

PRINCIPALES CARACTERISTICAS DE LA GEOLOGIA Y DE LOS MINERALES UTILES DE LA REGION NORDESTE DE LA PROVINCIA DE ORIENTE

A. ADAMOVICH

V. CHEJOVICH

Dept. Científico de Geología
Instituto Cubano de Recursos Minerales

Este artículo está basado en el resultado del levantamiento geológico a escala 1:50,000, que fue hecho por el Instituto Cubano de Recursos Minerales, (I.C.R.M.) en las montañas de la Sierra de Nipe y la Sierra de Cristal y también en la región de Moa.

Este territorio posee grandes yacimientos de hierro, níquel y cobalto en las lateritas, yacimientos de cromo en explotación y también numerosas manifestaciones de cobre, manganeso, pirita, mica, etc.

Naturalmente, esta importante región minero-industrial de la República requería la confección de un mapa geológico que sirviera de base para futuras exploraciones más detalladas.

Además de los autores, en el levantamiento geológico tomaron parte los siguientes geólogos: D. Trubino, M. Chejovich, V. Shirókov y otros; también colaboraron los auxiliares

de geólogos: Félix Batista, José Chacón, Jesus Rodríguez y otros.

La ayuda de los campesinos y obreros de esta región desempeñó un papel muy importante en la revelación de numerosas manifestaciones de minerales útiles. No teniendo posibilidad de enumerar a todos los compañeros que prestaron su cooperación, nosotros aprovechamos la ocasión aquí, para expresarles nuestra profunda gratitud.

En la parte nordeste de Oriente, las que tienen mayor difusión son las rocas ultrabásicas, que se abrieron paso a través de las formaciones del Jurásico y Cretácico Inferior. A su vez, las rocas ultrabásicas están recubiertas por sedimentos Maestrichtianos y Terciarios, que yacen transgresivamente.

Los sedimentos del Maestrichtiano y del Terciario se extienden por la periferia de los macizos montañosos antes señalados y también forman grandes áreas en las llanuras al este y sur de la región descrita.

ESTRATIGRAFIA

El territorio estudiado presenta depósitos del Jurásico, Cretácico Inferior y Superior, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario.

Sedimentos Jurásicos: Se extienden por el curso superior del Río Levisa y forman al parecer un gran xenolito en el techo del macizo de las rocas ultrabásicas.

Estos depósitos son principalmente esquistos metamórficos de color verde y gris, cloríticos, cuarzo-micáceos, talcosos y más raramente de color verde, plagioclaso-anfibólicos, albitomoscovíticos y albitomicaeo-anfibólicos. De vez en cuando se observan intercalaciones y lentes de cuarcita de poco espesor. En los esquistos Jurásicos existen numerosas vetas de cuarzo.

Debido al intenso plegamiento y a los malos afloramientos es muy difícil hacer el cálculo exacto del espesor de estos sedimentos. Se puede señalar que en esta pequeña área el espesor es no menos de 500-700 m.

La edad de las rocas sólo puede ser definida relativamente por comparación con las rocas del llamado "Complejo Basal" de Cuba, al cual se atribuye una edad Jurásica (?) (Bermúdez, 1961). Las pruebas de la edad más antigua que el Cretácico Inferior son los diques de pegmatita de una edad absoluta de 120 millones de años, los cuales cortan los esquistos metamórficos.

Sedimentos del Cretácico Inferior: Se observan en las cuencas de los ríos Cabonico y

Téneme y además se encuentran en la región de Moa, los estudios más detallados fueron realizados en la cuenca de Cabonico, donde se diferencian en tres partes:

1.—La parte inferior de la sección se compone de tobas de porfiritas basálticas, con intercalaciones de rocas efusivas de la misma composición y más raramente intercalaciones y lentes de tufitas y tobas-limolitas. El espesor es cerca de 500 metros.

2.—En la parte media se presentan porfiritas basálticas, a menudo amigdaloides, diabasa y más raramente espiutas, todos de color gris oscuro a verde gris; muy rara vez se encuentran intercalaciones de tobas. El espesor es de 1200 metros.

3.—La parte superior contiene las rocas más variables. Se alternan porfiritas, tobas-lavas, tobas y rocas tobáceo-sedimentarias. Rara vez se observan lentes de calizas. Esta parte del corte se caracteriza por la inconstancia de facies. El espesor es de 300 metros. El espesor total de la sección es de unos 2,000 metros.

En otros lugares, según hemos visto, afloran las diferentes partes separadas de esta sección.

La edad del Cretácico Inferior se define por comparación litológica con las formaciones vulcánicas de las partes occidentales de Cuba.

Cretácico Superior: Los sedimentos del Cretácico Superior forman la cuenca del río Sagua y también las pendientes del sur de la Sierra de Cristal. Estas rocas se presentan generalmente clásticas con adición de material volcánico.

Los depósitos yacen sobre la superficie erosionada de las rocas ultrabásicas, llenando los valles y cavidades del relieve premaestrichtiano. Por esta causa, a menudo estas rocas forman pequeñas áreas, separadas por las crestas formadas por rocas ultrabásicas.

La sección de los sedimentos del Maestrichtiano se compone de dos partes. La parte inferior está constituida principalmente por rocas clásticas, de estructura psefítica (conglomerados, conglomerados - brechas), con lentes de toba-arenisca y tobas. La parte superior presenta alternación de toba-conglomerados, toba-arenisca, tobas y toba-limolitas, con finísimas intercalaciones de capas calcáreas y lentes de lignitos. Las capas descritas se caracterizan por los bruscos cambios de facies y por la variación de espesores. El espesor total de la sección es no mayor de 500 m.

La edad Maestrichtiano está probada por el complejo de foraminíferos: *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *Racemigumbelina fructicosa* (Egger), *Sulcoperculina globosa* Cizancourt.

Es probable también que los horizontes inferiores pertenezcan al Campaniano.

Los sedimentos del Terciario: Afloran casi exclusivamente por la periferia de los macizos montañosos entre estos se distinguen las formaciones del Paleoceno, Eoceno, Oligoceno y Mioceno.

Paleoceno: se compone por margas con intercalaciones de calizas arenosas que abundan en la parte superior de la sección.

El espesor de las formaciones paleocénicas no sobrepasa los 200 m. La edad se comprueba por la fauna de foraminíferos: *Globorotalia compressa*, *G. pseudobulloides*, *Globigerina triloculinoides*, *G. cf. pseudobulloides*, *G. daubjergensis*, *Truncorotalia velascoensis*, etc.

Los sedimentos del Eoceno están representados por las tres series. La litología y la fauna nos permiten distinguir depósitos del Eoceno Inferior-Medio, Medio-Superior y Superior (por causa de dificultades técnicas en el mapa, los depósitos del Eoceno se señalan sin diferenciar).

Los sedimentos del Eoceno Inferior-Medio: Están formados por toba-areniscas y tobas de porfiritas andesíticas blancas o verdes, con intercalaciones menores de conglomerados. También, como intercalaciones y lentes, en todas partes se presentan calizas organógenas detríticas, a menudo con adición de material tobáceo. Se observan transiciones faciales de las rocas tobáceas a carbonatadas y viceversa. El espesor de estos depósitos varía de 0 a 500 m. El complejo de foraminíferos, descubiertos en estos sedimentos es el siguiente: *Asterocyclina monticellensis*, *Proporocyclina teres*, *Dictyoconus americanus*. A causa de la erosión preoligocénica no se pueden tener criterios fijos para la determinación de la edad de las rocas que los contienen. Sin embargo, la edad admitida, Eoceno Inferior - Medio, es más probable.

Los sedimentos del Eoceno Medio - Superior yacen concordantemente sobre las rocas subyacentes en las pendientes sur de la Sierra de Nipe y con discordancia en las pendientes sureste y este. Estos depósitos presentan calizas pelíticas, a menudo laminadas con intercalaciones de calizas organogénicas detríticas que contienen abundante fauna de foraminíferos: *Asterocyclina monticellensis*, *Lepidocyclina antillea*, *Proporocyclina perkinsi*, *P. teres*, etc. Este complejo prueba la edad como Eoceno Medio - Superior. El espesor de los depósitos se calcula en 100 m.

Los depósitos del Eoceno Superior están representados por margas con interestratificaciones poco numerosas (de potencia insignificante) de calizas organógenas y de grano

fino, que contienen una fauna abundante de foraminíferos: *Planulina suturata*, *Bulimina turpamensis*, *Hantkenina alabamensis*, *Turborotalia centralis*, *T. cerroazulensis*, *Globigerina venezolana*, etc. El espesor de los depósitos no pasa de 100-110 m.

En las pendientes este y norte de la Sierra de Nipe, por causa del pequeño espesor, inconstancia facial y la edad no muy clara, destacamos los depósitos del Eoceno como indeterminados. El espesor de las diferentes calizas, margas, areniscas y conglomerados, que constituyen los sedimentos del Eoceno indeterminado, varía desde 50 - 60 m. hasta 150 - 170 m.

Los sedimentos del Oligoceno: Yacen discordantemente sobre las rocas del Eoceno Superior y las formaciones más antiguas y sólo en la pendiente sur de la Sierra de Nipe, recubren concordantemente los depósitos del Eoceno Superior.

Los sedimentos del Oligoceno se componen de margas, con intercalaciones de calizas arrecifales por todo el corte y con lentes de calizas de textura conglomerática en las partes inferiores de la secuencia. El espesor de los depósitos del Oligoceno varía de 0 a 150 m a causa de la erosión Premiocénica. La edad se determina por los foraminíferos: *Lepidocyclina*, *favosa*, *L. gigas*, *L. giraudi*, *L. undosa*, *L. yurnagunensis*, *Heterostegina antillea*.

Los depósitos del Mioceno yacen sobre todas las formaciones subyacentes con leve erosión. Se presentan arcillas, limolitas, areniscas y gravelitas. Las últimas abundan en las partes inferiores de la secuencia y las arcillas y limolitas en las partes superiores. Además hay pocas intercalaciones y lentes de calizas arrecifales y de conchas. El espesor del Mioceno es mayor de 200 m.

La edad se determina por una abundante fauna de foraminíferos: *Miogypsina antillea*, *Globorotalia johsi*, *G. praemenardii*, *Turborotalia mayeri*, *Globigerinoides ruber*, *Globotrifarina altispira*, etc.

Las formaciones Cuaternarias tienen una extensión limitada y en ningún lugar alcanzan espesores considerables. Sin embargo, estos se presentan en génesis variables. Se observan formaciones marinas, fluviales, deluviales y de la corteza de intemperismo (lateritas). Sólo las lateritas tienen una significación práctica, pero la descripción de éstas se hará más tarde.

ROCAS INTRUSIVAS

Áreas muy considerables de la parte nordeste de Oriente están formadas por rocas intrusivas. Entre ellas se pueden distinguir varios complejos, que difieren por su edad y composición.

Tenemos que considerar como manifestaciones magmáticas más antiguas los cuerpos de serpentinita recristalizada de pendiente abrupta, los cuales son concordantes con la dirección de las dislocaciones de las rocas metamórficas encajantes. Las dimensiones de estos cuerpos son pequeñas: tienen una extensión de centenares de metros y el ancho de afloramiento es de decenas de metros. La edad de las rocas no está definida con exactitud. En el mapa, todos estos cuerpos no pudieron ser señalados por su dimensión tan pequeña.

Las rocas magmáticas un poco más jóvenes son las vetas y diques de pegmatitas y cuarzo que saturan el área constituida por las rocas metamórficas. Según la determinación de la edad absoluta de las moscovitas de pegmatitas, éstas pertenecen al Cretácico Inferior (120 millones de años). La determinación de dichas rocas fue realizada por N. Polevaia, Instituto Geológico de la URSS, Leningrado.

Un área muy grande en el norte de la Provincia (3.000 Km²), está ocupada por el macizo de rocas ultrabásicas, el cual forma parte de la cadena de los macizos ultrabásicos del arco insular de las Antillas.

Las rocas ultrabásicas forman macizos montañosos que se extienden de este a oeste: Sierra de Nipe, Sierra de Cristal y Sierra de Moa. Toda el área donde están desarrolladas las rocas ultrabásicas (largo: 150 Km, y ancho: 15-30 Km.), se presenta como un solo macizo que todavía no está descubierto por completo. Al este y sur o en la parte central está recubierto por los depósitos Maestrichtiano y Terciario, que yacen transgresivamente.

La composición de las rocas del macizo intrusivo es bastante monótona, el 95% de éstas son harzburgitas serpentinizadas. Hay áreas insignificantes entre ellas, formadas por dunitas serpentinizadas que se presentan como lentes y cuerpos irregulares, vinculadas con las harzburgitas por transiciones graduales. Un papel todavía más insignificante lo desempeñan las piroxenitas. En general se puede probar que el macizo de rocas ultrabásicas no está diferenciado.

La serpentinitización de las rocas ultrabásicas es considerable (60 - 80%) y en general, tienen bastante uniformidad, no sólo en toda la extensión del área sino también en profundidad.

La serpentinitización, al parecer, está ligada con procesos de autometamorfismo. Los datos geológicos y el análisis de los datos magnetométricos y gravimétricos, nos permite suponer que este macizo tiene una forma similar a un lacolito o lente (macizo sin raíz).

COLUMNA ESTRATIGRAFICA

ERA	SISTEMA	SERIE	PISO	INDICE	SIMBOLOS LITOLOGICOS	ESPESOR EN Mts.	DESCRIPCION LITOLOGICA	
CENOZOICO	PALEOGENO	NEOGENO	MIOCENO	N ₁		> 200	ARCILLAS, LIMOS, ARENISCAS, GRAVELITAS, CONGLOMERADOS CON LENTES POCO NUMEROSOS DE CALIZAS DE ARRECIFE Y DE CONCHAS EN LA PARTE SUPERIOR DEL CORTE PREDOMINAN ARENISCAS Y CONGLOMERADOS, EN LA PARTE INFERIOR PREVALECE ARCILLAS Y LIMOLITAS FRECUENTEMENTE CALCAREAS, CON GUIJARROS DISPERSOS Y GRAVA. FAUNA ABUNDANTE DE FORAMINIFEROS: <i>Miagypsina antillea</i> , <i>Globorotalia fohs</i> , <i>G-mayr</i> , <i>G. praemeyeri</i> , <i>Globigerinoides ruber</i> , <i>Globoquadrina</i> etc.	
						0-150	MARGAS CON INTERCALACIONES DE CALIZAS DE ARRECIFE EN LA PARTE INFERIOR DEL CORTE SE ENCUENTRAN MARGAS CON INTERCALACIONES SECUNDARIAS DE CALIZAS Y DE CALIZAS DE LAMINACION CON INTERCALACIONES DE CALIZAS MASIVAS ORGANOGENAS Y DE CONGLOMERADOS. FAUNA ABUNDANTE DE FORAMINIFEROS: <i>Lepidocyclina fovea</i> , <i>L. gigas</i> , <i>L. glaudi</i> , <i>L. undosa</i> , <i>L. yuraguensis</i> , <i>Heterostegina antillea</i> , <i>Cotapsydrax dissimilis</i> .	
		EOCENO	SUPERIOR	Pg 3		100-110	CALIZAS PELITICAS Y MICRO-CRISTALINAS DE LAMINACION FINA CON INTERCALACIONES DE CALIZAS MASIVAS ORGANOGENO-FRAGMENTARIAS FAUNA ABUNDANTE DE FORAMINIFEROS: <i>Asterocyclina monticellensis</i> , <i>Lepidocyclina antillea</i> , <i>Proporocyclina perkinsi</i> , <i>P. leres</i> , <i>Symbalopora cushmani</i> , <i>Truncorotaloides</i> sp. E.T.C.	
				Pg 2-3		100-110	ARENISCAS TOBACEAS, TUFITAS, TOBAS INTERMEDIAS, CALIZA ORGANOGENA, A VECES DE CONGLOMERADO, MENOS A MENUDO CON MARGAS; FAUNA ABUNDANTE DE FORAMINIFEROS: <i>Asterocyclina monticellensis</i> , <i>Proporocyclina leres</i> , <i>Dictyoconus americanus</i> , <i>Truncorotalia aragonensis</i> , <i>T. spinulosa</i> , <i>Globorotalia brodermanni</i> E.T.C. FUERON REGISTRADAS INTERCALACIONES DE CONGLOMERADOS GRAVELITAS, POCO NUMEROSOS SON CARACTERISTICAS LAS TRANSICIONES FACIALES FRECUENTES.	
			MEDIO	Pg 1-2		200-280	ARENISCAS TOBACEAS, TUFITAS, TOBAS INTERMEDIAS, CALIZAS ORGANOGENAS A VECES DE CONGLOMERADOS, MENOS A MENUDO CON MARGAS; FAUNA ABUNDANTE DE FORAMINIFEROS: <i>Asterocyclina monticellensis</i> , <i>Proporocyclina leres</i> , <i>Dictyoconus americanus</i> , <i>Truncorotalia aragonensis</i> , <i>T. spinulosa</i> , <i>Globorotalia brodermanni</i> E.T.C. FUERON REGISTRADAS INTERCALACIONES DE CONGLOMERADOS GRAVELITAS, POCO NUMEROSOS SON CARACTERISTICAS LAS TRANSICIONES FACIALES FRECUENTES.	
				Pg 2		0-500		
		PALEOCENO		Pg 1		0-200	MARGAS CON INTERCALACIONES DE LIMOLITAS CALCAREAS CON ARENISCAS CALCAREAS SITUADAS CERCA DEL TECHO. POR TODO EL CORTE SE ENCUENTRAN INTERCALACIONES DE CALIZAS, QUE SON ABUNDANTES EN LA PARTE SUPERIOR Y MENOS NUMEROSAS EN LA INFERIOR FAUNA DE FORAMINIFEROS: <i>Globorotalia compressa</i> , <i>G. pseudobulloides</i> , <i>Globigerina trilaculinoides</i> , <i>G.C.F. pseudobulloides</i> , <i>G. daubjergensis</i> , <i>Truncorotalia velascoensis</i> E.T.C.	
	MESOZOICO	CRETACEO	SUPERIOR	MAESTRICHTIANO	Cr ₂ ^m		HASTA 500	PARTE SUPERIOR DEL CORTE EXPRESADA POR LA INTERESTRATIFICACION DE TOBA-ARENISCAS, GRAVELITAS, TOBAS, TOBA-LIMOLITAS INTERCALACIONES RARAS DE CALIZAS CON FAUNA DE FORAMINIFEROS: <i>Globotruncanella havanensis</i> , <i>Rocemigumbelina fructicosa</i> , <i>Subcoperculina globosa</i> . MAS ABAJO HAY ALTERACION IRREGULAR DE TOBA-ARENISCAS, TOBA-LIMOLITAS, TOBAS INTERMEDIAS CON LENTES GRANDES COMPUESTOS PRINCIPALMENTE DE CONGLOMERADOS DE SERPENTINITA CON CEMENTO TOBACEO, EN LA BASE PREVALECE CONGLOMERADOS DE SERPENTINITA
							2000	EN LA PARTE SUPERIOR DEL CORTE HAY INTERESTRATIFICACION DE PORFIRITAS DE BASALTO, SUS LAVAS TOBACEAS Y TOBAS; LENTES RARAS DE CALIZAS Y TUFITAS.
INFERIOR			Cr ₁		2000	EN LA PARTE MEDIA PORFIRITAS DE BASALTO DE COLOR GRIS OSCURO Y GRIS VERDOSO Y MENOS A MENUDO DE ANDESITA, BASALTO Y ESPILITA, INTERCALACIONES MUY RARAS DE SUS TOBAS Y TUFITAS		
					> 500	EN LA PARTE INFERIOR DEL CORTE PREVALECE LAS ROCAS PIROCLASTICAS CON INTERCALACIONES RARAS DE TUFITAS, TOBALIMOLITAS		
JURASICO	INFERIOR			J ₁ (?)		> 500	ESQUISTOS BLANDOS, GRIS VERDOSOS, CLORITICOS, CUARCIFEROS, DE MICA, DE ANFIBOL Y DE MICA Y DE TALCO. ESQUISTOS COMPACTOS VERDES DE PLAGIOCLASA Y DE ANFIBOL, DE ALBITA-MOSCOVITA Y DE ALBITA-MOSCOVITA-ANFIBOLICAS. INTERCALACIONES Y LENTES DE CUARCITAS. ESPESOR PENETRADO DE UNA GRAN CANTIDAD DE VETAS DE CUARZO.	

Respecto a las rocas ultrabásicas, no podemos atenernos solamente a la teoría clásica de penetración de éstos en forma de fusión magmática. Según los estudios detallados de los macizos ultrabásicos de Europa y América y a base de los experimentos con las fusiones magmáticas, una serie de investigadores (Lewinson-Lessing 1932, Sosman 1938, y otros) expresaron que las rocas ultrabásicas se introducen en estado cristalino. Debemos señalar que en la zona estudiada se observa lo siguiente:

1.—Ausencia de alteración en los contactos con las rocas encajantes.

2.—Presencia de brechas de serpentinitas en el contacto con las rocas efusivas subyacentes.

3.—Ausencia de las vetas y apófisis ligadas con la intrusión ultrabásica.

4.—La probable forma de macizo sin raíz.

5.—Yacencia concordante con las rocas encajantes.

Todo esto señala la probabilidad de la intrusión ultrabásica en estado cristalino en el periodo de máxima movilidad y plegamiento en las zonas del geosinclinal, es decir que el punto de vista mencionado antes, al parecer puede aplicarse en el caso de Cuba.

En la parte nordeste de Oriente se encuentran también pequeños macizos (8-50 Km²) de gabroides. Especialmente ellos están estrechamente ligados con las rocas ultrabásicas y refiriéndose al tiempo de su aparición, son más jóvenes, cortando las rocas ultrabásicas.

Los macizos de gabroides poseen una situación geo-estructural muy similar. Sin embargo, por su composición y características estructurales, entre ellos se diferencian los macizos de gabro y los de gabro-diabasas. Estas intrusiones se localizan en los límites de las zonas falladas, las cuales surgen como grandes fallas extendidas y en muchos casos están limitadas por éstas.

Entre las rocas de los macizos predominan el gabro normal, en menor grado el gabro-olivínico y rara vez troctolitas. Las rocas a menudo se caracterizan por su estructura bandeada, la orientación de la cual es paralela a la dirección de las fallas que limitan los macizos de gabro.

Los diques de gabro cortan las brechas tectónicas y las zonas de falla.

Todo esto puede testimoniar la existencia de las fallas antes de la penetración de los intrusivos de gabro. Al parecer, la misma intrusión estuvo estrechamente ligada con los movimientos tectónicos.

Los macizos de gabro-diabasa a menudo se sitúan en la periferia del macizo ultrabásico. Por su composición mineralógica ellos se diferencian poco del gabro, sin embargo, se caracterizan por un tipo de textura completamente diferente, (diabásica, microdiabásica y ofítica), que pertenece a las rocas formadas en condiciones hipabisales.

La forma de los macizos de gabro y de gabro-diabasa se distinguen de la forma del macizo ultrabásico, presentándose como masas de yacimientos profundos con los contactos abruptos. Las intrusiones gabroides son al parecer post-tectónicas.

La edad de los macizos básicos y ultrabásicos es casi similar y se puede considerar como Cretácico Superior, porque estas rocas cortan las rocas efusivas del Cretácico Inferior y están cubiertas por los depósitos del Maestrichtiano.

Con la intrusión ultrabásica están relacionados los yacimientos de cromo y también las menas de hierro, níquel y cobalto en la corteza de intemperismo.

Con los gabroides están relacionados sólo algunas manifestaciones de cobre.

En la geología de esta región juegan un papel poco importante los cuerpos de dioritas cuarcíferas, de poca dimensión, que sólo se encuentran en el área de Sagua de Tánamo.

TECTONICA

En relación con la tectónica diremos que esta región se presenta como una parte de la elevación marginal Cubana, separando la plataforma de las Bahamas al norte y las fosas profundas marinas al sur.

El estudio geológico de este territorio y de las regiones vecinas revela que allí tuvo lugar un breve periodo durante el cual se desarrolló el geosinclinal propiamente dicho, que se inició con la aparición de la formación* espilito-diabásica del Cretácico Inferior y las intrusiones ultrabásicas y gabroides. Posteriormente, intrusiones cuarzo-dioríticas pusieron fin al breve desarrollo inicial del geosinclinal citado.

Desde finales de Cretácico Superior, en los límites de la región descrita, se establece un régimen de tipo geoanticlinal bien equilibrado con el desarrollo de cuencas superpuestas (las cuales entran en la región estudiada sólo en sus partes marginales), rellenas por formaciones de molasas, carbonato-tobáceas y carbonatos de edad Cretácico Superior a Mioceno.

(1) Los geólogos soviéticos comprenden las formaciones como asociaciones naturales de rocas, diferentes miembros de los cuales (rocas, capas, estratos, etc.) son el resultado de relaciones paragenéticas y están estrechamente ligadas entre sí, en el espacio y en el tiempo.

Este desarrollo característico está marcado también por el suave plegamiento de las rocas sedimentarias. En cierto modo, los depósitos cretácicos están plegados en pliegues simples y los depósitos del Terciario Inferior se caracterizan por dislocaciones todavía menores. Los depósitos del Oligoceno y Mioceno yacen muy suaves, casi horizontalmente.

La discordancia principal, que se nota entre el Cretácico Inferior y Cretácico Superior (Maestrichtiano), corresponde al cambio del régimen de autogeosinclinal, al régimen estable de la zona de geoanticlinal.

Otra discordancia importante en el Eoceno Medio se refleja al comienzo de este nuevo período, por el cese de la actividad volcánica y la sedimentación tranquila en las cuencas separadas por zonas de elevación.

Las dislocaciones disyuntivas se pueden clasificar en dos grupos: el primer grupo pertenece a las fallas que comienzan, al parecer, en la era Mesozoica, las cuales fueron renovadas muchas veces, incluso en el período Cuaternario.

La falla principal de este grupo se extiende por el límite sur del macizo ultrabásico. Esta gran falla se presenta como una zona de fallas conjugadas. A este grupo pertenecen también las fallas de dirección noroeste y meridional, que representan las zonas débiles, por las cuales penetraron las intrusiones gabroides.

El otro grupo de fracturas es secundario por su significación y más joven por su edad (Neógeno - Cuaternario). Estas fracturas se representan por fallas abruptas con una amplitud de desplazamiento de 50 a 400 m.

LOS MINERALES UTILES

El principal papel respecto a los minerales útiles en la parte investigada de la provincia está desempeñado por las menas de lateritas de hierro, níquel y cobalto, así como los yacimientos de cromo. Los minerales útiles de otro tipo tienen una importancia subordinada.

Las menas lateríticas se conocen desde hace mucho tiempo y durante varios años se realizaron una considerable serie de trabajos, donde se consideran su composición material y su importancia como minerales útiles. (Spencer, 1907; Cox, 1911; Hayes, 1911; Kemp, 1910; McMillan, 1955 y otros, figuran entre los principales investigadores de esa zona).

Por eso, podemos describir solamente las principales características de la secuencia de la formación laterítica y después pondremos atención sobre algunas cuestiones que no habían sido tratadas anteriormente.

El perfil de la corteza de intemperismo que se presenta como laterita de hierro-cobalto-

níquel, se puede describir muy esquemáticamente de este modo: (de abajo hacia arriba).

- 1—Peridotitas serpentinizadas no alteradas.
- 2—Serpentinitas alteradas a veces nontronitizadas.
- 3—Lateritas arcillosas compactas de color anaranjado-pardo.
- 4—Lateritas menos compactas de color rojo con concreciones psammíticas y psefiticas de hidróxidos de hierro.

Las capas utilizables son la 2, la 3 y la 4.

Capa 2. Contiene más de 0.9-1.0% de Ni y menos del 20 al 25% de hierro. Estas rocas son menas serpentínicas de níquel.

Capa 3. Contiene más de 0.9-1.0% de níquel y un promedio de 40-48% de hierro. Las lateritas de esta capa son menas industriales de hierro y níquel.

Capa 4. Contiene un promedio de 45% de hierro con una concentración de níquel menor de 0.9-1.0%. Las rocas de esta capa son menas de hierro.

Los horizontes señalados están ligados entre sí por transiciones graduales. A veces algunas capas desaparecen, así en el yacimiento Pinares de Mayarí casi totalmente falta el horizonte 2; sin embargo, el esquema del corte expuesto anteriormente es característico para todas las regiones.

Los datos obtenidos en las exploraciones de los años 1961-63 permitieron por primera vez limitar todas las áreas de lateritas en la parte nordeste de Oriente. Estas formaciones se extienden por la superficie cerca de 500 Km², de esta cantidad, los yacimientos Pinares de Mayarí, Nícaro y Moa, tienen 120, 100 y 230 Km² respectivamente.

Teniendo en cuenta los datos de los espesores y el contenido químico de las lateritas, se pueden hacer cálculos sobre las reservas geológicas de las menas de hierro y níquel. Tales reservas son:

- 1—Menas de hierro, incluyendo las menas lateríticas de níquel: 2.100 millones de toneladas.
- 2—Menas de níquel: 1.000 millones de toneladas (de éstas, 770 millones de toneladas son menas lateríticas y no menos de 230 millones de toneladas son serpentiniticas).

Los trabajos hechos permitieron también revelar algunas regularidades concernientes no sólo a la extensión de las lateritas en general, sino también al tipo de las menas. Las regularidades observadas son:

a) Las lateritas sólo se desarrollan sobre la superficie peniplanada originada por denuda-

ción y abrasión. La superficie de los niveles altos tienen, preferiblemente, un origen de denudación y los más bajos, de abrasión. Según la suma de datos existentes, la edad de las superficies de denudación se admite como Plioceno y, posiblemente, la parte superior del Mioceno y la de las superficies de abrasión, como Cuaternario.

b) Entre los límites de las superficies de denudación, la distribución de los espesores a menudo se determina por los elementos de relieve antiguo.

En las superficies de abrasión escalonadas (por ejemplo en Moa) se observa una relación entre el espesor y la situación hipsométrica, cuanto más baja la altura del nivel, tanto mayor el espesor y viceversa.

c) En relación a las menas serpentiniticas de níquel podemos hacer las siguientes deducciones empíricas:

- 1—Tales menas no se encuentran en lugares considerablemente alejados de las áreas de desarrollo de las menas lateríticas de níquel.
- 2—Sobre las superficies de denudación, las menas serpentiniticas se desarrollan menos que sobre las superficies originadas por abrasión.

Análisis de las fracciones monominerales.

Yacimiento	Cr ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Cr ₂ O ₃ -FeO
Caledonia	54.76	14.44	0.90	12.40	0.06	16.14	3.7
Rupertina	52.45	16.14	1.90	13.40	0.09	15.00	3.2

Por sus características químicas estas cromitas son menas metalúrgicas de calidad.

Todos los yacimientos de génesis histerogénica se localizan en peridotitas (harzburgitas) situadas cerca de grandes fallas, en las que los gabroides están en contacto con las peridotitas.

En general, los cuerpos de cromita se ubican en las zonas quebradas, que al parecer son las hendiduras de plumaje de las grandes

fallas antes mencionadas. Se ha observado una vinculación persistente y estrecha entre los cuerpos de mineral cortado por los diques de gabro y pegmatitas.

Mineralógicamente la cromita de los yacimientos histerogénicos pertenece a las aluocromitas.

El análisis químico en las fracciones monominerales señala la siguiente composición:

Yacimientos	Cr ₂ O ₃	FeO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Cr ₂ O ₃ -FeO
C. Guam	40.66	14.85	0.84	25.87	0.06	16.37	2.7
Melba	34.64	17.70	1.99	27.16	0.06	17.00	1.9
Jaragua	36.72	16.28	1.38	26.77	0.05	17.24	2.2
Porvenir	40.26	14.93	1.49	24.00	0.03	17.64	2.7

Los datos señalados muestran un enriquecimiento de las menas en alúmina y al mismo tiempo las bajas correspondientes en el contenido de óxido de cromo. Comparando con

las cromitas de los yacimientos originados por segregación magnética, se ve aumentar al doble la alúmina, por lo tanto, permite usarlas en la producción de refractarios.

De este grupo de yacimientos, el de más perspectivas es el yacimiento de Jaragua, cuyas reservas geológicas se calculan en 500-700 mil toneladas.

El material mencionado nos permite hacer algunas conjeturas relacionadas con la génesis de las cromitas refractarias.

Al parecer, en el período posterior al establecimiento de la intrusión ultrabásica, en los horizontes más profundos se mantenía la fusión residual de las cromitas.

El movimiento tectónico causó la ascensión del magma intrusivo de gabroides y el propio movimiento dio lugar a la inyección de la fusión cromítica en los horizontes superiores del macizo ultrabásico.

Las vías por las cuales ocurrió la penetración de la fusión cromítica fueron las quebraduras en forma de plumaje de las fallas, por las cuales se introdujo la intrusión gabroide. Todo esto condicionó la mencionada ubicación de los yacimientos y el enriquecimiento del mineral por alúmina, debido a la separación de éste del magma gabroide.

Por lo tanto, es evidente, que la búsqueda y prospección de los yacimientos de cromita refractaria, tienen que ser orientadas en las zonas dentro del macizo ultrabásico de 3-5 Km. de ancho, las cuales se extienden a lo largo de las fallas que separan las peridotitas y los gabros.

Otros minerales útiles. Con los esquistos metamórficos están asociadas varias manifestaciones de moscovita, talco, grafito y otros. En el área de desarrollo de las rocas efusivas del Cretácico Inferior, lo más interesante es la manifestación de pirita en el Río Téneme. Las reservas pronostican que se aprecian aproximadamente 100 mil toneladas. Además de esto, en esta misma área se encuentran manifestaciones de cinabrio en Las Jaguas.

En los sedimentos del Terciario se conocen cerca de 20 puntos de manifestaciones de man-

ganeso, pero a pesar de su buena calidad todos ellos tienen reservas muy pequeñas.

En el área de Nicaro se exploró un yacimiento de calizas fundentes, con reservas de cerca de 20 millones de toneladas.

En la región descrita se descubrieron numerosas manifestaciones de cobre, piritas, lignitos, azufre nativo, amianto, magnesita y calcedonia violeta, útil como piedras de fantasía, etc.

La mayoría de estas manifestaciones no tienen importancia industrial, pero para la valoración de algunos, no es necesario un volumen muy grande de exploraciones y de ensayos de laboratorio.

RESUMEN

El levantamiento geológico en la parte nordeste de la provincia de Oriente, además de suministrar nuevos datos geológicos (esenciales para aclarar la estratigrafía, nuevos datos para el magmatismo, tectónica y geomorfología, etc.), permitió obtener numerosos e importantes resultados prácticos como son:

1—Limitación de las áreas de las lateritas, en base de que se ha recibido una cifra de las reservas bastante exacta para los diferentes tipos de menas.

2—Se obtuvieron criterios geológicos para la búsqueda de los yacimientos de cromita refractaria.

3—Se apreciaron perspectivas de todo el territorio en relación a los minerales útiles.

Los datos obtenidos, con gastos relativamente pequeños, permiten hacer trabajos de exploración con orientación hacia un fin determinado y no gastar tiempo y dinero para exploraciones de objetos sin perspectiva.

Todo lo mencionado confirma la necesidad del levantamiento geológico detallado de Cuba, como la primera etapa de aprovechamiento de las riquezas del subsuelo del país.

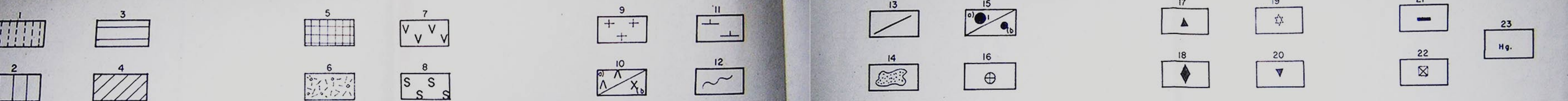
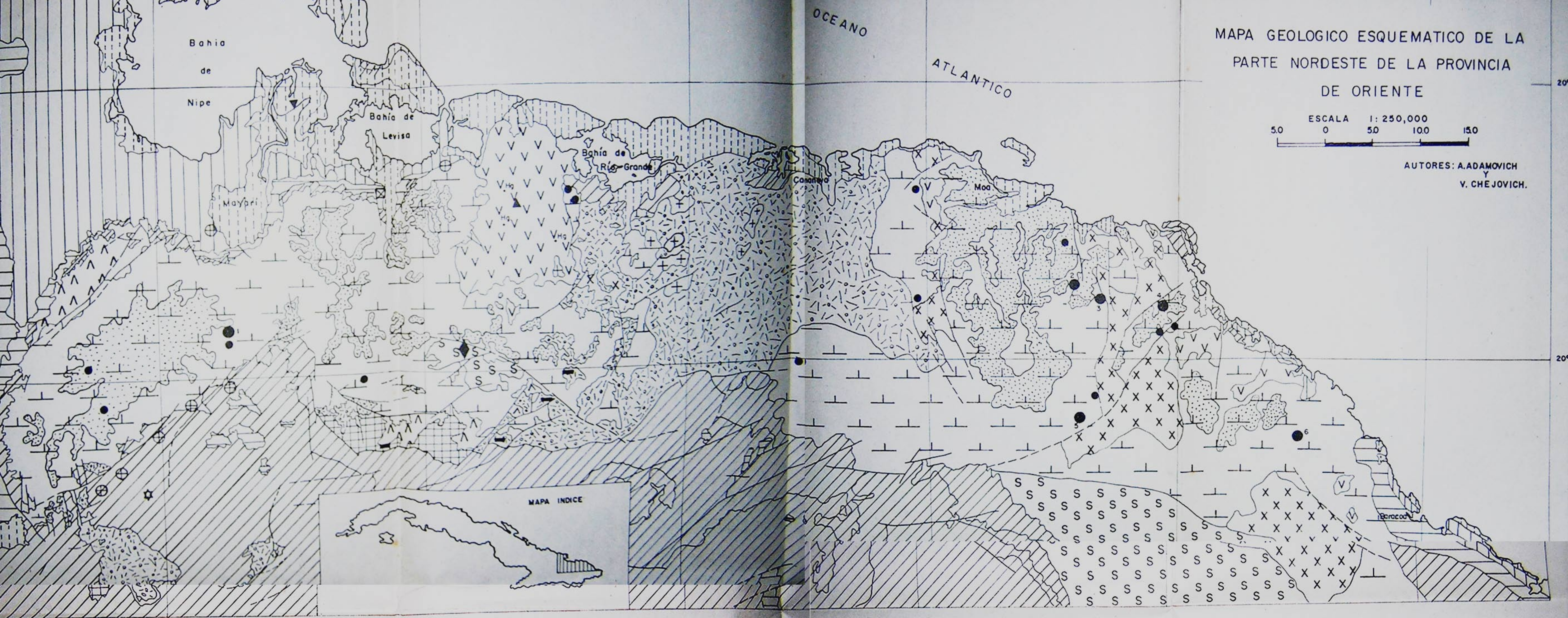
BIBLIOGRAFIA

- BERMUDEZ, P. J. 1961. Las formaciones geológicas de Cuba. Geol. Cubana No. 1. Min. Ind., I. C. R. M. 177 pp., 1 fig., 1 mapa.
- COX, Y. S. 1911. The Iron-ore deposits of the Moa District, Oriente Province, Island of Cuba. Trans. Am. Inst. Min. Eng., 42, pp. 73-93.
- HAYES, C. W. 1911. The Mayarí and Moa Iron-ore deposits in Cuba. Trans. Am. Inst. Min. Eng. 52, pp. 100-115.
- KEMP, Y. F. 1910. Iron-ore resources in the West Indies. The Iron-ore resources of the world. Stockholm. pp. 763-797.
- LEWINSON - LESSING, F. Y. 1939. Los problemas del Magma. Not. Ac. de Ciencias URSS Ser. Geol., núm. 1. En ruso.
- McMILLAN, W. D. and DAVIS, H. W. 1955. Nickel - Cobalt resources of Cuba. Report of Investigation 5099. U. S. Depart. Interior.
- SOSMAN, K. B. 1938. Evidence on the Intrusion temperature of Peridotites. Am. School of Sci. vol. XXXV-A.
- SPENCER, A. C. 1907. The Mayarí Iron-ore deposits of Cuba (the Iron Age) N. Y. pp. 421-425.

MAPA GEOLOGICO ESQUEMATICO DE LA PARTE NORDESTE DE LA PROVINCIA DE ORIENTE

ESCALA 1: 250,000
50 0 50 100 150

AUTORES: A. ADAMOVICH
Y
V. CHEJOVICH.



epósitos cuaternarios; 2. Mioceno; 3. Oligoceno; 4. Eoceno; 5. Paleoceno; 6. Cretácico Superior; 7. Cretácico Inferior; 8. Jurásico Inferior (?); 9. Dioritas; 10a. Gabrodiabasos; 10b. Gabro; 11. Rocas ultrabásicas; 12. Límites geológicos; 13. Contactos tectónicos; 14. Lateritas; 15a. Yacimientos de cromitas; 15b. Manifestaciones de mineral de cromita; 16. Manifestaciones de manganeso; 17. Pirita; 18. Moscovita; 19. Piedras ornamentales; 20. Azufre nativo; 21. Manifestaciones de lignita; 22. Yacimientos de calizas fundentes; 23. Cinabrio en jaguar.