

I N C E M M E T
BIENES CULTURALES
54.810 05095
INVENTARIO 1996



Reprint from

“URANIUM DEPOSITS
IN LATIN AMERICA:
GEOLOGY AND EXPLORATION”

Tirada aparte de

“YACIMIENTOS DE URANIO
EN AMERICA LATINA:
GEOLOGIA Y EXPLORACION”

AMBIENTES FAVORABLES PARA LA DEPOSICION DE URANIO EN LA FAJA SUBANDINA Y LLANO AMAZONICO DEL PERU

L. CANEPA, F. ROSADO

División de Materias Primas,

Instituto Peruano de Energía Nuclear (IPEN),

Lima, Perú

Abstract-Resumen

FAVOURABLE ENVIRONMENTS FOR THE DEPOSITION OF URANIUM IN THE SUB-ANDEAN BELT AND THE AMAZON PLAIN OF PERU.

The area described is located between the east flank of the eastern Cordillera on the territorial limits with Ecuador, Colombia, Brazil and Bolivia. It covers the morphological areas called sub-Andean zone and Amazon plain. The physiographic characteristics change from west to east. In the eastern Cordillera the morphology is rough, with altitudes of 5000 m. Descending to sub-Andean, it presents a moderate topography with low hills between 1000 and 2500 m. Further east the Amazon plain forms an extensive peneplain with altitudes of 400 m. The stratigraphy of the area includes rocks with ages from the Precambrian (eastern Cordillera) to recent. Outcrops of the Palaeozoic formations are found to the east of the eastern Cordillera. Rocks that belong to the Mesozoic and Cenozoic are extensively distributed in the area, as deposits of continental or deltaic facies. The geological evolution of the area is favourable for the formation of stratiform deposits of uranium. The intensity of the orogenic deformation decreases progressively from west to east. The tendency to low dips favours the conditions of migration and precipitation of uranium. The majority of the geological formations of continental and deltaic origin, as well as igneous bodies of upper Palaeozoic and Tertiary age, have been selected as rocks of good geological uranium favourability, taking into consideration criteria found in other parts of the world. These have been modified to suit local conditions. This area presents similar geological conditions to the eastern side of the Andean Cordillera in Argentina where a number of uranium deposits have been located.

AMBIENTES FAVORABLES PARA LA DEPOSICION DE URANIO EN LA FAJA SUBANDINA Y LLANO AMAZONICO DEL PERU.

El área objeto del presente trabajo se ubica entre el flanco este de la Cordillera Oriental y los límites territoriales con Ecuador, Colombia, Brasil y Bolivia y comprende las zonas morfológicas denominadas Faja Subandina y Llano Amazónico. Los rasgos fisiográficos varían de oeste a este. En la Cordillera Oriental la morfología es agreste, con alturas de 5000 m sobre el nivel del mar. En la Subandina presenta relieves más suaves, con cerros cuyas alturas varían entre 2500 y 1000 m. Hacia el este, el Llano Amazónico forma una vasta penillanura con alturas de 400 m. La columna estratigráfica de la zona comprende rocas que van desde el Precámbrico (Cordillera Oriental) al reciente. Las formaciones paleozoicas afloran al este de la Cordillera Oriental. Rocas pertenecientes al Mesozoico y Cenozoico se

encuentran extensamente distribuidas en la zona de estudio, dentro de las que se distinguen los yacimientos de facies continental y deltaica. La evolución geológica del área coadyuva a la formación de yacimientos de uranio de tipo estratiforme. La intensidad de las deformaciones orogénicas decrece progresivamente de oeste a este. La tendencia a posiciones estructurales de bajo ángulo favorece las condiciones de migración y precipitación del uranio. La mayoría de las formaciones geológicas de origen continental deltaica, así como cuerpos ígneos de edades pertenecientes al Paleozoico Superior y Terciario han sido preseleccionados como rocas de buena favorabilidad geológico-uranífera, teniendo en cuenta criterios encontrados en otros ámbitos que rigen a nivel mundial y adaptados a las condiciones locales. Esta zona presenta condiciones geológicas similares a las de los yacimientos ubicados en la parte oriental de la Cordillera de los Andes de la Argentina.

1. UBICACION

El área objeto del presente estudio se ubica en el sector este de la Cordillera Oriental (Fig. 1) y comprende las zonas morfoestructurales denominadas Cordillera Subandina, Montañas del Shira, Llanura Amazónica y Llanura de Madre de Dios.

2. FISIOGRAFIA

Los rasgos fisiográficos se agrupan en unidades con características definidas:

- 1) Cordillera Subandina. Dentro de esta unidad se ha incluido a la Cordillera Subandina propiamente dicha y a las montañas del Shira, por presentar características morfológicas similares. Estas se caracterizan por estar ubicadas inmediatamente en el flanco este de la Cordillera Oriental, y se proyectan hacia el este hasta el Llano Amazónico. Presentan una topografía abrupta con alturas máximas de 3700 m.s.n.m.
- 2) La Llanura Amazónica. Esta unidad comprende la llanura del Amazonas propiamente dicha y la de Madre de Dios, ya que ambas conforman las tierras bajas de la zona, presentando una superficie poco accidentada, con pequeñas lomas cuyas alturas varían entre 100 y 400 m.

Tanto la Cordillera Subandina como la Llanura Amazónica presentan clima biestacionario con dos estaciones bien marcadas; la época de verano con fuertes lluvias y la época de invierno con períodos de sequía.

Los vientos tienen direcciones de este a oeste y se estrellan con la Cordillera Oriental que sirve de barrera natural. En las zonas altas de la Cordillera Subandina la precipitación es constante la mayor parte del año, y el sistema de drenaje vierte sus aguas en el río Amazonas.

Terrazas aluviales, pequeñas elevaciones, coberturas aluviales, etc. sirven de suelo a extensas coberturas boscosas, que se extienden por ambas zonas. Estos mantos boscosos forman selvas características de las zonas tropicales.

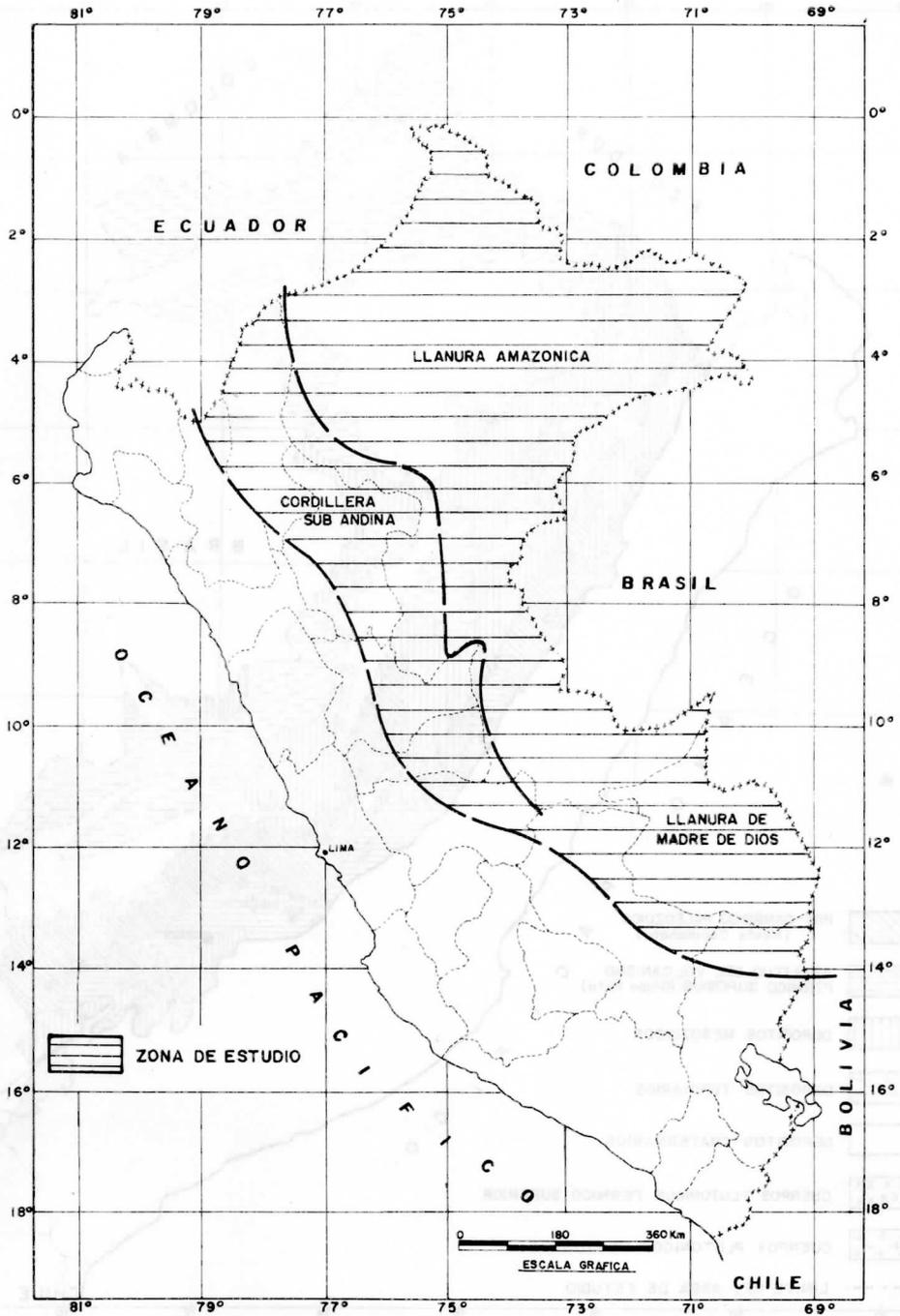


FIG.1. Ubicación de la zona de estudio.

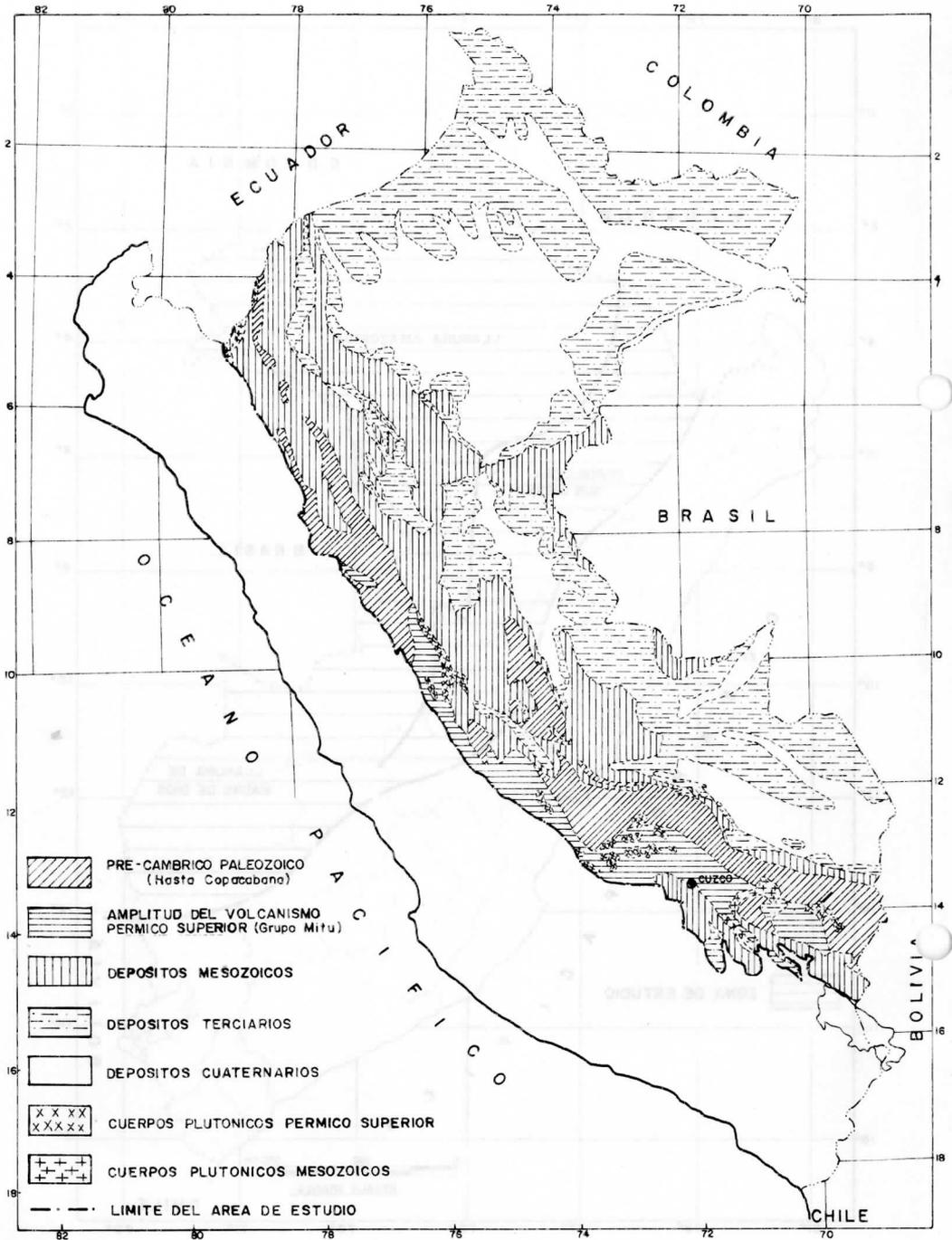


FIG.2. Mapa geológico generalizado de la Cordillera Oriental, Faja Subandina y Llano Amazónico.

3. RESEÑA ESTRATIGRAFICA

Las rocas más antiguas en esta parte de la Cordillera Oriental (Fig. 2) son de edad precámbrica y han sido clasificadas en forma general como de tipo intermedio, de baja presión; van desde las facies de los esquistos verdes a las facies de anfibolita, litológicamente compuesta por gneises, micácitas, anfibolitas y filitas, afectadas por tres fases orogénicas.

La depositación de rocas de edad paleozoica se inicia con sedimentos marinos de edad ordovícica, litológicamente compuestos por lutitas que, en la mayoría de los casos son fosilíferas. Hacia la Cordillera Oriental cambian progresivamente a pizarras y parcialmente a cuarcitas.

Durante el Silúrico-Devónico se depositan areniscas y lutitas carbonosas a veces turbidíticas. En la Cordillera Oriental se incrementa progresivamente el grado de metamorfismo, pasando a pizarras carbonosas.

El Paleozoico Superior se inicia con la sedimentación del Grupo Ambo, compuesto por un conglomerado basal, siguiendo cuarcitas, areniscas y lutitas, que alternan con delgadas capas de carbón y plantas.

El Pensilvaniano está representado por el Grupo Tarma, compuesto por lutitas grises, negras verdosas; limolitas y calizas claras bastante fosilíferas. En la Faja Subandina la deposición se suspende a mediados del Pensilvaniano mientras que en el Llano Amazónico y subcuenca de Madre de Dios la sedimentación continúa y pasa transicionalmente al grupo Copacabana, compuesto por calizas grises fosilíferas con variaciones a dolomitas en bancos gruesos y masivos. En el Pérmico Superior se depositan sedimentos continentales del Grupo Mitu.

La sedimentación mesozoica se inicia con la deposición marina de rocas de edad triásico-jurásica del Grupo Pucará, de amplia distribución en la zona occidental del área; litológicamente se compone de calizas grises, con niveles intermedios arenosos. Pasa lateralmente a los depósitos salubres continentales de Sarayaquillo. (Boquerón del Padre Abad), en forma de areniscas rojas, con estratificación cruzada, horizontes conglomerádicos y lutitas rojas.

Al iniciarse la sedimentación cretácica en la Faja Subandina y Llano Amazónico existían una serie de pequeñas cuencas (Fig. 3) que fueron cubiertas por depósitos aluviales y deltaicos: la formación Cushabatay, compuesta por areniscas blancas, cuarzosas que en muchos lugares alternan con lutitas limosomícáceas con restos de vegetales y horizontes carbonosos. Transicionalmente, Cushabatay pasa a la formación Esperanza de ambiente marino, compuesta por lutitas negras fosilíferas y delgadas intercalaciones de calizas, la que secuencialmente pasa a la formación Aguas Calientes, litológicamente compuesta ésta por areniscas blancas con intercalaciones de lutitas negras carbonosas y restos de plantas.

La formación Chonta, de carácter transgresivo, está compuesta por lutitas, margas, calizas negras a grises con delgados lechos de areniscas calcáreas muy

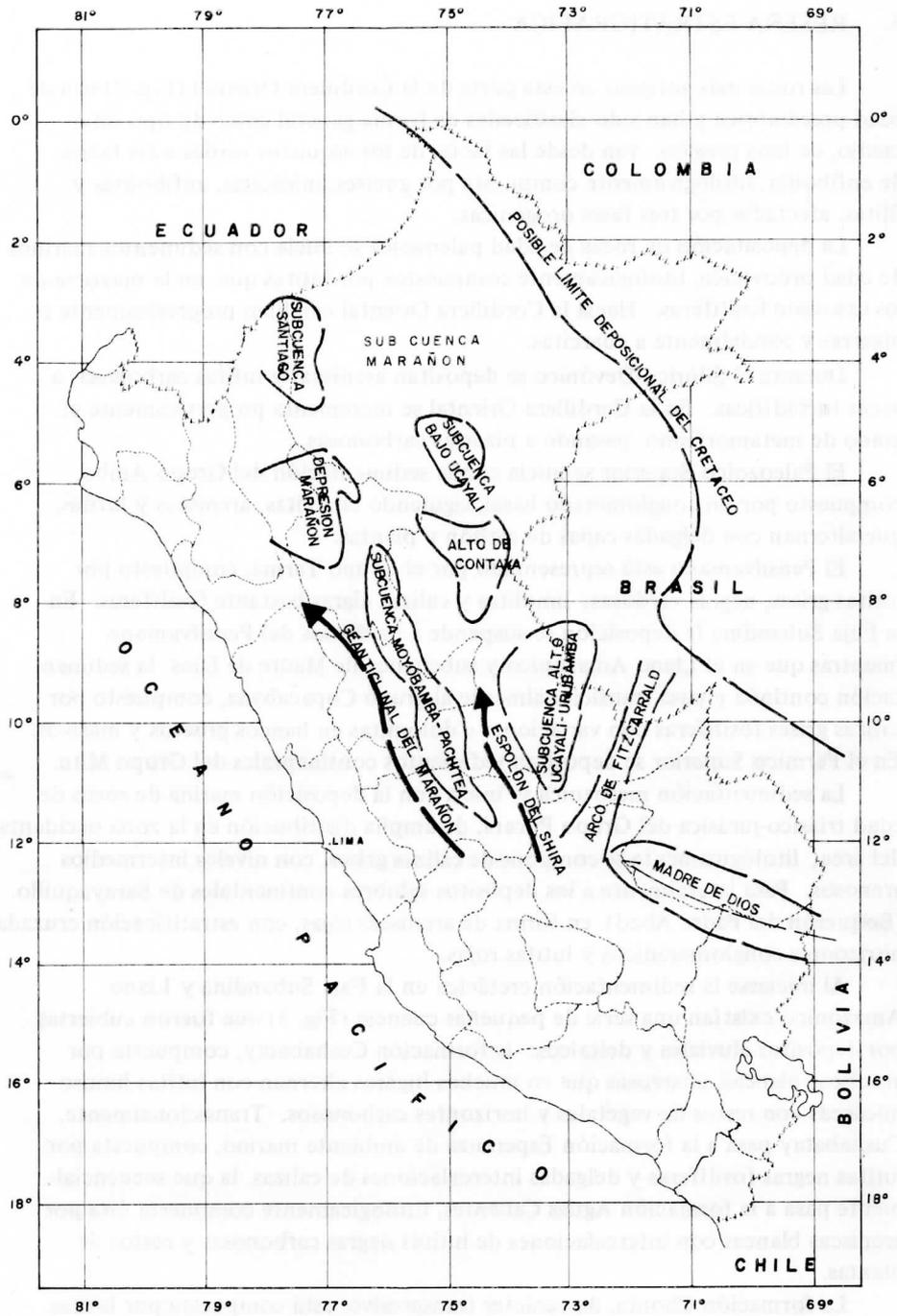


FIG.3. Mapa paleotectónico del Cretáceo. Faja Subandina y Llano Amazónico.

fosilíferas; concordantemente a la formación Chonta se depositó la unidad Vivían, compuesta por areniscas blancas y amarillas de grano grueso a conglomerádico con delgados lechos de lutitas negras y restos de plantas.

A fines del Cretáceo se produce la sedimentación transgresiva-regresiva con la depositación de las formaciones Cachiyacu-Huchpayacu, compuestas por lutitas negras, arcillas, margas y limolitas rojizas, algunas veces calcáreas.

Los sedimentos de esta última formación continúan depositándose en una serie de subcuencas (Fig. 4) durante el Terciario Inferior, prolongándose el ciclo sedimentario desde el Cretáceo tardío.

El Terciario Inferior está representado por el Grupo Huayabamba, dentro de este se distinguen las formaciones Yahuarango, Pozo y Chambira.

La unidad Yahuarango es la continuación del ciclo sedimentario cretácico, depositada en un ambiente marino-marginal o de estuario y lacustre.

La formación Pozo representa al avance marino producido durante el Oligoceno. Litológicamente está compuesta por lutitas grises, carbonosas, interestratificadas con capas delgadas de calizas grises, con escasa proporción de areniscas. La base de esta formación se caracteriza por presentar las areniscas tobáceas denominadas formación Casablanca, de reducida distribución geográfica.

La fase regresiva de la transgresión marina oligocénica está representada por la formación Chambira, que hacia la zona de Tarapoto se vuelve más arenosa.

La sedimentación continental se define con la depositación de la formación Ipururo, compuesta por lutitas, lodolitas, areniscas tobáceas ocasionales con lentes conglomerádicos. Las correlaciones de las unidades estratigráficas del Paleozoico, Mesozoico-Cenozoico de la Faja Subandina-Llano Amazónico se presentan en los Cuadros I y II.

4. GEOLOGIA HISTORICA

El Escudo Brasileño sirvió de soporte a sedimentos de edad paleozoica cuya deposición se inició como consecuencia de la transgresión acaecida durante el Ordovícico (Llanvirniano), la que duró hasta principios del Silúrico; este evento fue seguido por la no deposición del Silúrico Medio y Superior, mientras que en el sur (Dptos. de Puno y Cusco, Bolivia) se depositaba el horizonte tillítico del Zapla [1]. La deposición continuó con la transgresión marina, producida a fines del Silúrico, que terminó en el Devónico Medio. A fines del Devónico se produce la orogenia eohercínica que pone fin al Paleozoico Inferior.

Después de un fuerte período de erosión, el Paleozoico Superior se inicia con la deposición del Grupo Ambo, de ambiente continental tipo parálico. Breves incursiones marinas depositan sedimentos de facies neríticas, que conforman la sección media de la formación; el tope del Grupo Ambo está limitado por niveles de piroclásticos. El Grupo Ambo es afectado por un fuerte período de

erosión que culmina al sumergirse el continente por efecto de movimientos epigénicos producidos en el Pensilvaniano, que ocasionan una transgresión marina con la consiguiente deposición de la formación Tarma.

A fines del Pensilvaniano emerge nuevamente al continente produciéndose un proceso de intensa erosión [2]. Al iniciarse el Pérmico, los mares pasan de norte a sur, produciéndose la deposición de las calizas Copacabana, hecho que continúa hasta el Pérmico medio en que emerge la cuenca y se produce la orogenia tardihercínica, de escasa intensidad en la Región central [3], con manifestaciones de movimientos epigénicos, mientras que en el sur se producía con regular intensidad.

El Grupo Mito se deposita en relieves abruptos formados en tiempos post-orogénicos (tardihercínicos). Está conformado por depósitos de facies continentales de ambientes oxidantes, compuestos por sedimentos de carácter aluvial que manifiestan fuerte energía de deposición (avenidas torrenciales), con períodos alternos de aridez e intensa oxidación.

En la zona central del Perú se han observado movimientos compresionales de carácter local que han plegado al Grupo Mito [3]. Los límites orientales de la formación se ubican en áreas cercanas al límite este de la Cordillera Subandina, pero no se proyecta hacia el Llano Amazónico.

Durante gran parte del Triásico, el territorio estuvo sometido a un largo período de erosión y peneplanización que termina a fines del Triásico (Noriano), al producirse la transgresión que depositará la formación Pucará. Estas condiciones duran hasta el Liásico Medio en que, por acción de movimientos epigénicos, emerge la cuenca, produciéndose una posterior erosión y la depositación de la formación Sarayaquillo de ambiente continental. Este se prolonga hasta fines del Jurásico en que se inicia un fuerte período de erosión que continúa hasta el Neocomiano.

La depositación del Cretáceo se inicia con la sedimentación de la formación Cushabatay, que tuvo lugar en ambientes de tipo marginal a continental, formándose depósitos deltaicos, lacustrinos y de estuarios. A continuación una breve transgresión deposita sedimentos marinos, denominados formación Esperanza. Culminado el corto período transgresivo, se deposita la formación Aguas Calientes, que presenta un carácter transgresivo-regresivo, con sedimentos de tipo marginal a continental. A estas 3 formaciones cretáceas se les agrupa dentro del grupo Oriente, cuya deposición termina al iniciarse la transgresión marina producida en el Cretáceo Inferior tardío y parte inferior del Cretáceo Superior; así, en la mayor parte del país se depositan los sedimentos marinos de la formación Chonta, que de norte a sur corta líneas de tiempo. En el Cretáceo Superior se produce la transgresión regresiva cretáceo-terciaria con la depositación de la formación Vivián, de ambientes deltaicos y lacustrinos, y la formación Cachiyacu, predominantemente arcillosa de ambiente marino marginal.

CUADRO I. TABLA DE CORRELACION DE LAS UNIDADES ESTRATIGRAFICAS DEL PALEOZOICO DE LA FAJA SUBANDINA-LLANO AMAZONICO DEL ECUADOR, PERU Y BOLIVIA

ERA	SISTEMA SERIE	ECUADOR	CORDILLERA ORIENTAL			LLANO AMAZONICO			BOLIVIA COCHABAMBA			
			NORTE	CENTRO	SUR	SUB-CUENCA MARañON	SUB-CUENCA UCAYALI	SUB-CUENCA MADRE DE DIOS				
PALEOZOICO	SUPERIOR	PERMICO	Grupo Mitu	Grupo Mitu	Grupo Mitu	Grupo Mitu	Grupo Mitu					
			MEDIO	O R O G E N I A (FASE TARDIHERCINICA)						No		
			INFERIOR	?	? ? ? ? ?						Observado	
	CARBONIFERO	PENSILVANIA NO	FM. MUCAMA	Grupo Copacabana	Grupo Copacabana	Grupo Copacabana	Permo Carbonifero Marino no Diferenciado	Permo Carbonifero Marino no Diferenciado	Grupo Copacabana	? ?		
		MISISIPIANO		Hiatus ?	Hiatus ?	Grupo Tarma	Grupo Tarma	Grupo Tarma	Grupo Copacabana	Grupo Copacabana		
	INFERIOR	DEVONICO	?	O R O G E N I A (FASE EOHERCINICA)			No Comprobado	No Comprobado	Grupo Ambo	No Observado		
				Erosion Pre Carbonifero	Grupo Excelsior	Grupo Ambo	Grupo Ambo	Devonico no Diferenciado	Erosion Pre Carbonifero	Grupo Ambo	No Observado	
		SILURICO		Erosion Pre Carbonifero	Grupo Excelsior	Grupo Ambo	Devonico no Diferenciado	Erosion Pre Carbonifero	Grupo Ambo	No Observado		
		ORDOVICIENSE	Fm. Pumbuisa	Fm. Contaya	Huacar	GRUPO CARABAYA	Fm. Sandia	Fm. San José	Fm. Contaya	Fm. Contaya	Contaya	Fm. San Benito
CAMBRICO	No Observado	No Depositado	No Depositado	No Depositado	No Depositado	No Depositado	No Depositado	No Depositado	No Depositado	No Depositado		

CUADRO II. TABLA DE CORRELACION DE LAS UNIDADES ESTRATIGRAFICAS DEL MESOZOICO-CENOZOICO DE LA FAJA SUBANDINA-LLANO AMAZONICO DEL ECUADOR, PERU Y BOLIVIA

ERA	SISTEMA SERIE		ECUADOR	FAJA SUBANDINA			LLANO AMAZONICO			BOLIVIA RIOS FLORA - VENI
				MARAÑON	UCAYALI	MADRE DE DIOS	MARAÑON	UCAYALI	MADRE DE DIOS	
CUATERNARIO	Terciario	Holoceno Pleistoceno	Fm. Mesa Fm. Rotuno	Aluvial	Reciente Ucayali	Pagorene	No Diferenciado.	Reciente Ucayali	Fm. Madre de Dios	Aluvial
		Neogeno	Fm. Chambi Fm. Arajuno	Grupo Chiriaco	Fm. Ipururo Chambira	Grupo Ipururo	Fm. Ipururo Fm. Pebas Fm. Chambira	Fm. Ipururo Fm. Chambira	Gpo. Ipururo	Fm. Charqui
	Paleogeno	Fm. Chalcano Fm. Tiyuyacu Pastaza	Fm. Pozo Grupo Huayabamba	Fm. Pozo Casablanca Fm. Yaguarago Fm. Huchpayacu	Grupo Huayabamba	Fm. Pozo Casablanca Yahuarango Huchpayacu	Fm. Pozo Casablanca Yahuarango Huchpayacu	Grupo Huayabamba	Fm. Quendeque	
		Fm. Cuzutca								
	Cretaceo	Superior	Fm. Tena	Cachiyacu Vivian	Fm. Cachiyacu Fm. Vivian	Fm. Vivian	Fm. Cachiyacu Fm. Vivian	Fm. Cachiyacu	Fm. Vivian	Fm. Bala
			Fm. Napo	Fm. Chonta	Fm. Chonta Aguas Calientes Fm. Esperanza	Fm. Chonta Grupo Oriente ?	Fm. Chonta Aguas Calientes Fm. Esperanza	Fm. Chonta Aguas Calientes Fm. Esperanza	?	Fm. Flora
		Inferior	Fm. Hollín	Fm. Cusabatabay	?	?	?	?	?	Fm. Estabón
					HIATUS?	HIATUS?	HIATUS?	HIATUS?	HIATUS?	
	Jurásico	Superior	Fm. Chapiza						?	Areniscas Beu - ? - ? - ?
				Fm. Sarayaquillo						HIATUS ?
Inferior			?	?	?	?	Fm. Sarayaquillo	?		
		Fm. Santiago	Gpo. Pucará	Fm. Ene				Fm. Ene ?		
Triásico	Superior	HIATUS	Hiatus ?	?						

El Grupo Huallabamba se divide en las formaciones Yahuarango, Pozo y Chambira. Marca la regresión de los mares cretáceos, producida en el Terciario inferior, formándose depósitos (Fm. Yahuarango) de ambientes marinos marginales o estuarios y lacustrinos que permitieron la oxidación diagenética de las rocas. La última invasión marina deposita la formación Pozo, que se produce de norte a sur; esta incursión fue breve, los mares se retiran y se depositan sedimentos continentales de las formaciones Chambira, de edad miocénica e Ipururo del Plioceno. A fines del Plioceno se producen los movimientos finales de la orogenia andina (fase Quichuana – Steinmann, 1930) que pliega suavemente los sedimentos existentes. En el Cuaternario se depositan terrazas y coberturas aluviales que sirven de suelo a los bosques actuales.

La Cordillera Subandina ha sido modelada en rocas de edades mesozoicas y cenozoicas que fueron plegados por la orogenia intra-pliocénica (face Quichuana Steinmann, 1930), que dió lugar a una formación de pliegues relativamente cortos y apretados en zonas cercanas a la Cordillera Oriental; hacia el este la intensidad de estos decrece progresivamente y cambia el estilo tectónico a pliegues de flancos amplios y suaves. La presencia de fallas inversas de alto ángulo completa el cuadro estructural de la zona. Las estructuras presentan una dirección coincidente con la dirección andina, o sea NW-SE.

La evolución de los fenómenos geológicos en el país nos indica que la zona ubicada en la parte oriental de los Andes ha sido tectónicamente la región más estable del país, en comparación con la sierra y costa.

4.1. Cuerpos ígneos

Los cuerpos intrusivos, entre los que predominan los de composición ácida a intermedia, están distribuidos en forma aislada. En la mayoría de los casos tienen dimensiones variables, siendo los mayores los batolitos de San Ramón, Quillabamba y Coasa (Fig. 5).

Gran porcentaje de estos cuerpos se sitúa en el intervalo Precámbrico-Jurásico, y los restantes durante el Terciario. Casi todos ellos se encuentran ubicados al este de la Cordillera Oriental y presentan una fuerte meteorización, por lo que en superficie están bastantes descompuestos, siendo la mayor parte de las veces difícil de obtener muestras frescas.

En estudios recientes de los cuerpos intrusivos ubicados en la Cordillera Oriental [4] se mencionan determinaciones de edades por el método de U/Pb en zircón de 257 ± 5 m.a. para el batolito de Quillabamba y 238 ± 11 m.a. para el batolito de Coasa; en otros [5] se realizaron determinaciones de edad por el método Rb-Sr de 238 ± 10 m.a. para el granito de San Ramón; Rocha Campos y Amaral (1971) determinaron edades por K/Ar de 260 ± 25 m.a. para los intrusivos de Huancayo; Stewart y otros (1974) determinaron edades por K-Ar de 251 m.a. para el intrusivo Villa Azúl, y Priem y otros (1978) lo hicieron por Rb-Sr en biotita de 246 ± 10 m.a. para el intrusivo de Machupicchu.

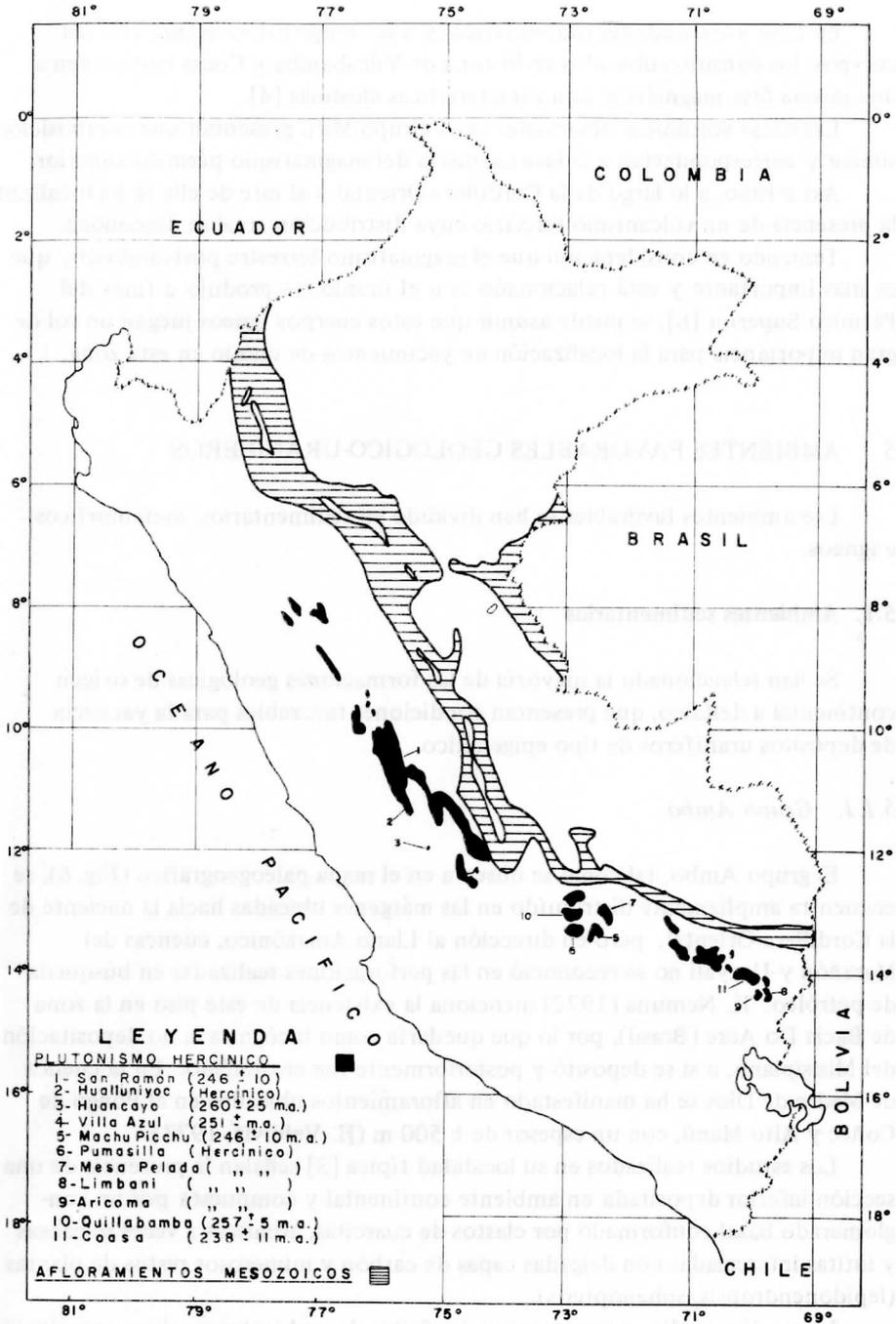


FIG.5. Plutonismo hercínico de la Cordillera Oriental. Afloramiento de rocas mesozoicas – Faja Subandina y Llano Amazónico.

En base a estas edades radiométricas y a la composición química de los cuerpos, los batolitos ubicados en la zona de Vilcabamba y Coasa pertenecen a una misma fase magmática, con características alcalinas [4].

Las rocas volcánicas observadas en el Grupo Mitu presentan una composición similar y corresponderían a la fase extrusiva del magmatismo pérmico superior.

Así mismo, a lo largo de la Cordillera Oriental y al este de ella se ha localizado la presencia de un volcanismo terciario cuya distribución areal se desconoce.

Teniendo en consideración que el magmatismo terrestre postcámbrico, que es más importante y está relacionado con el uranio, se produjo a fines del Pérmico Superior [6], se puede asumir que estos cuerpos ígneos juegan un rol de gran importancia para la localización de yacimientos de uranio en esta zona.

5. AMBIENTES FAVORABLES GEOLOGICO-URANIFEROS

Los ambientes favorables se han dividido en sedimentarios, metamórficos e ígneos.

5.1. Ambientes sedimentarios

Se han seleccionado la mayoría de las formaciones geológicas de origen continental a deltaico, que presentan condiciones favorables para la yacencia de depósitos uraníferos de tipo epigenético.

5.1.1. Grupo Ambo

El grupo Ambo, tal como se observa en el mapa paleogeográfico (Fig. 6), se encuentra ampliamente distribuido en las márgenes ubicadas hacia la naciente de la Cordillera Oriental; pero en dirección al Llano Amazónico, cuencas del Marañón y Ucayali no se reconoció en las perforaciones realizadas en búsqueda de petróleo. K. Nemuna (1972) menciona la existencia de este piso en la zona de Bacía Do Acre (Brasil), por lo que quedaría como incógnita la no depositación del Misisipiano, o si se depositó y posteriormente fue erosionado. En la cuenca de Madre de Dios se ha manifestado en afloramientos ubicados en el Pongo de Coñec y Alto Manú, con un espesor de ± 500 m (H. Valdivia, 1973).

Los estudios realizados en su localidad típica [3] señalan la presencia de una sección inferior depositada en ambiente continental y compuesta por un conglomerado basal conformado por clastos de cuarcitas, areniscas a veces micáceas y lutitas intercaladas con delgadas capas de carbón y numerosos restos de plantas (lepidonendropsis, sphenopteris).

La sección media se compone de depósitos de ambientes marinos constituídos por bancos potentes de areniscas gris oscuras con intercalaciones de lutitas negras, ricas en fósiles marinos como brachiopodos (*syringothyris*, *alispirifer*).

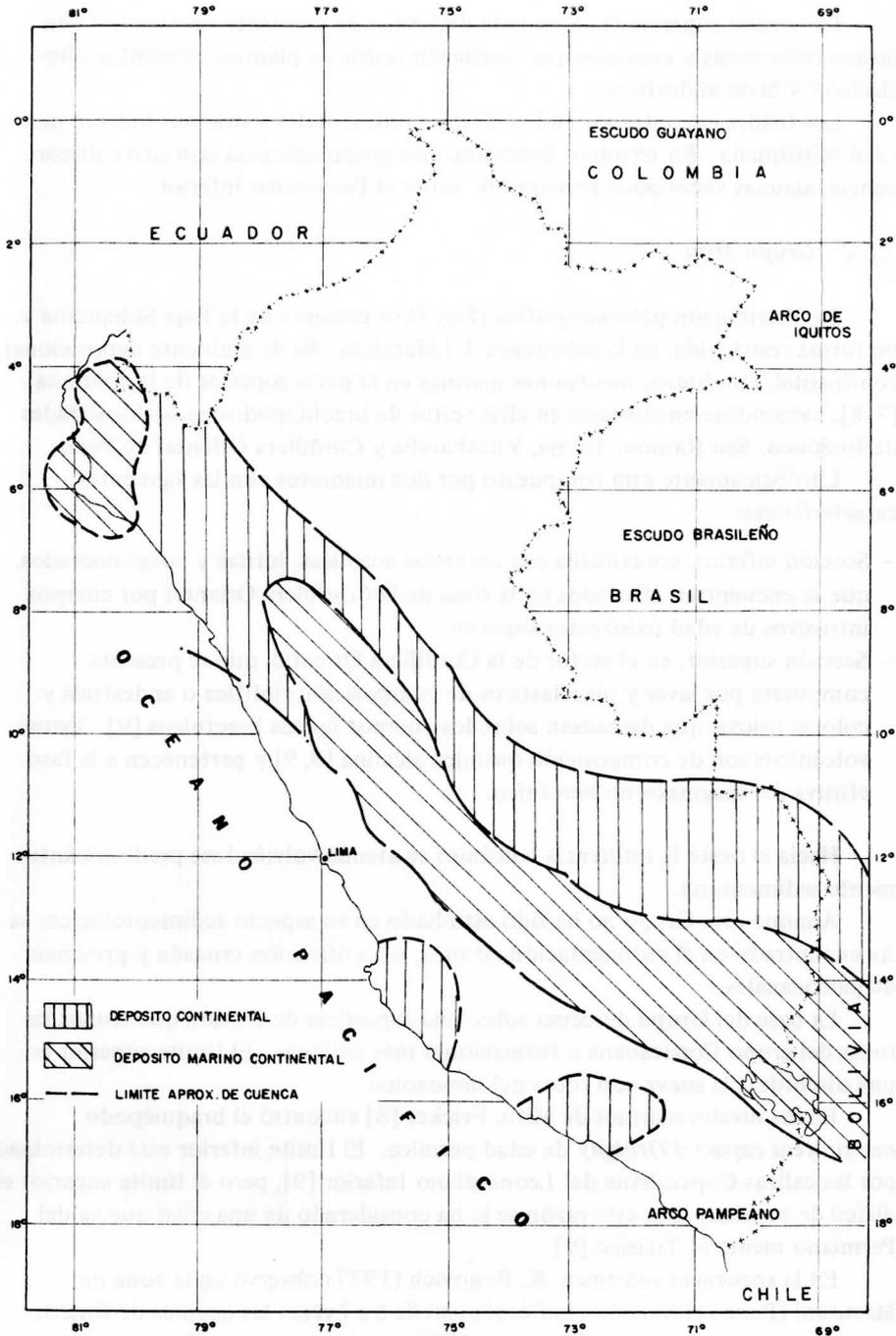


FIG. 6. Mapa paleogeográfico del Misisipiano (Grupo Ambo).

La sección superior la componen depósitos de ambiente continental con lutitas carbonosas y areniscas que contienen restos de plantas, elementos piroclásticos y lavas andesíticas.

Los fósiles encontrados en los niveles continentales y marinos indican una edad misisipiana. En términos generales, este grupo descansa con suave discordancia, algunas veces poco perceptible, sobre el Paleozoico Inferior.

5.1.2. Grupo Mitu

Su distribución paleogeográfica (Fig. 7) se presenta en la Faja Subandina y, en forma restringida, en la subcuenca del Marañón. Es de ambiente deposicional continental, con breves incursiones marinas en la parte superior de la columna [7, 8], habiéndose encontrado en ellas restos de brachiopodos en las localidades de Huánuco, San Ramón, Tarma, Vilcabamba y Cordillera Oriental de Puno.

Litológicamente está compuesto por dos miembros con las siguientes características:

- Sección inferior, constituída por areniscas arcósicas, lutitas y conglomerados, que se encuentran afectados en la zona de la Cordillera Oriental por cuerpos intrusivos de edad paleozoica superior.
- Sección superior, en el sector de la Cordillera Oriental, que se presenta compuesta por lavas y piroclásticos de composición riolítica o andesítica y colores rojizos que descansan sobre los cuerpos ígneos hercínicos [9]. Estos volcánicos son de composición química alcalina [8, 9] y pertenecen a la fase efusiva del magmatismo hercínico.

Hacia el oeste la influencia volcánica se atenúa volviéndose predominantemente sedimentaria.

Aunque este Grupo no ha sido estudiado en su aspecto sedimentológico, se ha encontrado en él sedimentación rítmica, estratificación cruzada y presencia de paleocanales.

La base del Grupo descansa sobre una superficie de erosión que trunca las rocas del grupo Copacabana o formaciones más antiguas. El límite superior es una discordancia suave con rocas del mesozoico.

En los niveles marinos de Mitu, Fricker [8] encontró el braquiépodo *marginifera capaci d'Orbigny* de edad pérmica. El límite inferior está determinado por las calizas Copacabana del Leonardiano Inferior [9], pero el límite superior es difícil de precisar. Por esta razón se le ha considerado de una edad que va del Permiano medio al Triásico [9].

En la secuencia volcánica, R. Rogovich (1977) observó en la zona de Macusani (Puno) elevaciones radiométricas de 5 a 7 veces las cuentas de fondo; el muestreo realizado por W. Herrera (1978) en la misma zona dió valores de 5,6 a 13,2 ppm de U. Estos valores anómalos indican que esta zona volcánica

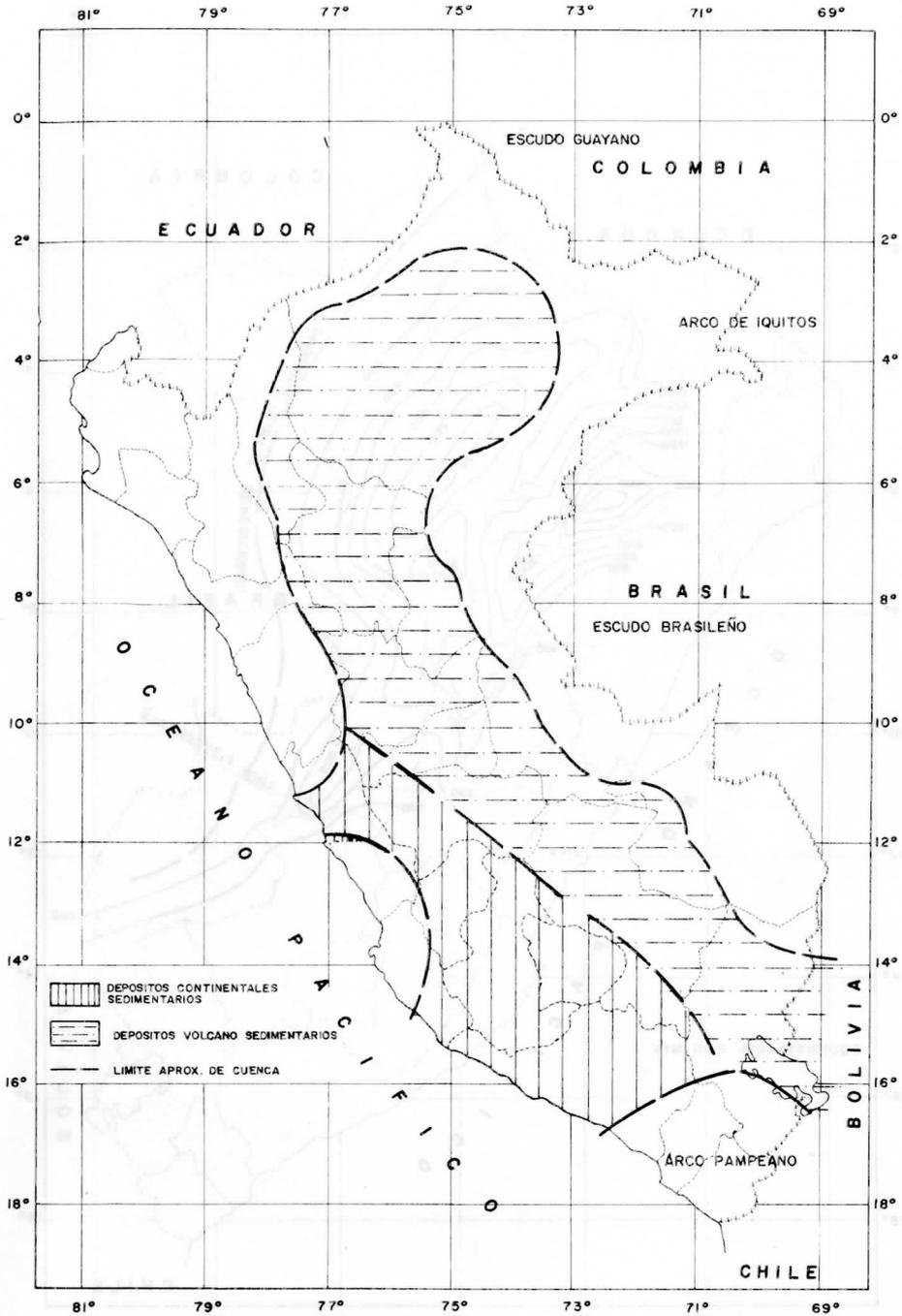


FIG. 7. Mapa paleogeográfico del Pérmico medio Superior (Grupo Mitu).

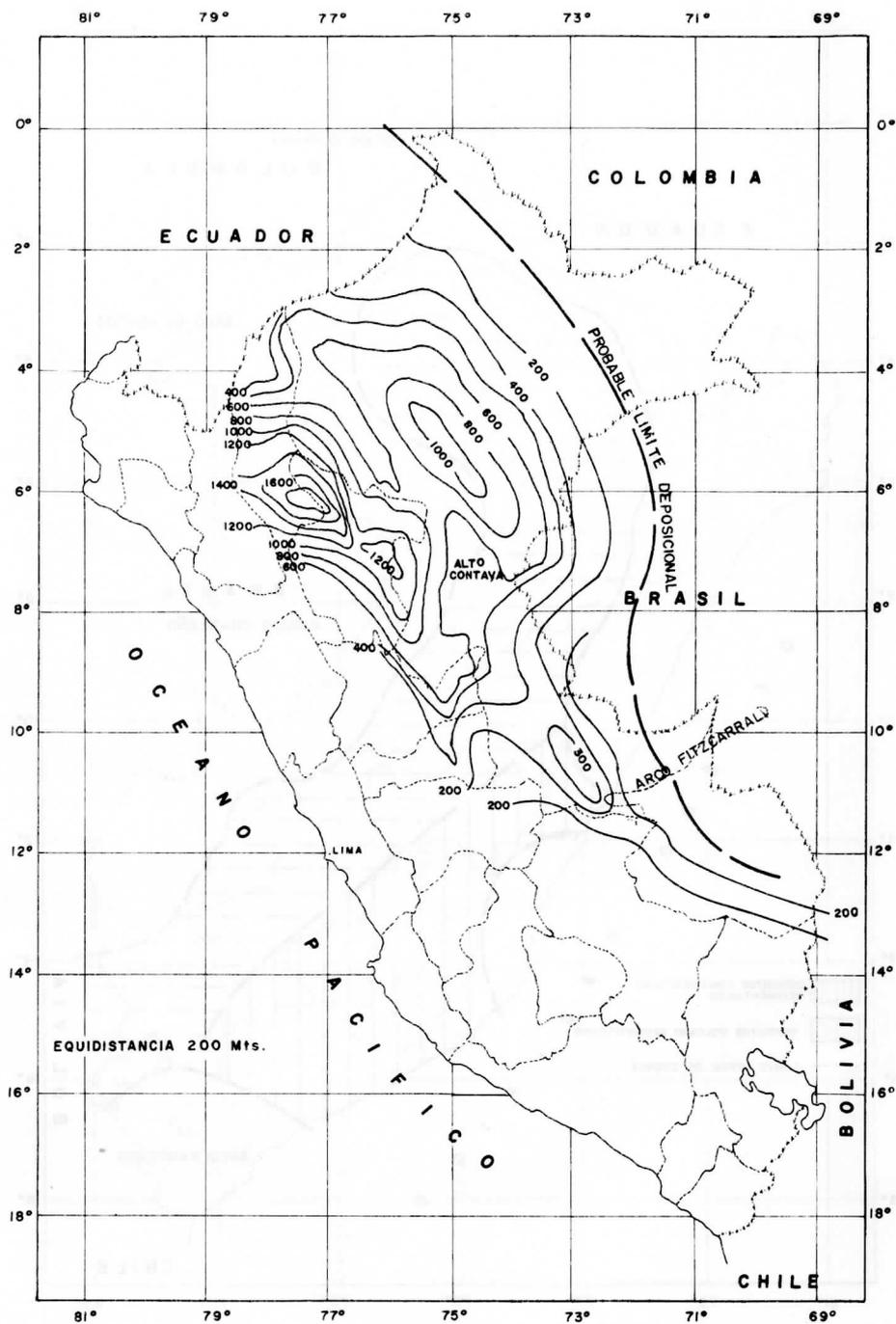


FIG. 8. Mapa isopáquico del Grupo Oriente.

contiene uranio, por lo que es aconsejable su comprobación regional mediante trabajos de campo más detallados. Pero como factor negativo está el persistente color rojo de esta secuencia, lo que indica un ambiente oxidante activo.

5.1.3. Grupo Oriente

Tiene una amplia distribución y propagación en la zona de estudio (Fig. 8), y presenta ambientes mixtos de depositación. La base y parte superior es de ambiente deposicional continental (Fms. Cushabatay y Aguas Calientes), mientras que la sección media es de ambiente marino (formación Esperanza).

5.1.3.1. Formación Cushabatay

Constituye la parte inferior del Grupo Oriente, y muestra amplia distribución y buen desarrollo en la Faja Subandina y Llano Amazónico (Fig. 9).

Esta formación se caracteriza por su ambiente de sedimentación fluviodeltaico, con aportes procedentes de la erosión de los escudos. La presencia de gran cantidad de restos de troncos en ciertos niveles inferiores de la formación indica que contemporáneamente a su deposición existieron bosques, en la actual posición de la Cordillera Oriental.

Esta formación presenta en grandes áreas una litología homogénea, compuesta por areniscas cuarzosas blancas, con estratificación cruzada, torrencial y en bancos masivos con presencia de canalizaciones producidas por avenidas de corrientes de agua o ríos; por lo general, estas canalizaciones muestran niveles de mayor permeabilidad.

En muchos lugares las areniscas se intercalan con lutitas limosas micáceas, con restos de vegetales y horizontes carbonosos. El espesor de la formación es bastante uniforme, aunque manifiesta adelgazamiento hacia el este.

Su límite inferior es ligeramente discordante sobre la formación Sarayaquillo y formaciones más antiguas, en tanto que su límite superior pasa transicionalmente a la formación Esperanza.

Desde el punto de vista de la prospección, presenta características geológicas favorables (capas permeables limitadas por horizontes confinantes, estratificación cruzada, presencia de canalizaciones y ambientes reductores dados por la presencia de troncos, plantas y materia orgánica diseminada, por lo general en proceso de carbonización). En muchos lugares se han observado zonas reductoras y zonas oxidadas.

Las cuentas de fondo registradas en la formación fueron de 50 a 75 c/s en la zona de San Ramón-Oxapampa y de 50 a 75 c/s para la zona de Moyobamba-Campanilla. En los alrededores de Sogormo se observaron valores de 4 a 5 veces las cuentas de fondo.

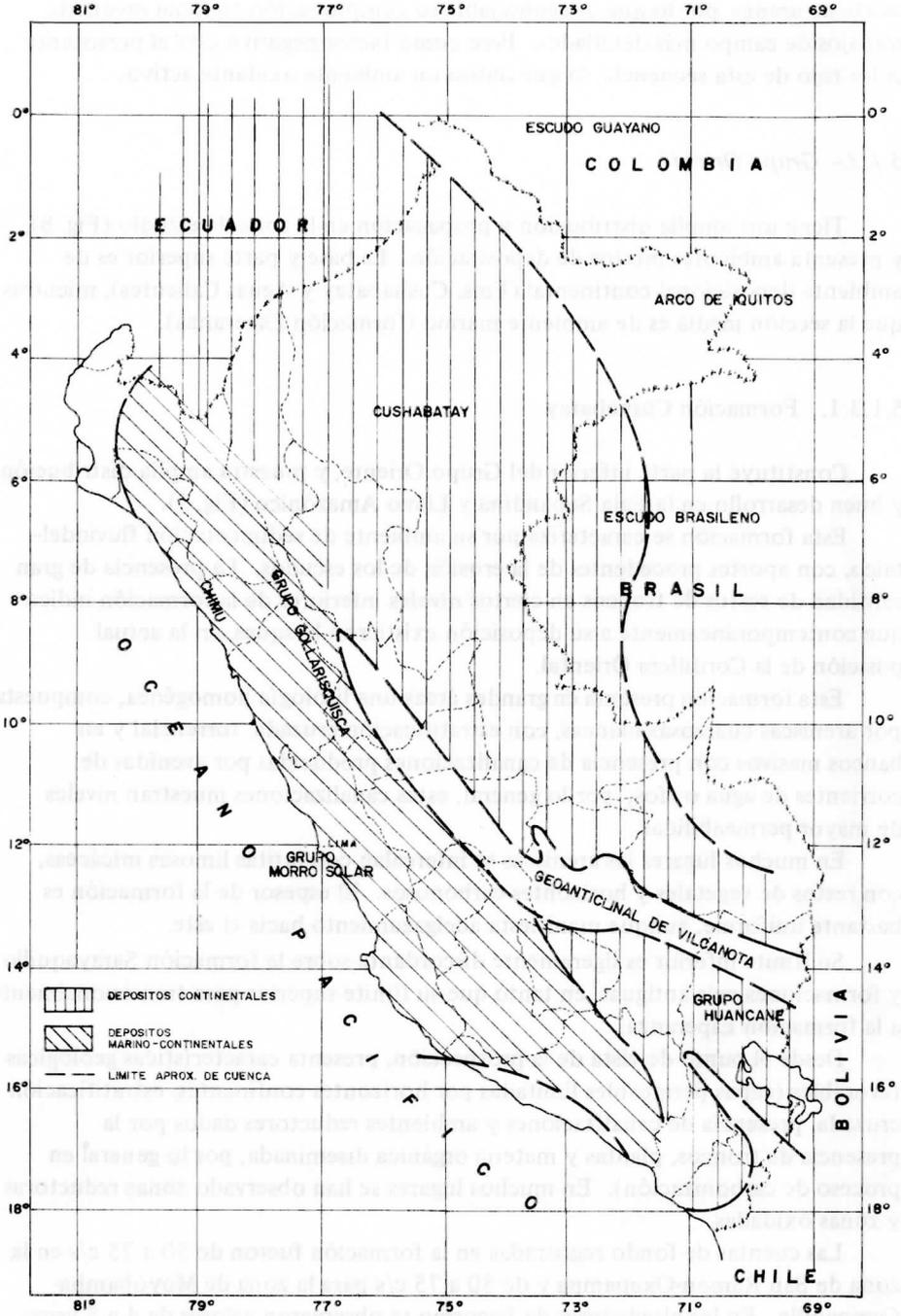


FIG. 9. Mapa paleogeográfico del Cretáceo Inferior.

5.1.3.2. Formación Aguas Calientes

Presenta amplia distribución en la Faja Subandina y Llano Amazónico (Fig. 10). Hacia el sur disminuye su espesor, desapareciendo en la subcuena de Madre de Dios. Representa una variación lateral de facies en sentido norte – sur de la formación Chonta.

Su ambiente deposicional varía de marino en el norte a fluvio-deltaico hacia la zona del Ucayali.

Litológicamente está compuesta por areniscas cuarzosas de color blanco, grano medio a grueso, conglomerádicas, de estratificación masiva algunas veces cruzada y con presencia de canalizaciones e intercalaciones de lutitas negras carbonosas con restos de plantas.

Las estructuras sedimentarias y las características sedimentológicas indican ambiente deposicional fluvial con corrientes torrenciales, en sus bordes occidental (Cordillera Oriental) y oriental. La fuente de aporte de estos sedimentos fueron los elementos producidos por la erosión de rocas metamórficas del Escudo del Brasil y Cordillera Oriental.

En el campo se han observado cuentas de fondo de 50 a 75 c/s en la zona central, que se hacen 3 ó 4 veces mayores entre Tarapoto y Chazuta, señalando enriquecimientos singenéticos.

5.1.4. Terciario

Rocas de esta edad están expuestas en la mayor parte de la Faja Subandina y Llano Amazónico, distribuídas en una serie de subcuencas (Fig. 4) que presentan diferentes desarrollos tal como se observa en las isópacas del Terciario (Fig. 11). En la subcuena del Ucayali se han registrado valores anómalos en la zona del río Abujao, cerca a los límites orientales de dicha subcuena.

La sedimentación de edad terciaria es predominantemente de origen continental, a excepción de la formación Pozo que es de ambiente marino.

A continuación se describen las formaciones que presentan mayor favorabilidad geológico-uranífera.

5.1.4.1. Formación Casablanca

De limitada distribución en la sección oriental del Perú, se pierde progresivamente hacia el sur a partir del Ucayali inferior. Es de ambiente deposicional continental, y litológicamente está compuesta por areniscas cuarzosas de color blanco, masivas; por su litología uniforme sirve de horizonte guía en la parte septentrional del oriente peruano.

Las escasas medidas radiométricas dan una cuenta de fondo de 50 a 70 c/s en la zona de Tarapoto, en un área de ambiente deposicional bastante aparente para la formación de yacimientos uraníferos sedimentarios.

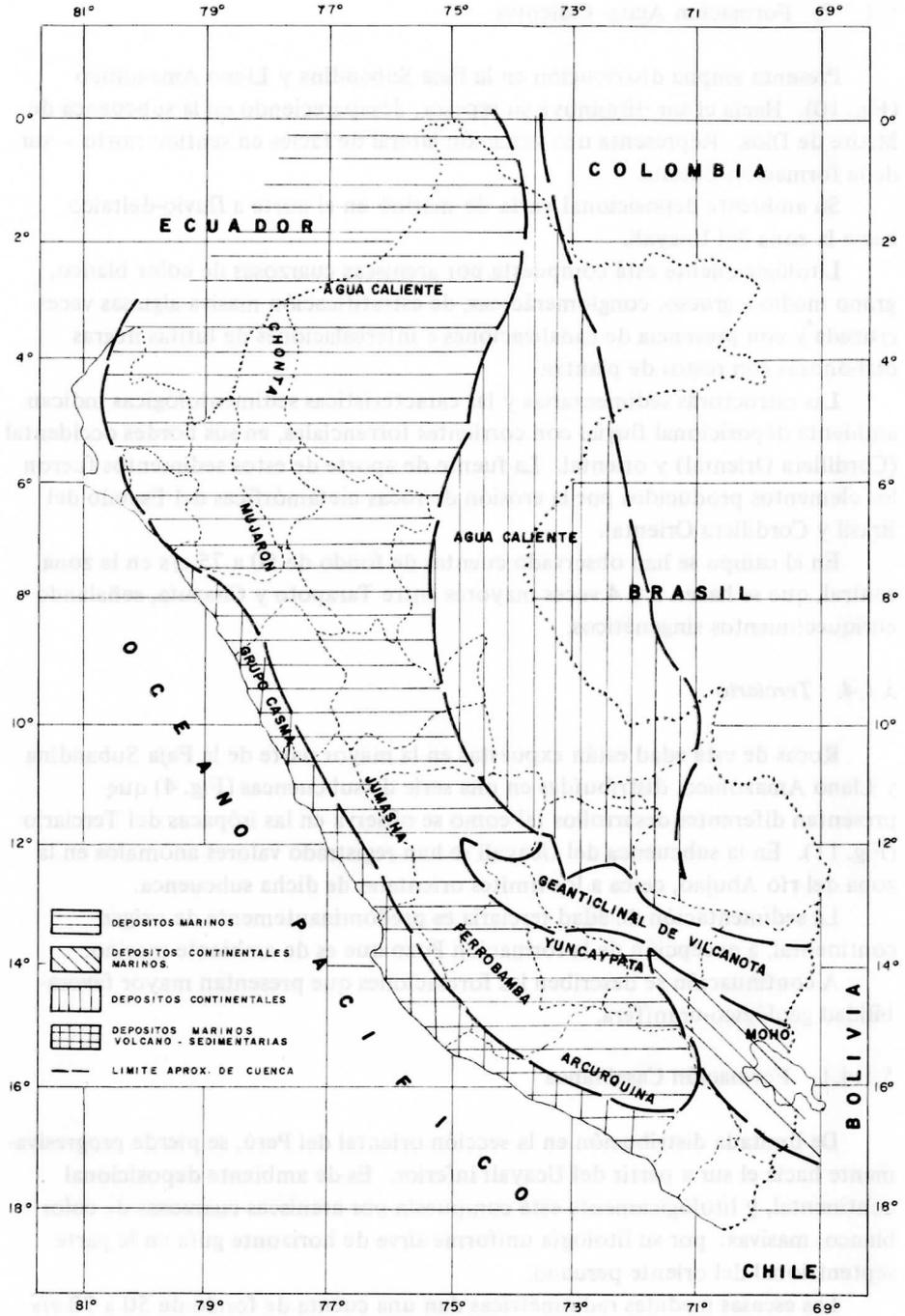


FIG.10. Mapa paleogeográfico del Cenomaniense.

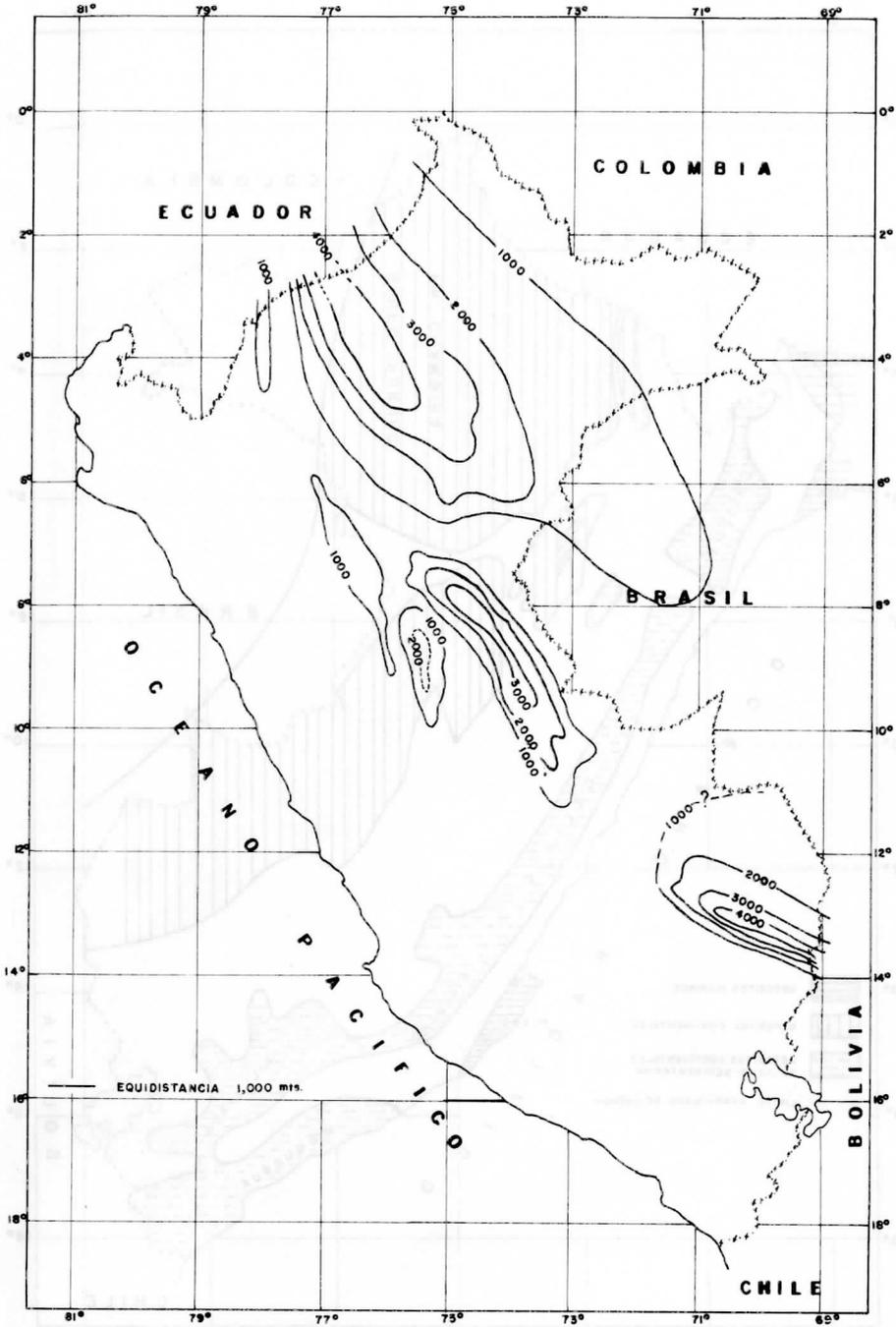


FIG.11. Isópacas del Terciario.

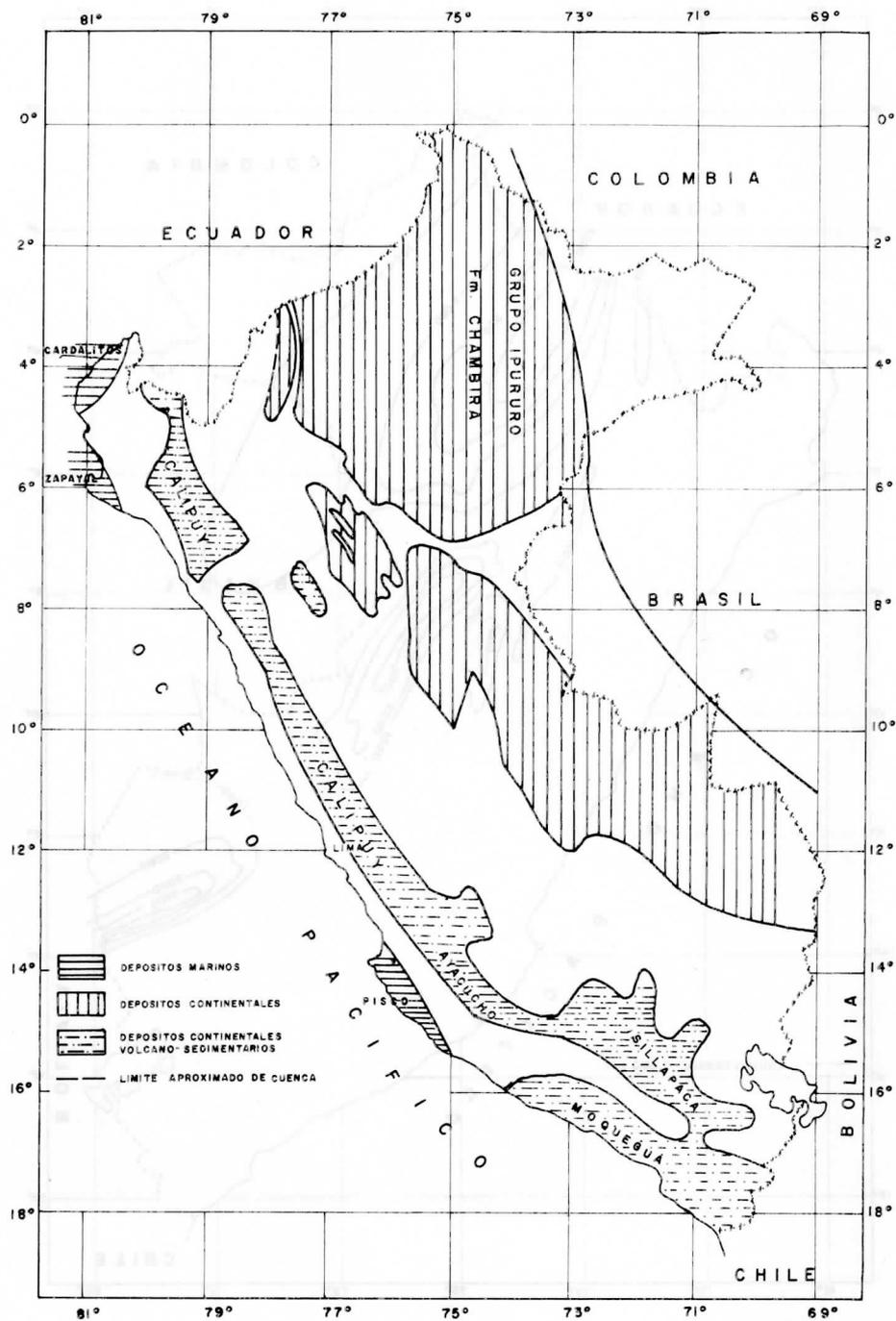


FIG.12. Mapa paleogeográfico del Mioceno.

5.1.4.2. Formación Chambira

De ambiente deposicional continental, tiene amplia distribución en la Cordillera Subandina y Llano Amazónico (Fig. 12). Litológicamente está compuesta, en la sección del río Cachiyacu, por arcillas, margas y lodolitas rojas y marrones con intercalaciones de areniscas grises y tobas masivas nodulares gris claras y verdosas. En el río Cushabatay está constituida por lutitas limosas de color rojo, intercaladas con areniscas de grano fino que muestran estratificación cruzada; la secuencia presenta una rápida variación lateral de facies y tiene poca a ninguna selección de su textura, lo que nos indica variaciones de alta y baja energía deposicional. El tamaño de los granos varía de grano muy grueso al oeste (cerca de la Cordillera Oriental) a grano fino al este (frontera con Brasil). Su estratificación no es uniforme; así, especialmente en la Faja Subandina, es cruzada, oblicua, con canalizaciones y acumulaciones lenticulares.

En el campo se han observado condiciones geológicas favorables pero, lamentablemente, los valores radiométricos son bajos (de 30 a 50 c/s de cuenta de fondo), y la coloración es roja persistente con ausencia en gran parte de material carbonoso, lo que sugiere que prevalecieron condiciones de ambiente altamente oxidante.

En la zona de Tarapoto a lo largo del río Mayo, esta formación presenta características similares a la formación Morrison del sur del Estado de Utah (Estados Unidos). Muestras de aguas provenientes del grupo Huayabamba han dado valores ligeramente anómalos. En el río Inambari se han observado restos de brea pero con radiometría baja.

5.1.4.3. Formación Ipururo

De amplia distribución en la Faja Subandina y Llano Amazónico (Figs 13, 14). Litológicamente compuesta por conglomerados, areniscas grises, limolitas, lodolitas, arcillitas y lutitas, que presentan constantes variaciones de facies, en los que alternan niveles de suave y fuerte energía representados por estructuras como rellenos de canalizaciones, estratificación cruzada; así mismo se observa la presencia de troncos, plantas y restos orgánicos carbonizados.

Los colores característicos son amarillos opacos a grises claros, siendo el ambiente deposicional de tipo continental.

En la zona del río Abujao y Quebrada de Bucunya, en areniscas tobáceas y conglomerados pertenecientes a esta formación, se han encontrado gran cantidad de troncos fósiles y restos carbonosos que presentan enriquecimientos uraníferos; en estos restos orgánicos se han observado elevaciones de la radiometría de 6 a 7 veces las cuentas de fondo. En el perfil geológico-radiométrico (Fig. 15) se puede ver la ubicación de los afloramientos.

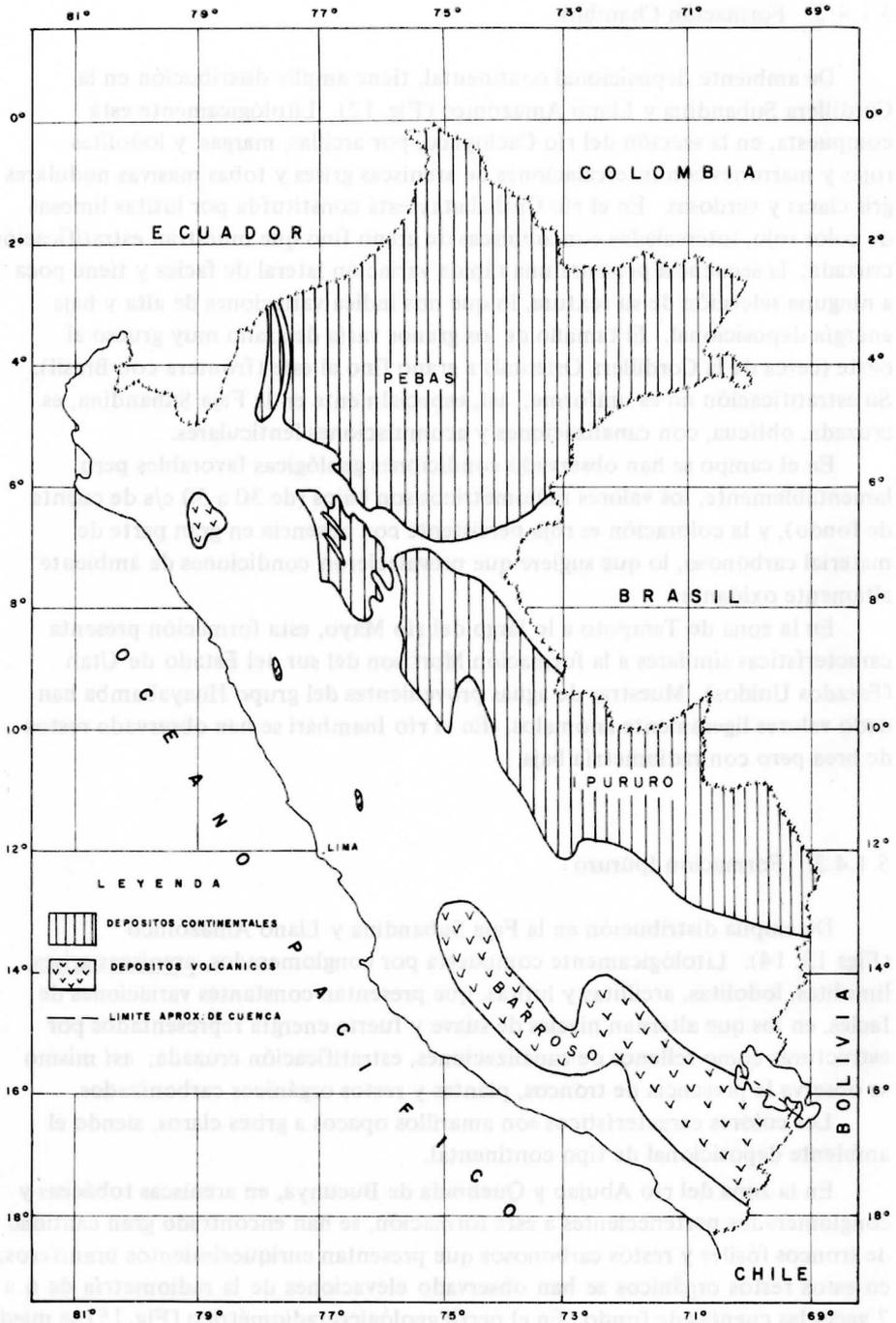


FIG.13. Mapa paleogeográfico del Plioceno-Pleistoceno.

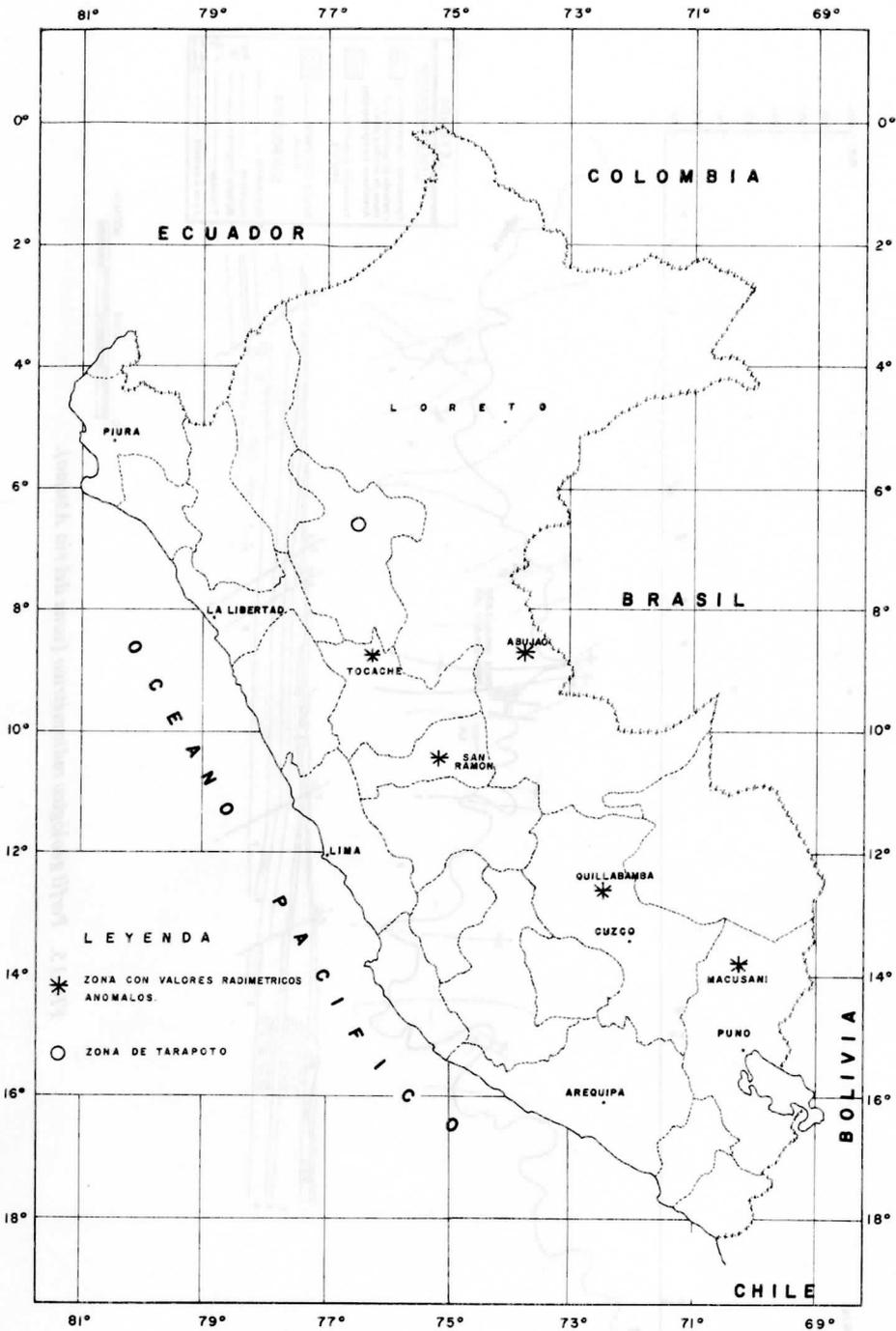


FIG.14. Valores radiométricos anómalos y zonas geológicas favorables sin radiometría anómala.

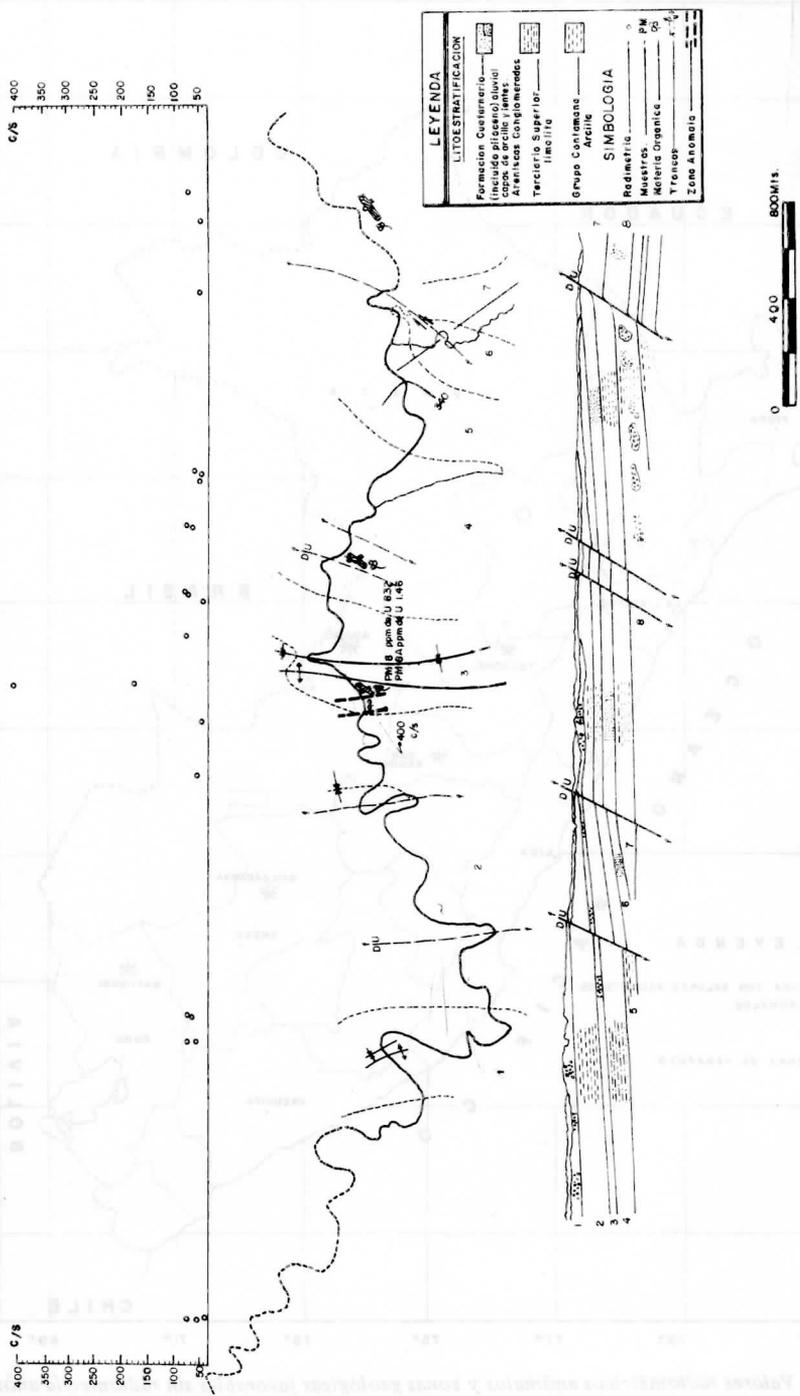


FIG.15. Perfil geológico radiométrico (zona del río Abujao).

Postulamos que las areniscas son el producto de la erosión de rocas volcánicas terciarias ubicadas en la Cordillera Oriental, siendo probable que esta formación continúe hacia el sur, en dirección a la subcuenca de Madre de Dios con similares condiciones.

5.2. Ambientes metamórficos

Se han observado rocas del Precámbrico en el tramo de carretera Huánuco — Tingo María, entre Puente Roncho y Puente Durand que se componen de gneises bandeados, mica-esquistos con un bandeamiento de niveles claros y negros y un grado de metamorfismo que se ubica en la mesozona media, y que se intercalan con anfibolitas, las cuales dan por alteración una coloración blanca lechosa, a veces verde clara; así mismo se encuentran esquistos negros finos con sericita y clorita de bajo grado de metamorfismo. Hacia la parte oriental se observan peridotitas y piroxenitas cortadas por un granito a biotita.

Estas rocas presentan una cuenta de fondo de 40 a 70 c/s SPP-2. En la zona del Abra del Carpish se observó un alza en las medidas radiométricas habiéndose medido hasta 180 c/s en roca no alterada y 350 c/s en roca alterada.

J. Gabelman y R. Beard [10] sugieren que por la ubicación geográfica del área, encuadrada en zona de mineralización de muy baja temperatura, está probablemente asociada a posibles yacimientos de uranio de origen hidrotermal de cierta importancia, razón por la que constituye una zona a prospectar.

5.3. Ambientes ígneos

Los cuerpos ígneos de mayor importancia se encuentran ubicados en la Cordillera Oriental (Figs 5, 14). Se consideran elementos favorables en la prospección de uranio los cuerpos del Paleozoico Superior que forman parte de una extensa provincia magmática.

A continuación se describirán los cuerpos intrusivos del Paleozoico Superior (Pérmico Superior) de mayor importancia:

5.3.1. El batolito de San Ramón

Se ubica en la Cordillera Oriental (Perú Central) (Fig. 14) y comprende una extensión de aproximadamente 100 km de largo (norte-sur) y un ancho de 10 a 30 km. Presenta colores rojos y gris y es de grano grueso con cristales bien desarrollados.

Mediciones de edades radiométricas [5] por el método de Rb/Sr dan una edad de 238 ± 10 m.a., o sea del Pérmico Superior a Triásico Inferior, y lo asocian al volcanismo presente en la formación Mitu.

Las mediciones radiométricas realizadas en este cuerpo son uniformes. Los valores más elevados son 4 a 5 veces las cuentas de fondo en sus facies rojas, mientras que en las facies grises representan 2 a $2\frac{1}{2}$ veces las cuentas de fondo.

En la localidad de San Alberto se han detectado valores radiométricos anómalos, que podrían ser una manifestación hidrotermal de este cuerpo ígneo.

En el borde del granito de San Ramón se aprecia una faja sedimentaria compuesta por formaciones rocosas, mesozoicas y terciarias. El grupo oriente (Cretácico Inferior) y los depósitos terciarios son las formaciones que presentan mejores condiciones geológico-uraníferas, así como ciertos valores anómalos.

5.3.2. *Cuerpos intrusivos de la zona de Vilcabamba*

La zona de Vilcabamba se ubica en el sector sur de la Cordillera Oriental, Dpto. del Cuzco (Figs 5, 14). En ella se ha descubierto una serie de cuerpos intrusivos que presentan una longitud de 50 km y un ancho aproximado de 30 km, con dirección este – oeste, paralela a las estructuras andinas de la deflección de Abancay.

Existe una cierta homogeneidad en su composición mineralógica y química [9], presentando grano grueso a porfirítico.

Por análisis químicos se ha determinado la composición alcalina de estos cuerpos [8, 9] y en determinaciones por U/Pb en zircón se han obtenido resultados del orden de 1200 a 1300 ppm de uranio [4].

Geólogos de la Junta de Control de Energía Atómica del Perú (1968–1969) mencionan haber obtenido mediciones radiométricas de 4 a 5 veces las cuentas de fondo.

5.3.3. *Cuerpos intrusivos de la zona de Coasa-Macusani*

La zona Coasa-Macusani se ubica en la sección sur de la Cordillera Oriental, Dpto. de Puno (Figs 5, 14). Los cuerpos intrusivos de este área se presentan alineados según una orientación noroeste sureste, en una extensión aproximada de 100 km de larga y 25 km de ancha. La mayor parte de estos cuerpos intruyen los esquistos pertenecientes al Paleozoico Inferior y calizas del Paleozoico Superior.

Los intrusivos de esta zona presentan una similitud de composición petrográfica [4] y química. Están compuestos por granitos porfiríticos de colores grises, con cristales de cuarzo, feldespato potásicos, plagioclasas, biotita (frecuentemente cloritizada), zircón y apatita. Laubacher (1978) menciona que estos cuerpos pertenecen al mismo evento magmático.

Se mencionan edades [4] de 238 ± 11 m.a. para el batolito de Coasa, obtenidas por el método U/Pb en zircón, así como un contenido de uranio del orden de 2600 a 2800 ppm (en zircón). W. Herrera (1978), en un muestreo realizado, menciona valores de 6 a 8 ppm de uranio.

La composición de estos cuerpos intrusivos es similar a la de los volcánicos félsicos del Pérmico Superior, de donde se deduce que estos últimos representan la fase efusiva del magmatismo producido a fines del Paleozoico Superior y Triásico Inferior.

Así mismo, en la zona se han observado ignimbritas que se les ha denominado formación Quenamari-Macusani de edad pliocénica, con 4,42 m.a. (Barnes y otros, 1971). Estas rocas se distribuyen en los bordes de los cuerpos intrusivos, formando delgadas coberturas.

R. Rogovich (1977) y W. Herrera (1978) mencionan valores radiométricos para las rocas antes mencionadas de 10 a 7 veces las cuentas de fondo. El muestreo realizado en esta zona arroja valores de 80 a 200 ppm de uranio.

Las condiciones geológicas e hidrotermales ubicadas a lo largo de la Cordillera Oriental y pendiente este de los Andes peruanos y muestran gran similitud con las pendientes orientales de los Andes en su sección sur (zona de Argentina), donde se observa la existencia de yacimientos de uranio; solamente la presencia de la Selva y Ceja de Selva en el sector del Peru-Bolivia diferencian a ésta de la porción sur, que tiene clima árido a semi-árido.

REFERENCIAS

- [1] DAVILA, J.J., PONCE DE LEON, V., La sección del río Inambari en la Faja Sub-andina del Perú y la presencia de sedimentos de la Formación Cancañiri (Zapla) del Silúrico, Rev. Tec. Yac. Pet. Fisc., Bol. 1 (1971).
- [2] PARDO, A., ZUÑIGA Y RIVERO, F., Estratigrafía y Evolución Tectónica del Paleozoico de la Región de la Selva del Perú, II Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas (1973).
- [3] DALMAYRAC, B., Estudio Geológico Preliminar de la Cordillera Oriental (Estudio geológico del bloque A., Dptos. Pasco y Huánuco), Serv. Geol. Min., Lima (1973).
- [4] LANCELOT, J., LAUBACHER, G., MAROCCO, R., RENAUD, U., U/Pb radiochronology of two granitic plutons from the eastern cordillera (Peru). Extent of Permian magmatic activity and consequences, Geol. Rundsch. 67 (1978).
- [5] CAPDEVILLA, R., et al., Le batholite de San Ramón (Cordillère Orientale du Pérou Central). Un granite tardihercynien mis en place à la limite permien-trias. Données géologiques et radiométriques, Geol. Rundsch. 66 (1977) 2434.
- [6] DAHLKAMP, F.J., "Geochronological-metallogenetic correlation of uranium mineralization", Recognition and Evaluation of Uraniferous Areas (Proc. Tech. Comm. Meeting Vienna, 1975), OIEA, Viena (1977) 131.
- [7] NEWELL, N.D., Geology of the Lake Titicaca region, Peru and Bolivia, Geol. Soc. Am. Mem. 36 (1949).
- [8] FRICKER, P., WEIBEL, M., Zur Kenntnis der eruptiven Gesteine in der Cordillera Vilcabamba (Peru), Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt. (1960) 40.
- [9] MAROCCO, R., Estudio geológico de la Cordillera de Vilcabamba, Serv. Geol. Min. Perú., Bol. 4 (Serie D: Estudios Especiales) (1978).
- [10] GABELMAN, J., BEARD, R., Uranio en el Perú, JCEA 11 56 (1966).

DISCUSSION

V. VIRREIRA: What is your opinion about the source of the Tertiary sediments of the sub-Andean zone?

L. CANEPA: The Tertiary sediments of the Amazon plain are mainly the result of the erosion of rocks from the eastern Cordillera. It is believed that the Brazilian Shield has also supplied material, but as a secondary source.

L.E. PEREZ: You mentioned a Tertiary series made up of sandstones, muds and tuffs. Could you say something about the uranium content of the tuffs and about their degree of weathering?

L. CANEPA: The tuffs show an activity some 5–6 times higher than the background measured with the SPP-2 hand scintillometer. It is not known whether there are anomalies in neighbouring zones since not much verification work has been done in Peru. With regard to the weathering, a region of oxidation has been observed to the west of the anomalous zone, which itself is probably in the reduction zone.

P.D. TOENS: What age are the anomalous tuffs of the Amazon region?

L. CANEPA: The tuffs which gave anomalous values in the Almgao zone are Upper Tertiary, more specifically Upper Miocene-Pliocene.

B. MORALES: Could you explain the importance of the manifestation of uranium in the San Alberto ravine in Oxcaepampa (which has been known since the first exploration work in the eastern Cordillera) for future uranium prospecting in the Palaeozoic schists with granulitic bodies?

L. CANEPA: No studies have been made on this subject but it seems that the granite or batholite of San Ramón has an effect on the surrounding anomalies.