Camaná con una sedimentación marina clástica. En el sur y sureste continuó la sedimentación continental rojiza.

Después de la Fase Inca, desde el Eoceno tardío hasta el Mioceno temprano, se desarrolló encima de una discordancia angular, un volcanismo subaéreo a lo largo de la Cordillera Occidental (Atherton et al., 1985) generando derrames y rocas piroclásticas de composición basáltica a riolítica. En el Mioceno temprano (entre los 17 y 14 M.a.) las rocas volcánicas fueron afectadas por la Fase Quechua 1, produciendo levantamiento, fallamiento y una superficie erosional extendida a toda la Cordillera Occidental. Encima de una discordancia

continuó la formación de rocas volcánicas subaéreas a lo largo de la Cordillera Occidental hasta el Mioceno terminal. Las series comprenden mayormente rocas piroclásticas andesíticas, dacíticas y riolíticas, localmente con intercalaciones de sedimentos lacustres. Relacionado con la generación de rocas volcánicas, entre el Eoceno tardío y el Mioceno terminal (entre los 32 y 12 M.a.), se emplazaron stocks porfiríticos de composición monzonítica y diorítica, asociados a fallas mayores (Pitcher, 1985). Más temprano, entre los 36 y 33 M.a., se emplazaron también algunas intrusiones más grandes como las granodioritas del Batolito de Andahuaylas-Yauri (Bonhomme & Carlier, 1990). En la Cordillera Oriental se emplazaron stocks monzograníticos durante el Oligoceno y Mioceno. En el límite Mioceno-Plioceno (entre los 10 y 5 M.a.), las secuencias volcánicas fueron afectadas por la Fase Quechua 2, que generó otra vez levantamiento y fallamiento. Coetáneamente (entre los 12 y 5 M.a.), se emplazaron las intrusiones granodioríticas y leucogranodioríticas del Batolito de la Cordillera Blanca (Beckinsale et al., 1985). Según Soler & Bonhomme (1990), desde el Eoceno tardío hasta el Plioceno temprano (de 35 a 5 M.a.), el ángulo de la placa descendente se redujo a aproximadamente a 30° (Figura 3.1c) y el arco magmático se ensanchó de 40 km a > 150 km.

Mientras que en la Cordillera Occidental se formaron rocas volcánicas desde el Oligoceno hasta el Mioceno tardío, la evolución geológica en la costa norte (cuencas Progreso, Talara y Sechura) y sur (cuencas Pisco y Camaná) estuvo marcada por una serie de transgresiones y regresiones marinas, que dejaron series clásticas gruesas con intercalaciones de cenizas volcánicas provenientes de la Cordillera Occidental. La sedimentación en la Cuenca Oriental con lutitas y limolitas y capas rojas no fue afectada por las Fases Inca y Quechua 1, sino sólo por la Fase Quechua 2.

En el norte y centro, encima de la discordancia de la Fase Quechua 2, se formaron piroclásticos subaéreos en el Plioceno temprano entre 6.9 y 4.9 M.a. (Farrar & Noble, 1976). También se formaron piroclásticos en la Cordillera Oriental con edades de 10 a 4 M.a. En el Plioceno tardío, la actividad volcánica se localizó en el sur del Perú, formando piroclásticos entre 3.5 y 2.5 M.a. y que fue seguido por un período de calma marcado por depósitos lacustres. Posteriormente, la actividad volcánica tomó una gran intensidad, para dar derrames lávicos y piroclásticos de composición andesítica a dacítica en forma de una cadena de conos volcánicos. En la costa peruana, el mar se retiró por causa de levantamientos, salvo en el norte, en las cuencas Progreso y Sechura, donde se depositaron secuencias clásticas marinas hasta el Pleistoceno. En la Cuenca Oriental se formaron lutitas, lodolitas, arcillas con lentes de lignito encima de las capas rojas del Mioceno.

3.4.2 Cuaternario

Durante el Pleistoceno, el levantamiento de los Andes continuó activo. La glaciación afectó con gran extensión a las regiones altas de las Cordilleras Occidental y Oriental, formando

depósitos morrénicos y fluvio-glaciares en los valles andinos altos. Más abajo, las corrientes fluviales arrastraron y transportaron materiales en grandes volúmenes y depositaron gravas, arenas y arcillas en las llanuras bajas. En la zona sur continuó el volcanismo, dando lugar a flujos de lavas y piroclásticos que formaron edificios volcánicos, los cuales fueron afectados por la glaciación. En la costa, el levantamiento y la glaciación dieron lugar a la formación de terrazas escalonadas, las más antiguas ubicadas lejos del litoral y las más jóvenes cerca de la línea de playa.

Desde el Holoceno, el territorio peruano llega a su actual fisonomía. Los ríos erosionan y van acumulando sedimentos fluviales en las llanuras y la acción del viento va acumulando depósitos eólicos en la costa. Asimismo, el volcanismo se queda activo, expresándose por volcanes botando piroclásticos así como fumarolas, géysers y manantiales calientes.

4 FORMACION DE DEPOSITOS METALICOS Y TECTONICA DE PLACAS

La principal herramienta conceptual para la planificación de la exploración es la asociación litológica, es decir, la comprensión que determinados tipos de depósitos metálicos que se encuentran asociados a determinadas litologías. El impacto más grande de la tectónica de placas fue la amplificación y la profundización del entendimiento de los ambientes tectónicos donde estas litologías pueden formarse y dar una idea de sus posiciones temporales y espaciales. En base a este entendimiento, hoy en día se puede explicar la metalogenia dentro del contexto de la evolución geológica. A su vez, este entendimiento permite la planificación de programas de exploración dirigidos a determinados tipos de depósitos metálicos.

A continuación se presentan los tipos de depósitos metálicos que pueden formarse en las diferentes zonas geotectónicas relevantes para la tectónica de placas, basándose principalmente en Sawkins (1990). Cuando es posible se pone énfasis en las zonas geotectónicas que se identificaron en la Cadena Precámbrica, Paleozoica y Andina del Perú. La descripción de los diferentes tipos de depósitos y sus ejemplos en el Perú se basan principalmente en Steinmüller (1999).

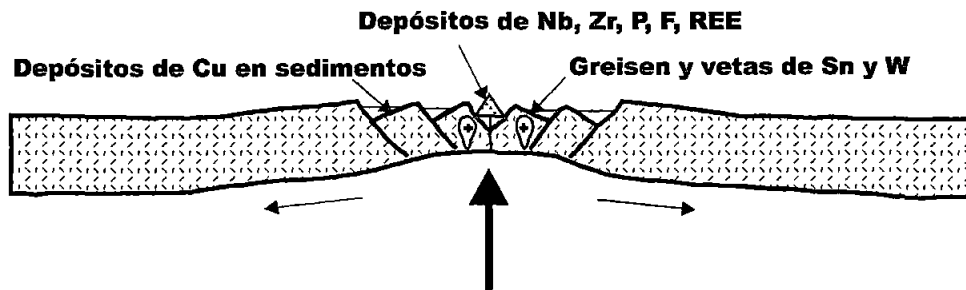
4.1 LIMITES DIVERGENTES DE PLACAS

4.1.1 Graben intracontinentales y estadio inicial de rifting continental

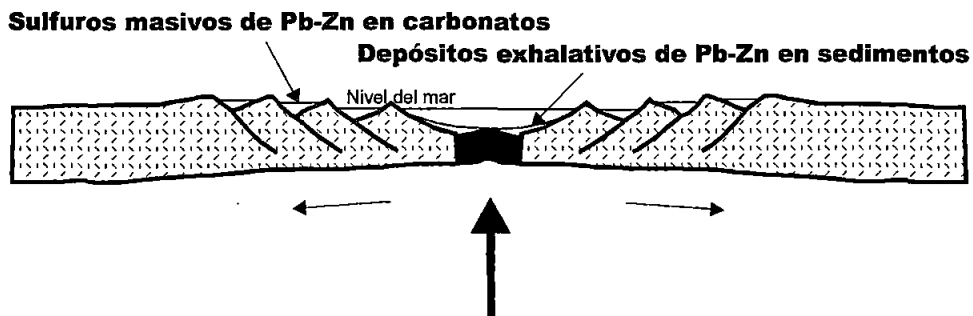
Una característica típica de los graben intracontinentales es la formación de rocas volcánicas como basaltos alcalinos, traquitas, fonolitas, riolitas alcalinas, nefelinitas y carbonatitas así como el emplazamiento de intrusiones anorogénicas subalcalinas y alcalinas (gabros hasta granitas). Relacionada con la formación de estas rocas magmáticas se encuentran una serie de depósitos metálicos.

En primer lugar se deben mencionar los depósitos que están asociados a las rocas volcánicas alcalinas, sobre todo a las carbonatitas (Figura 4.1a). Así tenemos depósitos de Nb, Zr, P, F y REE. Con el emplazamiento de las intrusiones graníticas se pueden formar también depósitos metálicos, siendo los principales los depósitos de greisen y vetas de Sn y W (Figura 4.1a).

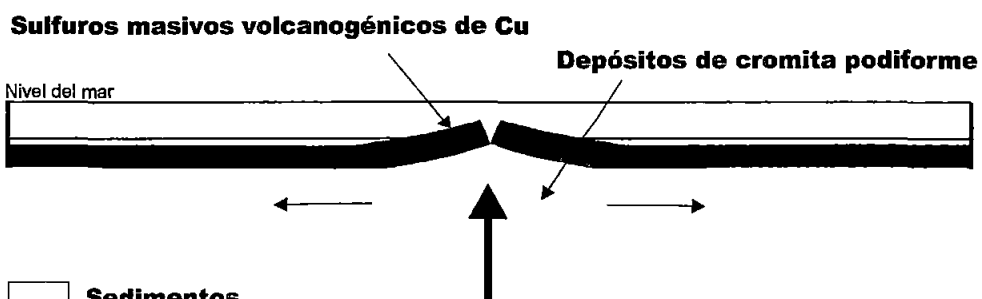
A. GRABEN INTRACONTINENTAL Y ESTADO INICIAL DE RIFTING CONTINENTAL



B. ESTADO AVANZADO DE RIFTING CONTINENTAL



C. DORSAL OCEANICA








-  Sedimentos
-  Rocas volcánicas
-  Rocas plutónicas
-  Corteza continental
-  Corteza oceánica

Figura 4.1: Los depósitos metálicos que se forman en las diferentes etapas del rifting continental, desde la formación de un graben intracontinental hasta la formación de una cuenca oceánica.

Depósitos metálicos cuyo origen se puede relacionar con el desarrollo de un graben intracontinental existen también en el Perú, es decir en la Cordillera Oriental. Los depósitos en mención se formaron en el estadio tardío de la Orogénesis Hercínica, durante la cual reinó un régimen extensional, que dió lugar a la formación de un graben intracontinental (Kontak et al., 1985). Los depósitos son las vetas y los greisen y skarn de Sn-W-Cu-Mo en el complejo del Batolito de Carabaya, siendo los más importantes representantes las minas Condoriquina y Sarita (Candiotti & Guerrero, 1983). Según Lancelot et al. (1978) y Clark et al. (1990), los depósitos tienen edades entre el Pérmico y el Jurásico. Además, se tienen las vetas de Ag-Pb-Zn y de tierras raras asociadas a rocas peralkalinas del Complejo Allinccápac. Ellas se ubican en el Distrito de Macusani y tienen una edad jurásica temprana (Clark et al., 1990).

La formación de graben puede avanzar hasta un verdadero rifting continental. Durante el estadio inicial de rifting se acumulan principalmente sedimentos clásticos terrestres como lutitas, limolitas y areniscas. No obstante, la sedimentación puede estar influenciada temporalmente por ingresiones marinas, que dejan depósitos salinares, rocas carbonatadas y lutitas negras. El estadio inicial de rifting continental constituye el ambiente tectónico típico para la formación de depósitos de Cu en sedimentos (Figura 4.1a), los cuales contienen casi un 25 % de Cu del mundo. Las características principales de este tipo de depósitos se presentan en el modelo 4c en Steinmüller (1999).

En el Perú, ejemplos para este tipo de depósitos pueden ser los depósitos estratoligados de Cu-Ag en la región de Negra Huanusha, al noreste de La Oroya. Los depósitos se hallan en las capas rojas pérmicas que se acumularon en un ambiente de extensión intracontinental durante el estadio tardío de la Orogénesis Hercínica. El ambiente geológico, la mineralización y la génesis de estos depósitos han sido estudiados por Kobe (1990).

4.1.2 Estadio avanzado de rifting continental

A medida que avanza el rifting continental, la sedimentación terrestre se disminuye y se aumentan las influencias marinas. La acumulación de sedimentos ocurre en cuencas alargadas (estructuras de graben o aulacógenos) que están divididas en diversas subcuencas controladas por fallas longitudinales. La sedimentación varía desde rocas carbonatadas, limolitas y lutitas formadas en aguas someras hasta turbitas y chert depositados en aguas más profundas. También ocurren volcánicos en las cuencas que constan mayormente rocas volcanoclásticas.

En términos metalogénicos, ambientes de rifting avanzado son muy importantes, ya que con ellos está relacionada la formación de los depósitos exhalativos de Pb-Zn en sedimentos

(Figura 4.1b), un tipo de depósitos que contiene más de un 50 % de las reservas conocidas de Zn y Pb. Las características principales de estos depósitos se presentan en el modelo 4b en Steinmüller (1999).

En el Perú este tipo de depósitos es todavía desconocido. No obstante, las series pelíticas del Ordovícico, Silúrico y Devónico de la Cordillera Oriental pueden representar unidades geológicas favorables para estos depósitos. Dichas rocas se formaron en ambientes de rifting continental que se desarrollaron encima del Cratón Brasileiro durante el Paleozoico temprano (Laubacher & Mégard, 1985, Damm et al., 1990). Una buena evidencia de que las rocas paleozoicas de la Cordillera Oriental puedan albergar depósitos exhalativos de Pb-Zn provee del depósito El Aguilar en Argentina, siendo la concentración más grande de Zn y Pb en el Paleozoico de Sudamérica. El Aguilar se interpreta como un depósito exhalativo de Pb-Zn en sedimentos (Sureda & Martin, 1990), hallándose dentro de rocas ordovícicas de la Franja Paleozoica de Argentina que es la extensión de la Cordillera Oriental del Perú hacia el sur.

Otro tipo de depósitos que está relacionado con ambientes de rifting avanzado son los depósitos de sulfuros masivos de Pb-Zn en carbonatos (Figura 4.1b), cuyas características se presentan en el modelo 4a en Steinmüller (1999).

En el Perú, ejemplos de depósitos de sulfuros masivos de Pb-Zn en carbonatos se encuentran en el norte del país, siendo el más importante el de San Vicente. Las rocas encajonantes son series del Triásico-Jurásico que consisten en rocas carbonatadas, lutitas, evaporitas y algunas ocurrencias volcánicas. Estas rocas se interpretan como productos de una plataforma carbonatada que se desarrollaron en un ambiente de rifting continental a continuación del régimen de extensión intracontinental del Permo-Triásico (Rosas et al., 1997). El ambiente geológico, la mineralización y la génesis de los depósitos de sulfuros masivos de Pb-Zn en carbonatos han sido resumidos por Fontboté (1990).

4.1.3 Dorsales oceánicos y cuencas oceánicas

El proceso de rifting continental avanza en los dorsales oceánicos, donde se forma una nueva corteza oceánica, constituyendo el fondo de las cuencas oceánicas que se extienden en ambos lados de los dorsales. En la superficie, la corteza oceánica consiste en lavas almohadilladas de composición basáltica. Por debajo de las lavas almohadilladas, la corteza oceánica contiene diques basálticos y más profundo gabros, dioritas y anfibolitas. Las peridotitas y serpentinitas que se encuentran aún más abajo pertenecen ya al manto superior. Los estudios de los dorsales oceánicos y el fondo de las cuencas oceánicas llevaron al reconocimiento de que ciertos complejos básico-ultrabásicos dentro de muchos

cinturones orogénicos, denominados ofiolitas, tienen similitudes con las rocas encontradas en dorsales oceánicos modernos, representando así partes de antiguos fondos oceánicos.

Dentro de los complejos ofiolíticos se conocen importantes depósitos de Cu-Zn y Cr. En el primer lugar se trata de depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos de Cu, y en el segundo de depósitos de cromita podiforme (Figura 4.1c). Las características principales de estos dos tipos de depósitos se presentan en los modelos 24a y 8a/8b, respectivamente, en Cox & Singer (1986).

En el caso de Perú, Dalmayrac et al. (1988) suponen que el material básico y ultrabásico dentro de las series proterozoicas de la Cordillera Oriental pertenece a un complejo ofiolítico que fue obducido durante la Orogénesis Brasilide. En la localidad de Tapo, región de Tarma, dicha ofiolita alberga depósitos de Cr. La cromita se encuentra en pequeñas venillas intensamente deformadas dentro de un cuerpo de peridotitas y serpentinitas (Harrison, 1940). La mineralización de Cr se interpreta como cromita podiforme.

4.2 LIMITES CONVERGENTES DE PLACAS

4.2.1 Arco magmático, cuenca intra arco y cuenca tras arco

Encima de la zona de subducción se ubica la margen continental activa o el arco insular. En el primer caso el arco magmático se desarrolla encima de la placa continental, en el segundo, el arco magmático está separado del continente por una cuenca marina. La separación del arco magmático del continente depende principalmente del ángulo de la placa descendente, que a su vez determina si el arco magmático es de carácter extensional o compresional. Arcos de carácter extensional se originan en casos con placas descendentes muy inclinados. Bajo estas circunstancias, el arco magmático tiende de separarse, formándose cuencas intra arco y/o tras arco. Al contrario, arcos de carácter compresional se forman cuando la placa descendente está poco inclinada. En estos casos no existe una extensión intra arco y/o tras arco.

En el Perú el desarrollo del arco magmático del Ciclo Andino comenzó en el Jurásico temprano (a \pm 200 M.a.). Durante el Mesozoico el arco magmático tenía un carácter extensional con un magmatismo que era principalmente submarino de composición basáltico a andesítico. A partir del Cenozoico el arco magmático se convirtió en un arco de carácter compresional, caracterizado por un magmatismo subaéreo, predominantemente andesítico a dacítico (Frutos 1981, Soler & Bohomme, 1990).

Tanto en arcos magmáticos de carácter extensional como compresional se forman

importantes depósitos metálicos. A continuación se describen estos depósitos, poniendo énfasis en el caso del Perú.

4.2.1.1 Arcos magmáticos de carácter extensional

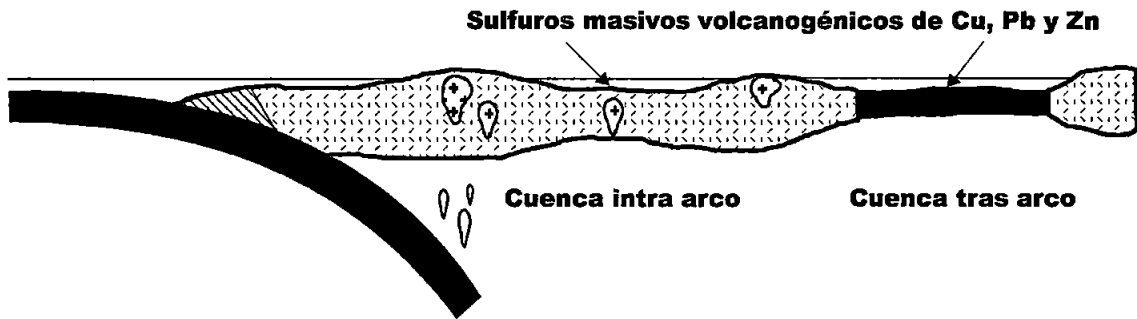
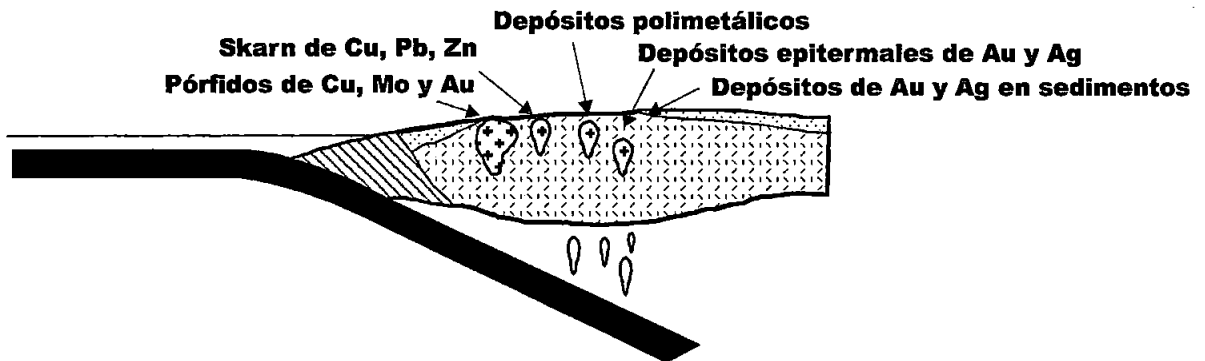
En arcos magmáticos de carácter extensional tienden a desarrollarse cuencas intra arco y/o tras arco, cuyo relleno consta de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias de naturaleza marina. La composición de rocas volcánicas puede ser de basáltica a riolítica, las rocas sedimentarias constituyen rocas clásticas y/o carbonatadas. Las cuencas intra arco y tras arco son los ambientes típicos para la formación de los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos de Cu, Pb, Zn y Ba (Figura 4.2a). Las características de los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos están descritos en los modelos 3a y 3b en Steinmüller (1999).

En el Perú, los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos se ubican en el norte y centro del país, los cuales, según su contenido de metales, pueden ser divididos en depósitos de Cu-Zn y Zn-Ba. Como depósito de Cu-Zn destaca el de Tambo Grande en el norte. Importantes representantes de depósitos de Zn-Ba son los de Perubar y Cerro Lindo en el centro del Perú. Sus rocas encajonantes constan de basaltos y andesitas, localmente con dacitas, así como lutitas negras y rocas carbonatadas oscuras del Cretáceo temprano, depositadas en una cuenca tras arco abortada (Atherton et al., 1983). El ambiente geológico, la geología, la mineralogía y el origen de los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos han sido resumidos por Vidal, 1987, Cardozo, 1990 y Steinmüller et al., 2000).

4.2.1.2 Arcos magmáticos de carácter compresional

Los arcos magmáticos de carácter compresional se caracterizan por rocas volcánicas subaéreas de composición andesítica a riolítica. Como equivalentes plutónicos se forman dioritas, granodioritas y granitas. Todas las rocas magmáticas en estos arcos son principalmente de composición calcoalcalina. Con el desarrollo de las rocas magmáticas se forman una serie de importantes depósitos metálicos, sobre todo los depósitos de pórfido, depósitos de skarn, depósitos epitermales, depósitos polimetálicos de tipo veta y reemplazamiento así como depósitos de Au y Au-Ag en sedimentos (Figura 4.2b).

Los depósitos de pórfido son los más típicos depósitos en arcos magmáticos compresionales, conociéndose sobre todo los pórfidos de Cu, Cu-Mo y Cu-Au. Los pórfidos de Cu, los más importantes depósitos de pórfido, contienen más de un 50 % de Cu del mundo. Los depósitos de pórfido se encuentran asociados a intrusiones porfíricas de composición granodiorítica a monzogranítica emplazados en rocas volcánicas,

A. ARCO MAGMATICO DE CARACTER EXTENSIONAL**B. ARCO MAGMATICO DE CARACTER COMPRESIONAL**






-  Sedimentos marinos
-  Sedimentos terrestres
-  Rocas plutónicas
-  Corteza continental
-  Corteza oceánica

Figura 4.2: Los depósitos metálicos que se forman en los arcos mágnaticos de caracter extensional y compresional.

sedimentarios o metamórficos. Las características de los depósitos de pórfido se presentan en los modelos 1a y 1b en Steinmüller (1999).

En el Perú, se conocen pórfidos de Cu-Mo y Cu-Au, ubicados en el norte y sur del país. Los depósitos están asociados a stocks subvolcánicos terciarios de composición tonalítica, granodiorítica y monzogranítica emplazadas mayormente en rocas volcánicas del Terciario y rocas sedimentarias del Mesozoico. En el sur los depósitos más importantes son los de Cerro Verde, Cuajone, Quellaveco y Toquepala. Ellos se formaron en el Eoceno temprano (57-52 M.a.) como fase final en el desarrollo de un arco volcano-plutónico subaéreo (Beckinsale et al., 1985). Entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano, acompañado por la elevación, erosión y depresión del nivel freático, los depósitos fueron enriquecidos supergénicamente (Clark et al., 1990). En el norte del Perú los depósitos de pórfido se originaron más tarde, en el Mioceno temprano (19-14 M.a.). Su formación también se relacionan con el desarrollo de un arco volcano-plutónico subaéreo. Los más importantes son los de La Granja, Michiquillay y Cerro Corona. La geología, la mineralogía y el origen de los depósitos de pórfido han sido descritos por Flores et al. (1975), Kihien (1975), Le Bel (1985), Kihien (1995), Ericksen et al. (1995), Winkelmann et al. (1996) y Márquez (1997).

El origen de los depósitos de skarn también está relacionado con el desarrollo de arcos magmáticos. Los ambientes de su formación se ubican donde intrusiones, principalmente stocks de composición granodiorítica a cuarzomonzonítica, se emplazan en rocas carbonatadas. La mayoría de los depósitos de skarn, particularmente los de Cu, Pb-Zn, W y Sn, se forman en arcos magmáticos a lo largo de márgenes continentales activas, ya que en estos ambientes las rocas carbonatadas son más frecuentes. Sin embargo, hay skarns de Fe que están asociados a arcos insulares. Las características de los depósitos de skarn se presentan en los modelos 1c, 1d, 1e y 1i en Steinmüller (1999).

En el Perú, se conocen principalmente depósitos de skarn de Cu y Pb-Zn, pero también existen skarns de Fe, W y Sn. Un ejemplo de un skarn de Fe es el depósito de Marcona, el cual se encuentra en rocas volcánicas y carbonatadas del Jurásico temprano. Según Injoque et al. (1988), el skarn de Fe de Marcona se formó durante el estadio inicial del desarrollo del arco magmático del Ciclo Andino.

Importantes skarns de Cu están relacionados con el Batolito de Andahuaylas-Yauri (Santa Cruz et al., 1979, Sáez, 1996, Zweng et al., 1997) en el sur y el Batolito de la Cordillera Blanca en el norte del país. En el primer caso tenemos el depósito de Tintaya, albergado por rocas carbonatadas del Cretáceo temprano, en el segundo el de Antamina, en rocas carbonatadas del Cretáceo tardío. Según Noble et al. (1984), los depósitos en el Batolito de Andahuaylas-Yauri se formaron en el Oligoceno (34 M.a.), los en el Batolito de la Cordillera Blanca más tarde, en el Mioceno-Plioceno (Noble & McKee, 1997).

En lo que concierne a los skarns de Pb-Zn destacan aquellos en el centro del Perú, siendo los más importantes los de Atacocha, Milpo, Uchucchacua y Raura (Gunnesch et al., 1984, Bussell et al., 1990, Lavado, 1997). Los depósitos se hallan en secuencias carbonatadas del Triásico-Jurásico y Cretáceo tardío. Según Noble & McKee (1997), los skarn de Pb-Zn se formaron en el Oligoceno-Mioceno (30-8 M.a).

Los depósitos epitermales son otro tipo de depósitos, cuyo origen está relacionado con arcos magmáticos. Ellos se forman mayormente en el lado interior del arco magmático, en los niveles altos de los edificios volcánicos de composición andesítica a riodacítica. Los depósitos se pueden dividir en dos tipos extremos: los de baja sulfuración (tipo adularia-sericita) y de alta sulfuración (tipo ácido-sulfato). Ambos pueden ocurrir como depósitos vetiformes y de tipo diseminado. Las características de los depósitos epitermales se presentan en los modelos 2a y 2b en Steinmüller (1999).

En el Perú existen tanto depósitos de baja como de alta sulfuración. Los de baja sulfuración se conocen en el sur del país, siendo los más importantes los depósitos de Ag-Au de Arcata, Cailloma, Orcopampa y Ares. Los depósitos son de tipo vetiforme y están ubicados cerca de estrato-volcanes y/o calderas. Sus rocas encajonantes constan derrames y piroclásticos de composición andesítica, dacítica y riolítica del Terciario. Según Ericksen et al. (1995), los depósitos se formaron en el Mioceno (18-6 M.a.). La geología, mineralogía y el origen de estos depósitos han sido descritos por Candiotti et al. (1990), Gibson et al. (1995) y Tosdal et al. (1995).

En lo que respecta a los depósitos de alta sulfuración se destacan los depósitos diseminados de Au-Ag en el norte del Perú, tales como los de Yanacocha, Pierina y Sipán. Los depósitos se encuentran relacionados con estrato-volcanes, constituyendo mayormente rocas piroclásticos de composición andesítica a dacítica del Terciario. Los depósitos de alta sulfuración también existen en el centro y en el sur del país, siendo importantes depósitos los de Julcani, Colquijirca, Quicay, Caudalosa y San Juan de Lucanas. La mineralización se encuentra en vetas, stockworks y diseminaciones, albergados por piroclásticos, brechas, flujos y domos dacíticos y riodacíticos del Terciario. Todo los depósitos de alta sulfuración tienen edades entre 16 y 10 M.a. (Mioceno tardío). La geología, mineralogía, geoquímica y la génesis de estos depósitos fueron descritos por Sawkins & Rye, (1976), Petersen et al. (1977), Vidal et al. (1984), Vidal & Cedillo (1988), Deen et al. (1994), Vidal et al. (1997), Candiotti & Guerrero (1997), Klein et al. (1997) y Noble et al. (1997).

Otro tipo de depósitos que se forma mayormente en el lado interior del arco magmático, son los depósitos polimetálicos. Ellos se encuentran estrechamente relacionados con intrusiones subvolcánicas félsicas aisladas y pueden presentarse como tipo veta o reemplazamiento, desarrollándose el primer tipo en rocas no carbonatadas, mientras que el segundo se forma

en rocas carbonatadas. Las características de los depósitos polimetálicos se pueden apreciar en los modelos 1f y 1h en Steinmüller (1999).

Importantes representantes de este tipo en el Perú son los depósitos de Zn-Pb-Cu-Ag de Cerro de Pasco, Huarón y Yauricocha en el centro del país. Los depósitos forman generalmente cuerpos irregulares y vetas que se encuentran en rocas carbonatadas del Triásico-Jurásico y Cretáceo tardío, en rocas clásticas del Devónico y Cretáceo tardío y en rocas piroclásticas del Terciario. Según Giletti & Day (1968), Eyzaguirre et al. (1975) y Silberman & Noble (1977) estos depósitos se formaron en el Mioceno tardío (15-7 M.a.). Otros ejemplos de los depósitos polimetálicos constituyen las vetas de W-Zn-Pb de Pasto Bueno (Landis & Rye, 1974, Norman & Landis, 1983) en el norte del Perú así como las vetas de W-Zn-Pb-Ag de San Cristóbal y Andaychagua (Campbell et al., 1984, Campbell, 1987) y las vetas de Zn-Pb-Cu-Ag-(Au) de Casapalca, Colqui y Millotingo (Rye & Sawkins, 1974, Kamilli & Ohmoto, 1977) en el centro del Perú. Las últimas muestran similitudes con vetas epitermales de baja sulfuración, pero generalmente tienen menos Au. Pasto Bueno se encuentra en rocas clásticas del Jurásico tardío. San Cristóbal y Andaychagua están albergados por rocas clásticas y volcánicas del Devónico y Pérmico, mientras que las últimas se encuentran en rocas clásticas del Cretáceo tardío y rocas volcánicas del Terciario. La edad de las vetas se estima entre 14 y 9 M.a. (Mioceno tardío).

Finalmente, se deben mencionar los depósitos de Au y Au-Ag en sedimentos. Ellos se presentan relacionados con zonas de fallas subverticales y sus rocas encajonantes constituyen rocas carbonatadas carbonáceas arcillosas o limosas delgadamente estratificadas. Las características de los depósitos de Au y Au-Ag en sedimentos se describen en el modelo 1j en Steinmüller (1999).

En el Perú este tipo de depósitos es poco conocido. Ejemplos pueden ser los de El Toro y Santa Rosa (Montoya et al., 1995) en el norte así como el de Purísima Concepción (Alvarez & Noble, 1988) en el centro del país. Los dos primeros depósitos se hallan en areniscas y lutitas carbonáceas del Cretáceo temprano y el último en calizas impuras de la Cretáceo tardío. Según Noble & McKee (1997) los depósitos se formaron en el Mioceno temprano (\pm 18 M.a.).

5.0 BIBLIOGRAFIA

Alvarez, A. & Noble D.C. (1988): Sedimentary rock-hosted disseminated precious metal mineralization at Purísima Concepción, Yauricocha district, Central Peru. *Econ. Geol.*, 83, p. 1368-1378.

Atherton, M.P. & Sanderson, L.M. (1985): The chemical variation and evolution of the superunits of the segmented Coastal Batholith. En: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds.): *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, Glasgow, p. 208-227.

Atherton, M.P., Warden, V. & Sanderson, L.M. (1983): The Mesozoic marginal basin of Central Peru. *Nature*, 305, p. 303-306.

Atherton, M.P., Warden, V. & Sanderson, L.M. (1985): The Mesozoic marginal basin of Central Peru: a geochemical study of within-plate-edge volcanism. En: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds.): *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, Glasgow, p. 47-58.

Bahlburg, H., Cristina Moya, M., Zimmermann, U., Bock, B. & Hervé, F. (2000): Paleozoic plate tectonic evolution of the western Gondwana Margin in northern Chile and northwestern Argentina. *Zeitschrift für Angewandte Geologie, Sonderheft 1*, p. 345-353

Beckinsale, R.D., Sánchez-Fernandez, A.W., Brook, M., Cobbing, E.J., Taylor, W.P. & Moore, N.D. (1985): Rb-Sr whole-rock isochron and K-Ar age determination for the Coastal batholith of Peru. En: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds.): *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, Glasgow, p. 177-202.

Benavides, B. (1956): Cretaceous system in Northern Peru. *Am. Mus. Nat. Hist. Bull.*, 108, p. 252-494.

Bonhomme, M.G. & Carlier, G. (1990): Relation entre magmatism et mineralisation dans le batolithe d' andahuaylas-Yauri: Donnees geochronologique. *Symposium International Geodynamique Andine. Resumes Def., Com. de ORSTOM, Univ. Joseph Fourier, Paris.*

Bussell, M.A., Alpers, C.N., Petersen, U., Shepard, T.J., Bermudez C. & Baxter A.N. (1990): The Ag-Mn-Pb-Zn vein, replacement and skarn deposits of Uchucchacua, Peru: Studies of structure, mineralogy, metal zoning, Sr isotopes and fluid inclusions. *Econ. Geol.*, 85, p. 1348-1383.

Campell, A.R. (1987): A sulfur isotopic study of the San Cristobal tungsten-base metal mine, Peru. *Mineral Deposita* 22, p. 42-46.

Campell, A.R., Rye D. & Petersen, U. (1984): A hydrogen and oxygen study of the San Cristobal Mine, Peru: Implications of the role of water to rock ratio for the genesis of wolframite deposits. *Econ. Geol.*, 79, p. 1818-1832.

Candiotti, H & Guerrero, T (1997): Descubrimiento y geología del yacimiento de oro disseminado Sipán - Cajamarca. *Resúmenes Extendidos, IX Congreso Peruano de Geología, 1997*, p. 9-13.

Candiotti, H. & Guerrero, T. (1983): Ocurrencia de un yacimiento tipo albita-greisen de Cu, W, Sn y Mo - Carabaya, Puno. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 71, p. 69-78.

Candiotti, H., Noble, D.C. & McKee, E.H. (1990): Geologic setting and epithermal silver veins of the Arcata district, Southern Peru. *Econ. Geol.*, 85, p. 1473-1490.

Cardozo, M. (1990): The Copara metalotect in Central Peru: Geologic evolution and ore formation. En: Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E. & Frutos, J. (eds.): *Stratabound ore deposits in the Andes*, Berlin, p. 395-412.

Clark, A.H., Farrar, E., Kontak, D.J., Langridge, R.J., Arenas, M.J., France, L.J., McBride, S.L., Woodman, P.L., Wasteneys, H.A., Sandeman, H.A. & Archibald, D.A. (1990): Geologic and geochronologic constraints on the metallogenic evolution of the Andes of Southeastern Peru. *Econ. Geol.*, 85, p. 1520-1583.

Clark, A.H., Tosdal, R.M., Farrar E. & Plazolles, A. (1990): Geomorphologic environment and age of supergene enrichment of the Cuajone, Quellaveco and Toquepala porphyry copper deposits, Southeastern Peru. *Econ. Geol.*, 85, p. 1604-1628.

Cobbing, E.J. (1976): The geosynclinal pair at the continental margin of Peru. *Tectonophysics*, 30, p. 157-165.

Cox, D.P. & Singer, D.A. (1986): Mineral deposit models. United States Geological Survey, *Bulletin* 1693, 379 p.

Dalmayrac, B., Laubacher, G. & Marocco, R. (1988): Carácteres generales de la evolución geológica de los Andes Peruanos. *Boletín N° 12, Serie D, INGEMMET*.

Damm, K.-W., Pichowiak, S., Harmon, R.S., Todt, W., Kelley, S., Omarini, R. & Niemeyer, H. (1990): Pre-Mesozoic evolution of the Andes; the basement revisited. En: Mahlburg Kay S. & Rapela C.W.: Plutonism from Antarctica to Alaska, Geological Society of America, Special Paper 241, p. 101-126.

Deen, J.A., Rye R.O., Muñoz J.L. & Drexler J.W. (1994): The magmatic hydrothermal system at Julcani, Peru: Evidence from fluid inclusion and hydrogen and oxygen isotopes. *Econ. Geol.*, 89, p. 1924-1938.

Ericksen, G.E., Cunningham, C.G. & Eyzaguirre, V.R. (1995): Models of precious metal deposits in the Neogene and Quaternary volcanic complex of the Central Andes, *Bol. Soc. Geol. Perú*, Volumen Jubilar A. Benavides, p. 103-125.

Eyzaguirre, V.R., Montoya, D.E., Silberman, M.L. & Noble, D.C. (1975): Age of igneous activity and mineralization, Morococha district, Central Peru. *Econ. Geol.*, 70, p. 1123-1125.

Farrar, E. & Noble, D.C. (1976): Timing of late Tertiary deformation in the Andes of Peru. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 87, p. 1247-1250.

Flores, G., Zelaya A. & Mamani, F. (1975): Geología de Cañariaco. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 46, p. 87-103.

Fontboté, L. (1990): Stratabound ore deposits in the Pucará basin. An overview. En: Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E. & Frutos, J. (eds.): Stratabound ore deposits in the Andes, Berlin, p. 253-266.

Frisch, W. & Loeschke, J. (1986): Plattentektonik. Darmstadt., 190 p.

Frutos, J. (1981): Andean tectonics as a consequence of seafloor spreading. *Tectonophysics*, 72, T21-T32.

Gibson, P.C., McKee, E.H., Noble, D.C. & Swanson, K.E. (1990): Timing and interrelation of magmatic, tectonic and hydrothermal activity at the Orcopampa District, Southern Peru. *Econ. Geol.*, 90, p. 2317-2325.

Gilotti, B.W. & Day, H.W. (1968): Potassium-argon ages of igneous rocks of Peru. *Nature*, 220, p. 570-571.

Gunnesch, K.A., Gunnesch, M., Baumann, A. & Delgado H (1984): Investigaciones mineralógicas y metalogénicas en las áreas mineras de Milpo, Atacocha y Machcán (Perú Central). Bol. Soc. Geol. Perú, Volumen Jubilar G. Petersen, Fascículo 4, 1-14.

Harrison, J.V. (1940): Nota preliminar sobre la geología de los Andes Centrales del Perú. Bol. Soc. Geol. Perú, 53 p.

Injoque, J., Atkin, B., Harvey P. & Snelling, N. (1988): Mineralogía y geocronología del skarn geotermal de hierro de Marcona. Bol. Soc. Geol. Perú, 78, p. 65-80.

Kamilli, R.J. & Ohmoto H. (1977): Paragenesis, zoning, fluid inclusion and isotopic studies of the Finlandia vein, Colqui district, Central Peru. Econ. Geol., 72, p. 950-982.

Kihien, A. (1975): Alteración y su relación con la mineralización en el pórfido de cobre de Cerro Verde. Bol. Soc. Geol. Perú, 46, p. 103-126.

Kihien, A. (1995): Geología, génesis de la mineralización-alteración y evolución de los fluidos hidrotermales del pórfido cuprífero de Quellaveco. Bol. Soc. Geol. Perú, Volumen Jubilar A. Benavides, p. 159-178.

Klein, T., Barreda, J. & Harvey, B. (1997): San José Sur high sulfidation gold deposit, Yanacocha district, Northern Peru. Resúmenes Extendidos, IX Congreso Peruano de Geología, 1997, p. 57-60.

Kobe, H.W. (1990): Stratabound Cu-(Ag) deposits in the Permian Mitu red-bed formations. En: Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E. & Frutos, J. (eds.): Stratabound ore deposits in the Andes, Berlin, p. 123-127.

Kontak, D.J., Clark, A.H., Farrar, E. & Strong, D.J. (1985): The rift-associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: A precursor to the Andean orogeny. En: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds.): Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes, Glasgow, p. 36-44.

Lancelot, J.R., Laubacher, G., Marroco, R. & Renaud, V. (1978): U/Pb radiochronology of two granitic plutons from the Eastern Cordillera (Peru). Extent of Permian magmatic activity and consequences. Geol. Rdsch., 67, p. 236-243.

Landis, G.P. & Rye, R.O. (1974): Geologic, fluid inclusion and stable isotope studies of the Pasto Bueno tungsten-base metal ore deposit, Northern Peru, *Econ. Geol.*, 69, p. 1025-1059.

Laubacher, G. & Mégard, F. (1985): The Hercynian basement: a review. En: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds.): *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, Glasgow, p. 29-35.

Lavado, M. (1997): Reinterpretación geológica del yacimiento de Raura. *Resúmenes Extendidos, IX Congreso Peruano de Geología, 1997*, p. 71-78.

Le Bel, L.M. (1985): Mineralization in the Arequipa segment: the porphyry-Cu deposit of Cerro Verde/Santa Rosa. En: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds.): *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, Glasgow, p. 250-260.

Márquez, E. (1997): Porphyry hosted Au-Cu mineralization at Laguna Chamis, Cajamarca. *Resúmenes Extendidos, IX Congreso Peruano de Geología, 1997*, p. 101-105.

Mégard, F. (1984): The Andean orogenic period and its major structures in Central and Northern Peru. *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, p. 893-900.

Mégard, F. (1987): Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of Andean geology north of the Arica Elbow (19°S). En: Monger, J.W.E. & Francheteau, J. (eds.): *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific Oceanic basin*. Am. Geophys. Union, Washington, p. 71-79.

Montoya, D.E., Noble, D.C., Eyzaguirre, V.R. & DesRosiers, D.F. (1995): Sandstone-hosted gold deposits: A new exploration target is recognized in Peru. *Engineering and Mining Journal*, 196 (6), p. 34-41.

Myers, J.S. (1974): Cretaceous stratigraphy and structure, Andes of Peru between latitudes 10° - 10°30'. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 58, p. 474-487.

Noble, D.C. & McKee, E.H. (1997): The Miocene metallogenic belt of Central and Northern Peru. *Resúmenes Extendidos, IX Congreso Peruano de Geología, 1997*, p. 115-119.

Noble, D.C., Park-Li, B., Henderson, W.B. & Vidal, C. (1997): Hypogene oxidation and late deposition of precious metals in the Pierina high-sulfidation deposit and other volcanic and

sedimentary rock-hosted gold systems. Resúmenes Extendidos, IX Congreso Peruano de Geología, 1997, p. 121-127.

Noble, D.C., Silbermann, M.L., Mégard, F & Bowman, H.R. (1978): Comendite (peralkaline rhyolite) in the Mitu Group, Central Peru: Evidence of Permian-Triassic crustal extension in the Central Andes. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 6, p. 453-457.

Noble, D.C., McKee, E.H., Eyzaguirre, V.R. & Marocco, R. (1984): Age and regional tectonic implications of igneous activity and mineralization in the Andahuaylas-Yauri belt of Southern Peru. *Econ. Geol.*, 79, p. 172-176.

Norman, D.I. & Landis, G.P. (1983): Source of mineralizing components in hydrothermal ore fluids as evidenced by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and stable isotope data from the Pasto Bueno deposit, Peru. *Econ. Geol.*, 78, p. 451-465.

Ostermann, G., Cardozo, M. & Wauschkuhn, A. (1983): Descripción y correlación de los depósitos volcano-sedimentarios del Cretácico inferior en la región Lima-Cañete. *Bol. Soc. Geol. Perú*, 70, p. 35-45.

Petersen, U., Noble, D.C., Arenas, M.J. & Goodell, P.C. (1977): Geology of the Julcani mining district, Peru. *Econ. Geol.*, 72, p. 931-949.

Pitcher, W.S. (1985): A multiple and composite batholith. En: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds.): *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, Glasgow, p. 93-101.

Regan, P.F. (1985): The early basic intrusions. En: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J. & Beckinsale, R.D. (eds.): *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*, Glasgow, p. 72-89.

Rosas, S., Fontboté, L. & Morche, W. (1997): Vulcanismo de tipo intraplaca en el Grupo Pucará (Triásico-Jurásico) y su relación con el vulcanismo del Grupo Mitu (Pérmico-Triásico). Resúmenes Extendidos, IX Congreso Peruano de Geología, 1997. p. 393-396.

Rye, R.O. & Sawkins, F.J. (1974): Fluid inclusion and stable isotope studies on the Casapalca Ag-Pb-Zn-Cu deposit, Central Andes, Peru. *Econ. Geol.*, 69, p. 181-205.

Sàenz, J. (1996): Skarn and ore parageneses in the Cu (-Fe) Tintaya deposit, southern Peru. Tesis Doctoral, Univ. Heidelberg, 205 p.

Santa Cruz, S., Guerrero, T., Castilla, F. & Caro, E. (1979): Geología de yacimientos de cobre en skarn en la región Sur-Oriental del Perú. Bol. Soc. Geol. Perú 59, p. 153-176.

Sawkins, F.J. & Rye, R.O. (1976): Fluid inclusion and stable isotope studies of the Caudalosa Ag deposit: evidence for the mixing of magmatic and meteoric fluids. Proc. 4th IAGOD Symp, Varna, Bulg, p. 110-116.

Sawkins, F.J. (1990): Metal deposits in relation to plate tectonics. Heidelberg, 461 p.

Silberman, M.L. & Noble, D.C. (1977): Age of igneous activity and mineralization, Cerro de Pasco, Central Peru. Econ. Geol., 72, p. 925-931.

Soler, P. & Bonhomme, M.G. (1990): Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present. En: Mahlburg Kay S. & Rapela C.W.: Plutonism from Antarctica to Alaska, Geological Society of America, Special Paper 241, p. 173-192.

Soler, P. & Rotach-Toulhoat, N. (1990): Implication of the time-dependent evolution of Pb- and Sr-isotopic compositions of cretaceous and Cenozoic granitoids from the coastal region and the lower Pacific slope of the Andes of central Peru. En: Mahlburg Kay S. & Rapela C.W.: Plutonism from Antarctica to Alaska, Geological Society of America, Special Paper 241, p.161-172.

Soler, P. (1991): Nuevos datos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos sobre las intrusiones permo-triásicas de la Cordillera Oriental del Perú central - implicaciones geodinámicas. VII Congreso Peruano de Geología, Volumen de Resumens Extendidos, p. 57-61.

Steinmüller, K. & Wauschkuhn, A. (1987): Geology and mineralogy of the barite-sulfide deposits in the Eastern Casma Group of Central Peru. Zbl. Geol. Paläont. H. 7/8, p. 995-1005.

Steinmüller, K. (1987): Beiträge zur Metallogeneese der Baryt-Sulfid-Lagerstätten in der östlichen Casma-Gruppe Zentralperus. Tesis Doctoral, Univ. Heidelberg, 112 p. (inédito).

Steinmüller, K. (1999): Depósitos metálicos en el Perú - su metalogenia, sus modelos, su exploración y el medio ambiente. CIM/INGEMMET, Lima, 171 p.

Steinmüller, K., Chacón, N. & Grant, B. (2000): Volcanic massive sulphide deposits in Peru. En: Volcanic massive sulphide deposits of Latin America, Geological Association of Canada (en prenta).

Sureda, R.J. & Martin, J.L. (1990): El Aguilar mine: An Ordovician sediment-hosted stratiform lead-zinc deposit in the Central Andes. En: Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E. & Frutos, J. (eds.): Stratabound ore deposits in the Andes, Berlin, p. 161-174.

Tosdal, R.M., Gibson, P.C. & Noble, D.C. (1995): Metal sources for Miocene precious metal veins of the Orcopampa, Shila, Cailloma and Arcata mining districts, Southern Peru. Bol. Soc. Geol. Perú, Volumen Jubilar A. Benavides, p. 311-326.

Vidal, C & Cedillo, E. (1988): Los yacimientos de enargita-alunita en el Perú. Bol. Soc. Geol. Perú, 78, p. 109-120.

Vidal, C. (1987): Kuroko-type deposits in the middle Cretaceous marginal basin of Central Peru. Econ. Geol., 82, p. 1409-1430.

Vidal, C., Mayta, O., Noble, D.C. & McKee, E.H. (1984): Sobre la evolución de soluciones hidrotermales desde el centro volcánico Marcapunta en Colquijirca, Pasco. Bol. Soc. Geol. Perú, Volumen Jubilar G. Petersen, Fascículo 10, p. 1-14.

Vidal, C., Proaño, J. & Noble, D.C. (1997): Geología y distribución hidrotermal de menas con Au, Cu, Zn, Pb y Ag en el distrito minero Colquijirca, Pasco. Resúmenes Extendidos, IX Congreso Peruano de Geología, 1997, p. 217-219.

Wilson, J.J. (1963): Cretaceous stratigraphy of the Central Andes of Peru. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 47, p. 1-34.

Winkelmann, L., Leifeld, D., Grisseemann, C., Scheps, V. & Lara, M.A. (1996): Das epitermale Goldvorkommen von Las Huaquillas (Depto. Cajamarca, Peru) - ein Beispiel erfolgreicher Goldexploration. Z. angew. Geol., 42, p. 107-113.

Zweng, P.L, Yagua, J., Fierro J., Gamarra, H., Jordan, L., Brooks, J., Yurko, E & Mulhollen, R. (1997): The Cu-(Au, Ag) skarn deposit at Tintaya, Peru. Resúmenes Extendidos, IX Congreso Peruano de Geología, 1997, p. 237-242.