





RECURSOS MINERALES DE COLOMBIA

VOL. 2

SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO

RECURSOS MINERALES DE COLOMBIA

vol. 2

Ministerio de Minas y Energía

María Fernanda Suárez Londoño
Ministra de Minas y Energía

Carolina Rojas Hayes
Viceministra de Minas

Diego Mesa Puyo
Viceministro de Energía

Servicio Geológico Colombiano

Oscar Eladio Paredes Zapata
Director general

Gloria Prieto Rincón
Directora de Recursos Minerales

© Servicio Geológico Colombiano

ISBN impreso obra completa: 978-958-52469-3-5
ISBN digital obra completa: 978-958-52469-6-6
ISBN impreso vol. 2: 978-958-52469-5-9
ISBN digital vol. 2: 978-958-52469-8-0

Compiladoras

Gloria Prieto Rincón
Clara Liliana Guatame Aponte
Sara Catalina Cárdenas

Autores de capítulos

Alfonso Arias
Luis Bernal
Humberto González
Julián López
René F. Lugo Primelles
Diana María Montoya Arenas
Giovanni Moreno
Álvaro Murillo Rodríguez
Carlos Ulloa Melo

Colaboradores

Silvia Álvarez
Luis Enrique Bernal Vargas
Sara Catalina Cárdenas
Leopoldo González Oviedo
Clara Liliana Guatame Aponte
Diana Jiménez
Sait Kurama
Jaime Mojica
William Monroy
Diana María Montoya Arenas
Raúl Muñoz
Alberto Núñez
Gabriel Rodríguez García
Gabriel Salazar
Rosalba Salinas
Ricardo Viana

Comité Editorial SGC

Diagonal 53 n.º 34-53
Bogotá D. C., Colombia
Teléfono: 220 0200, ext.: 3048
ceditorial@sgc.gov.co

Presidente

Virgilio Amaris Ibañez

Integrantes

Mario Andrés Cuéllar
Gloria Prieto Rincón
Marta Calvache Velasco
Hernán Olaya Dávila
Humberto Andrés Fuenzalida
Margarita Bravo Guerrero
Teresa Duque
Viviana Dionicio
Julián Escallón
Armando Espinosa
Juan Guillermo Ramírez
Manuel Hernando Romero

Fotografías de carátula

Alejandra Cardona, SGC

Edición y diagramación

Carolina Hernández, Edición general
Édgar Ordóñez, Corrección de estilo
Diana Abadía Zapata, Diseño
Leonardo Cuéllar, Diagramación

Impresión

Imprenta Nacional de Colombia
Carrera 66 n.º 24-09
pbx: 457 8000
www.imprenta.gov.co
Bogotá, D. C., Colombia

Octubre, 2019

Publicaciones Geológicas Especiales n.° 40

Citación: Prieto R., G., Guatame, C. L. y Cárdenas, S. C. (comps). (2019). *Recursos minerales de Colombia*, vol. 2. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

RECURSOS MINERALES DE COLOMBIA

vol. 2

SERVICIO GEOLÓGICO COLOMBIANO

El futuro es de todos

Minenergía

CONTENIDO

Prólogo 7

4. Metales y piedras preciosas

Oro 11
Plata 55
Diamante 77
Esmeralda 101

5. Metales de la industria del acero

Hierro 133
Cromo 175
Cobalto 197

PRÓLOGO

El Servicio Geológico Colombiano, entidad de ciencia y tecnología adscrita al Ministerio de Minas y Energía, desde hace algunos años viene adelantando la labor de actualizar la información sobre recursos minerales de Colombia, razón por la cual ha elaborado publicaciones dedicadas a minerales o a grupos de minerales específicos, tales como el carbón y las calizas, sobre los cuales se han entregado reportes que ya han sido divulgados. En esta ocasión, como producto del trabajo de varios años de profesionales con estudios y experiencia en diversas disciplinas, la Dirección de Recursos Minerales hace entrega de dos volúmenes en los que se presentan otros minerales de interés que se encuentran en el territorio colombiano.

El subsuelo colombiano posee diversos recursos minerales, que la naturaleza generosamente ha otorgado a este territorio, como resultado de procesos endógenos y exógenos, de naturaleza geológica, geoquímica, geofísica y metalogénica, que unidos a las cambiantes condiciones climáticas ocurridas a lo largo de millones de años, han modelado la fisiografía y los depósitos minerales existentes actualmente en Colombia.

En cada capítulo de los dos volúmenes entregados se describe la naturaleza y el origen de cada mineral, sus características, usos, ambiente geológico de formación, principales tipos de depósitos y métodos de aprovechamiento. Seguidamente se hace referencia a su existencia en Colombia, sus principales yacimientos y depósitos, y finalmente se presentan generalidades de su mercado a nivel global. En algunos casos específicos, y por su naturaleza mineral, se presentan consideraciones ambientales sobre su manejo.

El primer volumen contiene un capítulo inicial dedicado a materiales de construcción, e incluye arenas y gravas, arcillas y rocas ornamentales. El segundo capítulo corresponde a minerales energéticos, específicamente uranio, y el tercer capítulo está dedicado a minerales de interés por su incidencia en la salud, o por su uso industrial, y en entre ellos se incluyen el arsénico, el asbesto, la barita y el granate.

El segundo volumen comprende un cuarto capítulo que compendia los metales y piedras preciosas, tales como oro, plata, diamante y esmeralda. Finalmente, en el capítulo quinto se presentan los metales de la industria del acero: hierro, cromo y cobalto.

Es responsabilidad del Servicio Geológico Colombiano actualizar periódicamente las publicaciones sobre recursos minerales de Colombia, para así cumplir con el compromiso de divulgar y asegurar la apropiación social del nuevo conocimiento que van adquiriendo la institución y el país en esta materia, que es de interés nacional y es de vital importancia para proyectar el desarrollo económico, social y ambiental de la nación.

Gloria Prieto Rincón
Directora de Recursos Minerales

Oscar Eladio Paredes Zapata
Director general

4. METALES Y PIEDRAS PRECIOSAS

Oro

Alfonso Arias / Julián López

Plata

René F. Lugo Primelles / Luis Bernal

Diamante

Álvaro Murillo Rodríguez

Esmeralda

Diana Montoya / Giovanni Moreno



11. Oro



55. Plata



77. Diamante



101. Esmeralda



Oro en cuarzo
Servicio Geológico Colombiano
Fotografía: Alejandra Cardona, SGC

Oro

Alfonso Arias y Julián López

Citación: Arias, A. y López, J. (2019). Oro. En: *Recursos minerales de Colombia*, vol. 2. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

El oro, del latín *aurum*, es un metal de transición entre plata y mercurio (McDonald, 2007), denso y blando, muy apreciado por su belleza, utilidad y escasez, características únicas que le han asegurado un papel central en la historia y el desarrollo de las civilizaciones. El nombre (*gold* en inglés) se deriva del inglés histórico "*geolo*", que describe su color amarillo (McDonald, 2007). Este tiene diferentes tonalidades con brillo metálico; es un metal maleable, fácil de moldear y no se oxida ni pierde su lustre.

Fuera de exhibir un color amarillo en bruto puede presentarse con color negro, naranja, rubí o morado en divisiones finas. Algunos lo consideran el elemento más bello de todos y el metal más dúctil que se conoce. Es químicamente estable y buen conductor del calor y la electricidad. Forma soluciones sólidas con plata, generando *electrum* cuando presenta entre el 30 y el 45% de esta (Ramdhor, 1980). Además, contiene pequeñas concentraciones de Cu, Bi, Pt, Pd y Hg (Ramdhor, 1980), y un isótopo estable con número 197 (McDonald, 2007).

No se conoce con exactitud cuándo y dónde se descubrió, aunque se ha demostrado que muchas culturas de la Antigüedad lo han atesorado y utilizado, especialmente en joyería, hacia el año 4000 a. C.

A finales del siglo XIX e inicios del siglo XX los sistemas monetarios de Estados Unidos y de muchos otros países occidentales siguieron el patrón del oro; con ese estándar un país estuvo de acuerdo en vender y comprar oro a un precio fijo y a intercambiar su moneda de papel por oro, según la demanda. Estados Unidos dejó de aplicar dicho estándar muchas veces y finalmente lo abandonó en 1971.

1. Usos

El oro, aparte de ser un metal tradicionalmente codiciado en joyería por su brillo y belleza, es fundamental por sus usos para el desarrollo de actividades de creciente importancia.

En la industria el oro se emplea para aplicaciones que van desde la ciencia de materiales hasta las ciencias químicas (Corti y Holliday, 2004), y principalmente en electrónica, telecomunicaciones, tratamientos medicinales, tratamientos odontológicos y nanotecnología. El oro se utiliza en las siguientes aplicaciones:

Catalizador. Se usa en aplicaciones comerciales, procesos químicos, purificación del hidrógeno, control de contaminación ambiental (polución) y control de la contaminación producida por automóviles (Corti y Holliday, 2004); también se utiliza como catalizador en la producción comercial del monómero vinil acetato (VAM), usado en pinturas de emulsión y pegantes (Materials World, 2003).

Electrónica. El oro se emplea en telecomunicaciones, tecnologías de la información y usos de seguridad crítica (Materials World, 2003). Asegura la confiabilidad de muchos productos que van desde teléfonos móviles hasta tarjetas de crédito. Los usos más significativos en electrónica incluyen dispositivos semiconductores, conectores, circuitos híbridos, metalizaciones en CD-R y DVD, y soldadura básica en aleaciones. Se utiliza también en alambres finos, para conectar partes de semiconductores como transistores y circuitos integrados, en controles electrónicos de ignición e inyección electrónica de combustible (Corti y Holliday, 2004; Materials World, 2003; McDonald, 2007).

Nanotecnología. El oro es un elemento imprescindible en componentes electrónicos nanométricos (Materials World, 2003). Además, se usa en sensores, materiales ópticamente activos y aplicaciones médicas (Materials World, 2003; Corti y Holliday, 2004), así como en tintas de oro, lubricantes y nanopartes (Mateo, Morales, Avalos y Haza, 2013).

Odontología. El oro y sus aleaciones tienen importantes aplicaciones por su biocompatibilidad, maleabilidad y resistencia a la corrosión (Materials World, 2003; Corti y Holliday, 2004).

Biomedicina. El oro ha llegado a ser clave en muchos tratamientos médicos modernos, desde medicamentos hasta implantes de precisión. Posee un alto grado de resistencia a la colonización bacterial y por esto es el material principal en implantes con alto riesgo de infección (Corti y Holliday, 2004). Asimismo se utiliza en el tratamiento en pacientes con artritis reumatoidea y, en las últimas décadas, compuestos con oro han sido de interés potencial en los tratamientos del virus de la inmunodeficiencia humana (VIH) y el cáncer (McDonald, 2007).

Aplicaciones térmicas. Debido a la eficiencia del oro como reflector de calor y de radiación infrarroja, se usa en forma líquida para reducir la transmisión de calor en los motores de aviones y en el Programa Espacial Apolo en Estados Unidos (McDonald, 2007).

Otros usos. El oro se emplea como trazador, para terapia radiactiva, joyería y aplicaciones decorativas. También se emplea en la elaboración de medallas, monedas y barras (McDonald, 2007).

2. Ambiente geológico

El oro está genéticamente asociado, sobre todo, a regiones donde hubo actividad ígnea, de modo preferente con rocas félsicas (Bateman, 1957), aunque se pueden encontrar yacimientos asociados con rocas ígneas, rocas sedimentarias, rocas metamórficas, depósitos aluviales y de concentración supergénica. Concentraciones de oro de interés minero pueden ocurrir en ambientes geológicos de todas las edades y en litologías muy variadas; en rocas tan antiguas como del Proterozoico o en materiales geológicos tan jóvenes como aluviones recientes.

Los ambientes geológicos de formación de los depósitos de oro van desde cinturones orogénicos y arcos de islas relacionados con zonas de subducción en las que se generan importantes pulsos magmáticos, hasta ambientes cratónicos estables, aunque se encuentran en ambientes distensivos asociados con sulfuros masivos.

2.1. Características

El oro es un elemento metálico de color amarillo que constituye cristales octaédricos, los cuales aparecen a menudo en grupos arborescentes con cristales alargados que se forman irregularmente, pasando por formas filiformes, reticuladas y dendríticas, de forma alargada o aplastada. El oro se distingue de otros minerales de color amarillo como pirita, calcopirita y de las pajuelas de mica alterada, por su sectilidad y gran peso específico (Klein y Hurbult, 1988). El oro presenta una estructura cristalina cúbica centrada en las caras y una densidad de 19 300 g/m^3 cuando es puro; funde a 1064.43 °C y alcanza su ebullición a 2856 °C.

2.2. Mineralogía

El oro se encuentra en la naturaleza como metal en estado libre, incluido en las estructuras cristalinas de otros minerales, o combinado con otros elementos formando compuestos de aleaciones o minerales como sulfosales, teluros y seleniuros (tabla 1).

En estado nativo, el principal modo de presentación del oro se da generalmente formando aleación con plata (solución sólida completa debida a sus radios atómicos), cobre, bismuto, mercurio y a veces con elementos del grupo del platino como platino, paladio, rutenio, iridio (Nekrasov, 1996; McDonald, 2007).

Tabla 1. Denominación de las principales aleaciones y minerales de oro

Grupo	Mineral	Composición química
Elemento nativo	Oro	Au
	Electrum	Au, Ag ≥ 20 %
	Cuproáureo	Au, Cu
	Porpezita	Au, Pd hasta 10 %
	Rhodita	Au, Rh
	Iridita	Au, Ir
	Oro platínico	Au, Pt
	Oro bismutínico	Au, Bi
Sulfuro	Uytenbogardita	Ag_3AuS_2

(…/…)

(…/…)

Grupo	Mineral	Composición química
Telururo	Calaverita	AuTe2
	Krenerita	$(Au, Ag)Te_2$
	Petzita	Ag_3AuTe_2
	Muthmanita	(Au, Ag)Te
	Magyagita	$Pb_5Au(Se, Te)_4S_{5-8}$
	Silvanita	$(Au, Ag)Te_4$
Seleniuro	Fischerita	Ag_3AuSe_2
Sulfosal	Maldonita	Au_2Bi
	Auroestibita	$AuSb_2$

Fuente: Boyle (1979)

2.3. Geoquímica

La geoquímica cumple un papel importante en la minería del oro ya que, además de ser una técnica de prospección, informa sobre su abundancia, asociación y distribución en la corteza terrestre.

El oro se representa en la tabla periódica de los elementos con el símbolo Au, y se encuentra ubicado en el grupo 11, en el campo de los elementos o metales de transición. Mineralógicamente se clasifica como un elemento nativo y forma parte del grupo 1, al que también pertenecen la plata y el cobre (grupo del oro), todos ellos de ocurrencia nativa y solubles mutuamente (Stanton, 1972).

En la corteza terrestre el contenido promedio de oro es de 0.005 ppm (McDonald, 2007); en rocas ultramáficas es de 0.0032 ppm; en granodioritas, de 0.0023 ppm; en calizas, de 0.005 ppm; en areniscas, de 0.005 ppm, y en *shales*, de 0.004 ppm (Rose, 1979).

Goldschmidt (1922, citado en Krauskopf, 1967) agrupa el oro principalmente con los elementos siderófilos, aunque también se agrupa con los elementos calcófilos. En términos generales, en depósitos minerales de metales preciosos se asocia (tabla 2) sobre todo con plata (Ag), arsénico (As), antimonio (Sb), mercurio (Hg), selenio (Se) y telurio (Te) y, en algunos depósitos de sulfuros, con hierro (Fe), zinc (Zn), plomo (Pb) y cobre (Cu).

Tabla 2. Asociaciones elementales comunes en algunos depósitos minerales de oro

Asociación elemental	Tipo de depósito
Au-As-Sb (CO_2-Si)	Orogénico. Venas de Au y cuarzo hospedadas en esquistos
Ag-Au-As-Sb-Te±Hg-Mn (S-Si)	Epitermal. Venas de Au-Ag hospedadas en rocas volcánicas
Fe – Cu – Au ± Ag – Bi - Mo Te (S)	Pórfido Cu-Au y pórfido Mo
Fe-Mo (S)	
Cu-Au-Bi (S)	Relacionado a intrusivo-*skarn* proximal
Fe-Cu-Pb-Zn-Ag	
W - Mo ± Cu – Pb – Zn – Bi - As	
Fe – Pb – Zn – Cu – Ag ± Hg – Sb - Au (S)	Sulfuros masivos volcanogénicos

Fuente: McDonald (2007)

2.4. Tipo de depósito

A continuación se describen los modelos de los tipos de depósitos de oro, de acuerdo con los modelos de depósitos minerales implementados por United States Geological Survey (USGS) (Cox y Singer, 2002; Bliss, 1992), British Columbia Geological Survey (BCGS) (Lefebure y Ray, 1995 y Lefebure y Hõy, 1996), Yukon Geological Survey (Fonseca y Bradshaw, 2005) y Canada Geological Survey.

2.4.1. Paleoplacer de Au-U

Segun Cox y Singer (1992), se trata de depósitos de placer de Au, U y EGP (elementos del grupo del platino), en conglomerados antiguos, y según la British Columbia Geological Survey (BCGS, 2002), corresponde al modelo de depósito de paleoplacer U-Au-PGE-Sn-Ti-diam-mag-gar-zir.

En cuanto al ambiente geológico, en ambos modelos se considera que el depósito se encuentra caracterizado por presentarse en capas de conglomerados oligomícticos maduros, en secuencias espesas de conglomerados menos maduros y areniscas depositados sobre granito-*greenstone* de edad Arqueano, con rocas volcánicas basales.

Estas secuencias se depositan en cuencas epicontinentales alargadas o de semigraben, en los que las partes basal y media de abanicos aluviales se depositan sobre el lado inclinado de la cuenca, en un ambiente atmosférico reductor para preservar pirita y uraninita detríticos.

Adicionalmente, se encuentran asociados con depósitos de placer recientes, venas de cuarzo con oro de baja sulfuración y oro tipo *Homestake* en rocas del basamento.

Mineralógicamente, estos depósitos se caracterizan por presentar cuarzo, oro, pirita, uraninita, branerita, cromita, zircón, monazita, leucoxeno, aleaciones de osmio-iridio, platino y esperrilita, y plata como subproducto. Las ocurrencias del Proterozoico medio y del Fanerozoico contienen solo trazas de pirita y ausencia de uraninita. Las anomalías geoquímicas que se pueden esperar son para Au, U, EGP, así como anomalías radiactivas.

Ejemplos de estos depósitos son Witwatersrand en Sudáfrica; Elliot Lake en Ontario (Canadá); Jacobina en Brasil y Tarkwa en Ghana.

2.4.2. Depósitos de Au-Ag diseminados, hospedados en rocas carbonatadas

Los UPME depósitos tipo Carlin (figura 1) oro micrón hospedado en sedimentos, oro de remplazamiento en calizas silíceas o de oro invisible. Se trata de oro y sulfuros de tamaño de grano muy fino, diseminados en zonas descarbonatadas de rocas calcáreas carbonáceas y jasperoides asociados. Las rocas hospedantes corresponden a calizas o dolomitas arcillosas carbonáceas o limos con laminación, comúnmente con *shales* carbonáceos a partir de diques félsicos, por lo general porfiríticos. Estos depósitos son principalmente de edad Terciario, aunque pueden ser de cualquier edad.

Otros tipos de depósitos que se le asocian son *skarn* de W-Mo, pórfidos de molibdeno, Au en placer y venas de estibnita-barita; mineralógicamente se encuentran constituidos por oro nativo (tamaño micrón), pirita, rejalgar, oropimente, ± arsenopirita, ± cinabrio, ± fluorita, ± barita, minerales de talio y estibnita; además de cuarzo de tamaño de grano fino, calcita, minerales de arcillla y materia carbonosa (venas de calcita de estados tardíos).

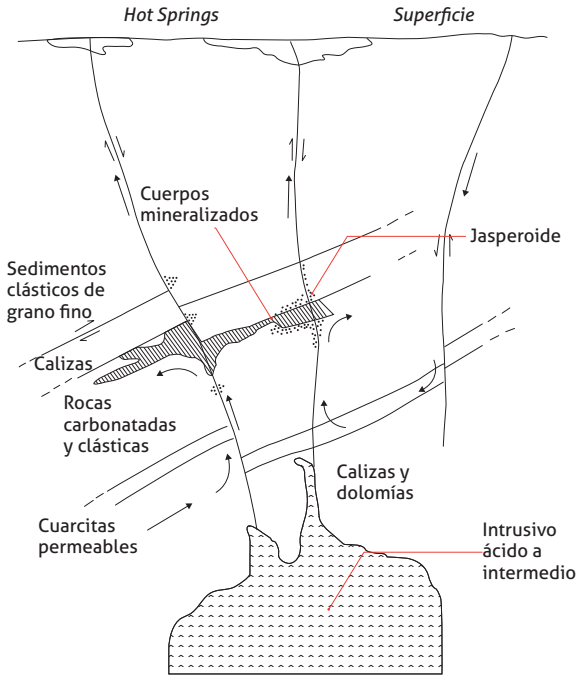


Figura 1. Modelo esquemático de un depósito epitermal tipo Carlin

Fuente: Tomado de Oyarzun (1991)

Presenta dos zonas de alteración que pueden estar fuertemente controladas por los rasgos estratigráficos y estructurales: una no oxidada en el núcleo central de fuerte silicificación, que se caracteriza por la presencia de jasperoide, cuarzo (a veces en venas), illita, caolinita y calcita, localmente con carbono amorfo, y otra zona oxidada localizada en la periferia y caracterizada por contener caolinita, montmorillonita, illita, jarosita y alunita, además de presentar descarbonatización. Las anomalías geoquímicas que se pueden esperar se agrupan en dos conjuntos: Au+As+Hg+W o Mo, y As+Hg+Sb+Tl o Fe, esta última sobreponiéndose a la primera. NH_3 es importante en algunos depósitos; la proporción Au: Ag es 10:1 o mayor.

Ejemplos de estos depósitos en Estados Unidos son Carlin y Getchell en Nevada, y Mercur en Utah.

2.4.3. Depósitos de Au-Ag de fuentes termales

Según Panteleyev (1996a) corresponden a depósitos relacionados con fuentes termales (epitermales de más baja temperatura) y de sínter silíceo subaéreo (figura 2). De acuerdo

con Panteleyev (1996a) y Berger (1992b), estos depósitos se caracterizan por presentar calcedonia aurífera o sílice opalina, y cuarzo de grano fino formando venas y enrejados (*stockworks*), rellenando la matriz de brechas volcánicas silicificadas y, menos comúnmente, de rocas sedimentarias. Estas conforman la parte más superior del sistema epitermal, el cual desarrolló casquillos silíceos mineralizados, desde pocos hasta cientos de metros por debajo de la superficie, con depósitos de sínter silíceo subaéreos cerca de la paleotabla de agua y brechas de explosión más arriba.

De conformidad con Berger (1992b), los depósitos consisten de sílice y cuarzo de tamaño de grano fino en brechas silicificadas que contienen oro, pirita y sulfuros de arsénico y antimonio. A este tipo de depósitos se asocia riolita con textura porfirítica o brechada, con rangos de edad que incluyen el Cenozoico. El ambiente de depósito corresponde a centros volcánicos riolíticos subaéreos, domos por flujos riolíticos o complejos de calderas y sistemas de fracturas radiales y en anillo, así como zonas de poca profundidad relacionadas con sistemas geotermales fósiles, originados en ambientes tectónicos de *rifting* de margen continental y sistemas de fracturas locales asociados con vulcanismo bimodal basáltico-riolítico o intermedio a máfico en bajo volumen.

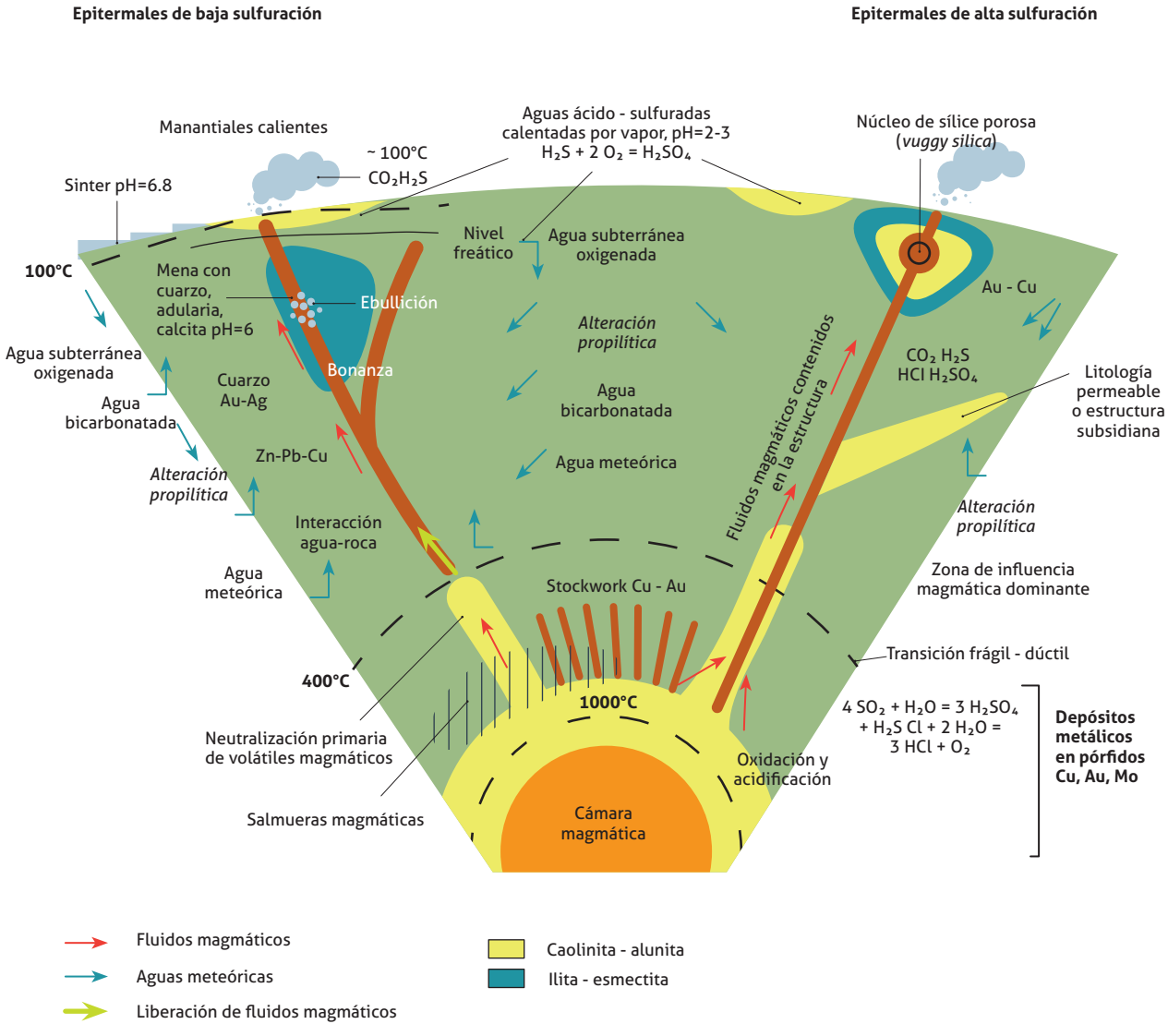


Figura 2. Esquema generalizado en el que se comparan los procesos y la localización de los depósitos relacionados con fuentes termales e hidrotermales de alta y baja sulfuración

Fuente: Camprubi ***et al.*** (2003)

Los tipos de depósito que se le asocian son venas de cuarzo epitermales, epitermales Au-Ag, fuentes termales de Hg, solfataras de azufre y Au de placer. La mineralización se encuentra dominada por oro nativo, pirita, estibinita, rejalgar, arsenopirita, ± esfalerita, ± calcopirita, ± fluorita, u oro nativo, teluros, pirita con contenidos de marcasita, sulfosales, *electrum* y cinabrio en el tope de los depósitos. Además, las zonas de alteración de estos sistemas se presentan distribuidas desde la parte superior hasta la base del sistema, caracterizándose por la presencia de calcedonia, silicificación masiva y penetrativa en las rocas adyacentes a ella, enrejados, venas de cuarzo y adularia, y brechas cementadas con cuarzo, o cuarzo y clorita. Se encuentran generalmente venas de calcedonia con ópalo y, en algunos depósitos, alunita y pirofilita; además puede encontrarse feldespato de amonio (buddingtonita). La zona de meteorización presenta la roca encajante blanqueada, limonitas amarillas con jarosita y alunita de tamaño de grano fino, hematita y goehtita.

Las anomalías geoquímicas que se pueden esperar son Au + As + Sb + Hg en la parte superior del sistema, con incremento de Ag y Ba en profundidad con decrecimiento de As + Sb + Tl + Hg, y localmente con Ni, B, Li y W. Las rocas mineralizadas pueden blanquearse fuertemente en superficie. Además, es notable la ausencia de Se, Te, F, Mo, Sn y Mn.

Ejemplos de estos depósitos se encuentran en McLaughlin, California; Round Mountain, Nevada, y Delamar, Idaho, todos en Estados Unidos.

2.4.4. Depósitos epitermales de Au-Ag-Cu de alta sulfuración

Según Panteleyev (1996b) y Berger (1992c) corresponden a depósitos de sulfato ácido (epitermal), Au cuarzo-alunita, alunita-caolinita ± pirofilita, alteración argílica avanzada tipo Nansatsu y enargita aurífera. Los depósitos se mencionan comúnmente como tipo *sulfato ácido,* dependiendo de la química de los fluidos hidrotermales; como tipo *cuarzo-alunita* o *caolinita-alunita*, dependiendo de su mineralogía de alteración, o tipo *alta sulfuración* en referencia al estado de oxidación de los fluidos ácidos, responsables de la alteración y mineralización (figura 2).

Los depósitos presentan venas, brechas porosas y remplazos de sulfuros, desde vainas (*pods*) hasta lentes masivos, que ocurren en secuencias volcánicas asociadas con niveles superiores de sistemas hidrotermales, marcados por lixiviados-ácidos, y alteraciones argílica avanzada y silícea. Estos depósitos a menudo se encuentran asociados con *stocks* subvolcánicos, diques y brechas, en ambientes subvolcánicos a volcánicos en zonas de fracturas en anillo de calderas, dentro del edificio volcánico; en complejos de flujos de lava y domos, y con escasa frecuencia en maars y otras estructuras volcánicas. Pueden estar genéticamente relacionados con sistemas de pórfidos cupríferos en intrusiones mineralizadas profundas que infrayacen los estratovolcanes.

Estos depósitos presentan un rango de edad sobre todo Cenozoico, menos comúnmente Mesozoico y rara vez en cinturones volcánicos de edad Paleozoico. La mineralización se encuentra hospedada por lo general en rocas volcánicas piroclásticas y de flujo, como andesita a dacita subaérea, y riodacita y sus equivalentes intrusivos subvolcánicos. Los depósitos son de forma irregular usualmente, la cual está determinada por la permeabilidad de la roca encajante y la geometría de la estructura que controla la mena, y corresponde a venas y sulfuros masivos, remplazando lentes y vainas (*pods*), enrejados y brechas hidrotermales, caracterizados por la presencia de sílice porosa, drusas en cavidades, venas bandeadas y remplazo masivo de la roca caja con cuarzo de tamaño de grano muy fino.

La mineralogía característica de este tipo de depósitos está dada por la presencia de pirita, enargita/luzonita, calcocita, covelita, bornita, oro, *electrum*, calcopirita, esfalerita, tetraedrita/tennantita, galena, marcasita, arsenopirita, sulfosales de plata, huebnerita y teluros de metales preciosos, incluyendo goldfielita, en algunos casos asociados con azufre nativo. Las zonas de alteración presentan conjuntos de altas temperaturas, conformadas por cuarzo poroso o de tamaño de grano fino, caolinita/dickita, barita, hematita, sericita/illita, arcillas amorfas y sílice porosa, alunita, pirofilita, corindón, diásporo, andalusita, zunyita, jarosita, montmorillonita turmalina, dumortierita, topacio, sulfatos de Al-P (hinsdalita, woodhouseita, crandalita, etc.), y azufre nativo. La alteración argílica avanzada es característica y puede ser extensa arealmente y prominente visualmente. La meteorización presenta abundante limonita amarilla, jarosita, goehtita, argilización blanca con caolinita, venas de alunita blanca finogranuda y hematita.

Las anomalías geoquímicas están dadas por la presencia en la parte más alta del sistema de Au +As + Cu dominantes, + Hg + Sb + Ag + Bi + B, con incremento de los metales base (Pb + Zn) + Mo + Sn +Te ± W, en profundidad.

Ejemplos de depósitos son Goldfield en Nevada (Estados Unidos); Iwato y Kasuga Mine en Japón; El Indio en Chile, y Summitville en Colorado (Estados Unidos).

2.4.5. Depósitos epitermales de Au-Ag de baja sulfuración

De acuerdo con Pantaleyev (1996); Mosier, Singer y Berger (1992a); Mosier, Singer y Berger (1992b) y Mosier *et al.* (1996) corresponden a depósitos de tipo (epitermal) adu-

laria-sericita, cuarzo-adularia, venas epitermales tipo Comstock, venas epitermales tipo Sado, venas epitermales tipo Creede, bonanza de Au-Ag, venas polimetálicas y cloro-alcalino (hidrotermal). Tiene como elementos de interés Au, Ag, Pb, Zn, Cu (figura 2).

Estos depósitos se caracterizan por presentar vetas de cuarzo, enrejados y brechas portadoras de oro, plata, *electrum*, argentita y pirita, con variables y menores contenidos de esfalerita, calcopirita, galena, tetraedrita rara y sulfosales de plata formados en ambientes de alto nivel (epizonales) hasta cercanos a la superficie. Están asociados con sistemas hidrotermales o geotermales en islas volcánicas y arcos magmáticos de margen continental, y con campos magmáticos continentales con estructuras de extensión.

Se depositan en sistemas hidrotermales de alto nivel desde profundidades de aproximadamente 1 km hasta ambientes de fuentes termales, asociados con sistemas de fracturas regionales relacionadas con grábenes, calderas resurgentes, complejos de flujos de lava y domos, y raramente maar-diatremas. *Stocks* subvolcánicos o diques y diatremas brechadas de guijarros se presentan en algunas áreas. Localmente se definen asociaciones con cuerpos intrusivos más profundos. No se restringen a un rango de edad determinado, aunque los depósitos de edad Terciario son los más abundantes.

Dentro de las rocas que hospedan la mineralización predominan las de composición andesítica calcoalcalina entre la mayoría de tipos de rocas volcánicas, aunque algunas se desarrollan en áreas de volcanismo bimodal. Menos comunes son las asociaciones con rocas intrusivas alcalinas y vulcanitas shoshoníticas. Por lo general, se asocian con sedimentos clásticos y epiclásticos en cuencas intravolcánicas y depresiones estructurales.

Desde la superficie y a medida que se aumenta en la profundidad la mineralización está distribuida por zonas metalíferas, y presenta Au-Ag-As-Sb-Hg, Au-Ag-Pb-Zn-Cu, y Ag-Pb-Zn, mostrando una zonación fuerte en la vertical con un tope rico en Au-Ag, pasando a una zona de metales base relativamente rica en Ag, hasta una zona rica en metales base, la cual en profundidad se hace escasa, pasando a una zona pirítica. En rocas alcalinas huéspedes abundan teluros, mica vanadífera (roscoelita) y fluorita, con algo de molibdenita. Los minerales que constituyen este tipo de depósito son pirita, *electrum*, oro, plata, argentita, calcopirita, esfalerita, galena, tetraedrita, sulfosales de plata o seleniuros, además de cuarzo, amatista, calcedonia, seudomorfosis de cuarzo por calcita, calcita, adularia, sericita, barita, fluorita, carbonatos de Ca-Mg-Mn-Fe, hematita y clorita.

En estos depósitos hay una silicificación extensa, caracterizada por múltiples generaciones de cuarzo y otras variedades de sílice comúnmente acompañadas de adularia y calcita. La silicificación penetrativa en venas es flanqueada por asociaciones de sericita-illita-caolinita. La alteración argílica intermedia se forma adyacente a algunas vetas y se caracteriza por la presencia de caolinita-illita-montmorillonita (esmectita), en tanto que es posible que se formen halos de alteración argílica avanzada en el tope superior de la zona mineralizada (caolinita-alunita). La alteración propilítica domina en los sectores profundos y periféricos de los cuerpos minerales.

Las anomalías geoquímicas se caracterizan por presentar valores elevados de Au, Ag, Zn, Pb, Cu y As, Sb, Ba, F, Mn; localmente con Te, Se y Hg, aunque Bi y W pueden estar presentes. Los depósitos de plata son más ricos en Pb y Zn que los de Au y Au-Ag. Cuando se perforan las zonas de alimentación en fuentes termales y sínters silíceos se pueden identificar depósitos enterrados.

Ejemplos de depósitos son: Distrito de Toodoggone-Lawyers, Baker, Shas; Blackdome; Premier Gold (Silbak Premier); Cinola; Comstock, Aurora en Nevada (Estados Unidos); Bodie en California (Estados Unidos); Creede en Colorado (Estados Unidos); Republic en Washington (Estados Unidos); El Bronce en Chile; Guanajuato en México; Sado, Hishikari en Japón; Colqui en Perú; Baguio en Filipinas, y Ladolam en Lihir, Papúa Nueva Guinea.

2.4.6. Depósitos de Au en venas de cuarzo

De acuerdo con Ash y Alldrick (1996) y Berger (1992b) estos depósitos corresponden a venas de la veta madre (*Mother Lode veins*), oro en rocas verdes, vetas de oro del Arcaico, venas mesotermales de cuarzo-oro, venas de oro-cuarzo bajas en azufre, vetas de oro o depósitos de oro orogénico (Groves *et al*., 1998; Goldfarb *et al*., 2005). Se caracterizan por presentar venas de cuarzo masivas y persistentes que contienen oro y vetillas con cantidades menores de sulfuros que cortan una amplia variedad de rocas encajantes (en especial rocas volcánicas metamorfoseadas regionalmente y sedimentos volcánicos), y están localizadas a lo largo de fallas regionales mayores y sus extensiones (*splays*) relacionadas (figura 2). La roca encajante está alterada típicamente a sílice, pirita y moscovita, dentro de un amplio halo de carbonato.

Consisten en venas formadas dentro de fallas y sistemas de fracturas producidas por compresión regional o transpresión (terrenos de colisión), que incluyen las fallas reversas mayores y de segundo y tercer orden, asociadas con cinturones móviles de margen continental y márge-

nes acrecionadas, donde las venas son posmetamórficas y localmente cortan rocas graníticas. La depositación del oro se produce en niveles corticales, correspondientes a la zona de transición, a profundidades de 6 a 12 km, a presiones entre 1 y 3 kb y temperaturas entre 200 y 400 °C. Además, los depósitos pueden tener una extensión vertical superior a 2 km y carecen de zonación pronunciada. La edad de la mineralización es posterior al pico de metamorfismo, aunque venas de cuarzo-oro son particularmente abundantes en el Arqueano y el Mesozoico (figura 3).

Las rocas que hospedan o que se asocian con este tipo de depósitos litológicamente son muy variadas, por lo general de facies esquisto verde que varían desde virtualmente no deformadas hasta totalmente esquistosas, y constan de vulcanitas máficas, ultramáficas y félsicas, serpentinitas, peridotitas, dunitas, gabros, dioritas, grauwacas, *shale*, calizas y cuarcitas, cinturones de granito-rocas verdes (*greenstone belts*), e intrusiones félsicas e intermedias. Los depósitos se encuentran constituidos por venas tabulares en fisuras en las litologías huésped más competentes y vetilleo y largueros (*stringers*), formando enrejados en litologías menos competentes. Ocurren como un sistema de venas en échelon a todas las escalas. Las venas usualmente tienen contactos agudos con las rocas encajantes y exhiben una variedad de texturas, incluyendo la masiva, encintada o bandeada y enrejados; la textura se puede modificar o destruir por deformación subsecuente.

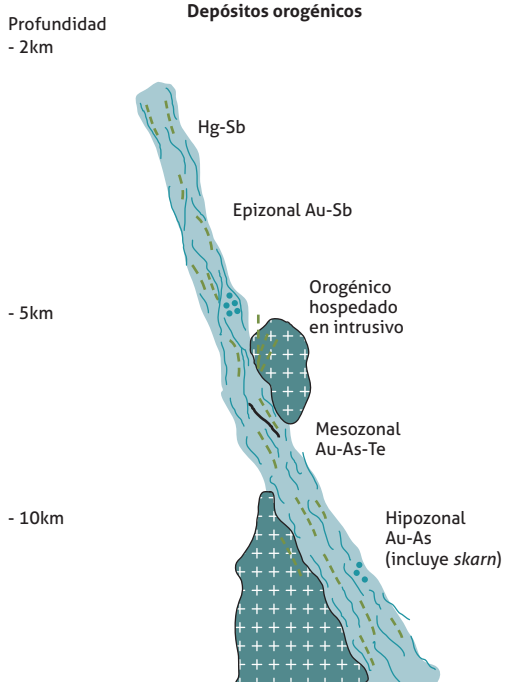


Figura 3. Depósitos de oro asociados con terrenos metamórficos

Fuente: Groves *et al.* (1998) y Goldfarb *et al.* (2005)

La mineralogía que permite diferenciar este tipo de depósitos consta de oro nativo, pirita, arsenopirita, galena, esfalerita, calcopirita, pirrotita, teluros, scheelita, bismuto, cosalita, tetrahedita, estibinita, molibdenita, gersdorffite (NiAsS), bismutinita (Bi_2S_2) y tetradimita (Bi_2Te_2S). Además, se encuentran asociados cuarzo, carbonatos, albita, fuchita, sericita, fluorita, moscovita, clorita, turmalina y grafito.

Las alteraciones como silicificación, piritización y metasomatismo de potasio generalmente ocurren adyacentes a las venas (por lo regular a menos de 1 m), dentro de zonas amplias de alteración de carbonato, con vetilleo de ferrodolomita o sin él, que se extienden por decenas de metros desde las venas. El tipo de alteración del carbonato refleja la litología primaria de la roca encajante; rocas ultramáficas-talco, magnesita ferrífera; rocas máficas volcánicas-anquerita, clorita; sedimentos-grafito y pirita; intrusiones félsicas a intermedias-sericita, albita, calcita, siderita, pirita. Rocas cuarzo-carbonatadas alteradas y pirita son a menudo los minerales más prominentes de alteración en la roca encajante. Fuchita, sericita, turmalina y scheelita son comunes donde las venas están asociadas con intrusiones félsicas a intermedias. Los minerales generados por meteorización son limonita distintiva amarilla-carmelita debido a la oxidación de carbonatos de hierro y magnesio cortadas por venas, y vetillas blancas de cuarzo y dolomita ferrosa. La mica cromífera verde también puede estar presente, además de *chips* de cuarzo abundantes contenidos en los suelos.

Las anomalías geoquímicas están dominadas por valores elevados de Au, Ag, As, Sb, K, Li, Bi, W, Te y B ± (Cd, Cu, Pb, Zn y Hg) en rocas y suelos, y de Au en sedimentos activos de corrientes.

Ejemplos de estos depósitos son Carson Hill, Jackson-Plymouth y el Distrito Mother Lode en Estados Unidos, y los Montes Urales en Rusia.

2.4.7. Depósitos porfiríticos de Cu-Au

Según (Pantaleyev, 1996) y (Cox, 1992) corresponden a depósitos de pórfidos de cobre, pórfidos de Cu-Au, pórfidos de Cu-Au alcálicos y pórfidos dioríticos con cobre (figura 4). Estos depósitos se caracterizan por presentar enrejados, vetillas y diseminaciones de pirita, calcopirita, bornita y magnetita que ocurren en zonas grandes de mineralización económicamente explotables, en intrusiones porfiríticas de composición diorítica a sienítica o cerca de ellas. La mineralización está espacial, temporal y genéticamente asociada con alteración hidrotermal de cuerpos intrusivos y rocas encajantes.

Estos depósitos se encuentran asociados principalmente a cinturones orogénicos en los límites de placas convergentes, por lo general en arcos de islas que suprayacen la corteza oceánica. Químicamente se distingue magmatismo con intrusiones alcalinas que varían en su composición de gabro, diorita y monzonita a intrusiones de sienita nefelínica y rocas volcánicas de afinidad shoshonítica. Los magmas se introducen a lo largo de los ejes de arcos de islas o en estructuras que coincidan con fallas en profundidad y corten los arcos de islas.

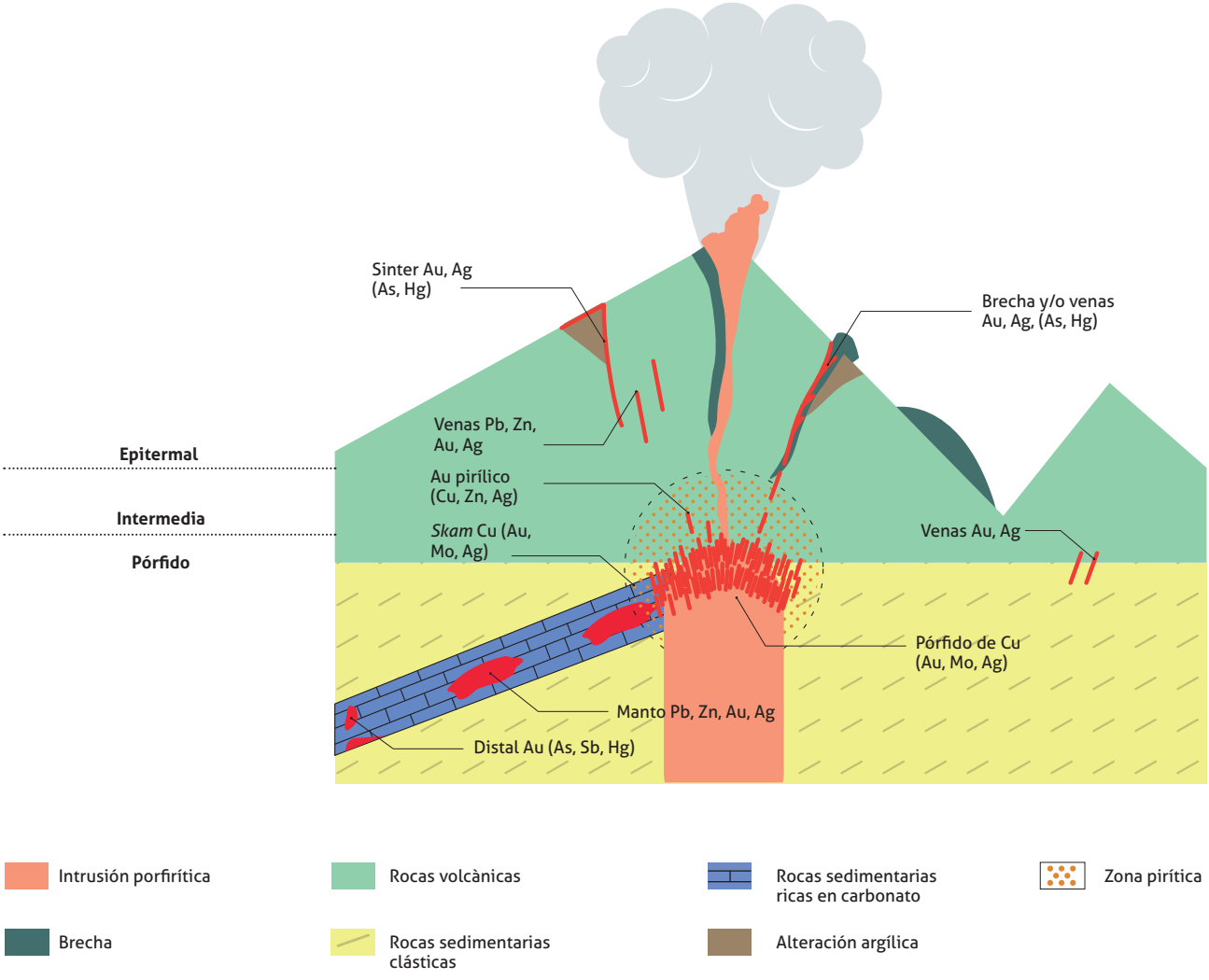


Figura 4. Diagrama esquemático de un pórfido

Fuente: Sinclair (2007)

La mineralogía típica de un depósito de pórfido cuprífero consta de calcopirita ± bornita; trazas de oro nativo, *electrum*, silvanita y hessita; cuarzo + feldespato de potasio + biotita + magnetita ± clorita ± actinolita ± anhidrita, y pirita + sericita ± minerales arcillosos ± calcita, los cuales pueden ocurrir en venillas. La estructura en el modelo es de venillas y diseminaciones. Los minerales de alteración corresponden a cuarzo ± magnetita ± biotita (clorita) ± feldespato de potasio ± actinolita ± anhidrita en la parte interior del sistema, mientras que en el exterior, zona propilítica. Cuarzo tardío + pirita + mica blanca ± pueden sobreimprimirse a la alteración temprana de feldespatos (figura 5).

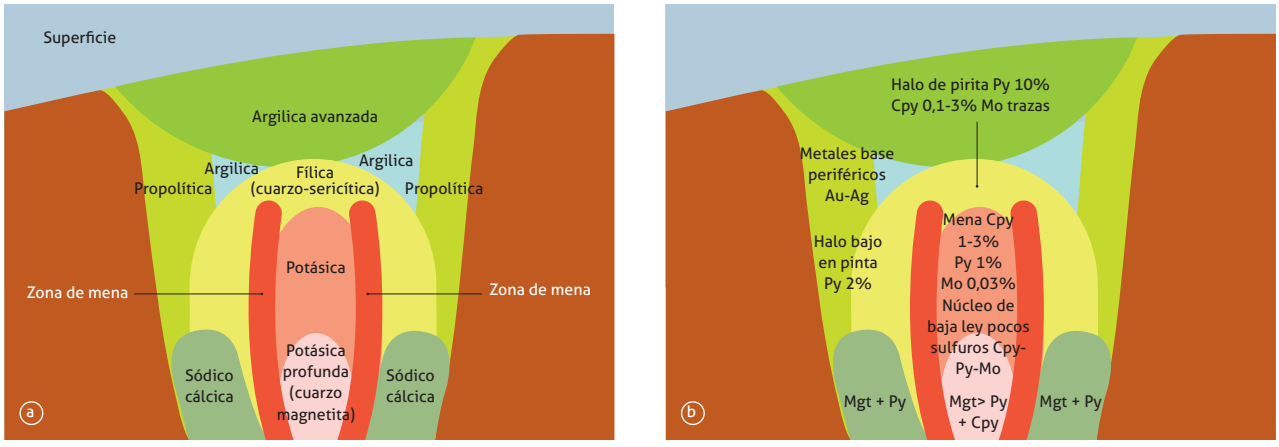


Figura 5. Sección esquemática de las zonas de alteración y mineralizaciones asociadas a un depósito de pórfido
a) zonas de alteración; b) principales minerales asociados

Fuente: Maksaev (2004) y Lowell y Gilbert (1970)

Los rasgos geoquímicos elementales que permiten diferenciar este tipo de depósitos son Cu, Au y Ag en la zona central, y Mo en la periferia. Anomalías periféricas de Pb, Zn y Mn pueden estar presentes si la alteración tardía de sericita-pirita es fuerte. La relación Au (ppm): Mo (%) es 30 en la zona de mena.

Ejemplos de estos depósitos se encuentran en Dos Pobres, Arizona (Estados Unidos); Copper Mountain, Columbia Británica (Canadá), y en Tanamá, Puerto Rico.

2.4.8. Depósitos de oro en aluviones (placeres)

Estos depósitos ocurren en dos formas principales: una caracterizada por la presencia de tamaño de grano fino, asociado principalmente a un marco tectónico estable (ambientes de escudo o plataforma y planicies intramontañas), donde el retrabajamiento del material clástico se ha hecho durante largo tiempo, y otra caracterizada por la presencia de material grueso, que ocurre sobre todo en cinturones orogénicos y arcos volcánicos del Cenozoico y Mesozoico, generalmente a lo largo de fallas mayores.

Hails (1976, citado en Guilbert y Park, 1985) define los placeres como depósitos minerales en superficie formados por concentración mecánica de partículas minerales pesadas, procedentes de fragmentos meteorizados, comúnmente debida a la acción de corrientes aluviales, aunque también pueden ser marinos, eólicos, lacustres o glaciares. Los placeres minerales más comunes y abundantes son los de metales nativos, especialmente oro y del grupo del platino, y de otras fases como casiterita, cromita, wolframita, rutilo, magnetita, ilmenita, zircón y muchas gemas.

Los depósitos de concentración fluvial ocurren principalmente en canales de primer orden y a lo largo de la roca base en corrientes de alta energía, ángulo alto y baja sinuosidad. Las concentraciones ocurren a lo largo de superficies de erosión, en la base de la secuencia del canal. Los depósitos de abanicos aluviales, abanicos de delta y de delta se distinguen de los placeres fluviales cuando estos ocurren en ambientes relativamente confinados, y están formados sobre todo por arenas y gravas masivas o gradadas, localmente intercaladas. Placeres coluviales se desarrollan por lo general a partir de depósitos residuales de fuentes primarias de filones, asociados con migración de minerales pesados. Placeres glaciofluviales y glaciales están principalmente restringidos a áreas donde el hielo o las aguas meteóricas han erodado depósitos de placer preexistentes. Los depósitos de oro de placer contienen más de dos terceras partes de reservas de oro en el mundo y cerca del 25 % de la producción total conocida en la Columbia Británica.

Ejemplos de estos depósitos se encuentran en varias localidades de Columbia Británica; en el río Tapajos (Brasil); Westland y Nelson (Nueva Zelanda); Yana-Colyma (Rusia); Sierra Nevada (Estados Unidos); río Huanuni y Ocurí (Bolivia), y el Cinturón Sundaland (Tailandia); en los dos últimos se produce estaño.

2.5. Métodos de prospección

Como en otros minerales, los estudios deben realizarse en las siguientes etapas: reconocimiento, prospección, exploración general y exploración detallada.

En la etapa de *reconocimiento* se identifican las áreas con potencial de mineralización a partir de los resultados de los estudios geológicos regionales, que incluyen comprobación de la fotointerpretación, ejecutando cartografía aérea de anomalías de color y la inspección preliminar de campo. También se llevan a cabo otros trabajos regionales, por ejemplo estudios aerogeofísicos, en especial mediante el empleo de métodos magnéticos y electromagnéticos.

La *prospección* se realiza con el propósito de identificar el depósito posible blanco para la exploración, mediante trabajos de cartografía geológica, muestreo de afloramientos, muestreo geoquímico de suelos, labores mineras superficiales (trincheras y apiques), y perforaciones aisladas para medir el comportamiento de la mineralización en la profundidad. Se ejecutan trabajos geofísicos mediante métodos magnéticos, electromagnéticos y geoeléctricos preferentemente. Se deberán obtener con carácter preliminar las dimensiones y la morfología, así como los tenores y otras características esenciales de los cuerpos minerales. Atendiendo al grado de confiabilidad de los resultados obtenidos se calcularán recursos inferidos que deben utilizarse en un estudio conceptual, cuya magnitud ofrecerá la posibilidad de continuar estudios más avanzados.

La *exploración general* permite la delineación más confiable de los depósitos. Los métodos utilizados incluyen trabajos de cartografía geológica detallada; estudios estratigráficos; muestreos superficiales de afloramientos; trabajos geofísicos complementarios que pueden incluir métodos magnéticos, electromagnéticos y geoeléctricos más detallados, así como la realización de apiques y perforaciones, los cuales conformarán una malla relativamente espaciada por toda el área de desarrollo del campo mineral. Se delinearán mejor los contornos de los cuerpos minerales, su situación estructural, sus tenores y demás características. Se realizarán los estudios metalúrgicos preliminares, además de los estudios de prefactibilidad económica, que permitirán la toma de decisiones para la continuación hacia la etapa siguiente. Por último, se calcularán recursos indicados e inferidos y reservas probables.

Para los depósitos extremadamente complejo hasta aquí llega la investigación, ya que la decisión que se toma es abandonar o continuar con la explotación y la investigación simultáneas.

La *exploración detallada* permite la delineación tridimensional detallada de los depósitos, mediante el muestreo de afloramientos, apiques, túneles y núcleos de perforaciones, así como la distribución detallada de los tenores y otras características importantes, tanto en lo referente a sus posibles usos como a la explotación y el beneficio mineral. Se realizarán los estudios metalúrgicos a escala industrial necesarios en esta etapa, así como los de factibilidad económica, que permitirán la toma de decisiones para la planificación de la explotación minera. Se calcularán, finalmente, recursos medidos, indicados e inferidos, y reservas probadas y probables.

2.6. Sistemas de explotación y procesamiento de minerales

A continuación se describen los métodos de extracción y beneficio en la minería aurífera.

2.6.1. Sistemas de extracción

El agotamiento progresivo de los depósitos minerales próximos a la superficie y de alta ley ha obligado a las compañías explotadoras a considerar los yacimientos profundos, con condiciones geológicas más complejas y situaciones más desfavorables en cuanto a relaciones estéril-mineral, aguas subterráneas, estabilidad de taludes, etc.

La necesidad de garantizar la viabilidad económica de las operaciones ha exigido, durante las tres últimas décadas, aprovechar las economías de escala, con fuertes ritmos de producción y maquinaria de gran tamaño. Después de la Segunda Guerra Mundial el diseño de los equipos evolucionó y se perfeccionó hasta adoptar las formas que hoy en día se consideran clásicas. Se produjo primero un aumento espectacularmente rápido en las dimensiones de las máquinas, que en general se caracterizaban por estar impulsadas por robustos motores diésel de régimen lento y aspiración natural, que se acoplaban a transmisiones mecánicas.

Paralelamente, algunos fabricantes ensayaban y desarrollaban máquinas con transmisiones eléctricas. Estas unidades llevaban su propio grupo electrogenerador, arrastrado por un motor diésel. Esta tendencia no se generalizó por los problemas de disponibilidad y fiabilidad que surgieron. Posteriormente, con la primera crisis de la energía a comienzos de los años setenta, durante la cual se produjo una elevación desproporcionada de los productos petrolíferos con respecto a las tasas generales de inflación, las empresas explotadoras se vieron forzadas a considerar los sistemas continuos de extracción, basados fundamentalmente en el transporte con cintas, debido a las ventajas económicas que ofrecía la energía eléctrica generada con otros combustibles más baratos, como el carbón.

2.6.1.1. Minería a cielo abierto

La minería a cielo abierto sufrió un importante impulso innovador, al seguir aportando más del 70 % de los pro-

ductos minerales en todo el mundo y la maquinaria que se empleaba creció tanto en tamaño, como en la mejora de la fiabilidad de sus componentes y automatización de funciones y mecanismo. Esta evolución se ha traducido en un incremento de los rendimientos, un mejor aprovechamiento energético, una mayor disponibilidad de la maquinaria y, en esencia, en un abaratamiento de costos.

Seguidamente se hace una breve descripción de los principales métodos que se aplican en minería de superficie, destacando las características que deben cumplir los yacimientos y algunos aspectos operativos de interés.

Cortas. En yacimientos masivos o de capas inclinadas la explotación se lleva a cabo tridimensionalmente por banqueo descendente, con secciones transversales en forma de tronco cónica. Este método es el tradicional de la minería metálica.

La extracción, en cada nivel, se realiza en bancos con uno o varios tajos. Debe existir un desfase entre bancos con el fin de disponer de unas plataformas de trabajo mínimas para que operen los equipos a su máximo rendimiento y en condiciones de seguridad. Las vías de transporte se adaptan a los taludes finales o en actividad, permitiendo el acceso a diferentes cotas.

El ataque al mineral se hace de techo a muro, como en cualquier otro método. En estas explotaciones se suele disponer de bancos en estéril de mayor altura que en el mineral.

Este grupo de métodos se caracteriza por su simplicidad, por la concentración de los trabajos y por la reducida distancia de transporte, tanto en horizontal como en vertical, permitiendo una fácil y económica restauración de los terrenos.

Terrazas. Este método se basa en una minería de banqueo con avance unidireccional. Se aplica a depósitos relativamente horizontales de una o varias capas o estratos de mineral, con recubrimientos potentes que obligan a depositar el estéril en el hueco creado, transportándolo alrededor de la explotación.

Contorno. En yacimientos semihorizontales y con reducida potencia, donde la orografía del terreno hace que el espesor del recubrimiento aumente considerablemente a partir del afloramiento del mineral, se realiza una minería conocida como de contorno. Consiste en la excavación del estéril y el mineral en sentido transversal hasta alcanzar el límite económico, dejando un talud de banco único, con progresión longitudinal siguiendo el citado afloramiento. Dado el gran desarrollo de estas explotaciones y la escasa profundidad de los huecos, es posible hacer una transferencia de los estériles para la posterior recuperación de los terrenos.

Dentro de este grupo existen diversas variantes, en función de la secuencia de avance planteada y los equipos mineros empleados. De estos últimos los más utilizados son los tractores de orugas, las palas cargadoras, las excavadoras hidráulicas y las volquetas.

Dragado. En mineralizaciones especiales, como son las metálicas de oro, casiterita, etc., contenidas en aluviones, resulta interesante la aplicación del método de dragado, inundada previamente la zona de explotación.

Este método es económico cuando la propia agua de inundación se utiliza en el proceso de concentración, como ocurre con la separación gravimétrica. Las dragas, además del sistema de extracción que utilicen, cangilones, cabeza de corte, etc., incorporan la propia planta de tratamiento sobre la plataforma, cribas, ciclones, *jigs*, etc., capaces de tratar grandes volúmenes de material y de un sistema de evacuación de los estériles a la zona ya explotada.

2.6.1.2. Minería subterránea

Cámaras y pilares. Este método es conocido también con él término "*room and pillar*" y consiste en ir dejando secciones de mineral, como pilares, para mantener los huecos creados. Las dimensiones de las cámaras y la sección de los pilares dependen de las características del mineral y de la estabilidad de la roca caja, del espesor de recubrimiento y de las tensiones sobre la roca. El grado de aprovechamiento del depósito se da en función de las dimensiones de los macizos abandonados.

El mineral que queda como pilar puede recuperarse parcial o totalmente, reemplazando los pilares por otro material para el sostenimiento del techo, o puede extraerse en forma de retirada, abandonando los cortes para el posterior hundimiento del techo; caso contrario se da cuando los pilares con mineral se pierden.

El método se puede aplicar en cuerpos con buzamiento horizontal; normalmente no debe exceder los 60°, cuando el mineral y la roca encajante sean relativamente competentes; cuando los minerales no requieren clasificación en la explotación, y en depósitos de gran potencia y área extensa.

Tajos por subniveles. Este método es conocido también con el término "*sublevel stopping*" y consiste en dejar cámaras vacías después de la extracción del mineral. El método se caracteriza por su gran productividad debido a que las labores de preparación se realizan en su mayor parte dentro del

mineral. Para prevenir el colapso de las paredes, los cuerpos grandes normalmente son divididos en dos o más tajos; la recuperación de los pilares se lleva a cabo en la etapa final de minado. En este método, el minado se ejecuta desde los niveles para predeterminar los intervalos verticales. Los subniveles son desarrollados entre los niveles principales; el mineral derribado con taladros largos o desde los subniveles cae hacia la zona vacía y es recuperado desde los "*draw-point*" para luego transportarlo hacia la superficie.

Corte y relleno ascendente. El mineral se arranca por rebanadas horizontales, en sentido ascendente, desde la galería de fondo. Una vez volado se extrae completamente de la cámara, a través de unos coladeros, efectuándose a continuación el relleno del hueco creado con estériles, con lo que se consigue crear una plataforma de trabajo estable y el sostenimiento de las excavaciones.

El material de relleno puede ser el escombro procedente de las labores de preparación de la mina o el que con esa finalidad se extrae en la superficie de alguna cantera próxima y, una vez triturado, se mezcla con agua para transportarlo hidráulicamente por una tubería. Este material se drena para separar el agua, quedando así un relleno compacto. La consolidación puede aumentarse mediante la adición de una cierta cantidad de cemento.

La mayoría de las operaciones se han mecanizado casi totalmente, con lo que este método ha llegado a sustituir a otros hasta ahora muy utilizados. Las principales ventajas que presenta son la alta selectividad, la buena recuperación del mineral, la facilidad de aplicación y las condiciones de seguridad alcanzadas cuando los macizos rocosos no son competentes. Los inconvenientes que presentan son el costo del material de relleno, el tamaño limitado de las voladuras y las interrupciones en la producción, las cuales son necesarias para distribuir el material de relleno dentro de las cámaras.

2.6.2. Sistemas de beneficio

La recuperación de metales ha sido un desafío para el hombre, que se dio casi paralelamente con su evolución, por lo que se conocen muchas fases del conocimiento humano según el uso de los metales (o minerales): la Edad de Piedra, o un poco más evolucionados cuando se habla de la Edad de Hierro, de Cobre y de Bronce. El método más rudimentario sin duda ha sido la simple selección manual de los materiales de interés.

En la mayoría de operaciones metalúrgicas se hace necesaria una liberación de las partículas metálicas, para lo cual se deben efectuar operaciones de trituración y molienda, por lo general con equipos especialmente diseñados y construidos para tal fin. Un factor determinante es el tamaño, el cual se obtiene de la liberación óptima de metales de interés; por eso este suele ser un factor crítico, pero al mismo tiempo el menos eficiente desde el punto de vista costo-beneficio de la energía usada.

Los métodos de concentración de minerales existen desde épocas inmemoriales, desde que el hombre comenzó a realizar minería. Una de las operaciones más antiguas para el aprovechamiento de los metales fue el método elemental de gravimetría, que se basa en la mayor densidad de los elementos metálicos frente a los materiales de ganga o minerales.

2.6.2.1. Gravimetría

Esta operación se basa en las características de diferencia de densidad de los elementos contenidos en materiales heterogéneos, es decir en el mayor peso, influenciados por la fuerza de la gravedad de un elemento con respecto a otros.

En el caso de la metalurgia del oro existen diversos equipos para realizar las operaciones de recuperación basados en principios gravimétricos, aunque siempre es importante la separación de las partículas gruesas de la finas; en el caso de los yacimientos aluviales se busca separar primero las rocas mediante el uso de rieles, cedazos, *trommels* y zarandas estáticas o vibratorias.

Los sistemas más usuales y rudimentarios para la recuperación de oro por gravimetría son las canaletas o canalones, cuyo piso está recubierto con materiales fibrosos, detalle este que permite que las partículas libres de oro se concentren con la ayuda de la adherencia o la resistencia al flujo turbulento. Los materiales fibrosos más usuales suelen ser alfombras sintéticas o inclusive cobijas; es aconsejable poner trampas transversales sobre el piso de la canaleta.

Otros sistemas de recuperación gravimétrica se basan en el incremento de la gravedad por la aplicación de fuerza centrífuga, lo que multiplicado por la alta densidad de los metales preciosos permite que las densidades proyectadas tengan un mayor diferencial entre uno y otro elemento. Estos son los llamados equipos de medios densos, donde la fuerza es aplicada a equipos de formas cónicas, como los concentradores Falcon, Knudsen y Knelson, que son los más eficientes de todos en condiciones ideales. Es pertinente aclarar que la eficiencia de la concertación gravimétrica en estos equipos ocurre cuando las partículas de los metales están libres.

2.6.2.2. Amalgamación

Operación que se basa en la alta densidad de los metales valiosos y las fuerzas de tensión superficial sobre la super-

ficie del mercurio. Esta operación se basa en la alta afinidad del mercurio por el oro y la plata, aunque ciertamente es posible forzar amalgamación con otros elementos metálicos, como la formación de amalgamas para uso dental, en las que actualmente se usa zinc, o la frotación del mercurio en bandejas de cobre como planchas amalgamadoras.

Es un error considerar que una amalgama es una aleación, ya que una amalgama es una simple mezcla no homogénea de cualquier elemento metálico con el mercurio, metal que en condiciones normales de presión y temperatura es un líquido. Dicho lo anterior, y para mayor claridad, se destaca que es posible amalgamar partículas de oro tan gruesas como 1 mm a tal punto que, interiormente, dicha partícula seguirá siendo únicamente de oro, por lo que no es una aleación.

Esta es una operación contaminante muy difundida y que debería ser erradicada de las prácticas de recuperación de metales preciosos, además de ser muy costosa y deficiente. Adicionalmente en los últimos años la tendencia de precios ha sido hacia arriba, tornándose además en una operación cara, debido al cierre de algunas operaciones de mercurio como la mina de Almadeen en España.

2.6.2.3. Flotación de minerales

Las operaciones de flotación, como un proceso de concentración, tienen como objetivo la recuperación de los metales de interés contenidos en un mineral, en forma impura pero al mismo tiempo enriquecida. Este tipo de operaciones se basan en las características hidrofóbicas de ciertos componentes de los minerales (típicamente el azufre) para que al introducir aire se formen burbujas (flotación por espumas); estas partículas de mineral se adhieren a las burbujas y flotan a la superficie donde son extraídas como concentrados.

La flotación muchas veces requiere cierta inducción por reactivos, aunque inicialmente era una operación recomendada solo para minerales sulfurados; hoy por hoy, y desde hace mucho tiempo, es posible hacer flotar minerales oxidados debido a la aplicación y uso de reactivos que dan características hidrofóbicas a los elementos de interés en la mena.

Los principales reactivos a usarse en las operaciones y procesos de flotación son, en forma genérica, los siguientes:

Depresores. Son reactivos que inhiben ciertos elementos a fin de que no floten durante la operación, para que se mantengan debajo de la línea de espuma. Este tipo de reactivos se usan en la flotación diferencial o selectiva, o simplemente para evitar que se sumen a los concentrados elementos indeseables.

Colectores. Contrariamente a los depresores, los colectores se usan para que los elementos valiosos puedan adherirse a la superficie de las burbujas, de manera tal que sean justamente los elementos concentrados como producto los que afloran a la superficie.

Espumantes. Este tipo de reactivos son aquellos que producen las espuma por el ingreso de aire, permitiendo la formación de burbujas lo suficientemente fuertes y estables. En general los reactivos a usarse, así como su dosificación, dependen de las características propias de cada mineral.

2.6.2.4. Fundición y tostación

Son procesos pirometalúrgicos cuyas aplicaciones se recomiendan en el caso de metales de alta ley y de concentrados diversos. En el caso de la tostación, este método se considera un proceso previo; se trata de un pretratamiento a efectos de que el mineral o concentrado se vuelva dócil a algún proceso de ataque químico con reactivos convencionales.

En la fundición los metales son colectados por fusión debida a altas temperaturas, concentrándose en el fondo del recipiente que los contiene, usualmente un crisol. La fundición en pequeña escala se aplica al oro físico obtenido por diversos procesos, lo que permite un refinamiento pero, además, permite homogeinizar el material como aleación, del oro y de sus impurezas.

2.7. Recursos, reservas y comercio

El oro ha cumplido un papel fundamental en la economía internacional, no solo desde el punto de vista ornamental sino monetario, a partir de la segunda mitad del siglo XIX una vez que Gran Bretaña adoptó como sistema monetario el "patrón oro", hasta 1998, cuando Suiza decidió abandonar este sistema, convirtiéndose en el último país en hacerlo.

La situación mundial de las reservas de oro en los últimos 20 años se ha mantenido constante en un promedio de 45 000-55 000 toneladas métricas (tm); actualmente Australia es el país que más reservas de este mineral posee, con el 17 % de las reservas mundiales (USGS, 2017). En la figura 6 se observa la distribución de las reservas para el 2016 y en la tabla 3 se muestra la participación de los países en los últimos 20 años en las reservas de oro; se observan países que décadas atrás no tenían participación en la industria del oro como Perú, China y México, todo esto relacionado con el auge de las exploraciones geológicas de este mineral a inicios del siglo XXI.

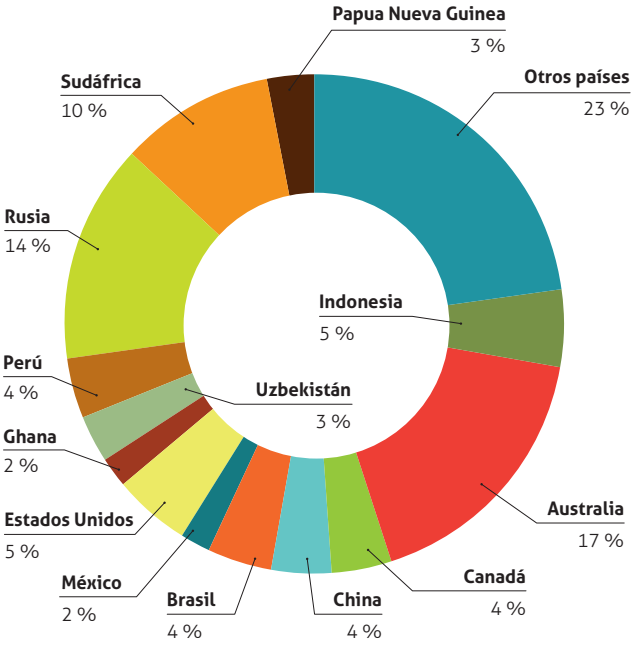


Figura 6. Participación de países en las reservas mundiales de oro

Fuente: USGS (2017)

Tabla 3. Estimación de reservas mundiales de oro durante el periodo 1996-2016

País	1996	2001	2006	2011	2016
Estados Unidos	5600	5600	2700	3000	3000
Australia	3400	5000	5000	7400	9500
Brasil	800			2400	2400
Canadá	1500	1500	1300	920	2400
China		1000	1200	1900	2000
Ghana				1400	990
Indonesia		1800	1800	3000	3000
México				1400	1400
Papúa Nueva Guinea				1200	1500
Perú		200	3500	2000	2400
Rusia	3100	3000	3000	5000	8000
Suráfrica	19 000	19 000	6000	6000	6000
Uzbekistán	3000			1700	1700
Otros	9500	13 000	17 000	13 400	13 000
Total	45 900	50 100	41 500	50 720	57 290

Fuente: USGS (2017)

La producción mundial de oro se ha multiplicado por cuatro en el último siglo, llegando a un pico de 3100 t en el 2016. Durante los años 2011 y 2016 la producción mundial aumentó en un 3.1 % (USGS, 2017), pasando de 2700 t en el 2011 a 3100 t en el 2016. En la figura 7 se observa la participación de los países en la producción de oro en el 2016: se tiene a China con el 13 %, Australia con el 9 % y Rusia con el 8 %, como los tres principales productores de oro que suman el 33 % de la producción mundial.

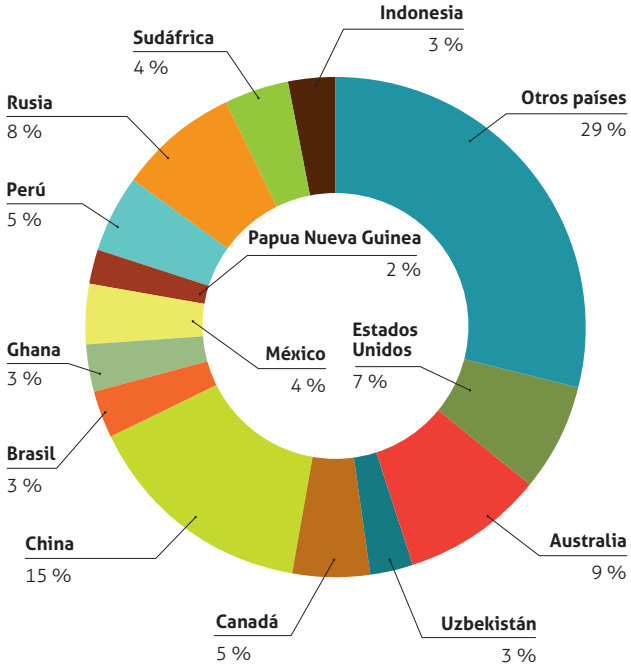


Figura 7. Participación mundial de la producción de oro en el 2016

Fuente: USGS (2017)

Cabe señalar que la producción mundial completa dos décadas en constante aumento, como se observa en la tabla 4, situación que se explica en gran medida por la demanda y el alza en los precios, los cuales se encontraban deprimidos antes del 2000; sin embargo, con los actuales niveles de producción, de no incrementarse las reservas estas se agotarían en dieciocho años, los países con mayor producción se relacionan en la figura 8.

Tabla 4. Producción mundial de oro en el periodo 1996-2016

País	1996	2001	2006	2011	2016
Estados Unidos	325	350	260	237	209
Australia	285	290	260	270	270
Brasil	80			55	80
Canadá	160	160	120	110	170
China	150	185	240	355	455
Ghana				100	90
Indonesia		120	145	100	100
México				85	125
Papúa Nueva Guinea				70	65
Perú		140	210	150	150

(…/…)

(…/…)

País	1996	2001	2006	2011	2016
Rusia	120	155	162	200	250
Suráfrica	490	400	270	190	140
Uzbekistán	75			90	100
Otros	600	725	840	675	900
Total	2285	2525	2507	2687	3104

Datos en toneladas métricas

Fuente: USGS (2017)

La oferta de oro en el mercado internacional tiene como componente principal la producción minera, que alcanza un 80 % del total; el resto está representado en ventas oficiales y oro reciclado.

Desde el punto de vista de demanda por sectores, la principal actividad demandante de oro es la joyería, con una participación cercana al 75 %, seguida por el sector electrónico con aproximadamente un 7 % de la demanda; el tercer mayor demandante de oro es el atesoramiento de oro en barras.

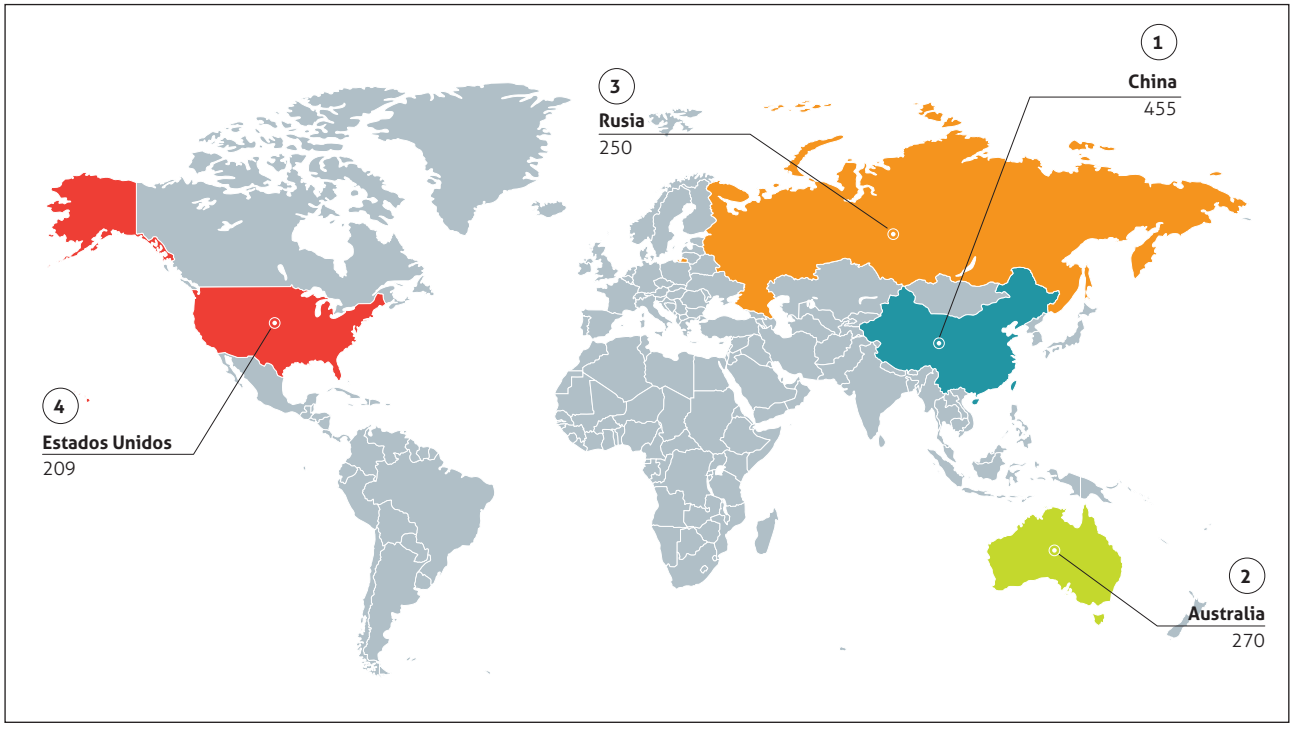


Figura 8. Producción mundial de oro en toneladas en el 2016

Fuente: USGS (2017)

2.8. Perspectivas

A continuación se presenta la curva de variación del precio internacional del oro en los últimos veinte años (figura 9), el cual se fija dependiendo de la situación del mercado; actualmente el precio del oro ronda los USD $1246/Oz Troy, y durante los últimos quince años los precios han mantenido una tendencia al alza, alcanzando su máximo pico en el periodo 2010-2013 donde se registraron valores entre los USD $1300-1800 /Oz Troy, registrándose como el periodo más alto del precio del oro en los últimos 150 años (Investing, 2017). Dicha alza ha propiciado el interés por la explotación de este metal precioso, hecho que se evidencia en el aumento en la producción de oro tanto a nivel mundial como local. Se espera que los precios en los próximos años se mantengan constantes.

En cuanto al tema de exploración de nuevos blancos, la tendencia mundial en este aspecto ha tenido un descenso drástico en comparación con su pico más alto, que fue en el 2012, donde la inversión superó los USD $20 000 millones con respecto a los USD $6900 millones del 2016, lo que significa una caída de un tercio del presupuesto.

En la figura 10 se observa el comportamiento de la inversión en los últimos veinte años: destaca el incremento hacia el periodo 2007-2014, que se relaciona con el aumento del mismo periodo de los precios del oro a nivel mundial.

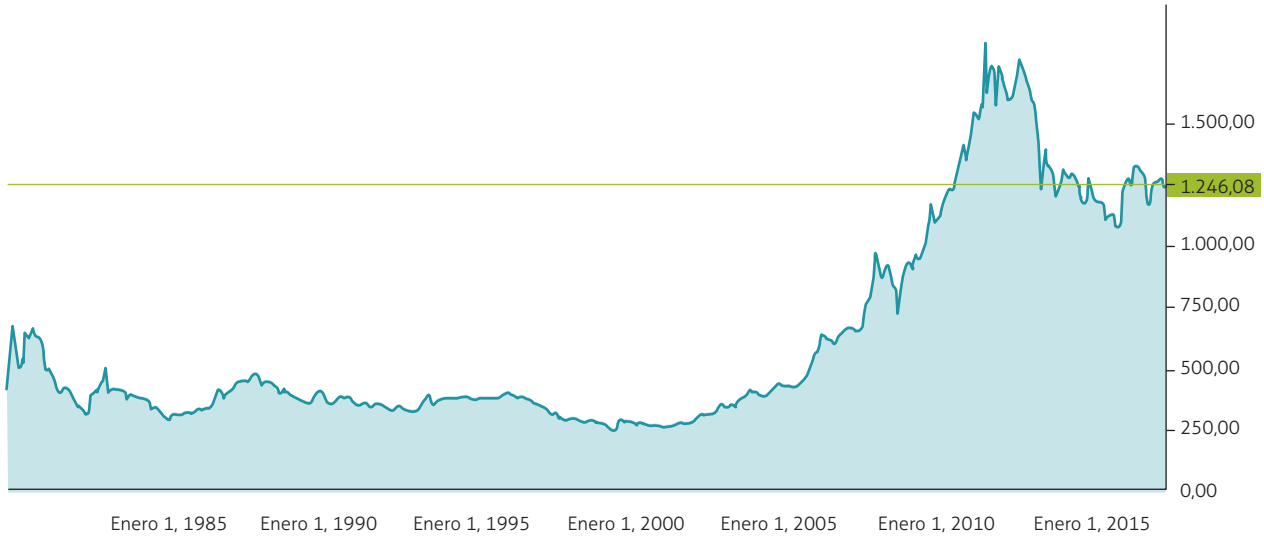


Figura 9. Variación de los precios internacionales del oro en los últimos veinte años (onza/dólar)

Fuente: Investing (2017)

A mediados del 2012 el clima de inversiones para el sector minero se puso especialmente e inequívocamente frío a medida que la incertidumbre política, económica y de los mercados continuaba obstinadamente complicada. En cuanto los efectos de la precaución y el descontento de los inversionistas se comenzaron a arraigar, las empresas continuaron recortando pronunciadamente sus presupuestos de exploración desde el 2013 al 2015, llevando a una baja del 39 %, con un total de USD $8.77 mil millones y registrando por primera vez una caída de USD $10 mil millones en los presupuestos totales después del derrumbe financiero del periodo 2008-2009.

A pesar de algunas señales positivas en el 2016, el mayor financiamiento de las empresas junior y los precios más sólidos de los metales no fueron suficientes para que las empresas de exploración aumentaran sus presupuestos (S&P Global Market Intelligence, 2017).

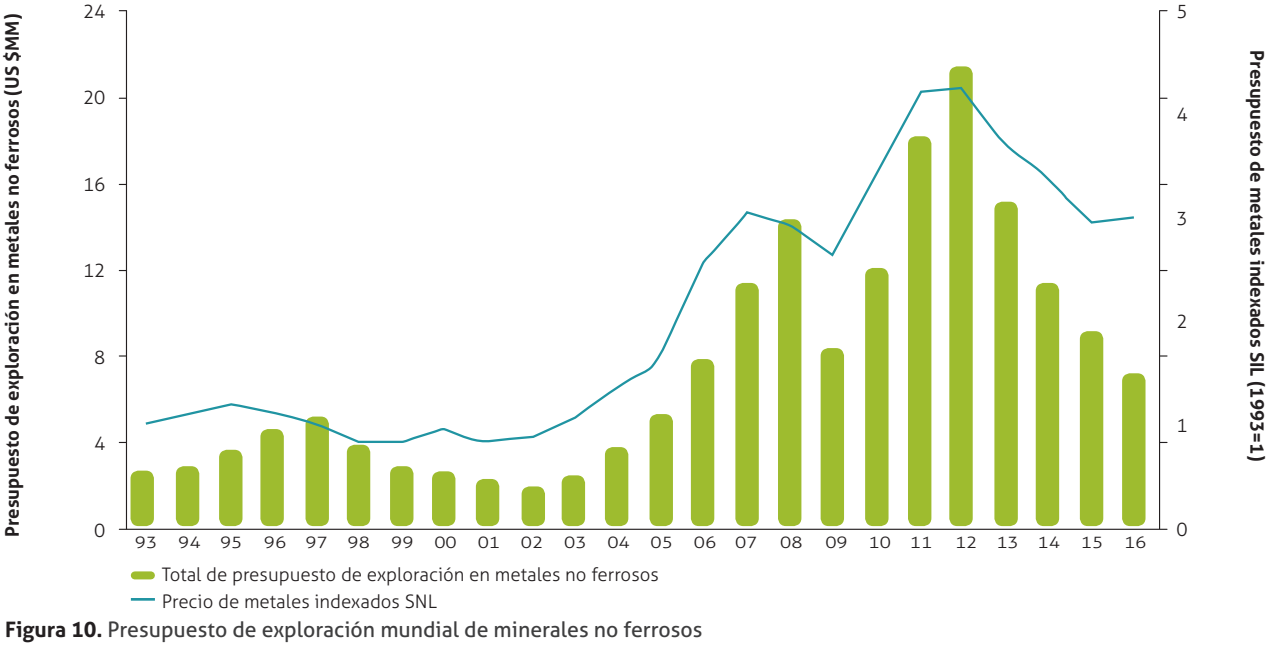


Figura 10. Presupuesto de exploración mundial de minerales no ferrosos

Fuente: S&P Global Market Intelligence (2017)

3. Oro en Colombia

Durante la Conquista y la Colonia los españoles se dedicaron a la búsqueda de nuevas fuentes de oro y a la explotación de las existentes, intensificando la exploración, aunque muchas de las regiones auríferas de esa época son las mismas de hoy en día. La fundación de ciudades, tales como Cali, Popayán, Anserma, Cartago, Santa Fé de Antioquia, Pamplona, Mariquita, Ibagué, Remedios y Zaragoza, fue consecuencia de la minería del oro (Fundación Universitaria Agraria, 2004).

Durante el siglo XVIII la actividad aurífera en Colombia llegó a tener tal importancia que la producción nacional alcanzó a representar el 25 % de la producción mundial, con Antioquia, Cauca y Panamá como los principales departamentos productores.

En 1940 el 55 % de la producción de oro estuvo a cargo de compañías extranjeras, el 15 % de empresas colombianas y el 30 % de barequeros, ya que en un 60 % la producción está relacionada con oro de aluvión.

La compañía Mineros de Colombia S. A. adquirió en 1974 los derechos de las empresas Frontino, Pato y Chocó Pacífico, dividiéndose posteriormente en las filiales Mineros de Antioquia, que asumió las operaciones de Zaragoza, Segovia, Remedios y el río Nechí, y Mineros del Chocó, que continuó laborando los aluviones del río San Juan.

Actualmente, entre el 10 y el 15 % de la producción lo generan cuatro empresas, consideradas las más grandes del país: Gran Colombia Gold, Grupo Mineros S. A. (antes Mineros de Antioquia), Continental Gold y Miner S. A.

3.1. Geología regional

El oro en Colombia se encuentra desde el Mesoproterozoico hasta el Reciente, donde los principales eventos metalogénicos son descritos en forma general por Buenaventura (2001, 2002), quienes a pesar de que las épocas metalogénicas aún no se han establecido con claridad, y menos en relación con los depósitos auríferos epigenéticos, describen una serie de eventos en el Bloque Norandino y el Cratón Amazónico.

Un primer evento metalogénico tuvo lugar en el Precámbrico, particularmente en el Proterozoico, en estrecha relación con la sucesión metasedimentita del Cratón Amazónico, y a ella están relacionadas las mineralizaciones del área de las serranías de Naquén y Caranacoa, en el departamento de Guainía, y de la serranía de Taraira, en el departamento de Vaupés.

Un segundo evento metalogénico tuvo lugar durante el Triásico-Jurásico y es responsable no solo de las mineralizaciones auríferas tipo *skarn*, sino también de los depósitos epitermales de metales preciosos de tipo filoniano y diseminado; a esta segunda época están relacionadas las mineralizaciones de los batolitos de Segovia, Mocoa e Ibagué.

Un tercer evento sucedió durante el Cretácico, con la generación de corteza oceánica en un ambiente submarino a lo largo de una dorsal oceánica, en la que tuvo lugar la depositación de sulfuros masivos con cantidades apreciables de metales preciosos. A este evento se relacionan los prospectos de los departamentos del Chocó, Cauca, Valle del Cauca, Antioquia y Córdoba, así como también la generación de mineralizaciones relacionadas con el magmatismo calcoalcalino, como el de los batolitos Antioqueño y Sonsón.

Un cuarto evento metalogénico se produjo durante el Paleógeno, cuya expresión magmática calcoalcalina está representada por los batolitos de Mandé, Farallones, Acandí, Anchicayá y Piedrancha; durante este periodo tuvo lugar el desarrollo de pórfidos cupríferos con oro, además de yacimientos epitermales de metales preciosos de tipo filoniano y diseminado, que se encuentran en la Cordillera Occidental.

Una quinta época de mineralización ocurrió durante el Neógeno y está representada por actividad magmática calcoalcalina, conformada por plutones y *stocks* de tipo hipoabisal de composición dacítica y andesítica, que afectó a las tres cordilleras. Se encuentran varios sectores con mineralizaciones de tipo filoniano, como el sur de Bolívar, Marmato-Supía-Riosucio, Frontino, Dabeiba, Anzá, Suárez, Ginebra, Diamante-Bomboná-Paraíso, Cajamarca-Bolívar y California-Angostura-Vetas.

En Colombia el oro está localizado geográficamente en la región amazónica; en las cordilleras Oriental, Central y Occidental; en los valles del Magdalena y del Cauca, y en la costa Pacífica. (figura 11). Con base en estos trabajos se hará la descripción de las diferentes zonas auríferas y su relación con las regiones geográficas, de oriente a occidente.

3.1.1. Cratón Amazónico

En la región geográfica oriental, el oro está localizado en rocas metamórficas, sedimentarias y metasedimentarias, además de los aluviones recientes que cubren el Cratón Amazónico, distribuidos en los departamentos de Guainía, Vichada y Vaupés (Renzoni, 1990). Las rocas metamórficas que afloran en el área están agrupadas en el Complejo

Mitú, y las sedimentarias y metasedimentarias en el Grupo Tunuí (Renzoni, 1990).

El Complejo Mitú está conformado por neises, migmatitas, metagranitos y metagranodioritas de edad Mesoproterozoico, que se encuentran en complejidad estructural intensamente deformados, intruidos por granitoides de edad Mesoproterozoico.

El Grupo Tunuí está conformado por metarenitas, metaconglomerados y filitas en facies de esquistos verdes, intensamente tectonizadas y replegadas durante el Mesoproterozoico (Renzoni, 1990).

3.1.2. Bloque Norandino, dominio continental

El Bloque Norandino está integrado por una serie de terrenos, provincias o dominios de diferente composición litológica y edad adosados a la margen noroccidental del Cratón Amazónico, a partir del Neoproterozoico. Esta región se encuentra conformada por las cordilleras Oriental, Central y Occidental. El Macizo de Santander es la única región de la Cordillera Oriental donde se conocen yacimientos de oro primario. Las rocas asociadas con la mineralización son rocas ígneas (granodioritas), de edad Jurásico y Terciario, que intruyen metamorfitas del Mesoproterozoico y del Paleozoico.

En la Cordillera Central los intrusivos se distribuyen desde los departamentos Nariño y Putumayo, en el extremo sur, hasta Antioquia y Bolívar al norte. Los principales son batolitos y *stocks* de composición predominante granodiorita de edades Jurásico y Cretácico, y en menor extensión rocas hipoabisales y volcánicas del Paleógeno y Neógeno. Como rocas encajantes principales se presentan esquistos negros y verdes de edad Paleozoico, y vulcanitas continentales y calizas del Triásico.

La actividad magmática en esta provincia originó filones hidrotermales, yacimientos metasomáticos y algunos diseminados. Se reconocen tres zonas:

3.1.2.1. Zona Segovia-San Lucas

Correspondiente a la parte norte de la cordillera, es la región con el mayor potencial aurífero del país. Comprende el noreste de Antioquia y el sur de Bolívar, entre las fallas de Otú y Mulatos, y registra eventos magmáticos desde el Jurásico hasta el Paleógeno que se relacionan con yacimientos de filón (Zaragoza, Segovia), con rocas de caja ígneas, metamórficas y sedimentarias; en esta zona se localizan los mayores placeres auríferos (Bagre, Nechí, Cuturú, Cacerí), y se presentan algunas mineralizaciones aisladas de oro diseminado (Salinas, Lozano y Solano, 1999).

3.1.2.2. Zona Antioquia-Sonsón-Silvia

Se destaca la parte central de Antioquia, Caldas y norte del Tolima. Los eventos magmáticos que se le relacionan son en su mayoría de edades Cretácico y Paleógeno, y algunos Neógeno; además ocurren yacimientos de oro de filón y algunas mineralizaciones diseminadas. Las masas intrusivas, sobresalientes por tamaño y relación genética con los yacimientos, son los batolitos de Mocoa, Ibagué, El Bosque, Sonsón, Antioquia y Segovia, fuera de algunos *stocks* (Payandé, Manizales).

3.1.2.3. Zona Ibagué-Mocoa

Se extiende entre los límites con Ecuador y la falla de Ibagué. En ella se presentan eventos magmáticos de edades Jurásico y Cenozoico. Los intrusivos de mayor tamaño son los batolitos de Ibagué y Mocoa, ambos de composición cuarzomonzonita a granodiorita; las mineralizaciones son de filón y estoverca, pero relativamente escasas en comparación con las otras dos zonas. En esta zona se encuentra localizado el pórfido cuprífero de La Colosa (Cajamarca); también hay prospectos diseminados tipo porfirítico en El Pino y Mocoa, y se han explotado algunos depósitos pequeños de tipo *skarn*.

Los cuerpos plutónicos y las rocas encajantes tienen control estructural regional, con orientación general noreste-suroeste y fracturas en diferentes direcciones, donde predominan las noreste-suroeste y las noroeste-sureste; las primeras son fallas normales y diaclasas formadas por distensión, y las segundas son zonas de cizalla que coinciden con la orientación de la traza de los principales sistemas de fallas del país. Las rocas ígneas, asociadas con la mineralización primaria, presentan una composición que varía entre félsica e intermedia, y se presentan en cuatro rangos de edades: Jurásico, Cretácico, Paleógeno y Neógeno.

En la zona integrada por la Sierra Nevada-La Guajira se reportan dos explotaciones de oro de filón hidrotermal del Neógeno y unas pocas de aluvión (Salinas, Lozano y Solano, 1999). Este dominio presenta condiciones geológicas comparables al Macizo de Santander.

3.1.3. Bloque Norandino, zona de transición entre el dominio continental y el dominio oceánico

Cauca-Romeral. Corresponde a una franja de unos 50 km de ancho en promedio que se encuentra entre los sistemas de fallas de Cauca y Romeral, e integra terrenos de dominios continental y oceánico. Allí se presentan rocas intrusivas (diques, *stocks*, batolitos) de edades Cretácico, Paleógeno y Neógeno, de composición félsica a interme-

dia (Ingeominas, 2006). De acuerdo con Salinas, Lozano y Solano (1999), la mayor parte de las mineralizaciones de oro y plata, las cuales son de tipo vetiforme, diseminada y en estoverca, están relacionadas con los eventos magmáticos subvolcánicos del Neógeno.

Entre las regiones más importantes están Marmato, Ginebra-Bolívar, San Pablo, Ancuyá, El Tambo-El Bordo, Fredonia-Titiribí y Mistrató.

3.1.4. Bloque Norandino, dominio oceánico

Oceánico occidental. Integrado por la Cordillera Occidental, la serranía del Baudó y la llanura del Pacífico, define una franja localizada entre el litoral pacífico y el sistema de fallas de Cauca. Este se ha interpretado como una porción de litosfera oceánica acrecionada a la placa continental de Suramérica, probablemente durante el Neógeno.

En este dominio se presentan cuerpos intrusivos de composición félsica a intermedia (dacitas, riodacitas, cuarzodioritas) de edades Paleógeno y Neógeno (Ingeominas, 2006), entre los que se encuentran los batolitos del Darién, Mandé, Anchicayá y un conjunto de plutones localizados en los Farallones del Citará, el páramo de Frontino, Morro Pelao, Morro Gacho, Cerro Plateado, Tamaná y Piedrancha.

Está compuesto por un basamento máfico de intraplaca oceánica que subyace a una secuencia volcano-sedimentaria de edad Cretácico Inferior, conformada por metadiabasas y metasedimentitas (*chert*, calizas silíceas, limolitas y areniscas tobáceas), con metamorfismo de bajo grado.

La región ubicada al norte de la falla de Garrapatas está conformada por el Grupo Cañas Gordas y corresponde a la zona Mandé-Farallones. Los plutones e intrusivos subvolcánicos relacionados con las mineralizaciones primarias son en su mayoría del Neógeno, con algunos de edad Paleógeno, y los yacimientos son de filón en más de un 90 %; los restantes son en estoverca y estrato confinados. En esta zona son muy importantes los placeres platinoauríferos.

La porción ubicada al sur de la falla de Garrapatas corresponde al grupo Dagua e integra la zona Anchicayá-Piedrancha. Allí también los plutones e intrusivos subvolcánicos relacionados con las mineralizaciones primarias son en su mayoría de edad Neógeno y de tipo filoniano. Uno de los aspectos diferentes, con respecto a la zona norte, es la ausencia de placeres platiníferos.

3.1.5. Tipos de depósitos en Colombia

En Colombia se explotan o se han explotado yacimientos de placeres auríferos, placeres platino-auríferos, filones y vetas, *skarns* y sulfuros masivos, y existen proyectos identificados de tipo pórfido y prospectos interesantes de paleo-placeres asociados con fuentes termales.

3.1.5.1. Placeres auríferos

Este tipo de yacimiento se presenta en sedimentos aluviales detríticos de cauce, llanura de inundación y terrazas bajas de edad Holoceno, y en terrazas altas y laderas de edades Plio-Pleistoceno y Neógeno. Los aluviones están conformados principalmente por gravas arenosas con lodos, donde los más antiguos presentan mayor cohesión, con espesor variable de pocos metros a 30 o 40 m, sobre un sustrato rocoso.

El oro nativo en los depósitos proviene del lavado de materiales litológicos del Proterozoico (formaciones Maimachi y Tunuí del Cratón Amazónico), de rocas sedimentarias continentales del Cenozoico, mineralizaciones de filón y diseminaciones contenidas en todas las rocas huésped que conforman el Bloque Norandino.

El oro se encuentra en estado nativo, fino (polvo) o en *nuggets*, con tenores variables entre 100 y 700 mg/m^3, aunque en pocas ocasiones supera un gramo de Au por metro cúbico.

Los principales placeres están localizados en el bajo Cauca y en los ríos Nechí, Porce y Anorí, en lo que corresponde a la zona Segovia-San Lucas; otras fuentes auríferas importantes estan en los ríos La Miel y Samaná (Antioquia), y Saldaña (zona Ibagué-Mocoa).

Placeres aluviales de cierta importancia se localizan en los ríos Patía, Iscuandé, Tapaje y Naya (zona Anchicayá-Piedrancha); en las cencas del río San Juan en el Chocó, en Cuiari (Guainía), Taraira (Vaupés), y aluviones de corrientes que drenan las serranías de Naquén y Caranocoa en Guainía.

Las zonas de prospectos para placeres y paleoplaceres se localizan en los departamentos de Guainía y Vaupés, en la frontera con Brasil, en las serranías de Naquén, Caranocoa y Taraira, y están asociadas con metaconglomerados y metareniscas de edad Mesoproterozoico del Cratón Amazónico, los cuales parecen tener características comparables con los yacimientos de Witwatersrand en Suráfrica.

En la serranía de Naquén se detectaron entre siete niveles conglomeráticos con metamorfismo de bajo grado, en el Grupo Tunuí (edad Mesoproterozoico), donde el oro ocurre en la matriz constituida por un 95 % de cuarzo y un 5 % de líticos; los clastos tienen tamaños hasta de 84 cm; también se detectaron fallas geológicas en dirección noroeste y noreste, y una meteorización muy profunda que enmascara las concentraciones de oro en la roca (Renzoni, 1990).

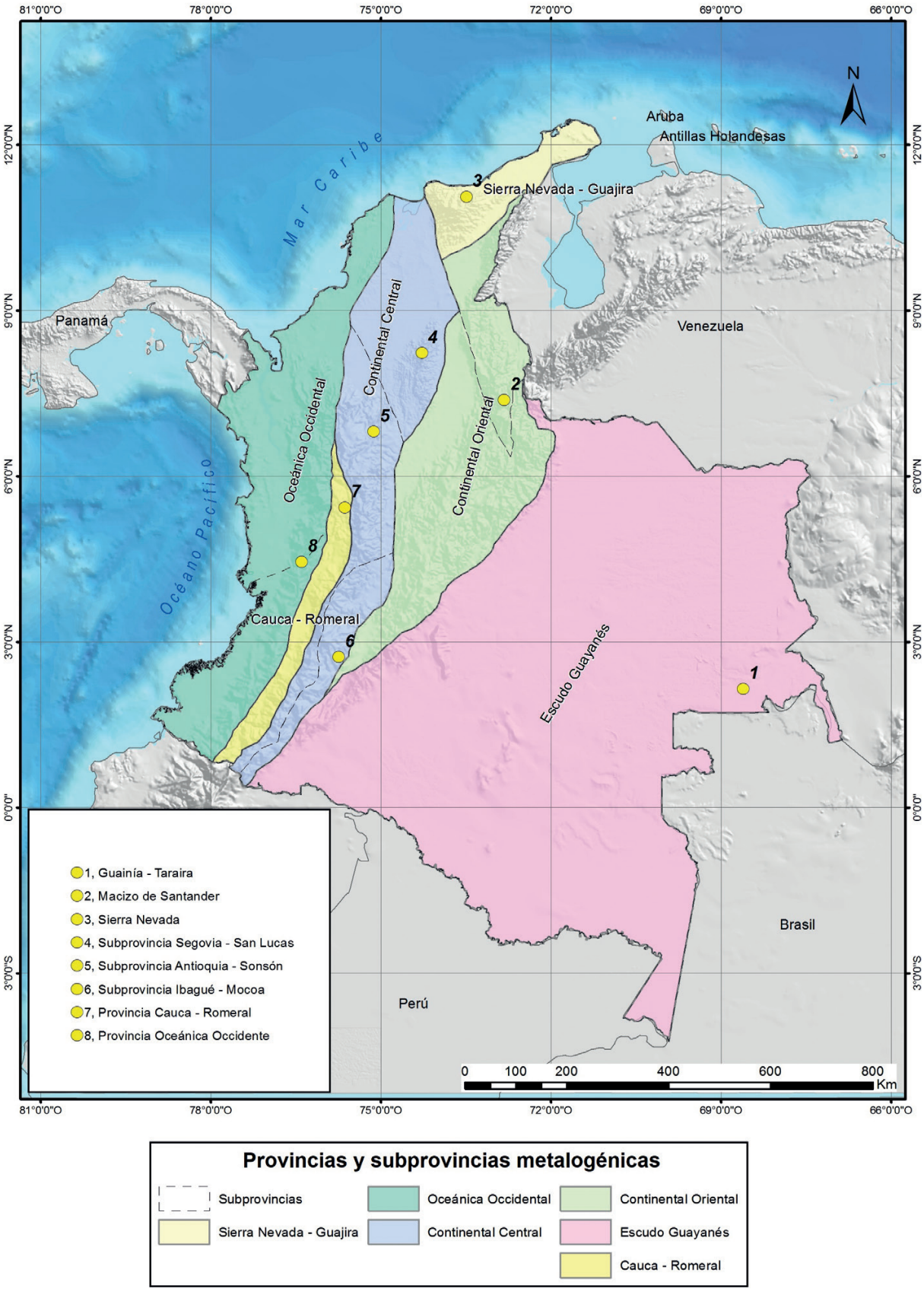


Figura 11. Zonas auríferas y relación con provincias metalogénicas

Fuente: Salinas, Lozano y Solano (1999)

El oro se presenta en estado libre en laminillas dobladas y deformadas que llenan los intersticios ente los granos, que en sectores corresponden a pirita. La geología de los yacimientos tiene semejanza con los yacimientos de Witwatersrand en Suráfrica, Blind River en Canadá y cerro Jacobina en Brasil.

3.1.5.2. Placeres auríferos y platiníferos

En estos depósitos la minería es principalmente de platino y oro, y está concentrada en los municipios de Acandí, Bagadó, Tadó, Condoto, Istmina, Nóvita, Sipí, Lloró y Quibdó en el departamento del Chocó; los aluviones de corrientes drenan el flanco occidental de la Cordillera Occidental: los ríos Atrato y San Juan, y sus afluentes mayores.

3.1.5.3. Yacimientos de filón

La mayoría de los yacimientos filonianos carecen de estudios detallados para poder relacionarlos con algunos de los modelos de depósitos minerales, aunque espacialmente estén asociados a cuerpos intrusivos; solo en algunos de ellos se ha podido definir características epitermales tal vez de alta y baja sulfuración, y mesotermales (orogénicos) de manera muy general. Según Castro y Lozano (1995), los yacimientos hidrotermales en Colombia son en su mayoría de tipo cuarzo-adularia, y unos pocos son de tipo sulfato ácido.

Los más importantes están distribuidos por toda la región Andina, particularmente en la zona Segovia-San Lucas, en la Cordillera Central, donde los relacionan con eventos magmáticos de edades Jurásico y Paleógeno. Yacimientos filonianos también se explotan en la Cordillera Oriental, específicamente en el Macizo de Santander, en la zona Antioquia (Cordillera Central) y en la zona Piedrancha-Anchicayá (Cordillera Occidental).

Los filones tienen diversas orientaciones, pero las tendencias que predominan son noroeste-sureste y noreste-suroeste, ambas con espesores entre 0.4 y 2.5 m, y en casos excepcionales se mencionan de 5 a 6 m. Esta orientación preferencial de los filones es de carácter regional, lo cual sugiere que dicho control estructural es de origen tectónico y relacionado con la configuración tectónica del Bloque Norandino.

Las regiones con yacimientos filonianos que tienen aún alguna importancia se localizan en los municipios de Segovia y Remedios, en el nororiente del departamento de Antioquia, y la serranía de San Lucas, en el sur del departamento de Bolívar.

Otras regiones con minería de filón de cierta trascendencia son Vetas-California, en el departamento de Santander; Santa Isabel-Líbano-norte de Ibagué, en el Tolima, y Santa Cruz, en Nariño, en la zona Anchicayá-Piedrancha.

Entre las minas de mayor tradición se destacan El Silencio (municipio de Segovia), El Limón (municipio de Zaragoza) y La Bramadora (municipio de Guadalupe), en el departamento de Antioquia; Vetas (municipio de California), en el departamento de Santander; Marmato (municipio de Marmato), en el departamento de Caldas; La Equis (municipio de Quibdó), en el departamento del Chocó, y El Diamante (municipio de La Cruz), en el departamento de Nariño. Actualmente está en etapa de desarrollo el proyecto de la mina San Ramón de Red Eagle Mining localizado en el municipio de Santa Rosa (Antioquia), que es considerado uno de los nuevos proyectos de importancia para el país.

3.1.5.4. Yacimientos tipo *skarn*

Hace algunos años la empresa chilena Boliden Minera explotó el yacimiento Mina Vieja, en el municipio de Payandé (Tolima), para beneficiar cobre, con oro y plata como subproductos. Este depósito se encuentra incluido en la zona Ibagué-Mocoa, en la Cordillera Central.

La mineralización está asociada con procesos metasomáticos debidos a la intrusión en calizas del *stock* de Payandé, de edad Jurásico. La mina El Sapo es otro yacimiento del mismo tipo que fue objeto de explotación a baja escala.

3.1.5.5. Yacimientos de sulfuros masivos

El único yacimiento conocido es el proyecto El Roble, localizado en el municipio de El Carmen, departamento del Chocó, en la Cordillera Occidental (sector norte). La mineralización se encuentra hospedada en secuencias de basaltos oceánicos y rocas metasedimentarias de corteza oceánica.

3.1.5.6. Pórfidos cupríferos

Ingeominas ha localizado prospectos de yacimientos diseminados bastante importantes, entre los que se destacan los ubicados en los municipios de Murindó (Antioquia) y Acandí (Chocó), donde la mineralización se encuentra asociada con rocas hipoabisales de edad Paleógeno, las cuales intruyen rocas basálticas, volcano-sedimentarias y dioritas.

Otro prospecto para investigar se localiza en el páramo del Pisno, en el municipio de Silvia (Cauca), donde se detectaron anomalías geoquímicas y electroquímicas en Au y metales básicos (Orrego, 1982; Vergara y Aucott, 1984).

Adicionalmente, a raíz de las campañas de exploración realizadas por empresas multinacionales como Anglo Gold Ashanti, Ventana Gold, Greystar Resources,

Medoro Resources y B2 Gold, entre otras, se ha reportado el hallazgo de nuevos blancos en las cordilleras Central y Occidental, principalmente, como La Colosa en Cajamarca (Tolima).

3.1.5.7. Fuentes termales

El prospecto aurífero El Piñal parece corresponder a una mineralización de tipo *Hot Spring* (Castro y Lozano, 1995). Está ubicado en la serranía de San Lucas, en el departamento de Bolívar, y lo asocian con fuentes termales de volcanismo ácido.

3.1.5.8. Brechas hidrotermales

Una de las regiones con buenas perspectivas involucra un amplio sector entre Cajamarca (Tolima), Salento (Quindío) y Manizales. La mineralización es diseminada, asociada con apófisis de pórfidos dacíticos de edad Neógeno (Lozano y Pulido, 1987), entre las que se destacan San Antonio y El Gallinazo.

San Antonio se localiza al occidente del municipio de Cajamarca, donde hubo una explotación a cielo abierto en la zona de oxidación, que contiene oro muy fino + pirita (2 %) + cuarzo, y con cantidades menores de calcopirita, arsenopirita, pirrotina, molibdenita, cinabrio y estibina (Pulido, 1998). La mineralización se disemina en venillas y estoverca dentro de zonas de falla en esquistos del Complejo Cajamarca, de edad Paleozoico, cerca de diques y *stocks* de pórfidos dacíticos y andesíticos.

El Gallinazo se ubica en el municipio de Manizales. La mineralización se presenta en forma de diseminación y en estoverca, ocasionalmente brecha, con venillas de cuarzo y pirita, relacionada con un *stock* subvolcánico del Cenozoico. La roca huésped es un pórfido dacítico-andesítico argilizado. Presenta alteración hidrotermal de cuarzo, caolín, sericita y feldespato de potasio (Pulido, 1985).

Otras zonas con presencia de brechas hidrotermales son Vetas-California, en el Macizo de Santander, y Miraflores.

3.2. Geología local

La localización de las principales zonas productoras y zonas potenciales para oro en Colombia se muestra en la figura 12; estas se describirán de acuerdo con la región en que se encuentren, y de oriente a occidente, como se hizo al principio en el contexto regional.

3.2.1. Cratón Amazónico

En esta provincia se localizan mineralizaciones auríferas en las serranías de Naquén y Taraira, las cuales se encuentran ubicadas cerca de la frontera con Brasil. En esta zona, situada en la región oriental (figura 12), se presentan dos sitios con explotaciones de oro: serranía de Naquén (Guainía) y serranía de Taraira (Vaupés).

Las mineralizaciones auríferas en la serranía de Naquén, según Buenaventura (2002), son de cuatro tipos: 1) placeres fósiles, relacionados con metasedimentita de carácter conglomerático de edad Proterozoico; 2) oro de origen bioquímico, asociado con metapelitas ricas en materia orgánica; 3) vetas y venillas de cuarzo con oro, de origen hidrotermal, encajadas dominantemente en las metasedimentitas, y 4) placeres recientes, derivados de la erosión de los depósitos mencionados con anterioridad.

El oro se explota en coluviones y aluviones del río Cuiari, situado en la parte sur de la serranía de Caranocoa; también en los caños Tigres y San Nicolás, afluentes del río Guainía, y en las quebradas y caños que drenan la serranía de Naquén. Las explotaciones se realizan de manera artesanal y su producción es relativamente baja.

En el estudio de la categorización de reservas del distrito aurífero de Taraira, llevado a cabo en 1997, se presentan unos estimativos de reservas probables para las áreas del Amarillal-Cerro Rojo y Peladero, ubicadas en la serranía de Machado, de 43 t de oro en un área de yacimiento de 500 m de ancho y 5 km de largo, asumiendo una capa de 2 m con tenor promedio de 0.2 g de oro por tonelada para explotar a cielo abierto, y reservas posibles por 430 tm (Cuellar, 1997)

3.2.2. Bloque Norandino, dominio continental

En esta zona se ubican las regiones más productoras de oro en Colombia. A continuación se hace una descripción de cada una de ellas.

3.2.2.1. Zona Vetas-California

Esta mineralización se localiza en el municipio de California, a 40 km al noreste de Bucaramanga, departamento de Santander (figura 12). Se conoce desde la Colonia y su explotación ha sido para oro y plata.

Geológicamente se ubica en el Macizo de Santander, que está conformado por neises, esquistos y migmatitas; intrusivos de cuarzodiorita a granito de edad Jura-Triásico, y rocas hipoabisales porfiríticas dacíticas y andesíticas del Cenozoico.

Los filones mineralizados emplazan las rocas ígneas y metamórficas, en dirección predominante noreste-suroeste, y son controlados por fallas de alto ángulo y sistemas de diaclasas; varios filones mineralizados en dirección noroeste-sureste tienen como principal roca huésped rocas porfiríticas hipoabisales.

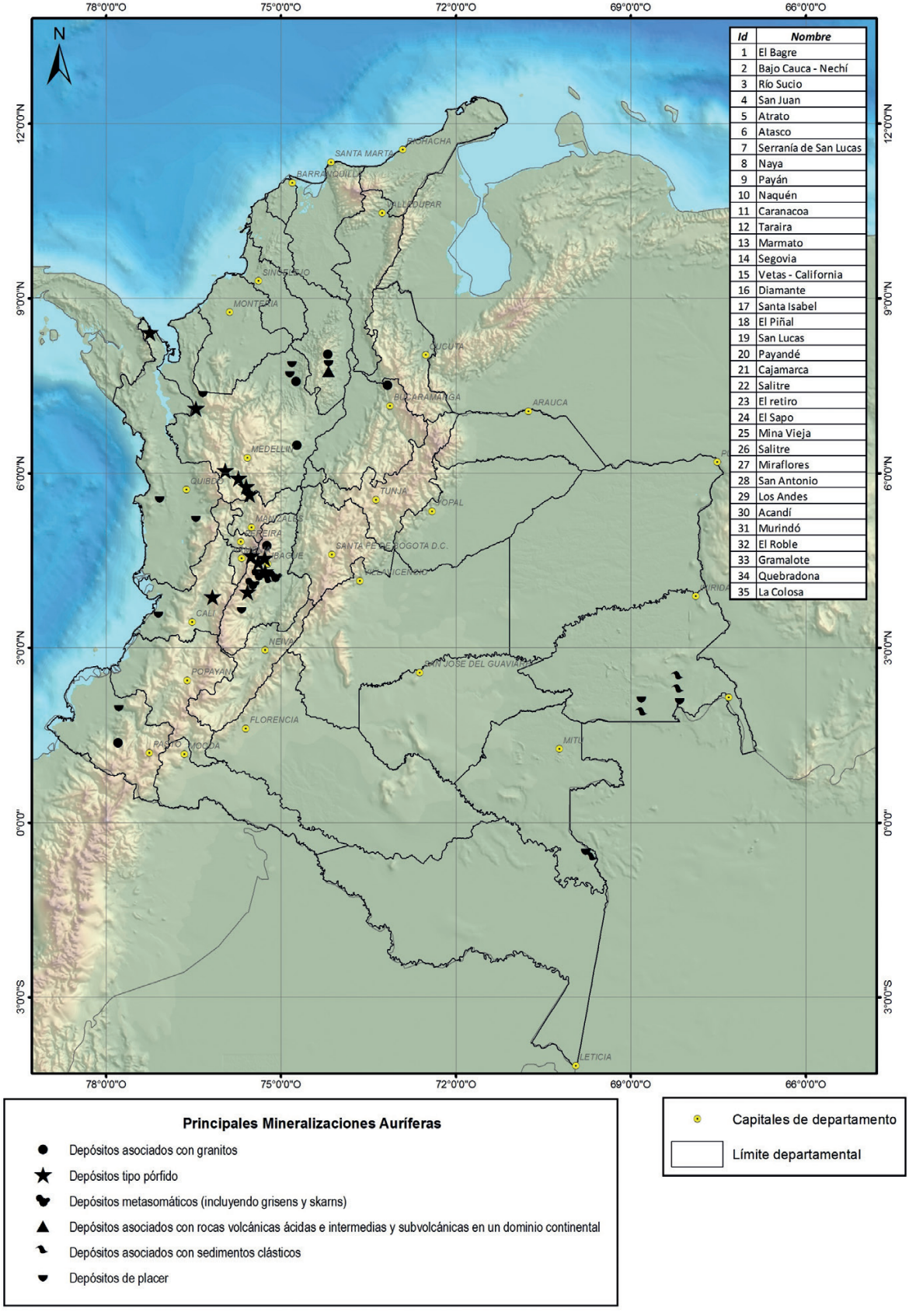


Figura 12. Principales mineralizaciones auríferas en Colombia

Fuente: Recopilación los autores

La mineralización consta de oro nativo muy fino, pirita + galena + esfalerita + tetraedrita + marcasita + arsenopirita ± calcopirita ± enargita ± estibina ± arsenopirita, en ganga de cuarzo; en algunas minas se presentan trazas de uraninita.

Como minerales de alteración hipogénica se reconocen biotita, epidota ± sericita ± clorita ± cuarzo y arcilla; la alteración supergénica es arcilla, adularia, alunita, algo de sericita, cuarzo gris y probablemente clorita (Mendoza y Jaramillo, 1979).

En California las características son de filones polimetálicos epitermales de alta y baja sulfuración. Algunos datos compilados muestran contenidos de oro entre 10 y 40 g/t y una relación Au:Ag en uno de los filones de 1:5.

En esta área la empresa Ecooro, antes Greystar Ltd., llevó a cabo en el sitio La Angostura un proyecto de exploración para oro y plata desde 1995. La Angostura forma parte de un cinturón epitermal caracterizado por la asociación de oro con plata, cobre, arsénico, bismuto, molibdeno y telurio. La alteración en las estructuras de venas está dominada por sílice, tanto en forma de cuarzo como de silicificación, y sericita, mientras que la roca huésped está fuertemente argilizada. Las estructuras mineralizadas pueden ser venas simples, pero a menudo se encuentra en varias venas poco espaciadas; la mayor parte de la mineralización muestra valores menores de 2 g/t y tiene buena continuidad en las venas; los contenidos de plata son bajos, con promedios entre 6 y 7 g/t (Ecooro, 2017).

3.2.2.2. Zona Sierra Nevada-La Guajira

Situada en los departamentos de Atlántico, Cesar y La Guajira, solo ha ocurrido una etapa conocida de mineralización de oro en veta en el Neógeno; también se mencionan placeres aluviales de oro, probablemente derivados de la mineralización anterior (Salinas, Lozano y Solano, 1999).

3.2.2.3. Zona Cordillera Central

Es la más importante en producción de oro en el país. Se encuentra ubicada geológicamente entre el sistema de fallas Cauca-Romeral al oeste y por los sistemas de fallas de Suaza-Prado, La Plata, Cucuana, Pericos y Mulatos al este; corresponde a un ambiente de corteza continental, aunque a veces se encuentran fragmentos de corteza oceánica emplazados tectónicamente. Presenta épocas de metalogénesis en el Jurásico, el Cretáceo, el Paleógeno y el Neógeno, que dan origen a la mayor parte de los depósitos existentes (Salinas, Lozano y Solano, 1999).

En esta zona se presentan los sectores comprendidos por Segovia-San Lucas, denominado comúnmente sur de Bolívar; Antioquia-Sonsón-Silvia, e Ibagué-Mocoa. Aquí solo se describirá lo correspondiente al departamento de Bolívar, pues la región noreste de Antioquia se reseñará en Antioquia central.

Sur de Bolívar. Es la zona de mayor producción de oro de filón del país, aunque allí también se encuentran explotaciones de oro en placeres (figura 12). Está ubicada en la serranía de San Lucas, parte sur del departamento de Bolívar.

En el área de San Lucas afloran neises cuarzo-feldespáticos, anfibólicos y biotíticos de la facies anfibolita granulita; estas rocas, de edad Precámbrica, se denominan Neis de San Lucas. También se encuentran sucesiones volcánicas, constituidas por una alternancia de tobas cristalinas y líticas, arenitas y lodolitas tobáceas, lavas dacíticas, andesíticas y riolíticas consideradas de edad Jurásico. Las rocas anteriores están intruidas por cuerpos granodioríticos de color gris a gris rosado, con textura fanerítica, grano medio a grueso compuesto por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita; se encuentran variaciones a cuarzodiorita, granito y monzogranito. Por su relación con las rocas anteriores, se les da edad Jurásico Tardío (Ingeominas y UIS, 2005).

La mineralización, contenida en filones hidrotermales, está relacionada con las rocas ígneas básicas a intermedias de edad Jurásico. En la franja entre San Martín de Loba, Río Viejo y Barranco de Loba, Muñoz (1993) describe las características geológicas, estructurales y mineralógicas de los asentamientos mineros de San Martín de Loba, Barbacoas, Los Cielos, Mina Seca, La Nigua, La Mina, Las Marías y otras.

Además de los depósitos de filones, en el área se encuentran explotaciones de placeres aluviales de oro a lo largo de los ríos que la drenan. También es necesario mencionar la explotación de suelos y saprolitos que se encuentran encima del intrusivo mineralizado.

Antioquia-Sonsón-Tolima. En esta zona se incluye la región oriental de Antioquia; corresponde a un ambiente de corteza continental principalmente, aunque en ocasiones se encuentran fragmentos de corteza oceánica emplazados en forma tectónica (Salinas, Lozano y Solano, 1999).

La región central de Antioquia corresponde a una extensa área en la que la mineralización se encuentra asociada con el Batolito Antioqueño, cuya composición es granodiorítica y edad Cretácica. Es esencialmente minería de filón, en su gran mayoría a pequeña escala. Involucra los municipios de Amalfi, Anorí, Angostura, Alejandría, Belmira, Briceño, Cisneros, Gómez Plata, Guadalupe, Maceo,

San Carlos, San Rafael y Santa Rosa, Titiribí, Yalí, Yarumal y Yolombó. Los filones auríferos se encuentran dentro del plutón o en la roca encajante cerca del contacto, y se clasifican como relacionados con intrusivos (*Intrusive Related*), orogénicos y epitermales.

Entre las minas de mayor tradición, por ser o haber sido fuentes importantes de oro, se encuentran La Bramadora y La Concha en el municipio de Guadalupe; Berlín en Yarumal; El Zancudo en Titiribí, y La Trinidad, La Italia y El Violín en Amalfi (figura 13).

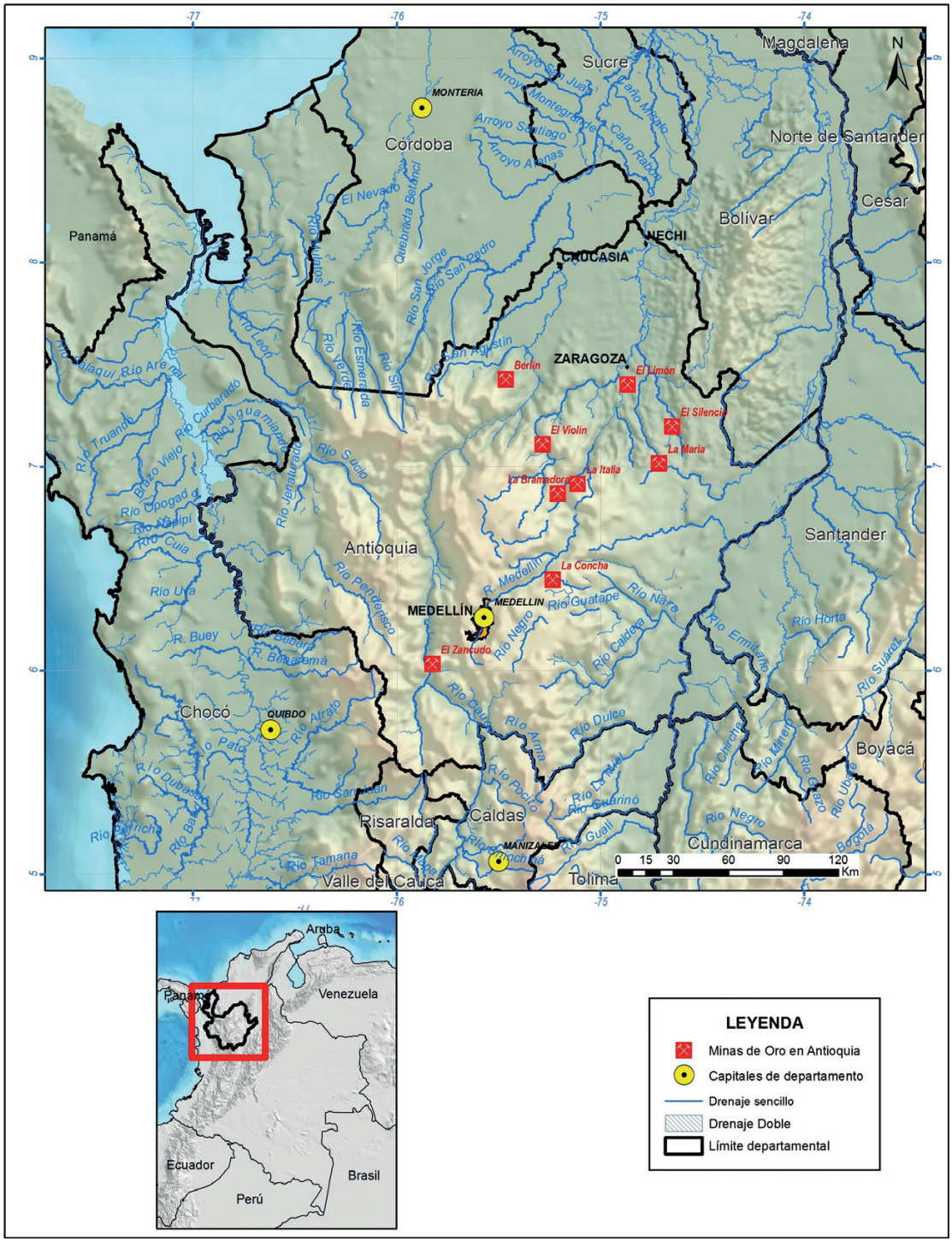


Figura 13. Minas de oro de mayor tradición en Antioquia

Fuente: González (2001)

Mina La Bramadora. Se localiza cerca de la carretera a Anorí, en la margen izquierda del río Porce. La roca encajante son metalimolitas y la mineralización se compone de oro nativo, pirita, esfalerita, pirrotina, arsenopirita, galena y calcopirita, diseminadas en ganga de cuarzo.

Mina El Zancudo. Se localiza en Titiribí; los filones de cuarzo aparecen en zona de falla entre esquisto y conglomerado. Los minerales presentes en los filones son oro libre, pirita, esfalerita, galena, tetrahedrita y proustita.

La región nororiental de Antioquia, junto con la serranía de San Lucas, es la mayor región aurífera de Colombia, tanto en minería de filón como en minería de aluvión. En minería de filón se encuentra el distrito Segovia-Remedios, que conforma un importante distrito minero en los municipios con estos nombres. En el área afloran rocas metamórficas del Neoproterozoico a Cámbrico de facies esquistos verdes, y rocas plutónicas félsicas del Pérmico, intermedias del Triásico-Jurásico y ácidas del Cretáceo (Ingeominas, 2006).

La mineralización primaria son filones auríferos con sulfuros de hierro, plomo, cobre y zinc, en ganga de cuarzo, ubicados al oriente de la falla de Otú, que lleva una dirección general N25°W, donde la roca huésped es el Batolito de Segovia, y al este, donde la roca encajante es metamórfica (Rodríguez y Pernet, 1983). Las mineralizaciones están controladas al parecer por dos causas: esfuerzos tectónicos originados por la falla de Otú y esfuerzos de tensión generados por el enfriamiento del plutón cuarzodiorítico de Segovia (Oquendo, 1970). Las principales minas de filón son El Silencio y El Limón (figura 13).

En la mina El Silencio la roca encajante es la cuarzodiorita, del Batolito de Segovia; la mineralización consta de oro nativo, pirita, esfalerita, galena, pirrotina, calcopirita y scheellita, con ganga de cuarzo y calcita; reportan un contenido de oro de 13.27 g/t (Oquendo, 1970). Actualmente esta mina es propiedad de Gran Colombia Gold y explota una serie de filones auríferos en la zona de Segovia y Remedios, con recursos por 1.1 Moz de oro (Gran Colombia Gold, 2016).

La mina El Limón consta de un filón de 0.4 m; la roca huésped es un neis feldespático-micáceo y la mineralización está compuesta de oro nativo, galena, pirita y esfalerita en ganga de cuarzo.

El proyecto Gramalote, perteneciente a AngloGold Ashanti, se encuentra localizado en San José del Nuz (Antioquia); es un prospecto de oro mesotermal relacionado genéticamente con un plutón de la intrusión del huésped (Batolito Antioqueño). La alteración y mineralización está estructuralmente controlada, restringida a pequeños halos a lo largo de las venas, como vetas laminadas. El contenido de sulfuros es menor al 5 %. Alguna evidencia indica que la roca huésped está directamente relacionada con los líquidos desarrollados del plutón de enfriamiento, incluyendo pegmatita, aplita y alteración de K-feldespato (AngloGold Ashanti, 2016).

Gramalote es considerado como un depósito de oro y plata controlado estructuralmente (figura 14). La mineralización está controlada por las zonas de cizalladura de tendencia norte-este/suroeste y en dirección norte-noroeste a sur-sureste por zonas extensionales que afectan las tonalitas y granodioritas del Batolito Antioqueño. La mineralización de oro se asocia con tres estadios de alteración destructora de texturas de sobreimpresión incluyendo potasio, quarzo-sericita y carbonato de sericita. Dentro de estas zonas de alteración la mineralización anómala de oro se asocia con tres tipos específicos de *stockwork* de cuarzo; estas incluyen vetas de cuarzo con pirita de grano fino, vetas de cuarzo-carbonato y vetas de cuarzo con pirita granular (AngloGold Ashanti, 2016).

Al 31 de octubre del 2016 se realizaron un total de 145 000 m de perforaciones, con las que se obtuvieron recursos por 238.4 millones de toneladas con un tenor de 0.47 g/t para un total de 3.47 Moz de oro (AngloGold Ashanti, 2016). Actualmente este proyecto se encuentra con la licencia ambiental aprobada.

Un nuevo proyecto se encuentra localizado en el municipio de Santa Rosa de Osos (Antioquia), donde la empresa Red Eagle Mining está en etapa de construcción y montaje para extraer oro de un sistema de venas y venillas en *stocworks* dentro del Batolito Antioqueño, asociado a una zona de cizalla desarrollada en la roca encajante, con un tenor promedio de 5 g/t de oro y con reservas totales de 405 000 onzas de oro (Red Eagle Mining, 2013, 2014).

La minería de aluvión es fundamental en esta región y en ella se pueden incluir los siguientes distritos:

Nechí-Bajo Cauca. Se localiza en el norte y el noroeste del departamento de Antioquia (figura 15), en los municipios de Amalfi, Anorí, Cáceres, Caucasia, Tarazá, Valdivia y Zaragoza, e incluye depósitos en los municipios de Ayapel y Montelíbano, en el departamento de Córdoba.

Esta zona es la mayor productora de oro en Colombia, como resultado de la explotación de aluviones del Plio-Cuaternario de los ríos Cauca, Nechí y Tigüi, gravas de piedemonte y terrazas altas y bajas, además de algunas explotaciones de filón de menor cuantía.

Se compone de materiales sedimentarios del Cenozoico en la cuenca del río Nechí y río Cauca en el norte

de Antioquia, y terrenos ígneos intrusivos y metamórficos que conforman una faja paralela al río Nechí. Los placeres más importantes se ubican cerca de la desembocadura del río Nechí al río Cauca y en los ríos Tigüi, Porce y Mata.

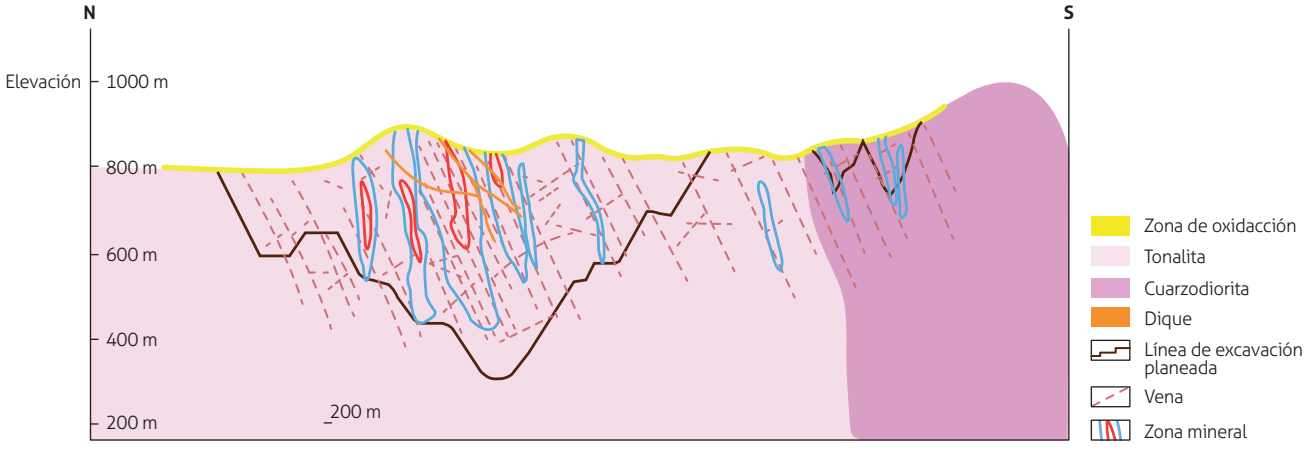


Figura 14. Modelo geológico del depósito de oro de Gramalote

Fuente: AngloGold Ashanti (2016)

En este distrito se desarrollan explotaciones a todas las escalas: minería artesanal en los municipios de Caucasia, Valdivia, Cáceres, Tarazá y Zaragoza, que se practica en los aluviones más altos; minería semimecanizada que explota áreas de piedemonte y aluviones pequeños con ayuda de motobombas y canalones; minería mecanizada en aluviones de terrazas bajas y extensas mediante buldóceres, retroexcavadoras, motobombas y draga. Las explotaciones más conocidas son Cuturú, Colonos, Barajas, Tenerife, Malvinas, Las Flores y El Bagre, que se llevan a cabo en aluviones de los ríos Cauca y Nechí.

El Bagre, la zona más importante de explotación de placeres auríferos en Colombia, se localiza en el municipio de El Bagre. Allí se explotan placeres a gran escala, mediante dragas, por el Grupo Mineros S. A., en depósitos aluviales de canales antiguos, con espesores hasta de 35 m, principalmente en los ríos Nechí y Tiguí. En el 2016 se calcularon reservas por 520 000 000 m^3, con un tenor de 104 mg/m^3, para un volumen aproximado de 1 600 000 onzas de oro (Grupo Mineros S. A., 2016).

En la región sur de Antioquia la mineralización está relacionada con el Batolito de Sonsón, de composición granodiorítica y edad Jurásico. Los filones se localizan dentro del macizo rocoso, en la zona de contacto y dentro de la roca metamórfica encajante.

La actividad minera en esta zona se ha concentrado en las capas superiores del terreno, en las áreas en las cuales las rocas se han degradado a arcilla por acción de los elementos y la oxidación natural, lo que facilita la extracción del oro por métodos rudimentarios.

En lo relacionado con placeres aluviales en el valle medio del río Magdalena, formado por áreas de los municipios de Sonsón, Puerto Nare, Puerto Berrío, Puerto Triunfo, San Miguel y San Luis (Antioquia); La Dorada y Samaná (Caldas); Fresno y Mariquita (Tolima), los placeres se localizan en terrazas altas y bajas de los ríos Samaná, Nare, Nus y La Miel, y en el cauce y las llanuras de inundación en proximidades al río Magdalena. En Fresno y Mariquita se encuentran en terrazas antiguas, altas y meteorizadas.

La región sur de la zona Antioquia-Sonsón-Silvia comprende municipios ubicados en la parte norte del departamento del Tolima; la mineralización se relaciona con los batolitos de El Bosque y El Hatillo, de composición principalmente granodiorítica y edad Paleógeno Inferior. Los filones presentan direcciones predominantes norte-sur y oeste-este, y se emplazan en la roca encajante, que consiste de esquistos paleozoicos del Complejo Cajamarca.

Actualmente hay explotaciones y actividad exploratoria en la región norte del departamento del Tolima, en los municipios de Santa Isabel, Falan, el Líbano y Villahermosa, en las minas El Cristo, El Cairo, Las Ánimas (antes La Plata), El Oasis, Mina Pobre y El Porvenir. El método de beneficio son la concentración gravimétrica y cianuración. La mineralización filoniana está constituida principalmente por oro nativo, cuarzo, pirita, arsenopirita, galena, esfalerita, calcopirita y cantidades menores de seleniuros y telururos (Buenaventura, 1975).

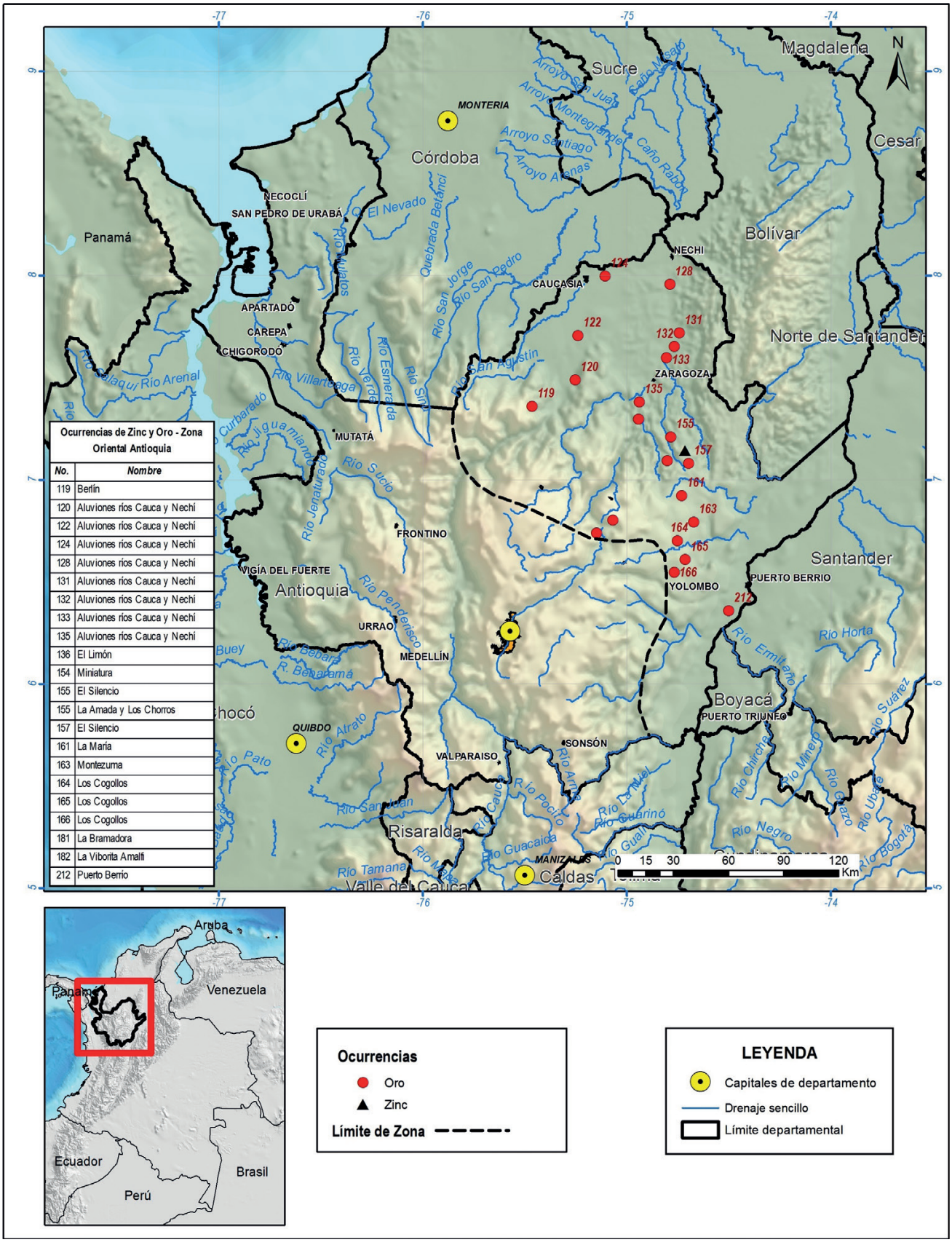


Figura 15. Localización de las mineralizaciones en la región Bajo Cauca-Nechí

Fuente: González (2001)

Zona Ibagué-Mocoa. Se extiende desde Mocoa hasta la falla de Ibagué, y está limitada al este por el sistema de falla La Plata y al oeste por la falla de Las Delicias. En esta zona se presentan depósitos y prospectos de minerales metálicos y no metálicos, pero predominan estos últimos. La característica principal del sector es la ausencia de filones auríferos, con excepción de algunas venas y venillas en forma de estoverca que se encuentran en el sector de San Luis, de edad Paleozoico-Jurásico; algunas concentraciones de oro están presentes en *skarn* (Salinas, Lozano y Solano, 1999). Los principales depósitos en esta zona corresponden al *skarn* de Mina Vieja, situada en la Cordillera Central, y a los placeres auríferos del río Saldaña.

El yacimiento de Mina Vieja está ubicado en el municipio de San Luis, corregimiento de Payandé (Tolima); los sulfuros presentes son calcopirita, pirita dispersa, galena, esfalerita y molibdenita, pero también hay magnetita y silicatos de calcio (granates andradita y grosularia, diópsido, epidota, wollastonita) y calcita; el metal principal es el cobre, pero tiene importantes contenidos de oro y plata; en concentrados de batea se detecta la presencia de minerales de tungsteno, sobre todo scheellita (Vergara, 1986). Los depósitos de *skarn* conocidos se asocian con la zona de contacto, entre calizas de edad Triásico y *stocks* granodioríticos de edad Jurásico.

Los placeres auríferos del río Saldaña se ubican en el sur del departamento del Tolima, en aluviones del río Saldaña, afluente del Magdalena, en los municipios de Ataco, Chaparral y Coyaima. Los aluviones tienen entre 5 y 20 m de profundidad; el metal se concentra en la parte inferior, encima de la roca basal, en una cinta que tiene 0.7 m de espesor promedio.

La explotación es a baja escala y se realiza por métodos manuales, con ayuda de canaletas y algunas veces con motobombas de baja capacidad; desde hace ya varios años por el Grupo Mineros S. A. está a la espera de la aprobación de licencia ambiental para la operación a mediana escala en estos aluviones.

3.2.3. Bloque Norandino, zona de transición

Se encuentra ubicada entre las cordilleras Central y Occidental, siguiendo en gran parte el cauce del río Cauca dentro del sistema andino.

Zona Cauca-Romeral. Geológicamente está limitada por los sistemas de fallas Cauca y Romeral. Representa una mezcla estructural de rocas originadas en ambiente continental y ambiente oceánico, afectada por tres eventos magmáticos (Cretáceo, Paleógeno y Neógeno), con los cuales se asocian la mayor parte de las mineralizaciones. La época metalogénica más importante fue la del Neógeno, con la formación de la mayor parte de las mineralizaciones de oro vetiforme (Salinas, Lozano y Solano, 1999), con mineralizaciones asociadas a depósitos epitermales de intermedia y baja sulfuración, pórfidos y orogénicos.

En esta provincia se localizan los distritos mineros de Marmato, Ginebra-Bolívar, San Pablo, Ancuyá, El Tambo-El Bordo, Fredonia-Titiribí y Mistrató.

Distrito minero de Titiribí. González (2001) incluye el distrito de Titiribí dentro de la zona minera del Cauca, que está conformado por los municipios aledaños al río Cauca desde Valparaíso y Santa Bárbara al sur, hasta Sabanalarga y Peque al norte, donde las características geológicas son similares y están relacionadas con un intenso tectonismo del sistema de fallas Romeral, que genera cuencas de tracción, en las cuales se depositaron sedimentos molásicos continentales.

El yacimiento de El Zancudo es una veta con buzamiento de 75° con respaldos de esquistos cloríticos; se presenta entre conglomerados en el techo y esquistos en el suelo; su buzamiento cambia a solo 12°. La mena primaria contenía arsenopirita, jamesonita, estibina, calcopirita, pirita, galena y blenda, que constituían una mena compleja difícil de cianurar y que requería un tratamiento metalúrgico especial para poderle extraer sus valores de oro y plata (Garcés, 1995).

El Proyecto Buriticá es uno de los tres grandes proyectos actuales en minería de oro del país, localizado en el municipio de Buriticá en el departamento de Antioquia; pertenece a la empresa Continental Gold, y es un depósito epitermal de intermedia sulfidación emplazado en rocas andesiticas y brechas, cuya mineralización es controlada por un sistema de fallas. Hay dos zonas de interés: Yaragua y Vetas Sur, con venilleos en un intervalo de 150 m, las cuales tienen unas reservas de 3.7 Moz de oro y 10.7 Moz de plata (13.7 millones de toneladas con tenor de 8.4 g/t de oro y 24.3 g/t de plata) (Continental Gold, 2016).

El proyecto Quebradona, perteneciente a las empresas Anglo Gold y B2Gold, se encuentra localizado en el municipio de Jericó (Antioquia). El área principal del proyecto se llama Nuevo Chaquiro, el cual es un depósito típico de pórfido de cobre con bajo grado de oro, molibdeno y plata. El patrón estructural en la zona facilitó el ascenso de los cuerpos intrusivos a través de la secuencia volcaniclástica de la Formación Combia. Los intrusivos no alcanzan la superficie y permanecen como un depósito ciego a pesar de la erosión, actuando durante un periodo significativo (AngloGold Ashanti, 2016).

El depósito de Nuevo Chaquiro es una diorita en edad Mioceno con diques de cuarzodioria y *stock* verticales que intruyen una gruesa sección de tobas andesíticas y rocas volcaniclásticas de la Formación Combia del Mioceno (6-10 Ma), que llena un gran cuenca de *pull-apart* del cinturón medio del Cauca. La profundidad de la mineralización de la superficie es alrededor de 150-400 m de NE a SW; la zonación típica de alteración del pórfido de cobre es evidente con una zona central de alta temperatura; K-silicato (biotita, magnetita, calcopirita y molibdenita) que se convierte en una zona de alteración sericítica superpuesta (moscovita, clorita, cuarzo, pirita, + - turmalina) rodeada por una alteración propilítica más distal (clorita, epidota, illita, carbonato), y también hay un núcleo de alteración cálcico-potásica con biotita, actinolita, epidota y anhidrita con valores menores de cobre, oro y molibdeno (AngloGold Ashanti, 2016).

Con base en los resultados de exploración del proyecto Nuevo Chaquiro se estimaron valores de 5.6 Moz de oro, 7933 millones de lb de cobre, 78 Moz de plata y 162 millones de lb de molibdeno, siendo así uno de los principales proyectos para cobre, plata y molibdeno en el país.

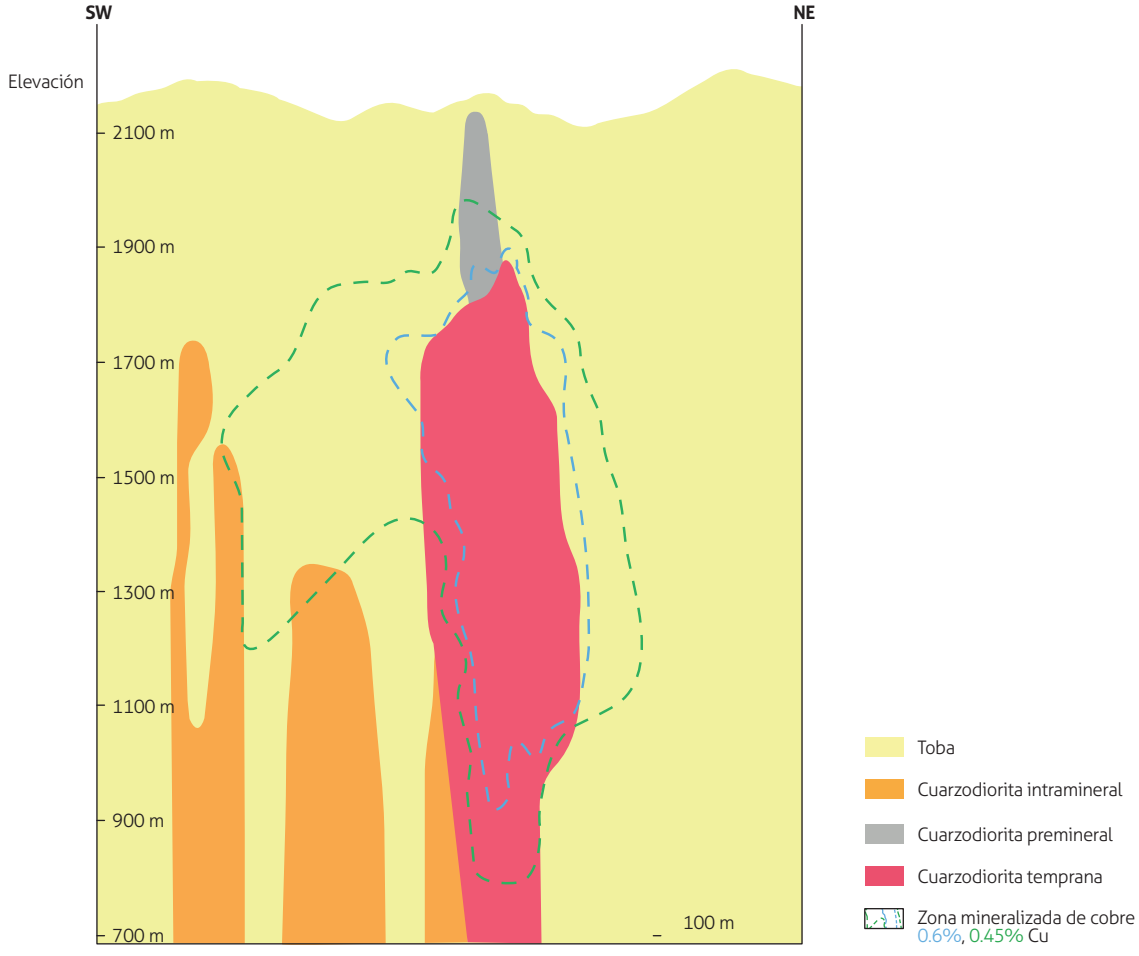


Figura 16. Modelo geológico del pórfido cuprífero de Nuevo Chaquiro

Fuente: AngloGold Ashanti (2016)

Distrito de Marmato. Hay concentraciones de oro de filón en los municipios de Marmato, Supía, Manizales, Pensilvania y Villa María, en el departamento de Caldas, donde la mineralización está asociada con intrusivos porfiríticos de composición intermedia y edad Paleógeno. La principal actividad minera se lleva a cabo en las minas de Marmato y Echandía, situadas al noreste de la cabecera municipal de Marmato.

Las minas de Marmato se encuentran en el municipio del mismo nombre en el departamento de Caldas. En este

distrito la mineralización se concentra en filones epitermales de oro y plata, asociados con rocas hipoabisales de composición félsica a intermedia, que se hospedan dentro del pórfido y en ocasiones invaden la roca metamórfica encajante del denominado Complejo Ofiolítico del Cauca.

Se diferencian tres sistemas principales de filones, con sus ramificaciones, identificadas como grupos: norte, conformado por dos vetas de dirección N70°W; grupo central, integrado por tres vetas de rumbo N85°W, y sistema sur, con tres filones de dirección N55°W, todas con buzamiento de 70-90°SE y espesores que varían entre 1 y 2.5 m.

La mineralización es relativamente simple, con pirita (95 %) acompañada de marmatita (1-2 %) y galena (< 1 %), con algo de calcopirita y arsenopirita, en ganga de calcita y cuarzo, y con pirrotina ocasional; el mineral marmatita derivó su nombre de este lugar. La mayor parte del oro se encuentra en estado libre.

El tenor varía dentro de un amplio rango, entre 5 y 40 g/t de oro. En esta región la mineralización hidrotermal presenta condiciones epitermales en la parte alta, con presencia de cantidades importantes de plata nativa y sulfosales de plata, pasando a condiciones algo mesotermales en las zonas baja y media y de Marmato.

Entre las explotaciones más importantes se mencionan las que se realizan en la parte baja por parte de la empresa Gran Colombia Gold con recursos totales estimados en 14 Moz de oro y 90 Moz de plata (Gran Colombia Gold, 2016), y la explotación a menor escala en la parte alta, por cuenta de la comunidad minera de Marmato. Las reservas medidas fueron de alrededor de 780 kg y las inferidas de 6500 kg (Castro y Lozano, 1995).

El *distrito minero de Quinchía* comprende áreas aledañas a los municipios de Anserma, Quinchía y Guática; en esta región afloran rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, con edades desde el Paleozoico hasta el Cuaternario. En 1971 solo se localizó la mina El Chaquiro en el Mapa de Ocurrencias Minerales del departamento de Risaralda (Guarín, 1971).

Minercol e Ingeominas efectuaron trabajos de evaluación geológico minera del yacimiento aurífero de Miraflores, distrito aurífero de Quinchía (Risaralda), cuyos resultados se muestran en un informe del 2000 elaborado por Gabriel Rodríguez *et al.* De este informe se extracta lo siguiente:

- El área de las minas de Miraflores está ubicada aproximadamente a 6.9 km del casco urbano del municipio de Quinchía, en el extremo nororiental del departamento de Risaralda.
- En el área de estudio afloran las siguientes rocas: vulcanitas básicas de afinidad oceánica, conformadas por basaltos, diabasas y microgabros pertenecientes a la Formación Barroso; sedimentitas clásticas, compuestas por arenitas, arenitas conglomeráticas y lodolitas del Miembro Superior de la Formación Amagá; rocas volcánicas fragmentales, constituídas por tobas de cristales y líticas asociadas a la Formación Combia; rocas hipoabisales, constituidas por pórfidos andesíticos y dacíticos del pórfido andesítico de Irra, y un cuerpo intrusivo subvolcánico con estructura brechoide, constituido principalmente por fragmentos líticos de basaltos y diabasas y, en menor proporción, por fragmentos líticos de pórfidos andesíticos-dacíticos, gabros, granitos, sedimentitas clásticas y tobas. Los fragmentos están embebidos en una matriz de fragmentos de roca, cementados por epidota, calcita y cuarzo. Este cuerpo se denominó brecha lítica de Miraflores (Rodríguez et al., 2000).
- En esta área se presentan mineralizaciones auro-argentíferas en forma de venas y diseminada. Los minerales principales de las venas son cuarzo y calcita; como accesorios pirita, calcopirita, esfalerita, galena, oro, melnicovita, granate y epidota, y como minerales de alteración calcantita, malaquita, epsonita, limonita, yeso y minerales del grupo de las arcillas. La mineralización diseminada muestra contenidos medios de oro del orden de 0.7 g/t y localmente valores mayores de 1.0 g/t.
- La alteración hidrotermal asociada a la brecha de Miraflores es propilítica de alta temperatura, y la mineralización en venas y diseminada es epitermal baja en azufre. Los recursos de oro diseminados en la brecha de Miraflores son del orden de 22 690 472 g de oro (Rodríguez et al., 2000).
- El Chaquiro, distrito ubicado en el municipio de Quinchía (Risaralda), es de tipo filoniano y su mineral más abundante es el cuarzo; minerales comunes son pirita y óxidos; minerales accesorios arsenopirita, otros sulfuros y carbonatos (Ingeominas, 2001).

El proyecto La Colosa, propiedad de la multinacional AngloGold Ashanti, se encuentra localizado en cercanías de Cajamarca (Tolima), en un complejo de pórfido de oro de composición diorítica de fase tardía (8.1 Ma) intruido en rocas meta-sedimentarias paleozoicas. Aunque el sistema de pórfido es generalmente pobre en cobre, una anomalía de Cu 0.1-0.2 % asociada con Mo > 150 ppm ocurre lateralmente y en profundidad (figura 17). La mineraliza-

ción de oro de grado más alto está estrechamente asociada con una serie de pórfidos tempranos, intrusiones/brechas con alteración potásica y sódica-cálcica, alta intensidad de vetas de sulfuro de oro y valores de azufre en general superiores al 2.5 %. El pórfido diorítico puede dividirse en tres fases (inicial, intermineral y tardía) y es de forma elíptica, con un eje máximo norte-sur conocido de al menos 1200 m. El pórfido tiene una dirección N10W con una inclinación de 75°NE-E, los contactos están estructuralmente vinculados. Los diques interminerales y tardíos se extienden tanto hacia el norte como hacia el sur en los esquistos foliados (AngloGold Ashanti, 2016).

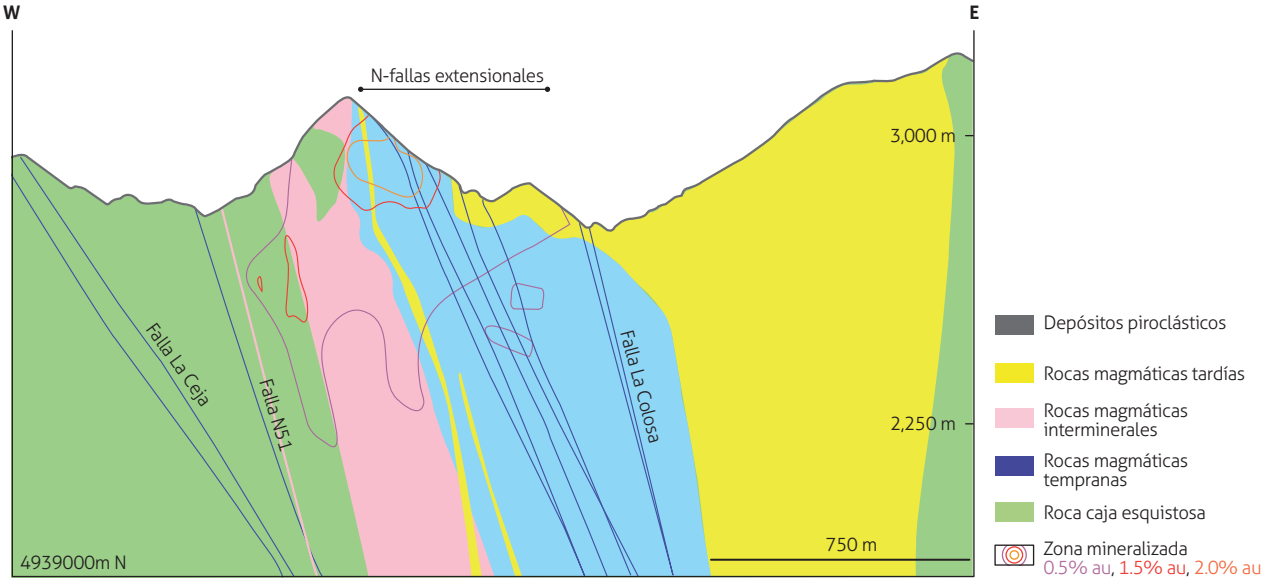


Figura 17. Geología del depósito de pórfido de oro de La Colosa

Fuente: AngloGold Ashanti (2016)

En el proyecto La Colosa se han perforado 138 969 m para la estimación de recursos indicados, los cuales están en el orden de 22.4 Moz de oro (AngloGold Ashanti, 2016), convirtiéndolo en el mayor depósito de oro descubierto a la fecha en Colombia.

El distrito minero de la zona de Almaguer fue muy importante en los siglos XVIII y XIX. Hoy en día se opera en pequeña escala en los municipios de Almaguer, Bolívar, La Vega y La Sierra, en el departamento del Cauca, y San Pablo, Buesaco y La Unión en el departamento de Nariño.

3.2.4. Bloque Norandino, dominio oceánico

Abarca las regiones geográficas de la Cordillera Occidental, la serranía del Baudó y la zona de la costa Pacífica. Geológicamente se ubica en un basamento cretáceo de origen oceánico que se encuentra limitado al este por el sistema de fallas del río Cauca y al oeste por el océano Pacífico. Durante el Cretáceo un ambiente marino de fondo oceánico, rico en manganeso y cobre, permitió la formación de concentraciones locales importantes de estos minerales; sobre este ambiente oceánico ocurrieron dos épocas de mineralización: en el Paleógeno, cinturones cupríferos (Cu, Cu-Au) se alojaron a lo largo de la subprovincia Mandé-Farallones; en el Neógeno, pequeños cuerpos intrusivos dioríticos ampliamente espaciados son los portadores de las mineralizaciones hidrotermales de oro y cobre vetiformes (Salinas, Lozano y Solano, 1999). Esta región está dividida en las zonas Mandé-Farallones y Anchicayá-Piedrancha.

La zona Mandé-Farallones comprende un amplio sector de la Cordillera Occidental, en los departamentos de Antioquia, Risaralda y Chocó. Los filones auríferos se relacionan con rocas plutónicas, entre ellas Morro Pelao, páramo de Frontino, Cerro Plateado, Farallones del Citará y el Batolito de Mandé; a este se le han asociado varias de las minas situadas en los municipios de Murindó, Urrao, Dabeiba, Salgar, Bolívar, Betania y Andes en Antioquia; Quibdó, El Carmen y Bagadó en el Chocó, y al noroccidente del municipio de Mistrató en Risaralda.

Las mineralizaciones de El Roble y quebrada La Equis son las más importantes que se presentan en esta zona. La mineralización de la mina El Roble, perteneciente a la

empresa Atico Mining Corporation, localizada sobre la Cordillera Occidental, en el departamento del Chocó, es el único depósito de sulfuros masivos en explotación. La mineralización se encuentra asociada a basaltos oceánicos cuyo producto principal de explotaciones es el cobre y el oro como subproducto. Entre el 2012 y el 2015 Atico Mining Corporation realizó un programa de exploración y obtuvo recursos medidos de 1.8 millones de toneladas de mineral, con un contenido de 3.46 % Cu y 2.27 % Au (Atico Mining Corporation, 2016).

La mineralización de la quebrada La Equis, la más conocida de la Cordillera Occidental, se encuentra en el municipio de Quibdó, cerca de la población de Tutunendo. En el área aflora la Formación La Equis, conformada por una secuencia de rocas piroclásticas, aglomerados y tobas, de color verde oscuro a negro. Los aglomerados son las rocas más abundantes y están compuestos por cantos angulares a subangulares, del orden del centímetro al metro, en mayor proporción de rocas andesíticas. La matriz es vítrea y en algunos casos tobácea, de composición similar a la de los cantos, con amígdalas rellenas de zeolitas, calcita, calcedonia y epidota. Los aglomerados se encuentran en paquetes seudoestratificados con espesor hasta de 10 m. Las tobas son cristalinas y vítreas, de colores gris, verde, rojo y violáceo, y están compuestas por fragmentos de cuarzo, feldespatos caolinizados, vidrio en proporción variable y rocas volcánicas. Se presentan en capas de espesor entre centímetros y varios metros.

Localmente, en las tobas, se observan areniscas calcáreas fosilíferas interestratificadas. Los niveles de tobas están parcial a totalmente meteorizados, dando lugar a suelos de color granate, rojo y violáceo (Ingeominas-Geominera, 2003). En la mineralización de la quebrada La Equis se trabaja un filón con 2 m que contiene oro (12 g/t), plata (19 g/t), esfalerita, galena y calcopirita (Lozano y Pulido, 1987).

Un prospecto importante en la zona Mandé-Farallones es el de Murindó, localizado en la región norte del Batolito de Mandé. El área del prospecto comprende parte de las planchas 113, 114, 128 y 129, a escala 1:100 000, y de las planchas 113-II-A, 113-II-B, 113-II-C, 113-II-D, 113-IV-A, 113-IV-B, 113-IV-C, 113-IV-D, 114-I-A, 114-I-C, 114-III-A, 114-III-C, 128-II-A, 128-II-B y 129-I-A, a escala 1:25 000.

El prospecto consiste en una mineralización diseminada de cobre con valores significativos de oro. Las rocas porfiríticas de composición dacítica, con las cuales está relacionada la mineralización, aparecen como facies marginales o se encuentran intruyendo el Batolito de Mandé. Asociada a estas rocas se observa una intensa alteración hidrotermal; los sulfuros están representados por pirita, calcopirita, escasa bornita y molibdenita (Guarín y Álvarez, citados en Ingeominas-Geominera, 2003).

El rasgo tectónico principal en el territorio Murindó-Pantanos está representado por la falla de Murindó, de ángulo alto, con dirección N10°W y demás fallas relacionadas, ubicadas en el flanco oeste de la Cordillera Occidental.

El grado de meteorización que se presenta en la zona impide hasta cierto punto una evaluación clara de los procesos hidrotermales, así como de la extensión de la mineralización. En la zona de Murindó se ha reconocido alteración de tipo potásico, alteración sericítica (fílica) y alteración propilítica; la alteración argílica es prácticamente ausente y, solo en algunos casos, es incipiente.

En esta área se han efectuado estudios geoquímicos regionales y detallados; los primeros sirvieron para definir áreas o zonas anómalas sobre las cuales se desarrollaron posteriormente trabajos detallados, que culminaron con el descubrimiento de prospectos como Pantanos-Pegadorcito y Murindó.

El proceso y la interpretación de los resultados de los trabajos geoquímicos realizados permitieron el establecimiento de un modelo metalogénico conceptual para el territorio Murindó-Pantanos, a partir de un modelo de intrusión central, modificado para las características propias de esta área. En él se definen como potenciales los yacimientos porfídicos tipo Cu- (Mo, Au) de depósitos de *skarn* de Cu-Au, alternativamente de Mo, W y Au. El producto final del trabajo se resume en la selección de un total de cinco áreas potenciales, con sus respectivos niveles de prioridad, atendiendo al grado de certidumbre con que se cuenta en la actualidad, a partir del volumen de datos que aportan argumentos para su definición (Ingeominas-Geominera, 2003).

Placeres auroplatiníferos y auríferos provenientes de complejos tipo Alaska y de rocas básicas a intermedias se encuentran en las cuencas de los ríos Atrato, San Juan, Condoto, Iró y Sucio (Salinas, Lozano y Solano, 1999).

En los placeres auríferos, en los ríos Atrato y San Juan, la minería es principalmente de oro y platino, y se hace en aluviones de las corrientes que drenan el flanco occidental de la Cordillera Occidental, en el departamento del Chocó, tales como el río San Juan y sus afluentes los ríos Iró, Condoto, Opogodó, Sipí, Cajón y Tamaná; el río Atrato y sus afluentes los ríos Andágueda, Quito, Bebará, Neguá, Bebaramá, Murrí, Arquía y Sucio, además de los ríos Nindó y Chaquenodá, afluentes del río Murrí y el río Amparradó, afluente del Ríosucio.

Los depósitos que contienen los placeres son aluviones recientes de lecho de corrientes, depósitos de llanura

de inundación del holoceno y terrazas del Pleistoceno. Los aluviones y llanuras de inundación son gravas arenosas sueltas, mal seleccionadas, de 1 a más de 15 m de profundidad, compuestos por fragmentos de diorita, andesita, basaltos, gabros, pórfidos andesíticos, *chert*, cuarzo y, esporádicamente, piroxenitas; las terrazas que conforman mesetas son un poco más compactas (Rosas y Monroy, 1978).

En estos yacimientos los metales preciosos se encuentran en estado libre, con un contenido que oscila alrededor del 55 % de oro y del 45 % de platino (UPME, 2005). En general, los tenores más altos se localizan en la parte inferior del depósito, cerca del contacto con el basamento rocoso.

En la zona Anchicayá-Piedrancha, situada en los departamentos de Valle del Cauca, Cauca y Nariño, se encuentra también un basamento oceánico, pero con presencia de metamorfismo regional y ofiolitas (Salinas, Lozano y Solano, 1999).

Las mineralizaciones existentes son las siguientes:

- En el departamento de Nariño, importantes mineralizaciones filonianas están asociadas con un conjunto de rocas plutónicas, entre ellas Cumbitara, Piedrancha, Nambí y El Vergel, que intruyen rocas volcánicas básicas, rocas sedimentarias y vulcano/sedimentarias de edad Cretácico.
- La actividad minera se distribuye en los municipios de Los Andes, Santa Cruz, Cumbitara, Samaniego y Mallama. En Santa Cruz la mineralización consta de filones de cuarzo en zona de fractura con dirección noreste, con oro (7 g/t), plata (110 g/t), pirita, arsenopirita, calcopirita y esfalerita (Lozano y Pulido, 1987).

Otras zonas auríferas fueron importantes productoras de oro, pero actualmente los yacimientos en muchas de ellas se han agotado y en otras la producción es baja. Sin embargo, algunas de estas zonas pueden ser aún fuentes potenciales significativas, que requieren prospección y tecnificación en los métodos de explotación y beneficio.

En esta zona los depósitos de placeres aluviales de oro son muy abundantes, especialmente en el borde occidental de la cordillera; los principales son:

Patía-Naya-Dagua. extensa región de la llanura del Pacífico, en los departamentos de Nariño, Cauca y Valle, donde se presentan placeres en depósitos aluviales de los ríos Telembí, Patía, Mangüí, Ispí, Timbiquí, Guapi, Coteje, Naspí, Iscuandé, Tapaje, Micay, Naya y Dagua.

Barbacoas. Se reconoce como la zona más importante en minería aluvial del suroccidente del país, en el departamento de Nariño; es una amplia región ubicada en los municipios de Barbacoas, San José y Payán. En esta zona se conocen tres tipos de materiales auríferos: 1) aluviones de terrazas altas compactas, de pequeña extensión; 2) aluviones de piedemonte moderadamente compactos y de extensión mayor que la anterior, y 3) aluviones más recientes, más bien sueltos, depositados en antiguos canales de los ríos Telembí y Patía, y los afluentes Mangüí, Ispí y Naspí, el Guelmandí e Iscuandé (Lozano y Pulido, 1987).

Naya. Aluviones recientes del río Naya, en límites entre Cauca y Valle del Cauca. No existen datos sobre producción, pero se conoce la existencia de explotaciones auríferas con métodos manuales a nivel de subsistencia.

Otros municipios con alguna actividad aurífera son Magüí e Iscuandé (Nariño); Guapi, Timbiquí y López (Cauca), y Buenaventura y Dagua (Valle del Cauca). En toda esta región se practica minería artesanal.

3.3. Situación actual de la minería

A continuación se hace un recuento del estado actual de la minería de oro en el país.

3.3.1. Potencial

Colombia tiene un alto recurso potencial de oro, pero la cantidad total es desconocida, salvo algunos estudios de evaluación y estimación de recursos de oro de minas realizados hace varios años por Ingeominas, Naciones Unidas, algunas entidades extranjeras, empresas nacionales y multinacionales. Cabe anotar que en los últimos quince años ha crecido en gran medida la inversión en exploración por parte de empresas multinacionales, las cuales han hecho descubrimientos con recursos medidos de 22.3 Moz para el proyecto La Colosa; 16 Moz para proyectos localizados en California-Vetas; 2.5 Moz para Gramalote, y 2.1 Moz para el proyecto Quebradona. Gran Colombia Gold en sus dos proyectos bandera, localizados en Segovia (Antioquia) y Marmato (Caldas), posee 12.5 Moz; 1 Moz para Red Eagle Mining en Santa Rosa (Antioquia); 0.2 Moz en el proyecto mina El Roble de Atico Mining Corporation, entre otros.

El Servicio Geológico Colombiano (SGC) en el año 2011 realizó el *Mapa de Zonas con Potencial Integral de Colombia para Recursos Minerales* con el fin de determinar, calificar y clasificar zonas potenciales integrales para recursos minerales, de todos los grupos, clasificándolas en zonas con potencial alto, medio y bajo (figura 18).

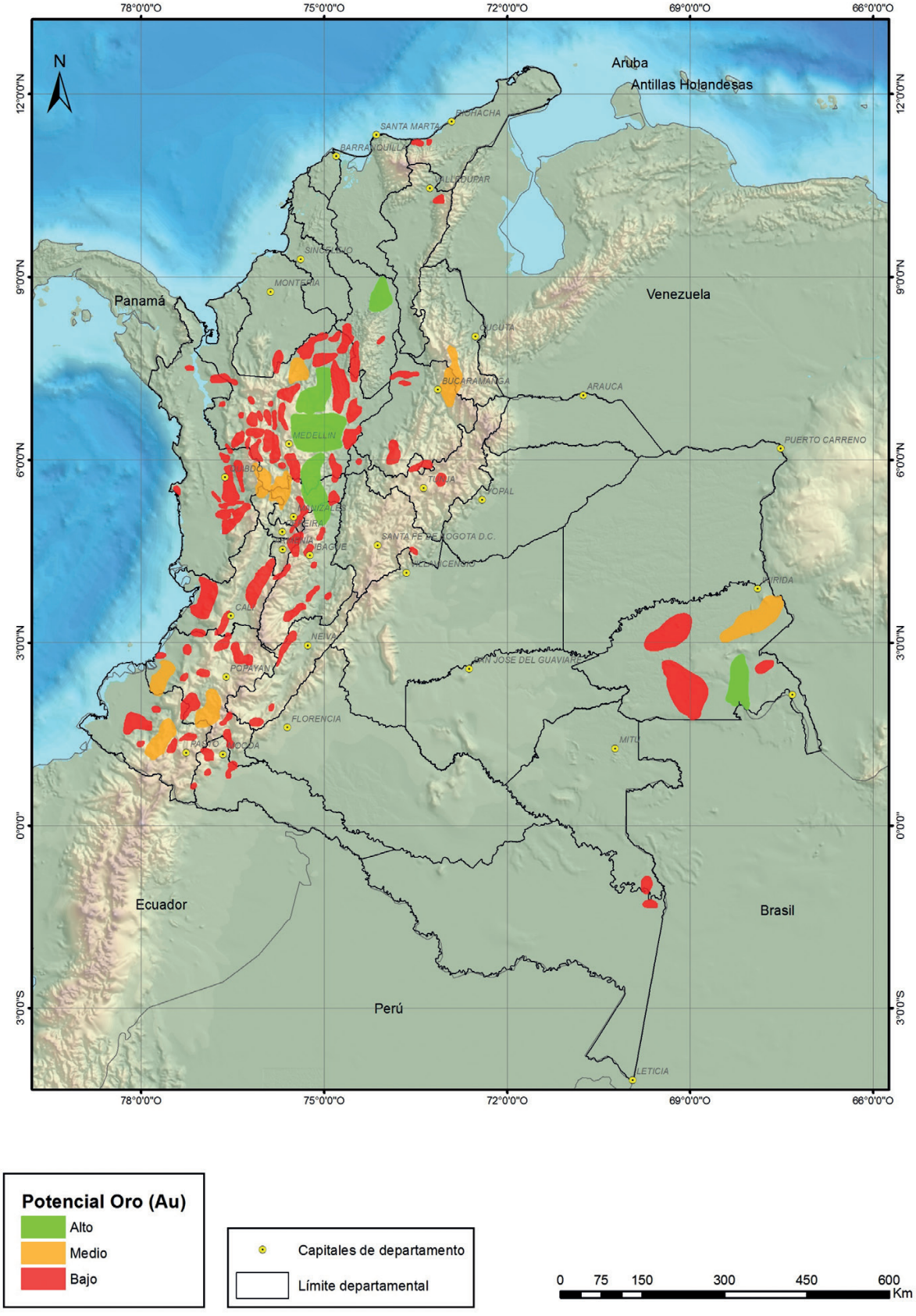


Figura 18. Mapa con zonas potenciales para oro

Fuente: SGC, 2011

La política minera ha experimentado condiciones favorables a raíz de la aprobación del documento "Estrategias para el fortalecimiento del sector minero en Colombia", por parte del Consejo Nacional de Política Económica y Social (Conpes 2898, 1997), cuyo propósito fue propiciar cambios para mejorar el sector. Como fruto de esta decisión se expidió un nuevo Código de Minas, mediante la Ley 685 del 2001, en el cual se plasmaron las directrices básicas que rigen las relaciones del Estado con el inversionista minero (UPME, 2005).

El aumento de los precios internacionales y la creciente demanda de oro, junto con la revaluación del dólar, favorecen los proyectos que están en operación; sin embargo, en los últimos años se viene presentando una desaceleración en las actividades exploratorias a nivel mundial, ya que las empresas están reestructurándose y, adicionalmente, las políticas medioambientales y los procesos de consulta popular en contra de actividades mineras están poniendo en retroceso el dinamismo minero en el país.

3.3.2. Comercio

La fuente principal de producción de oro en Colombia es la minería de aluvión, con una participación del 80 %, aproximadamente. La producción de oro en Colombia en los últimos veinte años está en continuo crecimiento; actualmente triplica la producción de aquel periodo, esto a causa del déficit de la producción mundial, con la consecuente mejora de los precios, que estimula el incremento de la producción, añadiendo a esto la tecnificación de varias minas en el país.

Los datos reportados expresan que la producción de oro es muy variable, con altibajos en los últimos veinte años, aunque con tendencia general en ascenso continuo (figura 19): los periodos 1994-1997, 2001-2002 y 2006-2007 fueron los más bajos, con producciones del orden de 20, 24 y 15 t, respectivamente; este último periodo coincidente con la crisis económica mundial de las materias primas. En el 2012 se presenta la cifra récord histórica de producción con 66.1 t y en el 2016 se situó en 61.8 t de oro, con tendencia ascendente.

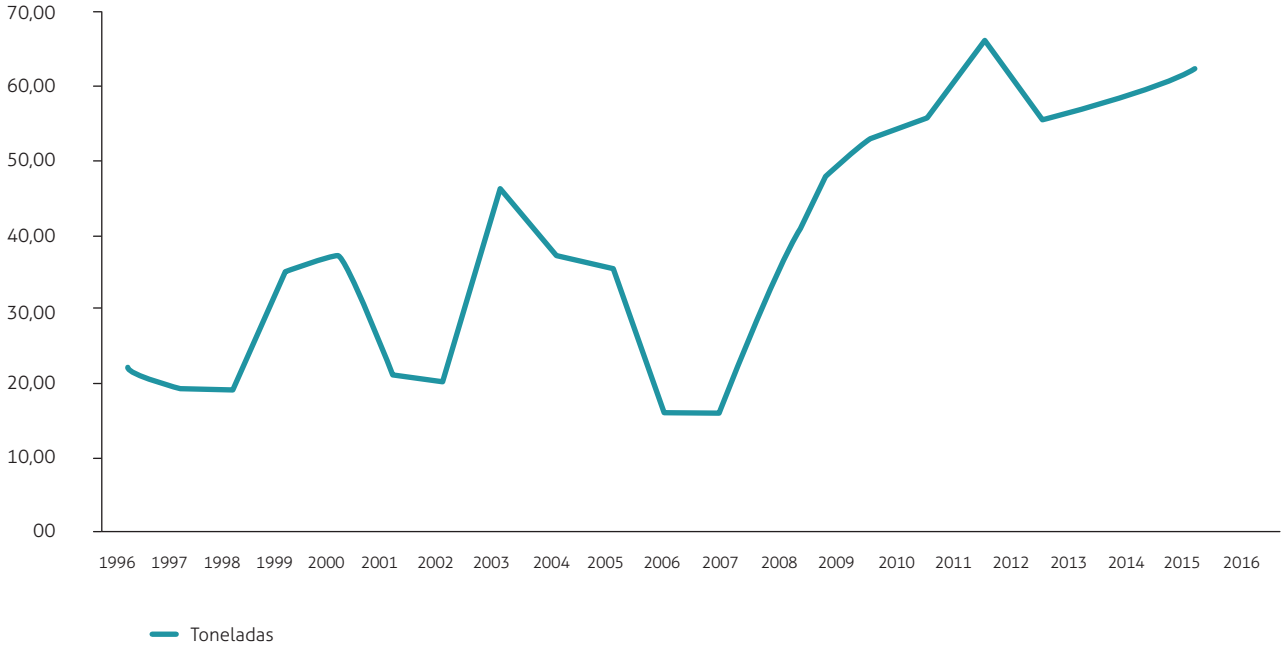


Figura 19. Variación de la producción de oro de mina en Colombia Periodo 1996-2016, (toneladas)

Fuente: UPME (2016)

En la tabla 5 se muestra la producción de oro en Colombia por departamentos, entre los años 1996 y 2016. Estas cifras corresponden a los datos de compra reportados por las casas fundidoras y son únicamente aproximaciones de la producción real nacional, ya que la explotación informal dificulta un registro exacto.

Tabla 5. Producción de oro en Colombia por departamentos, 1996-2016

Departamento	1996	2001	2006	2011	2016
Antioquia	9218.33	10 021.99	10 724.24	19 156.33	25 363.16
Bolívar	7745.21	2178.90	991.13	5423.03	4084.01
Caldas	708.14	644.92	1416.57	1273.08	2458.19
Cauca	407.82	450.6	281.4	1127.57	3742.81
Chocó	457.01	854.67	1192.29	27 915.13	14 527.32
Córdoba	2804.80	6741.66	462.02	69.18	488.93
Guainía	78.08	2.55	11.33	29.71	441.48
Nariño	123.19	253.22	122.06	235.77	9257.91
Risaralda	57.57	60.87	29.95	35.99	294.44
Santander	104.96	23	139.61	60.36	82.68
Tolima	65.53	31.95	241.47	268.9	483.61
Valle del Cauca	255.14	349.59	62.55	200.57	413.65
Otros	46.93	198.64	8.2	112.22	167.11
Total	22 119.64	22011.2	15 691.02	56 020.06	61 972.41

Kilogramos

Fuente: UPME (2016)

Los datos de producción a nivel departamental muestran que Antioquia, Chocó y Nariño, produjeron el 79 % del oro en Colombia en el 2016, lo cual puede estar relacionado con la minería aluvial de oro, ya que en estos tres departamentos se encuentran las zonas más productoras de este tipo de depósitos en el país.

En la tabla 6 se relacionan los valores de producción de oro en el 2017, en el territorio colombiano, manteniendo los departamentos de Antioquia y Chocó la producción más alta.

Tabla 6. Producción de oro en Colombia durante el 2017

Departamento	Producción de oro
Antioquia	631 613.57
Bolívar	134 938.23
Caldas	74 174.10
Caquetá	1.11
Cauca	71 566.18
Chocó	261 646.27
Córdoba	20 474.86
Huila	4453.65
Nariño	85 332.30
Putumayo	1187.73
Risaralda	6515.41
Santander	2494.49
Tolima	25 165.40
Valle del Cauca	832.43
Total	1 320 395.73

Datos en onzas Troy

Fuente: Agencia Nacional de Minería (2018)

Las exportaciones registradas de oro se efectúan en tres presentaciones principales: en bruto, semilabrado o en polvo (no aparecen exportaciones de concentrados de minerales). Los principales países de destino fueron Estados Unidos, Suiza e Italia; el oro en bruto incluye el oro platinado y las demás formas en bruto, para uso no monetario.

En la figura 20 se observa la relación de las exportaciones de oro; en los últimos seis años el comportamiento ha sido a la baja, con una leve recuperación para el 2016, y se espera que se sigan incrementando las exportaciones de este metal.

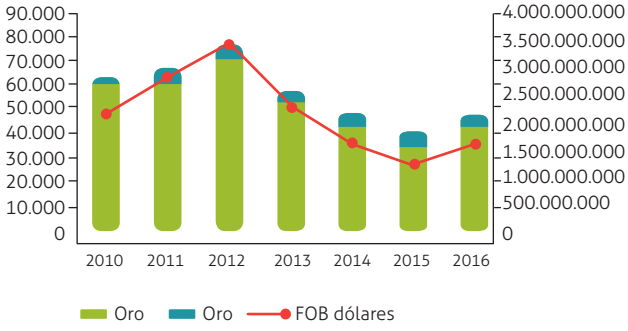


Figura 20. Valor de las exportaciones de oro en Colombia

Fuente: UPME (2016)

De acuerdo con los datos de los últimos cinco años, Colombia exporta sobre todo la materia prima, lo que no permite obtener un valor agregado significativo debido al bajo comercio de material elaborado.

Sin embargo, hay buenas perspectivas de producción de oro de mina con la ampliación de operaciones mineras como la de Continental Gold en Buriticá; las de Gran Colombia Gold en Segovia y Marmato; la puesta en operación de la mina San Ramón, propiedad de Red Eagle Mining, y el proyecto Gramalote en San José del Nuz. Todos estos incrementos apalancarán más al país en la producción de oro, haciéndolo nuevamente interesante para la inversión extranjera; asimismo se espera un apoyo más dinámico por parte del Gobierno nacional en el tema minero en cuanto a la fiscalización, formalización y seguridad jurídica para afianzar el desarrollo del sector.

El factor que más ha incidido en el crecimiento en la producción de oro se atribuye al incremento de sus precios en los mercados mundiales, coyuntura que ha incidido en el interés de empresas extranjeras para hacer inversión. En el marco de esta tendencia se inscribe también la dinámica que ha adquirido en los últimos años la contratación de áreas para explorar y explotar, principalmente oro (UPME, 2005).

4. Aspectos ambientales y sustitutos

El ^{138}Au radiactivo se utiliza en radiaciones medicinales, en diagnóstico y en algunas aplicaciones industriales como trazador. También se usa como trazador en el estudio del movimiento de sedimentos sobre el fondo oceánico y en los alrededores de los puertos. Las propiedades del oro hacia la energía radiante han permitido el desarrollo de reflectores eficientes para calentadores infrarrojos y hornos, así como para retención y enfoque de calor en procesos industriales.

No obstante, algunos efectos de la sobreexposición son: por inhalación: puede provocar irritación si la exposición es prolongada o excesiva; por ingestión: no se esperan efectos adversos; por contacto en la piel: puede provocar irritación y reacción alérgica; por contacto en los ojos: puede provocar irritación.

La ecotoxicidad del oro no ha sido evaluada; sin embargo, se espera que la degradación del oro bajo condiciones aerobias sea muy pobre y no hay evidencia que sugiera que pueda crear problemas ecológicos al ser vertido en el medio. Ya que el oro es insoluble, se cree que tiene características mínimas de bioacumulación y biodisponibilidad.

Referencias

Actualitix.com. (2015). *América - Oro - Países Exportadores ($)*. Disponible en https://es.actualitix.com/pais/amer/america-oro-exportacion.php

Agencia Nacional de Minería. (2018). *Así se movieron las cifras de producción de minerales en 2017*. Disponible en https://www.anm.gov.co/?q=asi-se-movieron-las-cifras-de-produccion-de-minerales-en-2017

AngloGold Ashanti. (2016). *Anglogoldashanti.com. Mineral resource and ore reserve report 2016.* Disponible en https://thevault.exchange/?get_group_doc=143/1502779473-2016MineralResourceandOreReserveReport.pdf

Ash, C. y Alldrick, D. (1996). Au- Quartz Veins. En D. Lefebure y T. Hoy (Eds.), *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles. Metallic Deposits Profiles*, vol. 2. Columbia: Ministry of Employment and Investment.

Atico Mining Corporation. (2016). *El Roble Mine*. Disponible en http://aticomining.com/el-roble-mine/snapshot/

Bateman, A. (1957). *Yacimientos minerales de rendimiento económico.* Barcelona: Omega.

British Columbia Geological Survey (BCGS). (2002). *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles.* Victoria.

Berger, B. (1992a). Descriptive model of Carbonate-Hosted Au-Ag. En D. Cox y D. Singer (Eds.), *Mineral Deposit Models* (Boletín 1693). Denver: United States Geological Survey (USGS).

Berger, B. (1992b). Descriptive model of Hot-Spring Au-Ag. En D. Cox y D. Singer (Eds.), *Mineral Deposit Models* (Boletín 1693). Denver: United States Geological Survey (USGS).

Berger, B. (1992c). Descriptive model epithermal quartz-alunite Au. En D. Cox y D. Singer (Eds.), *Mineral Deposit Models* (Boletín 1693). Denver: United States Geological Survey (USGS).

Bliss, J. (1992). *Developments in Mineral Deposit Modeling.* (Bulletin 2004) Denver: United States Geological Survey (USGS).

Boyle, R. (1979). The Geochemistry of Gold and Its Deposits. *Geological Survey of Canada*, 280, 584.

Buenaventura, J. (1975). *Ocurrencias minerales de la región norte del departamento del Tolima.* Ibagué: Ingeominas.

Buenaventura, J. (2001). Posibilidades metalogénicas auríferas en el territorio Colombiano. *VIII Congreso Colombiano de Geología.* Manizales.

Buenaventura, J. (2002). *Memoria explicativa del mapa de recursos minerales de Colombia: minerales metálicos, preciosos y energéticos a escalas 1:500.000 y 1:1.500.000.* Bogotá: Ingeominas.

Camprubi, A., Gonzáles-Partida, E., Lavresse, G., Tritlla, J. y Carrillo-Chávez, A. (2003). Depósitos hidrotermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LVI(1), 10-18.

Castro, H. y Lozano, H. (1995). Oro. En *Minerales estratégicos para el desarrollo de Colombia* 94-95. Bogotá: Ingeominas.

Continental Gold. (2016). *Buriticá*. Disponible en http://www.continentalgold.com/es/proyectos/buritica/

Corti, C. y Holliday, R. (2004). Commercial aspects of Gold Applications: From Materials Science to Chemical Science. *Gold Bulletin*, 37(1-2), 20-26.

Cox, D. (1992). Descriptive model or Porphyry Cu-Au. En D. Cox y D. Singer, *Mineral Deposits Models* (Boletín 1693). Denver: United States Geological Survey (USGS).

Cox, D. y Singer, D. (2002). *Mineral Deposit Models* (3ª ed., Boletín 1693). Denver: United States Geological Survey (USGS).

Cuellar, J. (1997). *Categorización de reservas del distrito aurífero de Taraira, Vaupés, Colombia.* Informe ejecutivo. Bogotá: Consorcio Consultores Unidos S.A J.V.C Geofísica Ltda.

Ecooro. (2017). *Angostura*. Disponible en http://www.eco-oro.com/sp/Angostura.asp

Fonseca, A. y Bradshaw, G. (2005). *Yukon Mineral Deposits Profiles.* Yukon: Yukon Geological Survey.

Fundación Universitaria Agraria. (2004). *Trabajo escrito: el oro en Colombia.* Disponible en https://nanopdf.com/download/oro-en-colombia_pdf.

Garcés, H. (1995). *Geología económica de los yacimientos minerales - Yacimiento de Colombia - Minerales metálicos.* Medellín: Clave.

Goldfarb, R., Baker, T., Dubé, B., Groves, D., Hart, G. y Gosselin, P. (2005). Distribution, character, and genesis of Gold Deposits in metamorphic terranes. *Economy Geology*, *100th Anniversary Volumen*, 407-450.

González, H. (2001). *Mapa geológico del departamento de Antioquia.* Bogotá Ingeominas.

Gran Colombia Gold. (2016). Operations & Projects. Disponible en http://www.grancolombiagold.com/operations-and-projects/colombia/default.aspx

Groves, D., Goldfarb, R., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S. y Robert, F. (1998). Orogenic gold deposits: a proposed classification in the contextof their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13, 7-27.

Grupo Mineros S. A. (2016). *Informe financiero 2016*. Disponible en http://www.mineros.com.co/pdf/Informe-Financiero-2016.pdf

Guarín, G. (1971). *Ocurrencias minerales del departamento de Risaralda. Informe 1636*. Bogotá: Ingeominas.

Guilbert, J. y Park, J. (1985). *The geology of ore deposits*. New York: Fremman and Company.

Ingeominas. (2001). *Mapa geológico del departamento de Antioquia. Geología, recursos minerales y amenazas potenciales, escala 1:400.000.* Bogotá.

Ingeominas. (2005). *Zonas potenciales para metales preciosos en Colombia*. Bogotá.

Ingeominas. (2006). *Mapa geológico de Colombia, escala 1:2.800.000.* Bogotá.

Ingeominas-Geominera. (2003). *Prospección geológica y geoquímica regional en el área de Mandé. Fase II.* Bogotá.

Ingeominas y Universidad Industrial de Santander (UIS). (2005). *Plancha 55-El Banco, sur de los departamentos de Bolívar, Magdalena y Cesar.* Memoria geológica preliminar. Bogotá.

Investing. (2017). Futuros oro. Disponible en https://es.investing.com/commodities/gold

Klein, Y. y Hurbult, J. (1988). *Manual de mineralogía.* Barcelona: Reverté.

Krauskopf, K. (1967). *Introduction to Geochemistry.* Nueva York: McGraw-Hill.

Lefebure, D. V. y Höy, T. (1995). British Columbia Mineral Deposits Profiles. *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume II - More Metallic Deposits*; British Columbia: Ministry of Employment and Investment.

Lefebure, D. V. y Ray, G. E. (1995): *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume I - Metallics and Coal*. British Columbia: Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources.

Lowell, J. D. y Gilbert, J. M. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65(4), 373-408.

Lozano, H. y Pulido, O. (1987). *Recursos minerales de Colombia: oro* (tomo I). Bogotá: Ingeominas.

Maksaev, V. (2004). *Pórfidos cupríferos. Depósitos de Cu (Mo) de gran tonelaje y baja ley*. Santiago de Chile: Universidad de Chile.

Mateo, D., Morales, P., Avalos, A. y Haza, A. (2013). Nanopartículas de oro: aplicaciones y citotoxicidad in vitro. *Acta Toxicológica Argentina*, 21(2).

Materials World. (2003). Gold. Applications and developments in the electronics, biomaterials and catalysis. *Materials World*, 11(2), 12-14.

McDonald, E. (2007). *Handbook of gold exploration and evaluation.* Cambridge: Woodhead Publishing Limited.

Mendoza, H. y Jaramillo, L. (1979). Geología y geoquímica del área mineralizada de California, Santander. *Boletín Geológico*, 22(2), 3-52.

Mosier, D., Sate, T., Page, D., Singer, D. y Berger, B. (1996). Descriptive model of Creede Epithermal Veins. En D. Cox y D. Singer, *Mineral Deposits Models* (Boletín 1693). Denver: United States Geological Survey (USGS).

Mosier, D., Singer, D. y Berger, B. (1992a). Descriptive model of Comstock Epithermal Veins. En D. Cox y D. Singer, *Mineral Depositl Models* (Boletín 1693). Denver: United States Geological Survey (USGS).

Mosier, D., Singer, D. y Berger, B. (1992b). Descriptive model of Sado Epithermal Veins. En D. Cox y D. Singer, *Mineral Deposits Models* (Boletín 1693). Denver: United States Geological Survey (USGS).

Muñoz, R. (1993). *Mineralizaciones filonianas auríferas en la franja entre San Martín de Loba, Río Viejo y Barranco de Loba.* Medellín: Ingeominas.

Nekrasov, I. (1996). *Geochemistry, mineralogy and genesis of gold deposits.* Brookfield: Taylor & Francis Inc.

Oquendo, E. (1970). *Ocurrencias minerales en el noreste antioqueño.* Medellín: Ingeominas.

Orrego, A. (1982). Geología y geoquímica del área mineralizada El Pisno, Silvia, Cauca. *Publicaciones Geológicas Especiales X*. Bogotá: Ingeominas.

Oyarzun, R. (1991). Mineralizaciones epitermales de metales preciosos. En R. Lunar y R. Oyarzun, *Yacimientos minerales. Técnicas de estudio, tipos, evolución metalogénica, exploración*). Madrid: Centro de Estudios Ramón Aceres.

Panteleyev, A. (1996). Porphyry Cu-Au: Alkalic. En D. V. Lefebure y G. Ray, *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles. Metallics and Coal* (vol. 1). Columbia: Ministry of Employment and Investment.

Panteleyev, A. (1996a). Hot-Spring Au-Ag. En D. V. Lefebure y T. Hõy (Eds), *Selected British Columbia Mineral, Deposit Profiles,Metallics and Coal* (vol. 2). Columbia Británica: Misitry of Employment and Investment.

Panteleyev, A. (1996b). Epithermal Au-Ag-Cu: High sulphidation. En D. V. Lefebure y T. Höy (Eds.), *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles. Metallic Deposits* (vol. 2). Columbia Británica: Ministry of Employment and Investment.

Pulido, O. (1988). Geología y geoquímica del área de San Antonio, Cajamarca, Tolima. *Boletín Geológico*, 29(2), 42-46.

Pulido, O. (1985). *Reconocimiento regional para mineralizaciones de oro diseminado en tres zonas de los departamentos de Caldas, Quindío, Tolima, Colombia*. Informe Técnico. Bogotá: Ingeominas.

Ramdhor, P. (1980). *The ore minerals and their intergrowths* (2 vol.). Oxford: Pergamon Press.

Red Eagle Mining. (2013). *Updated Technical Report on the San Ramon Deposit, Santa Rosa Project, Colombia*. Disponible en: http://es.redeaglemining.com/_resources/san_ramon_resource_estimate.pdf

Red Eagle Mining. (2014). *Proyecto Aurífero Santa Rosa*. Reporte técnico. Disponible en: http://es.redeaglemining.com/projects/santa-rosa/reserves-and-resources/

Renzoni, G. (1990). Secuencia aurífera de la serranía de Naquén: exploración geológica preliminar. *Boletín Geológico*, 30(2), 45-89.

Rodríguez, G., Celada, C., Cossio, U., Muñoz, R. y Balcero, G. (2000). *Evaluación geológico minera del yacimiento aurífero de Miraflores, distrito aurífero de Quinchía, Risaralda*. Bogotá: Minercol-Ingeominas.

Rodríguez, J. y Pernet, A. (1983). Recursos minerales de Antioquia. *Boletín Geológico,* 26(3), 1-116.

Rosas, H. y Monroy, G. (1978). Recursos minerales de Colombia: oro y plata. *Publicaciones Geológicas Especiales*, Tomo 1. Bogotá: Ingeominas.

Rose, A. (1979). *Geochemistry exploration.* Nueva York: Academic Press.

Salinas, R., Lozano, H. y Solano, F. (1999). *Mapa metalogénico de Colombia. Informe 2259.* Bogotá: Ingeominas.

Schroeter, T. y Poulsen, H. (1996). Carbonate-hosted disseminated Au-Ag. En D. V. Lefebure y T. Hõy (Eds.), *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles. Metallic Deposits* (vol. 2). Columbia: Ministery of Employment and Investment.

Servicio Geológico Colombiano. (2011). *Mapa de zonas potenciales integrales de Colombia para recursos minerales.* Bogotá.

Servicio Geológico Colombiano. (2016). *Mapa Metalogénico de Colombia, versión 2016*. Bogotá.

Sinclair, W. (2007). Porphyry Deposits. En W. Goodfellow, *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods* (Special Publication 5). Ontario: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division.

Stanton, R. (1972). *Ore petrology.* Nueva York: McGraw-Hill.

S&P Global Market Intelligence. (2017). *Mining exploration spending drops to 11-year low.* Disponible en http://www.mining.com/greenfields-share-exploration-spending-drops-record-low/

Unidad de Planeación Minero Energética (UPME). (2005). *Boletín estadístico de minas y energía 1994-2004.* Bogotá: Ministerio de Minas y Energía.

Unidad de Planeación Minero Energética (UPME). (2016). *Upme.gov.co*. Disponible en http://www1.upme.gov.co/simco/Reportes_SIMCO/Paginas/MSPO1.aspx

United States Geological Survey (USGS). (2017). *Gold Statistics and Information*. Disponible en https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/gold/

Vergara, H. (1986). *Estudio de orientación geoquímica para scheelita en depósitos de tipo skarn, Payandé (Tolima).* Ibagué: Ingeominas.

Vergara, H. y Aucott, J. (1984). *Geoquímica y electroquímica preliminar de suelos en el área mineralizada El Pisno, departamento del Cauca.* Informe Interno. Cali: Ingeominas.



Calcopirita Aurífera con Pirrotina
Servicio Geológico Colombiano
Fotografía: Alejandra Cardona, SGC



Plata
Servicio Geológico Colombiano
Fotografía: Alejandra Cardona, SGC

Plata

René F. Lugo Primelles y Luis Bernal

Citación: Lugo, R. F. y Bernal, L. (2019). Plata. En: *Recursos minerales de Colombia*, vol. 2. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

La plata es un elemento químico de número atómico 47, situada en el grupo 1b de la tabla periódica de los elementos y con peso atómico 107.87. Su símbolo químico es Ag y procede del latín *argentum*. Es un metal de transición, de color blanco, brillante, blando, dúctil y maleable, y es el mejor metal conductor del calor y de la electricidad. Además, se considera un metal noble y precioso.

Las principales fuentes de plata son las de cobre, cobre-níquel, oro, plomo y plomo-zinc. Los principales yacimientos se relacionan con filones hidrotermales de oro, plomo, zinc y plata, y diseminaciones de tipo porfídico (Cu-Au, Cu-Mo-Au, Au, Sn, Sn-Ag), chimeneas de brechas (en ocasiones como subproducto de menas uraníferas, junto a Co, Cu, Ni, Pb), *skarns* (Pb-Zn, Fe) y sulfuros masivos de plomo-zinc.

En razón de que la plata en Colombia está ligada a la minería del oro, tanto en producción como en beneficio, no hay empresas que se dediquen de forma exclusiva a esta actividad y la información existente sobre este metal obligatoriamente está relacionada con la del oro. No obstante, el destacado proceso inversionista que vienen desarrollando en los últimos años compañías extranjeras, en labores de prospección y exploración geológicas para metales preciosos y básicos, debe conducir a un cambio sustancial en el futuro mediato.

1. Usos

La plata es un metal precioso que se caracteriza por su poder reflector, resistencia a la oxidación, color blanco y brillo metálico, maleabilidad y ductilidad, propiedades que el hombre aprovechó desde hace unos 4000 años para la elaboración de ornamentos y herramientas. Además de poseer la mayor conductividad eléctrica de todos los metales, la plata es buena catalizadora y sus sales son muy sensibles a la luz.

A comienzos del siglo XX uno de los principales usos de este metal, aparte de la joyería y la platería, era la acuñación de monedas. Con los avances tecnológicos surgidos a raíz de la Segunda Guerra Mundial, en los campos de la electrónica y la fotografía, se fueron desarrollando nuevos productos de consumo y la plata se fue convirtiendo en un metal con aplicaciones en la industria y en la fotografía.

A finales del siglo XX se dejó de utilizar la plata en la acuñación de monedas oficiales y se había convertido en un metal con un 70 % de la demanda en la industria y en la fotografía (USGS, 2005).

El mayor demandante de plata es el sector industrial, seguido del de joyería y platería. El tercer demandante es el de fotografía (19 %), único sector que se mantiene en permanente disminución; en el cuarto lugar se ubica la fabricación de monedas y medallas conmemorativas, con cerca del 5 %.

De acuerdo con USGS (2014), en la actualidad sus usos específicos principales son en material fotográfico; circuitos; conductores; superconductores; televisores de plasma; antenas; joyería; platería; piezas conmemorativas; catalizadores; baterías; soldaduras; aparatos médicos, odontológicos y de laboratorio; espejos; paneles de energía solar; plantas de purificación de agua; teléfonos celulares; papel; desinfectantes; desodorantes y preservadores de madera, entre otros.

2. Ambiente geológico

Los yacimientos argentíferos (plata como metal principal o como subproducto) tienen, por lo general, algún tipo de asociación mineral con oro, cobre, plomo, zinc, níquel, cobalto, uranio, molibdeno, tungsteno, hierro y estaño, y están presentes en diversos ambientes geotectónicos, tanto en zonas de cratón como en márgenes continentales y arcos de islas, es decir, en terrenos con basamento siálico como simático, razón por la cual presentan una distribución mundial muy amplia.

Se pueden encontrar en regiones con edades entre el Precámbrico y el Cuaternario, asociadas con sistemas

estructurales bien definidos, de fallamientos elongados o estructuras circulares, que facilitan las labores de reconocimiento y prospección regionales.

2.1. Características

El grado de desarrollo del conocimiento actual de este recurso mineral ha permitido establecer un grupo de patrones útiles para su localización e investigación con fines económicos.

2.1.1. Geoquímica

Junto con el oro y el cobre, la plata integra el grupo 1b de la tabla periódica, conjunto de metales que aparecen en estado nativo en rocas de la corteza terrestre, donde el contenido promedio en rocas ígneas ultramáficas es 0.6 ppm, en rocas máficas 0.1 ppm, en rocas félsicas 0.04 ppm, en calizas 0.1 ppm, en areniscas 0.25 ppm y en *shales* 0.19 ppm.

El oro, el cobre y la plata son solubles mutuamente, y en menor grado la plata con el mercurio. Se ha encontrado que la plata puede contener pequeñas cantidades de arsénico, antimonio y mercurio en su estructura cristalina (Stanton, 1972).

2.1.2. Mineralogía

La plata cristaliza en el sistema cúbico hexaquisoctaédrico, comúnmente en cristales mal formados y en grupos arborescentes y reticulados, por lo general en masas irregulares, placas y escamas, a veces en grano o en alambre. Tiene dureza entre 2.5 y 3 en la escala de Mohs, brillo metálico, color blanco, y en su estado más puro tiene un peso específico de 10.5 (Cornelius y Hurbult, 1981).

Se encuentra en estado nativo; como sulfuro en el mineral argentita (SAg_2); telururo como silvanita Te_2(Au, Ag); como sulfosal en la polibasita ($S_{11}Sb_2Ag_{16}$); proustita (S_3AsAg_3); estefanita (S_4SbAg_5), y pirargirita (S_3SbAg_3), entre otros.

La plata presenta aleaciones naturales con cobre, mercurio y plomo. Con el oro forma una serie completa de soluciones sólidas; si el contenido de plata en la aleación con oro es superior al 20 %, recibe el nombre de *electrum*.

Otros minerales como la galena argentífera (SPb), que es un mineral relativamente fácil de fundir, y la tetraedrita argentífera Cu_3(Sb, As)S_3, son importantes menas de plata.

2.2. Tipo de depósito

Entre los principales tipos de yacimiento están los hidrotermales, especialmente los epitermales y orogénicos, con una tendencia de la plata hacia las condiciones epitermales. No obstante, existen otros tipos de depósitos de rendimiento económico que hay que tener en cuenta, que en términos generales se relacionan de la siguiente manera, aunque las descripciones específicas se ajustan a los modelos de depósitos establecidos por el British Columbia Geological Survey, Canada (BCGS).

2.2.1.Filones hidrotermales en general

En los siglos XVIII y XIX se explotaron yacimientos de filón donde la plata era el producto principal. Se mencionan las minas de Tonopah (Estados Unidos), Pachuca (México) y Potosí (Bolivia), famosa esta última por haber sido la montaña más rica del mundo en plata (Bateman, 1957).

Actualmente pertenecen también a esta categoría la mina Cannington en Australia y la mina Fresnillo, Proaño, en México, que son las dos mayores minas del mundo (Comisión Chilena del Cobre, 2006). En estos yacimientos se explotan filones y brechas mineralizados que contienen algunos de los siguientes minerales: plata nativa, *electrum*, argentita, polibasita, pirargirita y estefanita, además de calcopirita, enargita, blenda y galena.

También son importantes productoras de plata las minas Comstock en Nevada, Guanajuato en México, y Creede en Colorado.

2.2.1.1. Depósito epitermal de Au-Ag de baja sulfuración (Comstock Lode)

Hace referencia a yacimientos donde oro, *electrum*, sulfosales de plata y argentita están contenidos en filones de cuarzo-adularia, en rocas volcánicas de composición félsica a intermedia, la mayoría con edad entre 40 y 4 Ma. Las rocas encajantes son andesitas, dacitas, cuarzo-latita, riodacita, riolita y rocas sedimentarias asociadas.

La mineralización se distribuye dentro de sistemas de diaclasas y fallas normales mayores, y consiste en argentita, oro o *electrum* ± sulfosales de plata ± naumanita; en cantidad moderada, con escasa galena, esfalerita, calcopirita, telururos, hematita y arsenopirita. Los minerales de ganga son cuarzo + pirita ± adularia ± calcita ± sericita ± clorita. Relación Au/Ag < 1. Ejemplos: minas Comstock y Tonopah en Nevada, y Guanajuato en México (Mosier, Singer y Berger, 1992).

2.2.1.2. Filones polimetálicos epitermal de Au-Ag de baja sulfuración (Pachuca, Creede)

En este tipo de yacimiento el producto principal es la plata. Los minerales galena, esfalerita, calcopirita, sulfosales +

telururos + oro se presentan en venas de cuarzo-carbonato, en vulcanitas félsicas a intermedias y rocas sedimentarias asociadas. El marco tectónico se relaciona con sistemas de diaclasa, fallas normales mayores y fracturas debidas a los domos. Subyacen rocas más antiguas de escudos continentales o arcos de isla que han tenido levantamientos rápidos.

Los filones se componen de galena + esfalerita + calcopirita + sulfosales de cobre + sulfosales de plata ± teluros ± bornita ± arsenopirita. Los minerales de ganga son cuarzo + clorita ± calcita + pirita + rodocrosita + barita ± fluorita ± siderita ± ankerita ± sericita ± caolinita ± adularia. La alteración de cima a base es: cuarzo ± caolinita + montmorillonita ± zeolita ± barita ± calcita; la presencia de adularia es variable.

El proceso de enriquecimiento supergénico es un factor importante que incrementa el grado del yacimiento. Como patrones geoquímicos se tiene que son sistemas con contenidos altos en Au + As + Sb + Hg; Au + Ag + Pb + Zn + Cu; Ag + Pb + Zn, y Cu + Pb + Zn. En depósitos con plata los metales básicos generalmente tienen más alto grado (Mosier, Singer y Berger, 1992).

Los filones y sistemas de filones argentíferos se encuentran tanto en terrenos de cratón (Cannington, Australia; ciertos depósitos en China) como en los sistemas cordilleranos de las márgenes continentales (por ejemplo, en el Cinturón Circumpacífico, donde aparecen los restantes mencionados) o en los arcos de islas. En múltiples ocasiones estructuras mineralizadas representan parte de una estructura mayor de tipo porfídico.

2.2.2. Depósitos de tipo pórfido (Cu-Au, Cu-Mo-Au, Au, Sn, Sn-Ag, Ag)

Son yacimientos de origen hidrotermal, hipotermal, asociados con rocas intrusivas hipoabisales o de ambiente más profundo, de textura porfirítica y composición félsica a intermedia, donde la mineralización ocurre por remplazamiento y se distribuye de manera diseminada y en enrejado.

Presentan zonas de alteración hidrotermal bastante definidas, que se distribuyen de manera concéntrica del centro a la parte externa: zona potásica, zona fílica ± zona argílica y zona propilítica.

Son depósitos de bajo tenor y alto tonelaje que se explotan a cielo abierto, donde los productos principales son cobre, oro, tungsteno, molibdeno y estaño; la plata es uno de los subproductos, excepto en el caso de los pórfidos de plata.

Los depósitos porfídicos ocurren por todas las latitudes a través de unas series lineales, relativamente estrechas y extensas provincias metalogénicas (figura 1). Se asocian de modo predominante con los cinturones orogénicos de edades Mesozoico y Cenozoico occidentales de Norte y Suramérica, y alrededor de la margen occidental de la cuenca del Pacífico. Grandes depósitos también ocurren en orógenos de edad Paleozoico en Asia Central y el este de Norteamérica, y con menor desarrollo dentro de terrenos precámbricos.

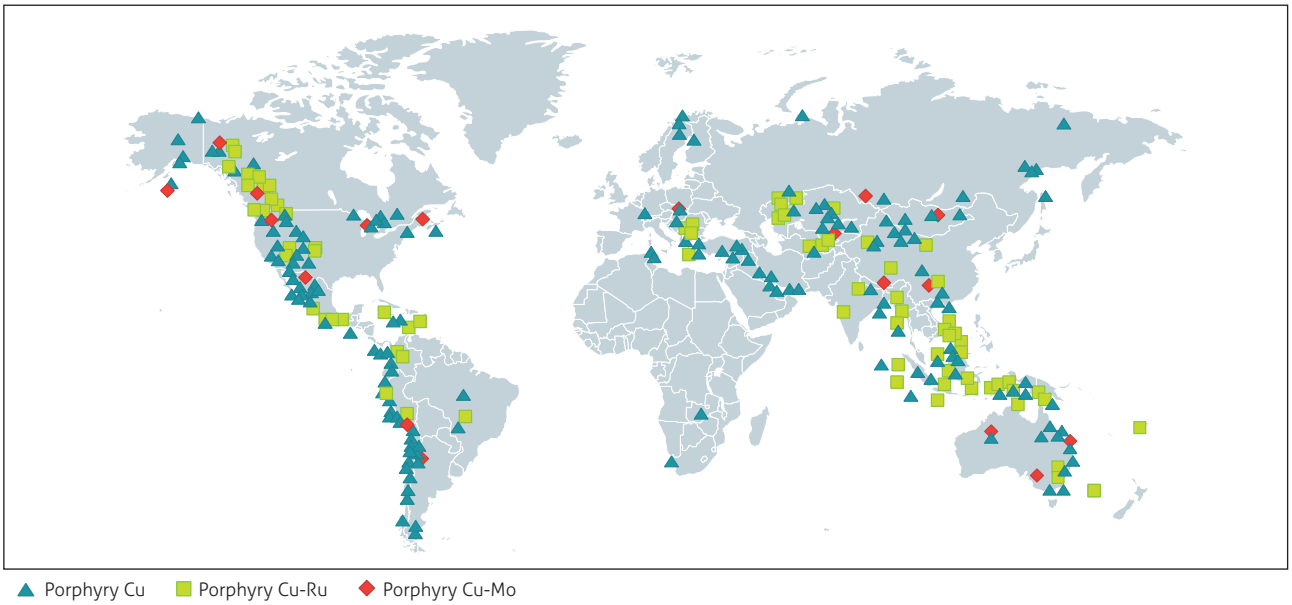


Figura 1. Distribución global de los depósitos porfídicos

Fuente: USGS (2017)

2.2.2.1. Pórfidos de Cu, Cu-Mo y Cu-Mo-Au

Los minerales principales de la mena son calcopirita, bornita, calcocita, tenantita, enargita, otros sulfuros de cobre y sulfosales, molibdenita y *electrum*; los minerales accesorios son pirita, magnetita, cuarzo, biotita, feldespato potásico, anhidrita, moscovita, minerales arcillosos, epidota y clorita.

2.2.2.2. Pórfidos de Cu-Au

Los minerales principales de la mena son calcopirita, bornita, calcocita, tenantita, otros sulfuros de cobre, oro nativo, *electrum* y telururos; los minerales accesorios incluyen pirita, arsenopirita, magnetita, cuarzo, biotita, feldespato potásico, anhidrita, epidota, clorita, escapolita, albita, calcita, fluorita y granate.

2.2.2.3. Pórfidos de Au

Los principales minerales de la mena son oro nativo, *electrum*, calcopirita, bornita y molibdenita, en tanto que los minerales accesorios son pirita, magnetita, cuarzo, biotita, feldespato potásico, anhidrita, muscovita, minerales arcillosos, epidota y clorita.

2.2.2.4. Pórfidos de Sn y Sn-Ag

Los principales minerales de la mena son casiterita, tetrahedrita, argentita, estannita, wolframita, calcopirita, esfalerita, franckeita, cilindrita, teallita, molibdenita, bismutinita, otros sulfuros y sulfosales, plata nativa y bismuto nativo; minerales accesorios son: pirita, arsenopirita, loellingita, cuarzo, biotita, feldespato potásico, muscovita, minerales arcillosos, fluorita y topacio.

2.2.2.5. Pórfidos de Ag

Los principales minerales de la mena son freibergita, estefanita, acantita, esfalerita y galena, mientras que los accesorios incluyen arsenopirita, pirrotina, pirita, adularia, cuarzo, fluorita y calcita. Los tenores de plata van de 0.2 a 5.0 g/t.

2.2.3. Brechas magmáticas hidrotermales, sedimentarias, intrusivas

Son depósitos de ambiente epitermal predominante, menos mesotermal, siempre dependientes de las estructuras porfídicas mayores, donde en ocasiones forman parte del propio depósito porfídico y otras veces aparecen con carácter independiente, alejados hacia las zonas someras de la columna mineralizada. Un ejemplo clásico de clase mundial es la brecha diatrema de Pueblo Viejo (República Dominicana), depósito epitermal de Au-Ag-Cu de alta sulfuración.

Las *brechas sedimentarias*, formadas esencialmente en el lecho oceánico, representan la roca encajante de muchos yacimientos tipo Sedex (Pb-Zn-Ag).

2.2.4. Depósitos complejos de brechas (intrusivas, uranio asociado a discordancias)

El yacimiento Olimpic Dam es uno de los más grandes depósitos de uranio del mundo, que cuenta con cerca del 66 % de las reservas y recursos de Australia. Se encuentra hospedado en un complejo de brecha granítica bastante hematitizada en el cratón Gawler. Está recubierto por cerca de 300 m de sedimentos cuasihorizontales de la provincia geológica de Shelf Stuart.

El núcleo central del complejo es una brecha hematito-cuarcífera estéril, con varias estructuras de diatremas, flanqueadas al este y oeste por zonas de brechas fuertemente hematitizadas y brechas graníticas. Estas zonas tienen mas o menos 1 km de ancho por casi 5 km de largo en dirección noroeste-sureste. Casi toda la mineralización económica de uranio-cobre se alberga en estas brechas ricamente hematitizadas, las cuales están rodeadas en su mayoría por las brechas graníticas.

El depósito contiene hierro, cobre, uranio, oro, plata, elementos raros (principalmente lantano y cerio) y fluorita. Solo se recuperan cobre, uranio, oro y plata.

2.2.5. Yacimientos de sulfuros de plomo-zinc

Los principales son depósitos estrato confinados en secuencia de rocas volcánicas o sedimentarias, que pueden ser masivos o diseminados. Los de mayor tamaño son sulfuros masivos confinados de manera estratiforme en carbonatos (como Tristate, en Estados Unidos, depósitos hospedados en rocas carbonatadas o en rocas volcánicas, según el *British Columbia Geological Survey,* SGCB); le siguen en importancia los depósitos exhalativos en rocas sedimentarias (Canadá, Australia) y sulfuros diseminados de Pb-Zn (Sarmiento, 1987).

En las menas de metales básicos, principalmente en galena, se origina la mayor parte de la producción de plata en el mundo; la proporción de plata en galena está en el rango de 1/50 y 1/100; los grandes yacimientos de galena argentífera tienen en promedio una Oz/t de plata y 1.7% de plomo.

2.2.6. Skarns

Se originan principalmente a partir de intrusiones pobres en sílice, generadas por una corteza oceánica primitiva, por lo que se presentan en terrenos de arcos de isla y de *rift* continental. Las rocas generadoras pueden ser porfídicas de mediana profundidad, así como estructuras de brechas más someras y también batolitos a mayores profundidades,

que vienen en contacto con rocas carbonatadas calcáreas o magnesianas. Las márgenes continentales son el ambiente que engloban estos depósitos. La plata se encuentra en volúmenes aprovechables en los *skarns* de Zn-Pb, Cu, Au y Fe, con mayor importancia en los primeros.

La mayoría de los depósitos de *skarn* de zinc ocurren en ambientes continentales, asociados bien sea con procesos de subducción o de *rifting*. Son explotados como menas de zinc, plomo y plata, aunque por lo general el zinc es dominante. También se caracterizan por los altos tenores (10-20 % Zn + Pb, 30-300 g/t Ag). Las rocas ígneas relacionadas presentan amplio rango de composición química, desde dioritas hasta granitos hipersilíceos. Se manifiestan en diversos ambientes geológicos, desde batolitos emplazados en profundidad hasta complejos someros de diques-silos o extrusiones volcánicas superficiales. Lo más común es que estas mineralizaciones se ubiquen en forma distal con respecto a las intrusiones asociadas.

Además de su contenido metálico de Zn-Pb-Ag, los *skarns* zincíferos se distinguen de otros tipos de *skarn* por su mineralogía rica en manganeso y hierro, por su ocurrencia a lo largo de contactos estructurales y litológicos, y por la ausencia de significativas aureolas metamórficas centradas alrededor del *skarn*. Casi todos los minerales de *skarn* de estos depósitos pueden estar enriquecidos en manganeso, incluyendo granate, piroxeno, olivino, elbaíta, piroxenoides, anfíboles, clorita y serpentina.

2.3. Métodos de prospección

Como en otros minerales, los estudios deben realizarse en las siguientes etapas: reconocimiento, prospección, exploración general y exploración detallada.

En la etapa de *reconocimiento* se identifican las áreas con potencial de mineralización, a partir de los resultados de los estudios geológicos regionales, que incluyen comprobación de la fotointerpretación, ejecutando cartografía aérea de anomalías de color y la inspección preliminar de campo. También se ejecutan otros trabajos regionales, por ejemplo estudios aerogeofísicos, en especial mediante el empleo de métodos magnéticos y electromagnéticos.

La *prospección* se realiza con el propósito de identificar el depósito posible blanco para la exploración, mediante trabajos de cartografía geológica, muestreo de afloramientos, muestreo geoquímico de suelos, labores mineras superficiales (trincheras y apiques), y perforaciones aisladas para medir el comportamiento de la mineralización en la profundidad. Se ejecutan trabajos geofísicos mediante métodos magnéticos, electromagnéticos y geoeléctricos preferentemente. Se deberán obtener con carácter preliminar las dimensiones y la morfología, así como los tenores y otras características esenciales de los cuerpos minerales. Atendiendo al grado de confiabilidad de los resultados obtenidos se calcularán recursos inferidos que deben utilizarse en un estudio conceptual, cuya magnitud ofrecerá la posibilidad de continuar estudios más avanzados.

Las fuentes principales para la exploración de la plata son minerales primarios y secundarios como metales nativos y aleaciones, sulfuros, antimonidos, arseniuros, telururos, selenuros, sulfosaltos, sulfatos básicos y haluros. La plata también podría ser identificada como componente traza en óxidos básicos, carbonatos, óxidos de Fe, óxidos de Mn y materia orgánica (los suelos limonita, psilomelanos y lateríticos podrían ser exitosamente probados para concentraciones anómalas de Ag). La clorargirita se presenta como una mena supergénica importante de la plata, se halla en la parte superior, es decir, en la zona de enriquecimiento de los filones de plata, se encuentra asociada a la plata nativa, cerusita y, en general, a minerales secundarios (Klein, 1997).

El mejor método para realizar la exploración de depósitos de plata es la geoquímica, ya que ese elemento está muy asociado a elementos como As, Mo, Pb, Co, Ni, Cu y Zn.

La *exploración general* permite la delineación más confiable de los depósitos. Los métodos utilizados incluyen trabajos de cartografía geológica detallada, estudios estratigráficos, muestreos superficiales de afloramientos, trabajos geofísicos complementarios que pueden incluir métodos magnéticos, electromagnéticos y geoeléctricos más detallados, así como la realización de apiques y perforaciones, los cuales conformarán una malla relativamente espaciada por toda el área de desarrollo del campo mineral. Se delinearán mejor los contornos de los cuerpos minerales, su situación estructural, sus tenores y demás características. Se realizarán los estudios metalúrgicos preliminares junto con los estudios de prefactibilidad económica, que permitirán la toma de decisiones para la continuación hacia la siguiente etapa detallada. Asimismo se calcularán recursos indicados e inferidos, y reservas probables.

Para los depósitos extremadamente complejos hasta aquí llega la investigación, ya que la decisión que se toma es abandonar o continuar con la explotación e investigación simultáneas.

Por su parte, la *exploración detallada* permite la delineación tridimensional detallada de los depósitos, mediante el muestreo de afloramientos, apiques, túneles y núcleos de perforaciones, así como la distribución detallada de los tenores y otras características importantes,

tanto en lo referente a sus posibles usos como a la explotación y el beneficio mineral. En esta etapa se llevarán a cabo los estudios necesarios metalúrgicos a escala industrial, así como los estudios de factibilidad económica, que permitirán la toma de decisiones para la planificación de la explotación minera. Se calcularán también recursos medidos, indicados e inferidos, y reservas probadas y probables.

2.4. Sistemas de explotación y procesamiento de minerales

A continuación se describen los métodos de extracción y beneficio en la minería argentífera.

2.4.1. Sistemas de extracción

La necesidad de garantizar la viabilidad económica de las operaciones ha exigido, durante las tres últimas décadas, aprovechar las economías de escala, con fuertes ritmos de producción y maquinaria de gran tamaño. Después de la Segunda Guerra Mundial el diseño de los equipos evolucionó y se perfeccionó hasta adoptar las formas que hoy en día se consideran clásicas. Se produjo primero un aumento espectacularmente rápido en las dimensiones de las máquinas, que en general se caracterizaban por estar impulsadas por robustos motores diésel de régimen lento y aspiración natural, que se acoplaban a transmisiones mecánicas.

Paralelamente, algunos fabricantes ensayaban y desarrollaban máquinas con transmisiones eléctricas. Estas unidades llevaban su propio grupo electrogenerador, arrastrado por un motor diésel, tendencia que no se generalizó por los problemas de disponibilidad y fiabilidad que surgieron. Posteriormente, con la primera crisis de la energía a comienzos de los años setenta, durante la cual se produjo una elevación desproporcionada de los productos petrolíferos con respecto a las tasas generales de inflación, las empresas explotadoras se vieron forzadas a considerar los sistemas continuos de extracción, basados fundamentalmente en el transporte con cintas, debido a las ventajas económicas que ofrecía la energía eléctrica generada con otros combustibles más baratos, como el carbón. (Instituto Tecnológico GeoMinero de España, 1995)

Como se mencionó al inicio del documento, la minería de plata está íntimamente relacionada con las explotaciones de oro y otros metales, por tanto se aplican los mismos sistemas extractivos que los utilizados en estos metales.

2.4.1.1. Minería a cielo abierto

La minería a cielo abierto sufrió un importante impulso innovador, al seguir aportando más del 70 % de los productos minerales en todo el mundo, y la maquinaria que se empleaba creció no tanto en tamaño, como en la mejora de la fiabilidad de sus componentes y automatización de funciones y mecanismos. Esta evolución se ha traducido en un incremento de los rendimientos, un mejor aprovechamiento energético, una mayor disponibilidad de la maquinaria y, en esencia, en un abaratamiento de costos.

Seguidamente se hace una breve descripción de los principales métodos que se aplican en minería de superficie, destacando las características que deben cumplir los yacimientos y algunos aspectos operativos de interés.

Cortas. En yacimientos masivos o de capas inclinadas la explotación se lleva a cabo tridimensionalmente por banqueo descendente, con secciones transversales en forma de tronco cónica. Este método es el tradicional de la minería metálica.

La extracción, en cada nivel, se realiza en bancos con uno o varios tajos. Debe existir un desfase entre bancos con el fin de disponer de unas plataformas de trabajo mínimas para que operen los equipos a su máximo rendimiento y en condiciones de seguridad. Las vías de transporte se adaptan a los taludes finales, o en actividad, permitiendo el acceso a diferentes cotas.

El ataque al mineral se realiza de techo a muro, como en cualquier otro método. En estas explotaciones se suele disponer de bancos en estéril de mayor altura que en el mineral.

Este grupo de métodos se caracteriza por su simplicidad, por la concentración de los trabajos y por la reducida distancia de transporte, tanto en horizontal como en vertical, ya que permiten una fácil y económica restauración de los terrenos (Instituto Tecnológico GeoMinero de España, 1997, 2004).

Terrazas. Este método se basa en una minería de banqueo con avance unidireccional. Se aplica a depósitos relativamente horizontales de una o varias capas o estratos de mineral y con recubrimientos potentes que obligan a depositar el estéril en el hueco creado, transportándolo alrededor de la explotación (Herrera, 2006).

Contorno. En yacimientos semihorizontales y con reducida potencia, donde la orografía del terreno hace que el espesor del recubrimiento aumente de forma considerable a partir del afloramiento del mineral, se realiza una minería conocida como de contorno. Consiste en la excavación del estéril y el mineral en sentido transversal hasta alcanzar el límite económico, dejando un talud de banco único, y una progresión longitudinal siguiendo el citado afloramiento.

Dado el gran desarrollo de estas explotaciones y la escasa profundidad de los huecos es posible realizar una transferencia de los estériles para la posterior recuperación de los terrenos (Herrera, 2006).

Dentro de este grupo existen diversas variantes, todas en función de la secuencia de avance planteada y los equipos mineros empleados. De estos últimos los más utilizados son los tractores de orugas, las palas cargadoras, las excavadoras hidráulicas y las volquetas.

Dragado. En mineralizaciones especiales, como son las metálicas de oro, casiterita, etc., contenidas en aluviones, resulta interesante la aplicación del método de dragado, inundada previamente la zona de explotación.

Este método es económico cuando la propia agua de inundación se utiliza en el proceso de concentración, como ocurre con la separación gravimétrica. Las dragas, además del sistema de extracción que utilicen, cangilones, cabeza de corte, etc., incorporan la propia planta de tratamiento sobre la plataforma, cribas, ciclones, *jigs*, etc., capaces de tratar grandes volúmenes de material y de un sistema de evacuación de los estériles a la zona ya explotada (Instituto Tecnológico GeoMinero de España, 1997).

2.4.1.2. Minería subterránea

Cámaras y pilares. Este método es conocido también con él término "*room and pillar*" y consiste en ir dejando secciones de mineral, como pilares, para mantener los huecos creados. Las dimensiones de las cámaras y la sección de los pilares dependen de las características del mineral y de la estabilidad de la roca caja, del espesor de recubrimiento y de las tensiones sobre la roca.

El grado de aprovechamiento del depósito se da en función de las dimensiones de los macizos abandonados.

El mineral que queda como pilar puede recuperarse parcial o totalmente, reemplazando los pilares por otro material para el sostenimiento del techo, o puede extraerse en forma de retirada, abandonando los cortes para el posterior hundimiento del techo; en el caso contrario generalmente los pilares con mineral se pierden.

Este método se puede aplicar en cuerpos con buzamiento horizontal, y normalmente no debe exceder de 60°; se emplea cuando el mineral y la roca encajante son relativamente competentes, cuando los minerales no requieren clasificación en la explotación y en depósitos de gran potencia y área extensa.

Tajos por subniveles. Este método es conocido también con el término "*sublevel stopping*" y consiste en dejar cámaras vacías después de la extracción del mineral. El método se caracteriza por su gran productividad, debido a que las labores de preparación se realizan en su mayor parte dentro del mineral. Para prevenir el colapso de las paredes, los cuerpos grandes normalmente son divididos en dos o más tajos; la recuperación de los pilares se lleva a cabo en la etapa final de minado, el cual se ejecuta desde los niveles para predeterminar los intervalos verticales. Los subniveles son desarrollados entre los niveles principales; el mineral derribado con taladros largos o desde los subniveles cae hacia la zona vacía y es recuperado desde los "*drawpoint*" para luego ser transportado hacia la superficie.

Corte y relleno ascendente. El mineral se arranca por rebanadas horizontales, en sentido ascendente, desde la galería de fondo. Una vez volado se extrae completamente de la cámara, a través de unos coladeros, efectuándose a continuación el relleno del hueco creado con estériles, con lo que se consigue crear una plataforma de trabajo estable y el sostenimiento de las excavaciones.

El material de relleno puede ser el escombro procedente de las labores de preparación de la mina o el que con esa finalidad se extrae en la superficie de alguna cantera próxima y, una vez triturado, se mezcla con agua para transportarlo hidráulicamente por medio de una tubería. Este material se drena para separar el agua, quedando así un relleno compacto. La consolidación puede aumentarse mediante la adición de una cierta cantidad de cemento.

La mayoría de las operaciones se han mecanizado casi totalmente, con lo que este método ha llegado a sustituir otros hasta ahora muy utilizados. Las principales ventajas que presenta son la alta selectividad, la buena recuperación del mineral, la facilidad de aplicación y las condiciones de seguridad alcanzadas cuando los macizos rocosos no son competentes. Los inconvenientes que presenta son el costo del material de relleno, el tamaño limitado de las voladuras y las interrupciones en la producción, que son necesarias para distribuir el material de relleno dentro de las cámaras (Instituto Tecnológico GeoMinero de España, 1997).

2.4.2. Sistemas de beneficio

La recuperación de metales ha sido un desafío para el hombre, que se desarrolló casi paralelamente con su evolución. En este sentido, se conocen muchas fases del conocimiento humano según el uso de los metales (o minerales): la Edad de Piedra; un poco más evolucionado cuando se habla de la Edad de Hierro, Cobre y Bronce. El método más rudimentario sin duda ha sido la simple selección manual de los materiales de interés.

En la mayoría de operaciones metalúrgicas se hace necesaria una liberación de las partículas metálicas, para lo cual se deben efectuar operaciones de trituración y molienda, por lo general con equipos especialmente diseñados y construidos para tal fin. Un factor determinante es el tamaño, el cual se obtiene de la liberación óptima de metales de interés; por eso este suele ser un factor crítico, pero al mismo tiempo el menos eficiente desde el punto de vista costo-beneficio de la energía usada.

Los métodos de concentración de minerales existen desde épocas inmemoriales, desde que el hombre comenzó a realizar minería. Una de las operaciones más antiguas para el aprovechamiento de los metales fue el elemental método de gravimetría, aquel que se basa en la mayor densidad de los elementos metálicos frente a los materiales de ganga o minerales (Gestión de conocimientos para una minería artesanal, s.f).

2.4.2.1. Gravimetría

Esta operación se basa en las características de diferencia de densidad de los elementos contenidos en materiales heterogéneos; es decir, se basa en el mayor peso, influenciado por la fuerza de la gravedad, de un elemento con respecto a otros.

En el caso de la metalurgia de la plata existen diversos equipos para realizar las operaciones de recuperación basados en principios gravimétricos, aunque siempre es importante la separación de las partículas gruesas de la finas. En el caso de los yacimientos aluviales se busca separar primero las rocas mediante el uso de rieles, cedazos, *trommels* y zarandas estáticas o vibratorias.

Los sistemas más usuales y rudimentarios para la recuperación de plata por gravimetría suelen ser las canaletas o canalones, las cuales tienen el piso recubierto con materiales fibrosos, detalle que permite que las partículas libres de plata o *electrum* se concentren con la ayuda de la adherencia o resistencia al flujo turbulento. Los materiales fibrosos más usuales suelen ser alfombras sintéticas o inclusive cobijas; es aconsejable poner trampas transversales sobre el piso de la canaleta.

Otros sistemas de recuperación gravimétrica se basan en el incremento de la gravedad por la aplicación de fuerza centrífuga, lo que multiplicado por la alta densidad de los metales preciosos permite que las densidades proyectadas tengan un mayor diferencial entre uno y otro elemento. Estos son los llamados equipos de medios densos, que vienen a ser la fuerza aplicada a equipos de forma cónica, como los concentradores Falcon, Knudsen y Knelson, que son los más eficientes de todos en condiciones ideales. Es pertinente aclarar que la eficiencia en estos equipos ocurre cuando las partículas de los metales están libres (Gestión de conocimientos para una minería artesanal, s.f).

2.4.2.2. Amalgamación

Operación que se basa en la alta densidad de los metales valiosos y las fuerzas de tensión superficial sobre la superficie del mercurio. Esta operación se basa en la alta afinidad del mercurio por la plata y el oro, aunque ciertamente es posible forzar amalgamación con otros elementos metálicos, como la formación de amalgamas para uso dental en la que actualmente se usa zinc, o la frotación del mercurio en bandejas de cobre como planchas amalgamadoras.

Es un error considerar que una amalgama es una aleación; esto se debe a que una amalgama es una simple mezcla no homogénea de cualquier elemento metálico con el mercurio, metal que en condiciones normales de presión y temperatura es un líquido. Dicho lo anterior, y para aclararlo aún mejor, es posible amalgamar partículas de plata con un espesor de 1 mm, a tal punto que interiormente dicha partícula seguirá siendo únicamente de plata, por lo que no es una aleación.

Esta es una operación contaminante muy difundida y que debería ser erradicada de las prácticas de recuperación de metales preciosos, además de ser muy costosa y sumamente deficiente (Gestión de conocimientos para una minería artesanal, s.f).

2.4.2.3. Flotación de minerales

Las operaciones de flotación, como un proceso de concentración, tienen como objetivo la recuperación de los metales de interés, contenidos en un mineral en forma impura pero, al mismo tiempo, enriquecida. Este tipo de operaciones se basan en las características hidrofóbicas de ciertos componentes de los minerales (típicamente el azufre): al introducir aire se forman burbujas (flotación por espumas) y las partículas de mineral se adhieren a estas, flotando a la superficie donde son extraídas como concentrados.

La flotación muchas veces requiere cierta inducción por reactivos, aunque inicialmente la flotación era un operación recomendada solo para minerales sulfurados; hoy por hoy, y desde hace mucho tiempo, es posible hacer flotar minerales oxidados debido a la aplicación y uso de reactivos que dan características hidrofóbicas a los elementos de interés en la mena.

Los principales reactivos a usarse en las operaciones y procesos de flotación son, en forma genérica, los siguientes:

Depresores. Son reactivos que inhiben ciertos elementos a fin de que no floten durante la operación, para que se mantengan debajo de la línea de espuma. Este tipo de reactivos se usa en la flotación diferencial o selectiva, o simplemente para evitar que se sumen a los concentrados elementos indeseables.

Colectores. Contrariamente a los depresores, los colectores se usan para que los elementos valiosos puedan adherirse a la superficie de las burbujas, de manera tal que sean justamente los elementos concentrados como producto los que afloran a la superficie.

Espumantes. Son aquellos reactivos que producen la espuma por el ingreso de aire, lo que permite la formación de burbujas lo suficientemente fuertes y estables. En general, los reactivos a usarse, así como su dosificación, dependen de las características propias de cada mineral. (Gestión de conocimientos para una minería artesanal, s.f)

2.4.2.4. Fundición y tostación

Son procesos pirometalúrgicos cuyas aplicaciones se recomiendan en el caso de metales de alta ley así como de concentrados diversos. En el caso de la tostación, este se considera un proceso previo; se trata de un pretratamiento para que el mineral o concentrado se vuelva dócil ante algún proceso de ataque químico con reactivos convencionales.

En la fundición los metales son colectados por fusión debido a altas temperaturas, siendo así que se concentra en el fondo del recipiente que los contiene, usualmente un crisol. La fundición en pequeña escala se emplea con plata y oro físico obtenidos por diversos procesos, lo que permite un refinamiento y, además, homogeneizar el material como aleación, tanto de la plata como del oro y sus impurezas (Gestión de conocimientos para una minería artesanal, s.f).

2.5. Recursos, reservas y comercio

Las reservas mundiales de plata en el 2016 se estiman en 571 000 tm (figura 2), de las cuales el 80 % se localiza en los nueve países productores indicados en la tabla 1. Más de dos tercios de los recursos mundiales de plata están asociados con yacimientos de Cu, Pb y Zn localizados a grandes profundidades, de diferentes tipos, tales como filones, sulfuros masivos, sulfuros diseminados y *skarns*, donde la plata es un subproducto. El tercio restante está en filones, donde el oro es el componente metálico más valioso (USGS, 2005).

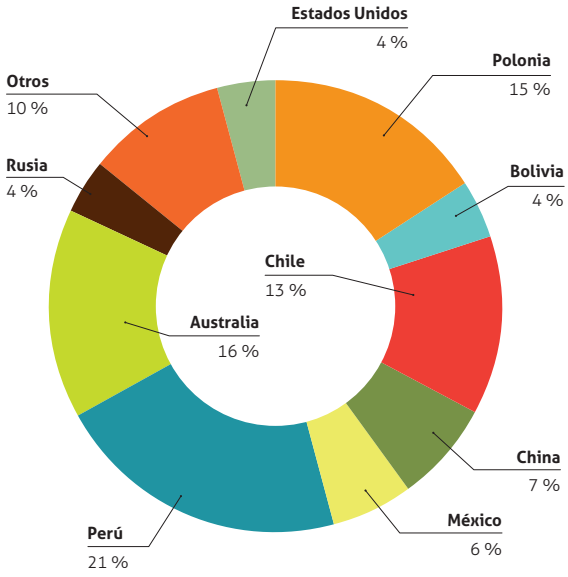


Figura 2. Participación de las reservas mundiales de plata en el 2016

Datos en toneladas métricas (tm)

Fuente: USGS (2016)

Tabla 1. Reservas mundiales de plata en el periodo 1996-2016

País	1996	2001	2006	2011	2016
Estados Unidos	31 000	30 000	25 000	25 000	25 000
Australia	29 000	33 000	31 000	69 000	89 000
Bolivia				22 000	22 000
Canadá	37 000	35 000	16 000	7000	
Chile				70 000	77 000
China			26 000	43 000	39 000
México	37 000	37 000	37 000	37 000	37 000
Perú	25 000	25 000	36 000	120 000	120 000
Polonia			51 000	85 000	85 000
Rusia					20 000
Otros	120 000	120 000	50 000	50 000	57 000
Total	279 000	280 000	272 000	528 000	571 000

Datos en toneladas métricas (tm)

Fuente: USGS (2016)

En la tabla 1 se observa cómo el desarrollo continuo de Perú en el ámbito minero llevó a triplicar sus reservas de plata en la última década, convirtiéndolo en el país con mayores cantidades de reservas de plata a nivel mundial.

La producción más antigua de plata de mina de la que se tenga conocimiento data de hace unos 4000 años, en lo que hoy se conoce como Turquía, pero no fue sino hasta el descubrimiento de América que tuvo un fuerte impulso, alcanzando durante el siglo XVII alrededor de 270 t anuales.

A comienzos del siglo XX hubo un notable incremento en la producción, al desarrollarse nuevas técnicas que hacían posible la explotación de plata como subproducto de la minería de yacimientos de plomo, zinc y cobre, llevando la producción anual a cerca de 6000 t/año (Comisión Chilena del Cobre, 2006).

La producción de plata de mina está relacionada, en su mayor parte, con yacimientos de plomo, zinc, cobre y oro de donde se obtiene como subproducto; el resto proviene de yacimientos donde es producto principal (USGS, 2005).

De la plata de mina producida en el mundo nueve países contribuyen con más del 80 %, entre los que sobresalen México y Perú como los mayores productores, seguidos de cerca por China y Chile (figura 3).

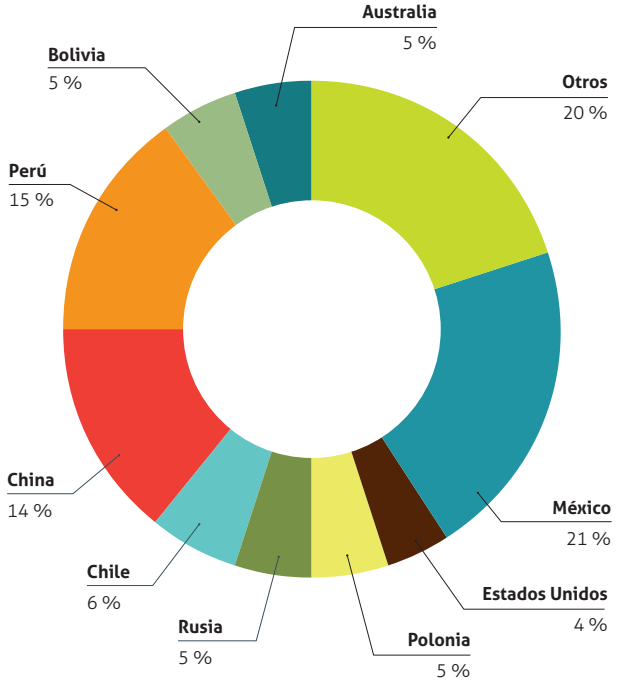


Figura 3. Participación mundial de producción de plata en el 2016

Fuente: USGS (2016)

En la figura 4 se observa la producción mundial en el periodo 1996-2016, la cual se ha duplicado hasta obtener en el 2016 un total de 26 800 tm del metal; América Latina con México, Perú, Bolivia y Chile se consolida como la principal región productora de plata. En la tabla 2 se observan a los cuatro principales países productores del 2016.

Tabla 2. Producción mundial de plata en el periodo 1996-2016

País	1996	2001	2006	2011	2016
Estados Unidos	1800	1800	1100	1160	1100
Australia	900	2060	2150	1900	1400
Bolivia				1350	1300
Canadá	1200	1200	1310	700	
Chile			1400	1400	1500
China			2550	4000	3600
México	2400	2600	3000	4500	5600
Perú	2000	2500	3200	4000	4100
Polonia			1300	1200	1400
Rusia				1400	1400
Otros	6540	8160	3589	2200	5400
Total	14 840	18 320	19 599	23 810	26 800

Datos en toneladas métricas (tm)

Fuente: USGS (2016)

En cuanto al comercio en el 2016 y en años anteriores, la producción mundial de plata de mina fue menor que la demanda: solo en los años 2011 y 2012 la producción fue mayor, como se observa en las figuras 5 y 6. En los últimos años se ha incrementado la demanda de plata debido al aumento de la compra de barras y monedas de plata como producto de inversión a futuro.

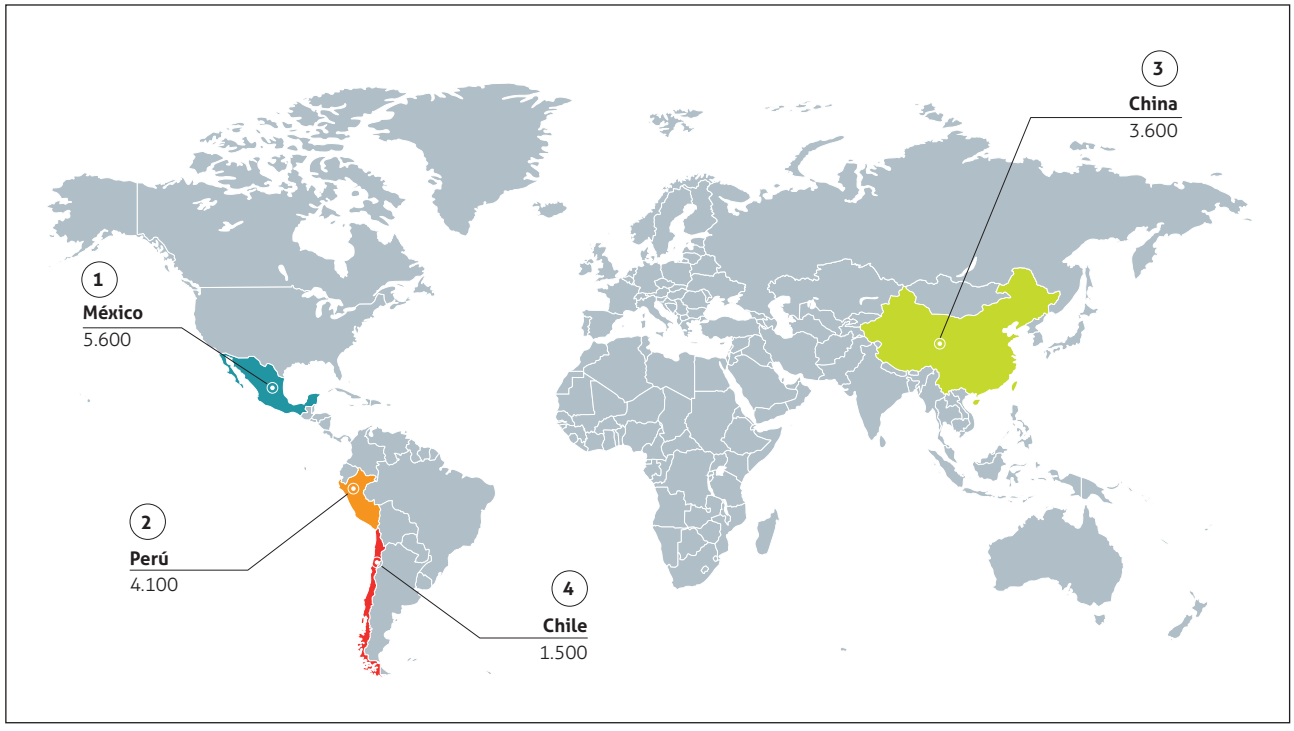


Figura 4. Principales países productores de plata en el 2016

Fuente: USGS (2016)

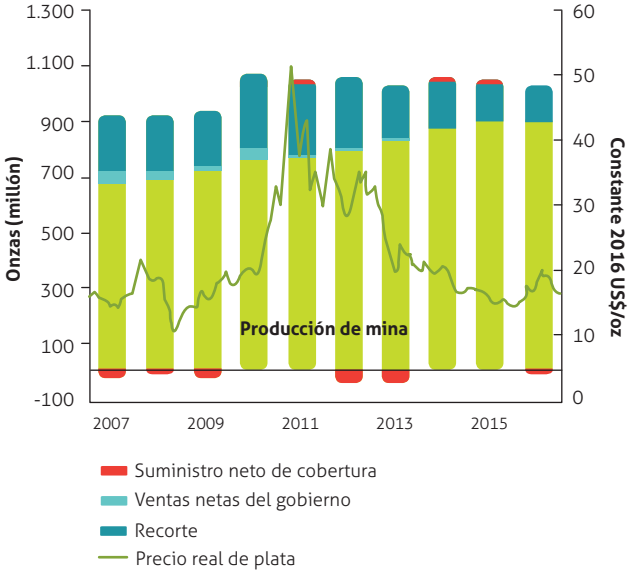


Figura 5. Oferta mundial de plata en el periodo 2007-2016

Fuente: Thomson Reuters (2017)

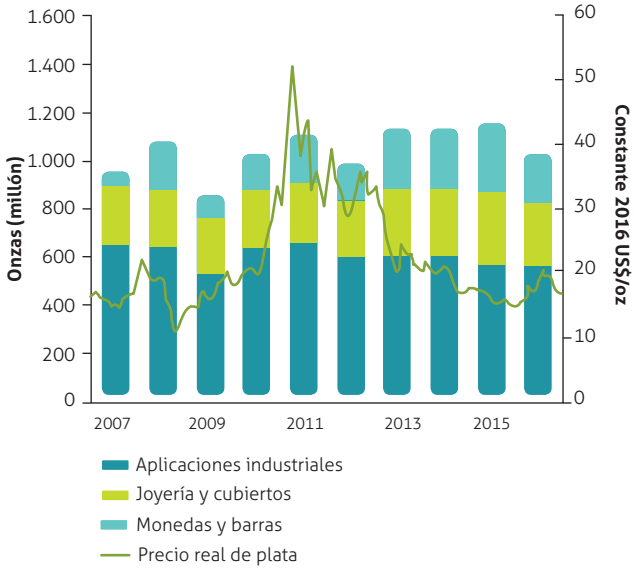


Figura 6. Demanda mundial de plata en el periodo 2007-2016

Fuente: Thomson Reuters (2017)

El precio de la plata se tasa en el ámbito mundial preferentemente en el London Bullion Market (LBM) y en el Commodity Exchange (Comex, filial del The New York Mercantile Exchange [NYMEX]). El primero es el mercado terminal de transacción física de la plata más importante del mundo, siendo el principal centro para las operaciones OTC (*over-the-counter*, principal a principal), y es aquí donde el proceso de negociación genera un precio de referencia diario, conocido como *fix*. La segunda es una bolsa de futuros y opciones que concentra la mayor parte de la actividad de los fondos de inversión. En ambos centros los precios se expresan en dólares por onza Troy (Cochilco, 2006).

Como la mayoría de los metales, su precio ha venido ascendiendo desde el 2001, cuando tuvo su valor más bajo de los últimos 20 años, cotizándose en USD $4.39; desde entonces viene registrando una fuerte recuperación, luego de un periodo de altibajos, alcanzando en el 2012 una de las mayores cotizaciones alrededor de los USD $50/Oz (figura 7). Para el 2016 el precio promedio anual fue de USD $17.14/Oz. En la tabla 3 se indica la variación de precios de la plata en el periodo 1986-2016.

Entre el 2001 y el 2016 el precio de la onza de plata ha cuadruplicado su valor, lapso en que varió de USD $4.39 a USD $17.14. La variación ascendente de los precios es respuesta a la inversión y la demanda de usos y fabricación, especialmente en joyería y platería (Thomson Reuters, 2017).

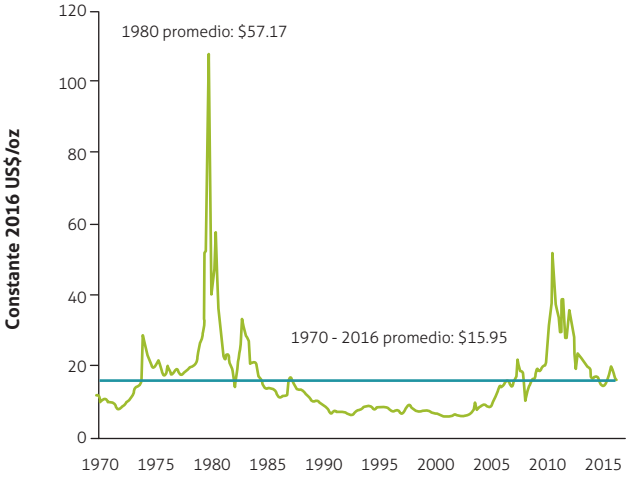


Figura 7. Variación del precio de la onza Troy de plata, 1970-2016

Fuente: Thomson Reuters (2017)

Tabla 3. Precio internacional de la plata entre 1986-2016 (USD $/onza)

Precio de la plata en dólares				
	1986	**1996**	**2006**	**2016**
Promedio anual	5.46	5.20	11.55	17.14
Máximo	6.31	5.83	14.94	20.71
Mínimo	4.85	4.71	8.83	13.58
Rango: Promedio	27%	21%	53%	42%

Fuente: Thomson Reuters (2017)

2.6. Perspectivas

Un alto potencial como fuentes futuras del metal son los recursos y reservas de aquellos yacimientos donde la plata se recupera como subproducto de la minería de yacimientos de metales básicos (USGS, 2005), especialmente de pórfidos, vetas, brechas, *skarns*, mantos y sulfuros masivos estrato confinados.

Con respecto a la economía mundial, hay un leve crecimiento y cambios marcados en temas geopolíticos que pueden llevar a una mejora en el tema de inversión en *commodities*: países como Japón y China están estimulando la mejora en infraestructura, motivo por el cual se incrementará el consumo de este metal (Thomson Reuters, 2017).

3. Plata en Colombia

La plata en Colombia se obtiene, en su gran mayoría, como un subproducto de la explotación de oro, la cual contiene en promedio un 19 % de plata.

3.1. Geología regional

La plata, casi al igual que el oro en Colombia, se encuentra distribuida en la Amazonía-Orinoquía; las cordilleras Oriental, Central, Occidental, y los valles del Magdalena, Cauca y la costa Pacífica. Desde el punto de vista geológico se encuentra asociada al oro y otros metales en todos los ambientes generadores de roca, pero sustancialmente con menor grado de conocimiento que el oro, su principal acompañante. A continuación se presenta la descripción de las diferentes zonas argentíferas o potencialmente argentíferas y su relación con las zonas generadas en ambientes continentales y oceánicos, ubicadas de oriente a occidente.

3.1.1. Cratón Amazónico

En el Cratón Amazónico la plata no ha sido reportada oficialmente junto al oro como metal de valor industrial en rocas metamórficas (departamentos de Guainía y Vichada) (Renzoni, 1990). Las rocas metamórficas que afloran en el área están agrupadas en las unidades Complejo Mitú y Grupo Tunui. Atendiendo a las condiciones geológicas análogas con los depósitos auro-argentíferos sudafricanos de Witwatersrand, es de esperar aquí su presencia.

3.1.2. Bloque Norandino, dominio continental

El Bloque Norandino se encuentra conformado por una serie de terrenos, provincias o dominios de diferente composición litológica y edad adosados a la margen noroccidental del Cratón Amazónico a partir del Neoproterozoico.

3.1.2.1. Zona Cordillera Oriental

En la Cordillera Oriental la única región donde se conocen yacimientos de oro primario con plata relativamente abundante (relación Au/Ag 1:5) es el Macizo de Santander, correspondiente a la zona Santander-Perijá. Las rocas asociadas con la mineralización son rocas ígneas de composición granodiorita y edad Jurásico que intruyen metamorfitas del pre-Cámbrico y del Paleozoico. En la Cordillera Central los intrusivos se distribuyen desde los departamentos de Nariño y Putumayo, en el extremo sur, hasta Antioquia y Bolívar al norte, y corresponde a batolitos y *stocks* de composición principalmente granodiorita de edades Jurásico y Cretácico, y en menor proporción de rocas hipoabisales y volcánicas de edad Paleógeno y Neógeno. Como rocas encajantes principales se presentan esquistos negros y verdes de edad paleozoica, y vulcanitas continentales y calizas del Triásico. La actividad magmática en esta provincia ha originado filones hidrotermales, yacimientos metasomáticos y algunos diseminados.

3.1.2.2. Zona Segovia-San Lucas

Correspondiente a la parte norte de la cordillera, es la región con el mayor potencial auro-argentífero (Au-Ag) del país. Comprende el noreste de Antioquia y el sur de Bolívar, entre las fallas de Otú y Mulatos, con eventos magmáticos que van del Jurásico al Paleógeno y se relacionan con yacimientos de filón (Zaragoza, Segovia, Remedios), con roca de caja ígnea, metamórfica y sedimentaria; en esta zona se localizan los mayores placeres auríferos y argentíferos (Bagre, Nechí, Cuturú, Cacerí) (Salinas *et al*., 1999).

3.1.2.3. Zona Antioquia-Sonsón-Silvia

Se destaca la parte central de Antioquia, Caldas y norte del Tolima. Los eventos magmáticos son en su mayoría de edad Cretácico y Paleógeno, y algunos de edad Neógeno; ocurren yacimientos de oro de filón y algunas mineralizaciones diseminadas. Las masas intrusivas sobresalientes por tamaño y relación genética con los yacimientos son los batolitos de Mocoa, Ibagué, El Bosque, Sonsón, Antioquia, además de algunos *stocks* (Payandé, Manizales).

3.1.2.4. Zona Ibagué-Mocoa

Se extiende entre los límites con Ecuador y la traza de la Falla de Ibagué, donde se presentan eventos magmáticos de edades Jurásico y Cenozoico. Los intrusivos de mayor tamaño son los batolitos de Ibagué y Mocoa, de composición cuarzomonzonita a granodiorita; las mineralizaciones son de filón y enrejado, pero relativamente escasas si se comparan con las otras dos zonas descritas. Hay prospectos diseminados tipo porfirítico en Cajamarca, El Pisno y Mocoa, y se han explotado algunos depósitos pequeños de *skarn*.

Las rocas ígneas asociadas con la mineralización primaria presentan una composición que varía entre félsica e intermedia, y se presentan en cuatro rangos de edades: Jurásico, Cretácico, Paleógeno y Neógeno.

En el Bloque Norandino, transición entre el dominio continental y el dominio oceánico, se encuentra la zona Cauca-Romeral, la cual corresponde a una franja de unos 50 km de ancho en promedio, localizada entre los sistemas de fallas del Cauca y Romeral. En esta zona se presentan rocas intrusivas (diques, *stocks*, batolitos) de edades Cretácico, Paleógeno y Neógeno, de composición félsica a intermedia (Ingeominas, 2006). De acuerdo con Salinas *et al*., 1999), con los eventos magmáticos subvolcánicos del Neógeno se relacionan la mayor parte de las mineralizaciones de oro y plata de tipo vetiforme, diseminada y en enrejado.

Entre las regiones importantes están Marmato, Ginebra-Bolívar, San Pablo, Ancuyá, El Tambo- El Bordo, Fredonia-Titiribí, Mistrató y Quebradona (Jericó).

En el Bloque Norandino, dominio oceánico, se encuentra la zona Sierra Nevada-Guajira, en la que se reportan dos explotaciones de oro de filón hidrotermal de edad Neógeno, y unas pocas de aluvión (Salinas *et al*., 1999); no hay datos sobre explotación económica de la plata. Esta provincia presenta condiciones geológicas comparables al Macizo de Santander, por lo que futuras investigaciones podrán definir la presencia o ausencia de plata.

3.1.3. Bloque Norandino, dominio oceánico, zona oceánica occidental

Está integrado por la Cordillera Occidental, la serranía del Baudó y la llanura del Pacífico, definiendo una franja localizada entre el litoral Pacífico y el sistema de fallas del Cauca; ha sido interpretada como una porción de litósfera oceánica acrecionada a la placa continental de Suramérica probablemente en el Neógeno.

En este dominio se presentan cuerpos intrusivos de composición félsica a intermedia (dacitas, riodacitas, cuarzodioritas) de edades Paleógeno y Neógeno (Ingeominas, 2006), entre los que se encuentran los batolitos de Mandé, Anchicayá y un conjunto de plutones localizados en los farallones del Citará, el páramo de Frontino, Morro Pelao, Morro Gacho, Cerro Plateado, Tamaná y Piedra Ancha.

Está compuesta por un basamento máfico de intraplaca oceánica que subyace a una secuencia volcano-sedimentaria del Cretácico inferior, con metamorfismo de bajo grado, conformada por metadiabasas y metasedimentitas (*chert*, calizas silíceas, limolitas y areniscas tobáceas).

La región ubicada al norte de la Falla de Garrapatas está conformada por el grupo Cañas Gordas y corresponde a la zona Mandé-Farallones. Los plutones e intrusivos subvolcánicos relacionados con las mineralizaciones primarias son en su mayoría de edad Neógeno, con algunos de edad Paleógeno, y los yacimientos son de filón en más de un 90 %; los restantes son en estoverca y estrato confinados. En esta provincia son muy importantes los placeres platino-auríferos.

La porción ubicada al sur de la Falla de Garrapatas corresponde al grupo Dagua e integra la zona Anchicayá-Piedra Ancha. Allí también los plutones e intrusivos subvolcánicos relacionados con las mineralizaciones primarias son en su mayoría de edad Neógeno y de tipo filoniano; uno de los aspectos diferentes, con respecto a la provincia norte, es la ausencia de placeres platiníferos.

3.2. Geología local

La minería de plata en Colombia ha estado ligada a la del oro y no se explotan yacimientos en los que la plata es el producto principal, sino que es subproducto. La plata se obtiene como subproducto de la explotación de depósitos auríferos hidrotermales emplazados en los intrusivos o en la roca encajante cerca de los contactos. La mineralización está controlada por fracturas que se orientan de manera preferencial en dirección noreste-suroeste y noroeste-sureste: las primeras son fallas normales y diaclasas formadas por distensión; las segundas son de cizalla y coinciden con la orientación de la traza de los principales sistemas de falla.

Como se ha mencionado, en Colombia la plata se obtiene como un subproducto de la minería aurífera; por tanto, los datos de recursos no son reportados en ocasiones por las empresas productoras, salvo algunas de ellas. Por tal motivo, es difícil conocer un valor aproximado de cuánto representa este recurso en el país. En la figura 8 se representa la información obtenida del Mapa Metalogénico, versión 2016 en las provincias metalogénicas definidas por Salinas *et al.* (1999).

3.2.1. Filones epitermales

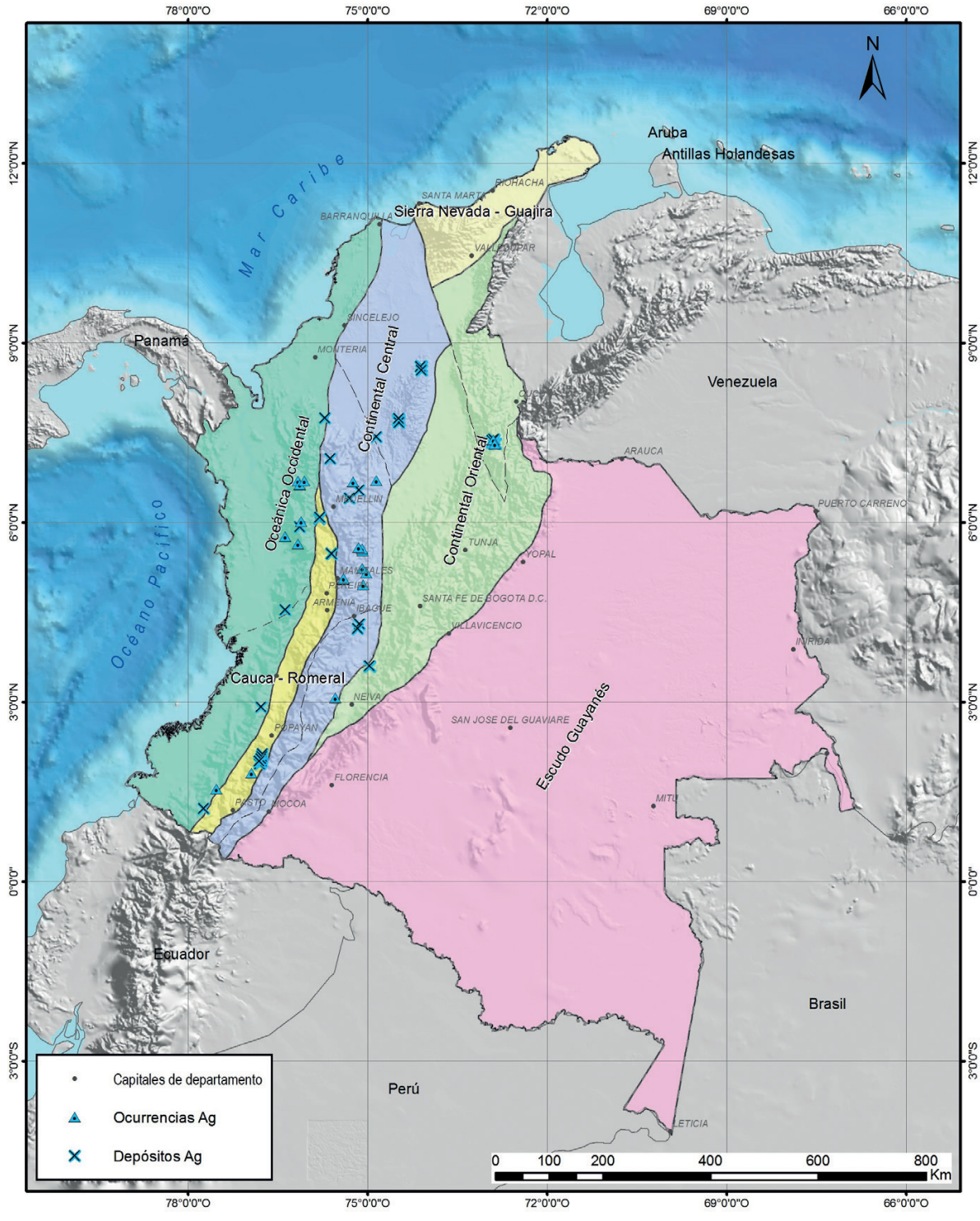
Se relacionan con vulcanismo subaéreo de edades Neógeno y Paleógeno, de composición félsica a intermedia y textura porfirítica y afanítica, principalmente asociados con rocas hipoabisales y volcánicas presentes en la Cordillera Occidental y algunas de la Cordillera Central. Estas menas presentan una mineralización más bien compleja, compuesta por abundante pirita + galena + esfalerita ± calcopirita ± pirrotina ± arsenopirita ± estibina, sulfosales de arsénico, selenio y teluro, con tetrahedrita, covelina y scheellita ocasional. El oro es de baja ley y la plata es más abundante.

Como ejemplo de filón epitermal se menciona el yacimiento Echandía (agotado), localizado en la parte apical del pórfido de Marmato. En esta mina hay predominio de plata nativa y minerales de plata; la plata se presenta en mayor cantidad que el oro (Shaw, 2000).

3.2.2. Filones hidrotermales no diferenciados

Por estar conectados con batolitos y *stocks*, que son cuerpos relativamente profundos, se infiere de manera tentativa una génesis magmática hidrotermal (no se diferencia su nivel de emplazamiento debido a que no muestran conexión con fuentes volcánicas). Estas masas de intrusivos, como se ha mencionado, se localizan en la Cordillera Central, en el Macizo de Santander y en la Sierra Nevada de Santa Marta, y presentan edades Triásico-Jurásico y Cretácico.

Presentan una mineralización constituida por pirita, galena, esfalerita ± calcopirita ± pirrotina ± estibina ± pirrotina ± arsenopirita ± tetraedrita; raras veces proustita, scheelita y uraninita. La ganga común es cuarzo ± feldespato-K ± calcita. El oro se presenta en estado nativo y asociado a los sulfuros; la plata se recupera principalmente del *electrum* y de la galena. Acorde con la mineralización presente, pudieran representar depósitos de transición de meso a epitermales.



Provincias y subprovincias metalogénicas

Sierra Nevada - Guajira | Continental Central | Escudo Guayanés
Oceánica Occidental | Continental Oriental | Cauca - Romeral
Subprovincias

Figura 8. Mapa de manifestaciones de plata en Colombia

Fuente: Salinas ***et al.*** (1999); SGC (2016)

3.2.3. Zonas argentíferas

La plata es extraída actualmente como subproducto en las minas auríferas de Segovia y Remedios en el departamento de Antioquia; del sur del departamento de Bolívar; de las minas de Marmato en el departamento de Caldas; de la región central del departamento de Antioquia; del occidente de Antioquia; de la región Chocó-Antioquia; de las minas de Vetas y California en el departamento de Santander, y en los depósitos aluviales de los departamentos de Antioquia, Chocó y Nariño.

Segovia, Remedios, Zaragoza, Marmato y sur de Bolívar son las más importantes fuentes actuales de producción de plata; Vetas-California y la región Chocó-Antioquia son fuentes potenciales promisorias importantes.

3.2.3.1. Segovia-Remedios-Zaragoza

Comprende los municipios de Segovia, Remedios, Zaragoza y Vegachí en el departamento de Antioquia. Los depósitos filonianos con oro y plata están relacionados con plutones graníticos de los batolitos de Antioquia y Segovia. Este distrito es el más importante en minería de filón, destacando las minas El Silencio, Providencia y El Limón, que en general se explotan para oro y metales básicos.

Mina El Silencio. La roca encajante es la cuarzodiorita del Batolito de Segovia; la mineralización consta de oro nativo, pirita, esfalerita, galena, pirrotina, calcopirita, sulfosales de oro y plata y scheelita, con ganga de cuarzo y calcita.

Mina El Limón. En esta mina se explota un filón de 0.4 m; la roca huésped es un neis feldespático-micáceo y la mineralización está compuesta de oro nativo, galena, pirita, esfalerita, sulfosales de oro y plata en ganga de cuarzo.

Mina El Zancudo. Se localiza en Titiribí; los filones aparecen en zona de falla entre esquistos y conglomerados. Los minerales presentes en los filones de cuarzo son oro libre, pirita, esfalerita, galena, tetraedrita, proustita.

3.2.3.2. Región central de Antioquia

Comprende los municipios de Angostura, Alejandría, Belmira, Briceño, Gómez Plata, Guadalupe, San Carlos, San Rafael y Santa Rosa, Amalfi, Cisneros, Caracolí, Yolombó, Yalí, Anorí y Maceo. Las minas en la zona central son Berlín, El Zancudo y San Juan de Nepomuceno. En esta zona se encuentra localizado el proyecto de Nuevo Chaquiro, localizado en Jericó (Antioquia), el cual en sus reportes posee 78 000 000 de Oz de plata en sus recursos (AngloGold, 2016).

3.2.3.3. Vetas y California

Se localiza en el municipio de California, departamento de Santander. Aunque actualmente su producción es relativamente baja, tiene un gran potencial. Este campo se conoce desde la Colonia y su explotación ha sido relativamente permanente. La actividad minera se localiza en las minas de Vetas y es la única región de la Cordillera Oriental con minería de filón hidrotermal; los filones tienen dirección general noreste-suroeste y constan de pirita, calcopirita, arsenopirita, galena, esfalerita, tetraedrita con oro y plata en ganga de cuarzo; en algunas minas se presenta uraninita.

3.2.3.4. Sur de Bolívar

Los yacimientos se localizan en la serranía de San Lucas, en los municipios de Barranca de Loba, Pinillos, San Martín de Loba y Achí. La mineralización ocurre en la zona de contacto entre el Batolito de Norosí, de edad Jurásico, y rocas volcánicas del Triásico; la composición del batolito es granodiorítica, diorítica y cuarzomonzonítica; la roca encajante son flujos riodacíticos, riolíticos, brechas y tobas (Ingeominas, 1983). La mineralización está asociada con los citados eventos magmáticos y se conocen filones tipo cuarzo-adularia epitermal (Au-Ag), en las zonas de contacto entre *stocks* graníticos y vulcanitas.

3.2.3.5. Marmato

La mineralización se concentra en filones epitermales de oro y plata, asociados con intrusivos hipoabisales de composición intermedia; los pórfidos andesíticos y dacíticos intruyen esquistos del Paleozoico. Se ha identificado filones que pueden llegar hasta los 7.5 m de espesor dentro del intrusivo y en ocasiones invaden el metamórfico. Las minas de Marmato son de las más ricas en plata en el país; contienen el 96% de pirita, el 1.5% de marmatita, < 1% de galena, algo de calcopirita y arsenopirita, en ganga de calcita y cuarzo, y pirrotina ocasional.

3.2.3.6. Chocó-Antioquia

Comprende un amplio sector de la Cordillera Occidental donde se localizan los arallones del Citará, los cerros Plateado y Tamaná, Morro Pelao y el Batolito de Mandé. A estos intrusivos se han asociado varias de las minas situadas en los municipios de Frontino, Andes, Betania, Bolívar, Dabeiba, Murindó, Salgar y Urrao en el departamento de Antioquia; Bagadó, El Carmen y Quibdó en el Chocó, y Mistrató en Risaralda.

El Batolito de Mandé es un intrusivo de naturaleza compleja, con una composición que varía desde granito, sienita, granodiorita, monzonitas y monzodioritas hasta

gabro-norita olivínica (Feldhaus *et al.*, 1992); se asocian intrusivos hipoabisales félsicos con sulfuros diseminados y diques básicos y dacíticos.

La mineralización se encuentra en fracturas dentro de la roca huésped, que puede ser el mismo intrusivo o la roca encajante. Los filones tienen diversa orientación, pero la tendencia que predomina es noroeste-sureste y noreste-suroeste, con espesores entre 0.4 y 2.5 m; en casos excepcionales se mencionan de 5 a 6 m. Esta orientación preferencial de los filones es de carácter regional, sugiriendo que dicho control estructural es de origen tectónico.

El proyecto La Equis se ubica en el municipio de Quibdó. Es uno de los más importantes de toda la Cordillera Occidental; aparece un filón con 2 m que contiene oro (12g/t), plata (19g/t) y esfalerita > 5%.

3.3. Situación actual de la minería

A continuación se hace una descripción de la situación actual de la minería de plata en el país.

3.3.1. Potencial

El país posee un gran potencial debido a la diversidad geológica del territorio, es así como, el Servicio Geológico Colombiano (SGC) en el año 2011 realizó el Mapa de *Zonas con Potencial Integral de Colombia para Recursos Minerales* con el fin de determinar, calificar y clasificar zonas potenciales integrales para recursos minerales, de todos los grupos minerales, clasificándolas en zonas con potencial alto, medio y bajo (figura 9).

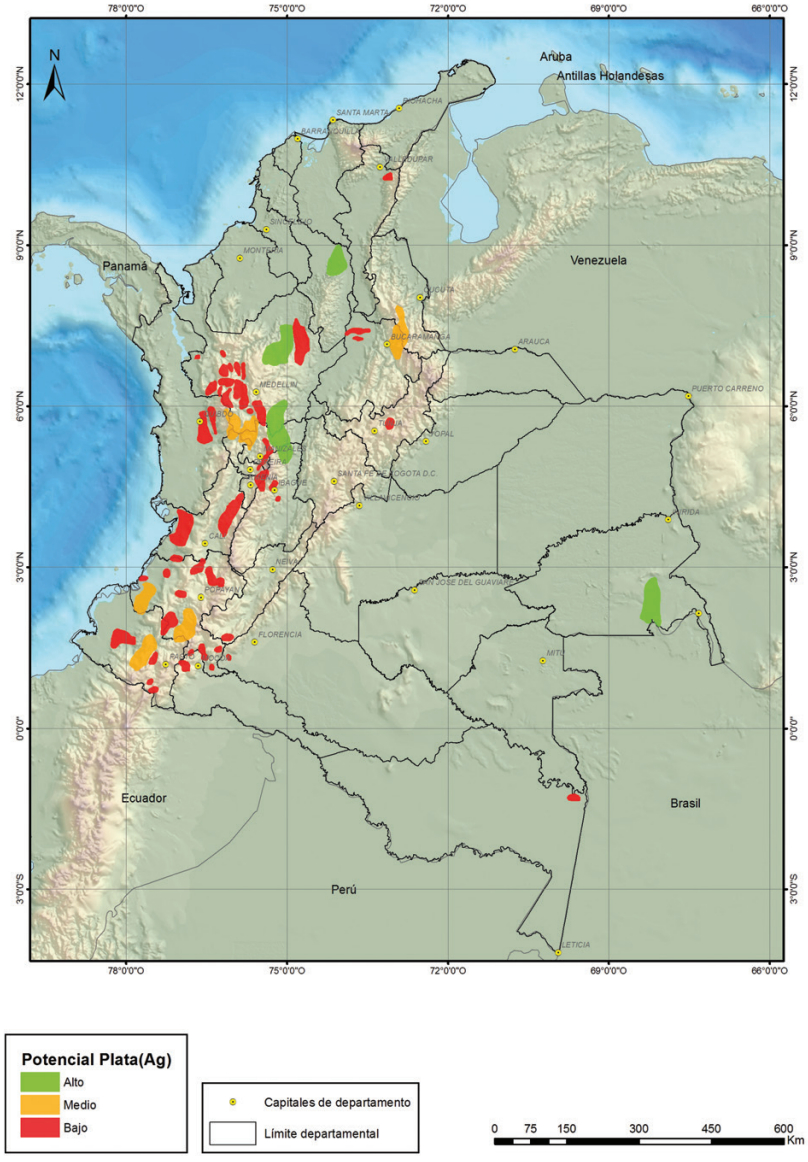


Figura 9. Mapa de potencial de plata en Colombia

Fuente: SGC (2011)

Desde el punto de vista de productividad y beneficios, la minería de la plata tiene muy poca incidencia en la economía del país; por una parte, por los bajos niveles de producción y, por otra, la nula actividad exploratoria específica para el metal en la actualidad y su dependencia casi absoluta de la minería del oro.

3.3.2. Comercio

Debido a la dependencia que tiene la plata del oro, la oferta de plata en Colombia está ligada esencialmente a la producción de oro, ya que no existe en el país una compañía que tenga como único propósito la producción de plata (UPME, Minercol e Ingeominas, 2001).

Entre 1991 y el 2016 la producción de plata de mina en Colombia se ha mantenido entre 5 y 10 t anuales (figura 10), presentando un valor máximo en el 2011 de 24 t y un mínimo de 3.5 t en 1997. Lo anterior mantiene a Colombia en el octavo lugar entre los productores de América Latina, pero con solo una participación del 0.1 % por lo que, en relación con el mundo, su producción actual es muy poco significativa.

La plata producida en el país se comercializa fundamentalmente en bruto semilabrada, y en menor proporción la producción se destina a la producción de joyas.

Como la producción de plata ha sido paralela a la del oro, los principales departamentos productores de oro lo son también de plata (tabla 4). En este caso vemos que Antioquia es el mayor productor de plata en Colombia, con un 73.82 % de la producción nacional, seguido de Caldas con el 15 % y Chocó con el 5 %.

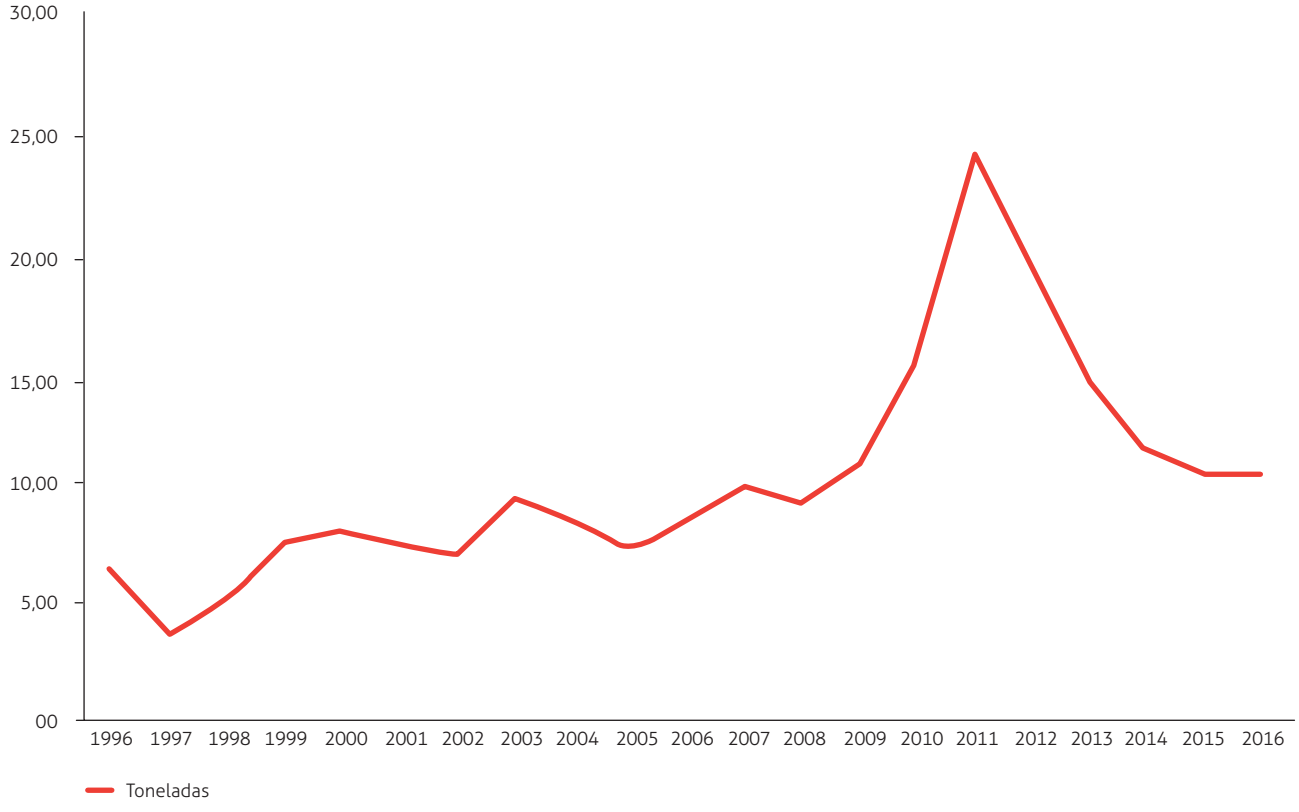


Figura 10. Variaciones de la producción de plata entre 1996 y 2016

Datos en toneladas

Fuente: UPME (2017)

Tabla 4. Producción de plata en Colombia por departamentos en el 1996-2016

Departamento	1996	2001	2006	2011	2016
Antioquia	2616.53	4260.36	5429.39	9223.21	7698.36
Bolívar	2627.48	161.54	285.54	5724.26	163.22
Caldas	484.31	1189.57	2246.76	2041.34	1553.20
Cauca	91.87	71.67	19.2	2.68	70.37
Chocó	58.86	85.93	217.49	6953.47	511.95
Córdoba	380.49	1383.54	61.21	1.01	17.71
Nariño	17.93	42.18	6.52	8.07	9.59
Risaralda	17.45	19.86	10.02	11.38	32.16
Santander	55.61	4.71	20.5	24.83	8.83
Tolima	10.68	15.13	93.31	42.41	301.7
Valle del cauca	37.62	6.34	1.24	1.15	6.02
Total	6406.9	7242.0	8399.0	24 045.1	10 427.4

Datos en kilogramos (kg)

Fuente: UPME (2017)

Para el año 2017 la Agencia Nacional de Minería informó la producción de plata en onzas Troy en el territorio nacional por departamentos (tabla 5).

Tabla 5. Producción de plata en Colombia por departamentos en el 2017

Departamento	Producción de plata en el 2017
Antioquia	215 837.21
Bolívar	18 905.78
Caldas	76 659.94
Caquetá	0.12
Cauca	2677.31
Chocó	24 899.54
Córdoba	872.06
Huila	187.02
Nariño	1533.70
Putumayo	0.00
Risaralda	633.77
Santander	270.78
Tolima	6 921.41
Valle del Cauca	90.86
Total	349 489.47

Datos en onzas Troy

Fuente: Agencia Nacional de Minería (2018)

Las exportaciones de plata también se hacen en bruto y semilabrado, y sumaron USD $59 000 000 entre el 2010 y el 2016 (figura 11).

Sin embargo, surge la incertidumbre de su producción, debido a lo que se ha venido reiterando y es la dependencia de la plata de la minería del oro. De acuerdo con los datos de importación, exportación y producción, la demanda de plata en el país no tiene una oferta suficiente por parte de su producción interna, por lo que se deduce que en los próximos años las importaciones van a continuar en aumento.

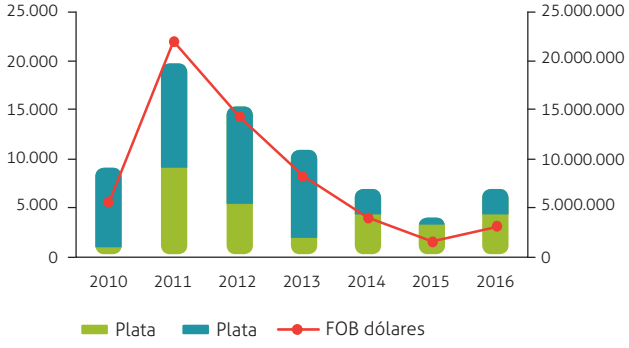


Figura 11. Exportación de plata
En millones de dólares en el periodo 2010-2016

Fuente: UPME (2017)

4. Aspectos ambientales y sustitutos

Las sales solubles de plata, especialmente el nitrato de plata ($AgNO_3$), son letales en concentraciones de hasta 2 g. Los compuestos de plata pueden ser absorbidos lentamente por los tejidos corporales, con la consecuente pigmentación azulada o negruzca de la piel (argiria).

Puede causar graves daños en la córnea si el líquido se pone en contacto con los ojos. Al contacto con la piel produce irritación, y cuando este es repetido y prolongado puede causar dermatitis alérgica. En cuanto a los peligros de la inhalación, la exposición a altas concentraciones del vapor puede causar mareos, dificultades para respirar, dolores de cabeza o irritación respiratoria. Concentraciones extremadamente altas pueden causar somnolencia, espasmos, confusión, inconsciencia, coma o muerte.

El líquido o el vapor pueden irritar la piel, los ojos, la garganta o los pulmones. El mal uso intencionado, consistente en la concentración deliberada de este producto e inhalación de su contenido, puede ser dañino o mortal.

Es moderadamente tóxico cuando se ingiere; puede causar molestias estomacales, náuseas, vómitos, diarrea y narcosis. Si el material se traga y es aspirado en los pulmones,

o si se produce el vómito, puede causar neumonitis química, que puede ser mortal (Química, s.f).

La sobreexposición crónica a un componente o varios componentes de la plata tiene los siguientes efectos en los órganos de los animales de laboratorio:

- Daños renales.
- Daños oculares.
- Daños pulmonares.
- Daños hepáticos.
- Anemia.
- Daños cerebrales.

En los humanos, la sobreexposición crónica a uno o varios componentes de la plata se supone tiene los siguientes efectos:

- Anormalidades cardiacas.
- Se ha informado de la relación entre sobreexposiciones repetidas y prolongadas a disolventes y daños cerebrales y del sistema nervioso permanentes.
- La respiración repetida o el contacto con la piel de la metil-etil-cetona puede aumentar la potencia de las neurotoxinas como el hexano, si la exposición tiene lugar al mismo tiempo.

Referencias

Agencia Nacional de Minería. (2018). Así se movieron las cifras de producción de minerales en 2017. Disponible en https://www.anm.gov.co/?q=asi-se-movieron-las-cifras-de-produccion-de-minerales-en-2017

AngloGold Ashanti. (2016). *Mineral resource and ore reserve report 2016*. Disponible en https://thevault.exchange/?get_group_doc=143/1502779473-2016MineralResourceandOreReserveReport.pdf

Bateman, A. (1957). *Yacimientos minerales de rendimiento económico.* Barcelona: Omega.

Comisión Chilena del Cobre (2006). *Mercado internacional de la plata y minería de la plata en Chile.* Disponible en https://www.cochilco.cl/Paginas/Estudios/Mercados%20de%20metales%20e%20insumos%20estrat%C3%A9gicos/Mercado-Internacional-del-Oro-y-de-la-Plata-y-la-Miner%C3%A-Da-en-Chile.aspx

Cornelius, S. y Hurbult, C. (1981). *Manual de mineralogía* (2ª ed.). Barcelona: Reverté.

Gestión de conocimiento para una minería artesanal. (s.f). *Procesos de beneficio de minerales.* Subproyecto "Asistencia técnica y capacitación para el desarrollo técnico y empresarial de Amalar". Disponible en http://geco.mineroartesanal.com/tiki-download_wiki_attachment.php?attId=232

Herrera, J. (2006). *Métodos de minería a cielo abierto*. Madrid: Universidad Politécnica de Madrid.

Feldhaus, L., Muñoz, R., Salazar, G. y Schmidt, M. (1992). *Explicación del mapa geológico, escala 1:250.000, del flanco oeste de la Cordillera Occidental entre los ríos Andágueda y Murindó, Departamento de Antioquia y Chocó, República de Colombia*. Bogotá: Ingeominas.

Ingeominas. (1983). *Evaluación de los recursos minerales no combustibles de Colombia. Evaluación del Proyecto Cooperativo Ingeominas-USGS*. Bogotá.

Ingeominas. (2005). *Zonas potenciales para metales preciosos en Colombia.* Bogotá.

Ingeominas. (2006). *Mapa geológico de Colombia, escala 1:2.800.000.* Bogotá.

Ingeominas. (2011). *Mapa de zonas potenciales integrales de Colombia*. Bogotá.

Instituto Tecnológico GeoMinero de España. (1995). *Manual de arranque, carga y transporte en minería a cielo abierto.* Madrid.

Instituto Tecnológico GeoMinero de España. (1997). *Manual de evaluación técnico- económica de proyectos mineros de inversión*. Madrid.

Instituto Tecnológico GeoMinero de España. (2004). *Manual de restauración de terrenos y evaluación de impactos ambientales en minería*. Madrid.

Klein, C. y Hurlbut, C. (1997). *Manual de mineralogía, Cuarta edición. Basado en la obra de J. Dana.* Barcelona: Reverté, S.A.

Mosier, D., Singer, D. y Berger, B. (1992). *Mineral Deposit Models.* Denver: United States Geological Survey (USGS).

Química.com. (s.f). *Plata*. Disponible en https://dequimica.com/web/tabla-periodica/plata/

Renzoni, G. (1990). *Secuencia aurífera de la serranía de Naquén: exploración geológica preliminar*. *Boletín Geológico*, 30(2), 45-89.

Salinas, R., Rodríguez, C., Lozano, H., y Solano, F. (1999). *Mapa metalogénico de Colombia. Informe 2259*. Bogotá: Ingeominas.

Sarmiento, L. (1987). *Minerales de plomo. En Recursos minerales de Colombia* (vol. I). Bogotá: Ingeominas.

Servicio Geológico Colombiano. (2016), *Mapa Metalogénico de Colombia. Versión 2016.* Bogotá.

Shaw, R. (2000). *Gold Mineralisation in the Northern Andes: Magmatic Setting vs. Metallogeny*. *XI International Mining Congress*. Bogotá.

Stanton, R. (1972). *Ore petrology.* Nueva York: McGraw-Hill.

Thomson Reuters. (2017). *World Silver Survey.* Gold Fields Mineral Services (GMS). Disponible en http://financial-risk-solutions.thomsonreuters.info/GFMS

Unidad de Planeación Minero Energética (UPME). (2017). *Boletín estadístico de minas y energía 2012-2016.* Disponible en http://www1.upme.gov.co/simco/Documents/Boletin_Estadistico_2012_2016.pdf

Unidad de Planeación Minero Energética (UPME), Minercol e Ingeominas. (2001). *MEDC 2000. Minerales estratégicos para el desarrollo de Colombia.* Bogotá: UPME.

United States Geological Survey (USGS). (2005). *Silver: Minerals Yearbook*. Disponible en https://search.usa.gov/search?utf8=%E2%9C%93&affiliate=usgs&sitelimit=&query=minerals+yearbook+silver&commit=Search

United States Geological Survey (USGS). (2014). *Minerals Yearbook. Silver [Advance Release*]. Disponible en https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/silver/myb1-2014-silve.pdf

United States Geological Survey (USGS). (2016). Silver Statistics and Information. *Minerals Information.* Disponible en https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/silver/

United States Geological Survey (USGS). (2017). *Porphyry copper deposits of the world. Mineral Resources On-Line Spatial Data*. Disponible en https://mrdata.usgs.gov/mineral-resources/porcu.html



Diamante
Fotografía: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/a/a2/Rocks_with_quartz-type_inclusions_Maramure%C5%9F_diamonds.jpg

Diamante

Álvaro Murillo Rodríguez

Citación: Murillo, A. (2019). Diamante. En: *Recursos minerales de Colombia*, vol. 2. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

La historia inicial del diamante se relaciona con las sociedades que habitaron el territorio de la India, alrededor del año 2800 a.c, donde se producía abundantemente a partir de la explotación de los placeres aluviales de los ríos Penner, Krishna y Godavari; luego se asoció con la divinidad y la buena suerte para quienes lo utilizaban y, por último, se identificó el color con las castas hindúes y únicamente los reyes podían utilizar todos los colores (Madehow.com, 2017). Se reconocieron sus cualidades como adorno y como material de gran dureza a partir del siglo XI, con el cual se podían tallar otros minerales y horadar las rocas. Sin embargo, la tradición de amuleto y otras consideraciones hicieron que Europa y el mundo occidental tardaran cerca de diez siglos en reconocer al diamante como gema y material de uso industrial, tiempo durante el cual el rubí y las esmeraldas fueron las gemas más importantes.

Durante la Edad Media, alrededor de 1300, el tabú (misterio y superstición) relacionado con el diamante y los tipos de tallado provenientes de la India se disiparon, y muy pronto en Europa se empezó a usar como adorno y a apreciar sus propiedades físicas. La calidad de la gema se reconoció hasta el punto de que el rey Luis IX de Francia estableció una ley por medio de la cual solo el rey podía poseer diamantes. Luego de ser considerado con fines de atesoramiento, en el siglo XVII un tallador veneciano llamado Vicenzo Peruzzi desarrolló el corte llamado "brillante", con el cual demostró la belleza, las intrincaciones y la perfección de esta piedra preciosa.

El diamante como una gema y, por ende, como material de joyería, tuvo un gran desarrollo, y desde esa época talladores especializados elaboraron cortes reconocidos mundialmente (figura 1). El diamante más grande hasta 1905 era parte de las joyas de la corona británica: se llamó Cullinam y pesaba 3106.75 Q. De este se obtuvo la Gran Estrella del África, con un peso de 530.2 Q, considerado como el diamante tallado más grande hasta 1985, cuando se obtuvo el Jubileo Dorado con 545.67 Q, de color amarillo (Schoner, 2004).

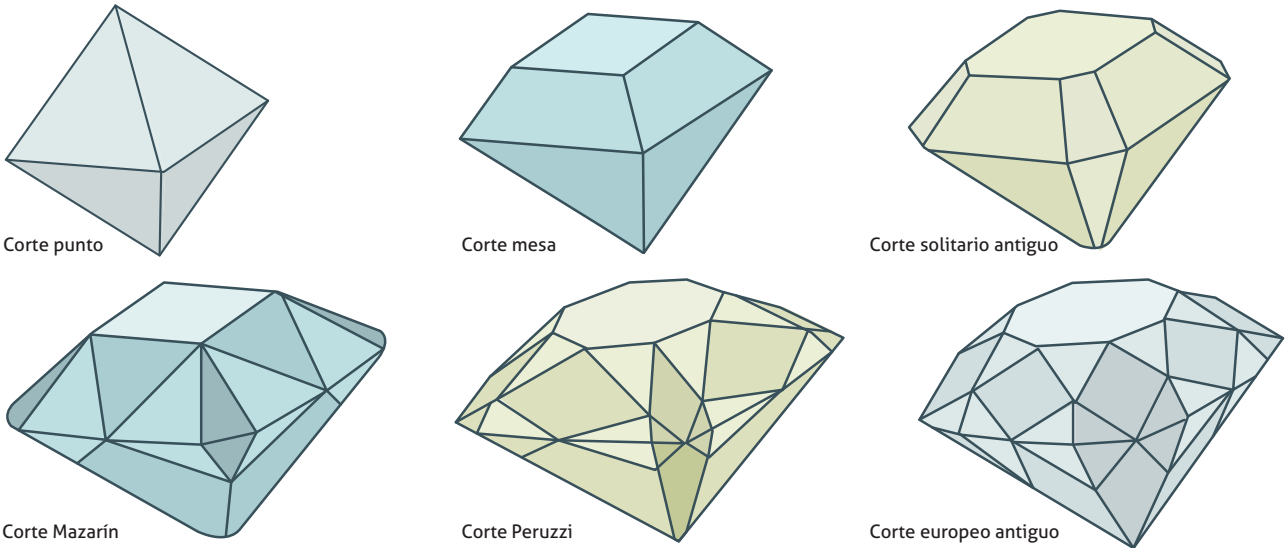


Figura 1. Registro de los cortes más reconocidos en los diamantes
Fuente: Schoner (2004)

Acerca del diamante como un mineral para la aplicación en la industria, se atribuye su aprovechamiento a las sociedades que poblaron China, alrededor del año 600 a. C., las cuales reconocieron su extraordinaria dureza, con la cual podían efectuar perforaciones y pulir otros minerales o metales (Madehow.com, 2017). Sin embargo, el empleo moderno de estas propiedades físicas del diamante lo redescubrió Henry Ford quien lo usó en la industria del automóvil, ejemplo seguido rápidamente por otras industrias. El diamante industrial puede tener origen natural, cuando se extrae de la roca y no posee las características de gema, o artificial, esto último a partir de 1954, cuando un equipo de investigadores al servicio de General Electric, encabezado por Tracy Hall, desarrolló la metodología (alta temperatura-alta presión) y la tecnología necesarias para producir diamante con fines abrasivos (Wikipedia.com, 2017a). Este mismo equipo logró producir cristales de diamante de calidad gema en 1970 y, a partir de 1980, se utiliza en esta manufactura el método de depositación de vapor químico (*chemical vapor deposition* [CVD], por su sigla en inglés), que comprende una serie de etapas de reacciones químicas en superficie en una fase gaseosa y la depositación de los productos obtenidos por esta reacción, es decir, el diamante, sobre la superficie de un sustrato sólido (Hemley, Yan y Chen, 2005). Los desarrollos recientes de esta técnica han ayudado a mejorar notablemente la tasa de formación de cristales, los cuales son producidos a una velocidad de crecimiento que varía entre 50 y 100 nm/h y con posibilidades de afinamiento que permiten alcanzar destacables propiedades mecánicas (Yan, Vohra, Mao, Hemley, 2002; Yan *et al*., 2004). Estos diamantes industriales artificiales solo se producen de 3 Q, aproximadamente.

En el 2005 un equipo de físicos de la Universidad de Bayreuth, en Alemania, liderado por la científica Natalia Dubrovinskaia crearon el diamante policristalino superabrasivo *Aggregated Diamond Nanorods* (ADNR), alcanzando un módulo de 491 gigapascales (GPa) y superando al diamante natural, que tiene un módulo de 442 GPa. El carbono se utiliza a menudo como un elemento que exhibe alotropía, lo que significa que puede existir en más de una estructura multiatómica. Entre las que se encuentra el carbono amorfo (un componente de carbón), grafito y diamante, y ahora también incluye buckminsterfullereno, nanotubos de carbono, nanoforma de carbono y muchos más. (Felice, 2013).

Al someter varias formas de carbono a diferentes temperaturas y presiones se encontró que a partir de buckminsterfullereno C60, una temperatura de 2000 ° C y una presión de 20 GPa. se obtenía cilindros sólidos, de 3 mm de altura y 1.8 mm de diámetro, hechos de un material que era compacto y translúcido. Sus patrones de difracción de rayos X indicaban que el material tenía una estructura de diamante y sus espectros Raman e IR eran similares a los obtenidos por nanodiamantes (Felice, 2013).

1. Usos

El uso del diamante como gema es reconocido a partir del siglo XI, como la base de la joyería, donde se aprovechan sus propiedades de alto índice de refracción y color, para lo cual se utilizan como parámetros de medida estándar de calidad los siguientes atributos: corte, color, claridad y quilate. Cuando el cristal no alcanza los niveles mínimos en estas cualidades para que se lo considere gema, se le clasifica como diamante para uso industrial y se aprovechan sus restantes propiedades físicas, empezando por las de la dureza, en la fabricación de abrasivos.

Las características químicas, cristalinas, eléctricas, ópticas y térmicas del diamante lo hacen uno de los mejores materiales para la industria de los recubrimientos contra el desgaste y resistentes a la corrosión de los amolamientos lubricados; en la fabricación de hilos metálicos y en usos especializados como bisturís, lentes, circuitos eléctricos, materiales de computación y otras tecnologías avanzadas (USGS, 2006).

En los amolamientos lubricados el diamante se aprovecha por su capacidad de corte y su propiedad de ser friable. En el primer caso, se pueden hacer cortes hasta de 1900 km de longitud sin necesidad de cambiar la herramienta y, en el segundo, se obtienen acabados ultrafinos. En la producción de hilos de metal se utilizan los dados de diamantes que, unidos, permiten obtener agujeros de diferentes tamaños a través de los cuales se halan los materiales que se convertirán en hilo, obteniéndose en el cobre hasta 24 000 km de longitud (Moon, Whateley y Evans, 2006), antes de que sea necesario volver a moldear el diamante.

En los usos especializados se aprovecha la estructura continua del cristal individual que, combinada con la dureza, la pureza, la estabilidad y la integridad que tiene el diamante, lo hace indispensable en procedimientos y operaciones tecnológicas (Roffman, Lieber y Solow, 2017). Estos autores corporativos (Lieber y Solow Co.) mencionan, por ejemplo, los bisturís de diamante, que se utilizan en los procedimientos quirúrgicos para rebanar y en la obtención de muestras de tejidos humanos y de otros materiales; los pulverizadores de agua a chorro para la

obtención de cortes especiales; en la fabricación de fibra óptica y algunas operaciones de grabado; en disipadores de calor y ventanas especiales de diamante y, por último, en las brocas para efectuar perforaciones en el grado de la ultraprecisión.

En el futuro, la nanotecnología basada en el diamante será un campo "brillante" si los microdispositivos construidos con esta tecnología superan a los de silicio, haciéndose, por tanto, con el mercado de las tecnologías de la información y de las comunicaciones (TIC), al igual que con el de la biomedicina, dado que el diamante es hidrofóbico, con lo cual supera al silicio, que modifica sus propiedades en medios húmedos (Wangensteen, 2001). Además, el diamante no es tóxico ni alergénico cuando se introduce en el cuerpo de un ser vivo, a diferencia de los demás materiales empleados por lo general en nanotecnología. Un equipo de inventores en la Universidad de Vanderbilt (Tennessee, Estados Unidos) está explorando el uso de diamante policristalino como reemplazo de las células solares de silicio actualmente utilizadas en muchas aplicaciones espaciales, el profesor Timothy Fisher, Ingeniero meccánico y aeroespacial de la Universidad de los Angeles de California, indica que el "Diamante tiene una serie de ventajas potenciales para su uso en el espacio exterior" (Spacedaily, 2001).

2. Ambiente geológico

El diamante se encuentra en la naturaleza en depósitos minerales primarios relacionados con las kimberlitas (rocas ultrabásicas), propiamente en cuellos o chimeneas brechoides, que según la mineralogía se subdividen en potásicas o kimberlitas Grupo I, y micáceas o kimberlitas Grupo II, y con las lamproítas (rocas volcánicas derivadas del manto ultrapotásico), y en depósitos minerales secundarios denominados placeres, que contienen minerales pesados, entre ellos diamantes. También se produce a escala industrial como diamante sintético (en este caso, deja de ser un mineral como tal) en los países que poseen la tecnología adecuada para estos menesteres (Japón y Estados Unidos, entre otros).

En el procesamiento de las rocas para la extracción del diamante sus operaciones difieren de los empleados para la mayoría de los minerales, puesto que el propósito es obtener gemas, en primera instancia, motivo por el cual las rocas no pueden molerse severamente y en varios ciclos, como se hace en la extracción de otros minerales, sino en forma moderada y con fines de facilitar la separación del diamante en bruto de la roca madre.

2.1. Características

El diamante es la tercera forma alotrópica del carbón; las otras dos son el grafito (segunda forma) y el carbón amorfo (la primera), que está compuesto por una cadena de átomos de carbono densamente concentrada que le imparte su característica fundamental de ser el mineral más duro en la naturaleza. Tiene propiedades cristalográficas especiales, como el clivaje perfecto (111) y la dureza 10 en la escala de Mohs, la más alta entre todas las sustancias naturales conocidas por el hombre. Las variedades que lo superan en cuanto a dureza son las nanovarillas de agregados de diamantes (ADNR), que se obtienen de manera sintética, y el ^{60}C (fullerita), que a la fecha no se ha presentado ante la International Mineralogical Association (IMA, por su sigla en inglés) para la validación del nombre y ser considerada otro espécimen mineral (Barthelmy, 2007).

A esta propiedad física de su dureza (10 en la escala de Mohs) se le agregan las de su menor compresibilidad (mayor que 110 GPa); su elevado índice de refracción (2.41); la altísima conductividad térmica (20.0 W/cm-K) y la extremadamente baja expansión térmica (0.0000011 /K); su alto punto de fusión (4090 °C, el más alto de todas las sustancias); su transparencia y color (desde el ultravioleta profundo hasta el infrarrojo lejano, pasando por el visible del espectro); el ser inerte químicamente a la mayoría de los ácidos y bases (excepto al nitrato potásico y la sosa fundida), además de ser uno de los pocos materiales de la naturaleza con una afinidad electrónica negativa (May, 2007).

Las propiedades de los diamantes naturales se obtienen también en los minerales sintéticos, que difieren del natural en el tamaño, el cual es menor en el industrial y en el número de quilates (Q), que suele ser inferior a 1.5 Q. Por el contrario, el industrial supera al natural en cuanto a que en el laboratorio y en planta de producción se puede "elaborar" el diamante "a la medida" de los requerimientos del usuario o cliente, en cantidades ilimitadas y en condiciones controladas, incluso superando al natural en la dureza, como se indicó antes, y en el grado de pureza (USGS, 2017).

El diamante cristaliza en el sistema cúbico y se presenta en diversas formas (figura 2), y posee otras propiedades mineralógicas, físicas, químicas, ópticas y electrónicas que se ilustran en la tabla 1.

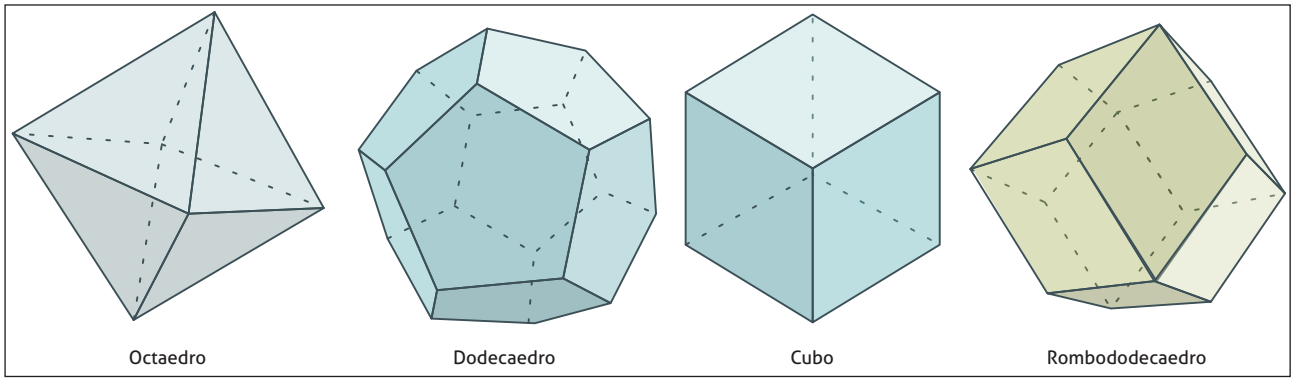


Figura 2. Formas cristalinas más conocidas del diamante

Fuente: modificado de ITe (2014)

Tabla 1. Propiedades mineralógicas, físicas, químicas, ópticas y electrónicas del diamante natural

Propiedad	Valor/atributo	Unidad de medida
Birrefringencia	Ninguna	Magnitud adimensional
Birrefringencia	Birrefringente	Diamante deformado
Brillo	Adamantino a graso	Magnitud adimensional
Clivaje	Perfecto (111)	En planos paralelos a las caras de un octaedro
Coeficiente de expansión termal	0.0000011	/K
Color común	Incoloro, amarillo claro a oscuro, marrón, blanco, azul	Magnitud adimensional
Color menos común	Verde, rosado, rojo, gris a negro	Magnitud adimensional
Conductividad térmica	20	W/cm-K
Constante dieléctrica	5.7	Magnitud adimensional
Dato óptico	Isotrópico	Magnitud adimensional
Densidad	3.52	g/cm3
Densidad, rango	3.50-3.53	g/cm3
Diafanidad	Transparente a translúcido, a opaco	Magnitud adimensional
Dureza, mineralogía	10	Escala de Mohs
Dureza, física	10	kg/mm2
Electricidad	Efecto triboeléctrico	Magnitud adimensional
Fractura	Concoidal	Magnitud adimensional
Función de trabajo	Pequeña y negativa	En superficies (111)
Hábito	Cristales euhedrales o granular (anhedral a subhedral en matriz)	Magnitud adimensional
Índice de refracción óptica (a 591 nm)	2.41	Magnitud adimensional
Luminiscencia	Fluorescencia y fosforescencia	Magnitud adimensional
Macla	De contacto	(111) es plano de macla
Módulo de Young	1.22	GPa
Movilidad electrónica	2.2	cm2/V-s
Movilidad de agujero	1.6	cm2/V-s
Parada de energía	5.45	eV
Parámetro de choque termal	30 000 000	W/m
Radiactividad	Ninguna	Magnitud adimensional
Raya	Incolora	Magnitud adimensional

(…/…)

(…/…)

Propiedad	Valor/atributo	Unidad de medida
Relación de Poisson	0.2	Magnitud adimensional
Resistencia a la tensión	>1.2	GPa
Resistencia a la compresión	>110	GPa
Resistencia dieléctrica	10 000 000	V/cm
Resistividad	1013-1016	Ohm-cm
Temperatura de Debye	2.2	K
Tenacidad	Quebradizo	Magnitud adimensional
Transmisividad óptica (desde nm hasta infrarrojo lejano)	225	Magnitud adimensional
Velocidad del sonido	18	m/s
Velocidad saturada del electrón	27 000 000	cm/s
Velocidad saturada de agujero	10 000 000	cm/s

Fuente: Spear y Dismukes (1994), May (2007), Barthelmy (2007)

Mineralógicamente, el diamante se clasifica con el número de especie 1.3.6.1, según el sistema numérico de clasificación de Dana (Gaines *et al*., 1997). Los otros miembros del grupo son: grafito (1.3.6.2), lonsdaleíta (1.3.6.3), caoíta (1.3.6.3) y fullerita (1.3.6.4). La lonsdaleíta es el diamante de forma hexagonal de alta presión, resultado del impacto de un meteorito contra la Tierra. De acuerdo con el tipo y nivel de impureza presente en el diamante, May (2007) clasifica los diamantes así:

- *Diamante tipo Ia*. Contiene hasta 0.3 % de nitrógeno; corresponde a la mayoría de los diamantes naturales.
- *Diamante tipo Ib*. Contiene nitrógeno en cantidades traza hasta de 500 ppm; muy raro en la naturaleza (aproximadamente 0.1 %). Casi todos los diamantes artificiales pertenecen a este tipo.
- *Diamante tipo IIa*. Exento de impurezas de nitrógeno al nivel de detección instrumental, exhibe propiedades ópticas y térmicas más altas que los comunes.
- *Diamante tipo IIb*. Extremadamente raro en la naturaleza, el cristal es un semiconductor tipo-p^3 y, por general, es de color azul. Contiene boro como impureza.

Además de los anteriores, se encuentran los diamantes verdes, que adquieren este color por el bombardeo de rayos nucleares durante su crecimiento y pueden o no tener átomos de nitrógeno como impurezas. Son extremadamente raros.

Las variedades industriales del diamante son:

- *Ballas*. Masa compactada de diamantes pequeños que forma un agregado esférico.
- *Bort*. Diamante cristalizado imperfectamente de color oscuro, translúcido a opaco. En el comercio también recibe este nombre el fragmento de una gema.
- *Carbonado*. Diamante negro, opaco, sin clivaje, con gravedad específica entre 3.1 y 3.3.

2.2. Tipo de depósito

Los depósitos minerales que contienen diamantes son de origen primario y están relacionados con las rocas kimberlitas y lamproítas que los transportaron desde las profundidades del manto de la Tierra, donde se formaron, hasta la superficie (geotransporte), o de origen secundario, mediante procesos de concentración mecánica llevados a cabo en la parte externa de la corteza terrestre.

Este geotransporte está asociado con un fracturamiento profundo de la corteza, utilizado por el magma como conducto para mover los diamantes en forma sólida desde las profundidades del manto (a unos 150 km de la superficie en condiciones de bajo gradiente geotérmico), donde estos se formaban establemente (Nixon, 1995; Bulanova, 1995), hasta profundidades cercanas a la superficie (emplazamiento), donde se solidificó y se formaron las rocas denominadas kimberlitas y lamproítas.

Según los modelos geocronológicos de Richardson, Gurney, Erlank, Harris (1984) y Richardson, Erlank, Harris, Hart (1990), la edad de formación de los diamantes con inclusiones peridotíticas (diamantes peridotíticos) se encuentra en el rango comprendido entre los 3000 y 3300 millones de años (Ma), mientras que la de los diamantes con inclusiones eclogíticas (diamantes eclogíticos) entre los 990 y 1670 Ma. La geotermobarometría de los silica-

tos asociados indica que la formación de la mayoría de los diamantes tiene lugar a temperaturas comprendidas entre 1000 y 1300 °C, y presiones entre 40 y 60 kbar, que corresponden a profundidades aproximadas entre los 150 y 200 km (Boyd, Gurney y Richardson, 1985). Para algunas clases de diamantes que se caracterizan por tener inclusiones de granate con piroxeno en solución sólida, se han inferido condiciones de alta presión extrema y grandes profundidades de formación, que según Moore, Gurney, Griffin, Shimizu (1991) pueden presentarse a los 450 km.

De acuerdo con lo anterior, que reúne lo presentado por Bulanova (1995); Helmstaedt y Gurney (1995); Nixon (1995); Boyd, Gurney y Richardson (1985), y Pell (1998), el modelo genético de las ocurrencias diamantíferas primarias comprende tres partes: formación y composición del material a profundidades del manto, "geotransporte" y emplazamiento cerca de la superficie de la Tierra, las cuales se pueden resumir en los siguientes parámetros y procesos:

- *Temperaturas de formación (°C):* 1000-1300.
- *Rango de presión de formación (kbar):* 40-60.
- *Profundidades de formación (km):* 150-200. Excepcionalmente: 450.
- *Composición del material fuente de los diamantes.* Los diamantes macroscópicos se derivan de peridotitas harzburgíticas y eclogitas dentro de las regiones del manto sublitosférico, donde se presentan las temperaturas y presiones apropiadas, en tanto que la fugacidad del oxígeno permite su formación.
- *Proceso de geotransporte.* Al pasar el magma kimberlítico a través de las porciones diamantíferas del manto, toma dentro de sí a los diamantes y los transporta hasta la superficie si no son absorbidos (disueltos y asimilados) durante su ascenso.
- *Proceso de emplazamiento.* La rápida fase de pérdida de gases de CO_2 del magma cerca de la superficie produce brechas intrusivas fluidizadas (diatremas) y erupciones volcánicas explosivas (maars).
- *Edades de formación.* Diamantes eclogíticos: 990-1670 Ma; diamantes peridotíticos: 3.0-3.3 Ga (miles de millones de años).

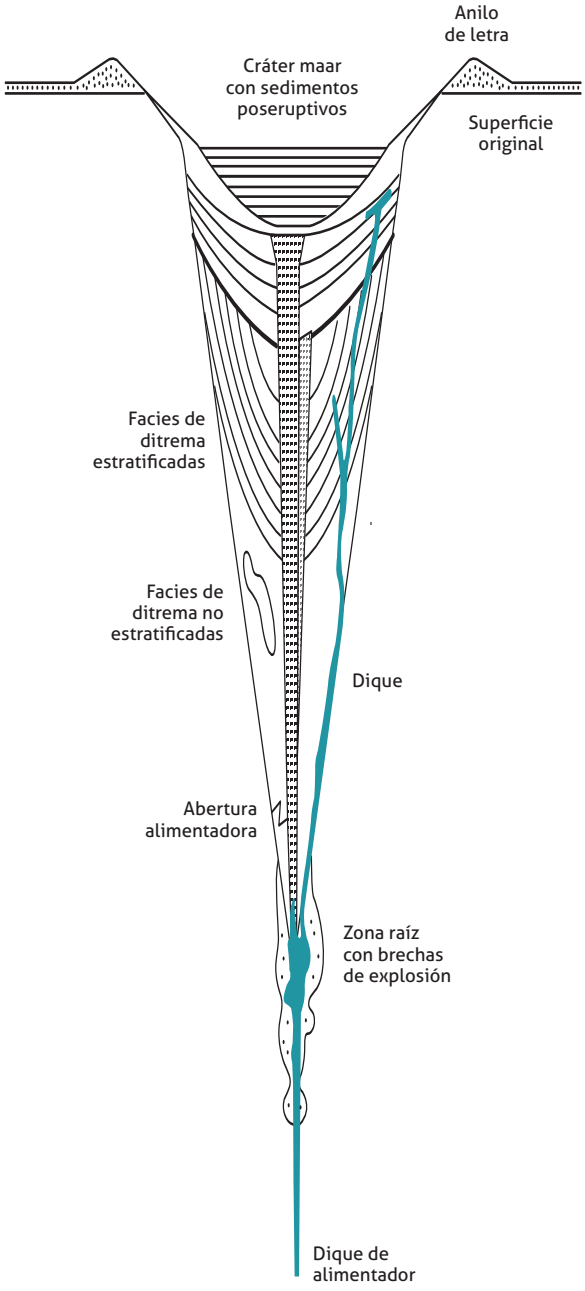


Figura 3. Modelo de un volcán tipo maar-diatrema donde se emplaza el diamante presente en las kimberlitas y lamproítas

Fuente: modificado de Lorenz (2003)

En este modelo genético del diamante, las rocas volcánicas diamantíferas corresponden a kimberlitas y lamproítas dispuestas en una estructura volcánica tipo maar-diatrema, donde el conducto magmático con relleno (*pipe*) tiene una forma especial que recuerda una "zanahoria", diatrema, y la parte superior expuesta en la superficie a una "copa de champaña", que se denomina maar (figura 3).

Los maars son cráteres que tienen un diámetro hasta de 3 km de ancho y una profundidad hasta de 300 m que se forman por actividad volcánica subaérea, a partir de un amplio rango de magmas, y por erosión, que deja expuesta la diatrema rellena con altos volúmenes de material clástico que indican la producción de grandes cantidades de una fase gaseosa cuyo origen es objeto de controversia.

Las hipótesis enunciadas al respecto son las de interacción entre agua de origen meteórico y agua ascendente asociada al magma (explosión freatomagmática), propuesta por Lorenz (1973), "On the formation of maars", y Lorenz (2003), "Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock or soft-rock environments"; agua juvenil despedida del magma asociada con volátiles, particularmente CO_2 (Clement, 1982, *A comparative geological study of some major pipes in the Northern Cape and Orange Free State*; Clement y Reid, 1989), y ambos orígenes de agua (Jaques, Lewis y Smith, 1986).

Los tipos de depósito mineral del diamante que tienen un origen primario son dos: diamantes hospedados en kimberlitas (propiamente en chimeneas brechoides o gargantas) y diamantes hospedados en lamproítas. La proporción volumétrica en km^3 de estos últimos con respecto a los primeros es de 1 a 50, lo cual indica que el volumen de lamproítas con diamante es relativamente bajo en comparación con las kimberlitas diamantíferas (Nixon, 1995). Por otra parte, el catálogo elaborado por Janse y Sheahan (1995) de las ocurrencias de kimberlitas y del diamante a nivel mundial, indica que existen en cualquier continente y el número generalmente aceptado de ocurrencias primarias es de 5000, de las cuales 500 kimberlitas son diamantíferas, 50 se han explotado y apenas 15 son minas activas grandes.

Cox y Singer (1992) clasifican los depósitos minerales primarios con diamantes en el grupo de los depósitos relacionados con intrusiones alcalinas, específicamente en el Modelo Descriptivo de Diamantes en Conductos Magmáticos con Relleno (*Descriptive Model of Diamond Pipes*). Para este informe se seleccionó la clasificación que elaboró el British Columbia Geological Survey, en el que se describen separadamente y con la misma profundidad los dos tipos de ocurrencias primarias de diamantes que existen en la naturaleza y se explotan con fines comerciales.

2.2.1. Diamantes hospedados en kimberlitas

Las kimberlitas son rocas ultrabásicas potásicas ricas en volátiles con macrocristales (en ocasiones megacristales y xenolitos), dispuestas en una matriz de grano fino donde los diamantes ocurren como xenocristales dispersos y dentro de xenolitos diamantíferos (Pell, 1998).

Características geológicas:

- *Tipos de rocas asociadas/hospedantes Kimberlitas*. Según Mitchell (1986), estas rocas son un clan de rocas ultrabásicas potásicas ricas en volátiles (predominantemente dióxido de carbón).
- *Estructura/texturas*. Las kimberlitas son intrusiones hipoabisales pequeñas que gradan hacia arriba a brechas diatrema cerca de la superficie y rocas piroclásticas en la facies de cráter en superficie tipo maars. De ahí el nombre de la estructura maar-diatrema de los volcanes donde aparecen las kimberlitas. La textura característica es inequigranular, resultado de la presencia de macrocristales (algunas veces megacristales y xenolitos) alojados en una matriz de grano fino.
- *Rango de edad*. Entre 3.0-3.3 Ga (Bulanova, 1995) y Cuaternario (Nixon, 1995), con registro eruptivo desde el Paleoproterozoico.
- *Ambiente de formación*. Las kimberlitas ascienden rápidamente desde el manto y se emplazan como diatremas multiestadios a alto nivel, en forma de cono de tobas y anillos, acompañados de diques y silos.
- *Forma del depósito*. Se presenta comúnmente con paredes laterales subverticales, de forma cónica (diatrema) e invertida "hacia abajo", la cual puede tener zonas radicales complejas con múltiples diques y *blows*. Los contactos de la diatrema son abruptos. En superficie, las áreas varían entre 2 y 146 ha (Mwadui, Tanzania). En algunas diatremas se pueden preservar el cráter asociado y el anillo de tobas. Los conos de tobas y cráteres en la kimberlita pueden formarse sin asociarse con diatremas (por ejemplo: Saskatchewan), en tanto que las unidades estratificadas pueden tener buzamientos moderados. Las kimberlitas hipoabisales forman por lo general silos y diques.
- *Marco tectónico*. Predominantemente regiones infrayacidas por cratones arqueanos estables.
- *Mineralogía*. El mineral de mena es el diamante. Los minerales de ganga principales son olivino, flogopita, piropo y granate eclogítico, diópsido cromo, ilmenita magnesiana, enstatita, cromita, carbonatos y serpentina. Los subordinados son monticellita, perovskita, espinela y apatito.
- *Textura/estructura del depósito*. Los diamantes ocurren como granos discretos de origen diferente del de la kimberlita y tienden a ubicarse aleatoriamente dentro de las diatremas. Algunas facies de cráteres de las kimberlitas se encuentran enriquecidas en diamantes en relación con su diatrema debido al expulsado de los finos.
- *Alteración*. Serpentinización en numerosos depósitos, silicificación y blanqueado a lo largo de los contactos, calcita con cuarzo y zeolitas pueden ocurrir en las fracturas.
- *Meteorización*. En climas tropicales, la kimberlita se meteoriza rápida y profundamente a un "material amarillo" que se compone sobre todo de minerales de arci-

lla. En climas templados es menos severa, pero siguen predominando las arcillas. Las facies en la diatrema y el cráter tienden a formar depresiones topográficas, mientras que los diques, por ser más resistentes, forman elevaciones.

Ejemplos de depósitos minerales en el mundo:

- Botsuana: Orapa pipes, Jwaneng.
- Canadá: Koala, Panda, Sable, Fox y Misery (Northwest Territories).
- Rusia: Mir, International, Udachnaya, Aikhal y Yubilenaya.
- República de Sudáfrica: Kimberley pipes, Premier pipes, Venetia.

2.2.2. Diamantes hospedados en lamproítas

Las lamproítas (Pell, 1998) son rocas máficas ultrapotásicas, caracterizadas por la presencia de olivino, leucita, richterita, diópsido o sanidina. Los diamantes ocurren como xenocristales dispersos y en xenolitos del manto dentro de los diques y piroclastitas formados por este tipo de rocas. Numerosos depósitos se encuentran dentro de las aberturas en forma de chimeneas o cráteres del volcán.

Características geológicas:

- *Tipos de rocas asociadas/hospedantes*. Las lamproítas con olivino que poseen diamantes son las rocas piroclásticas y los diques, mientras que las lavas son estériles. Las lamproítas son peralcalinas y típicamente ultrapotásicas (entre 6 y 8 % de K_2O).
- *Estructura/texturas*. Los diamantes ocurren como granos discretos de origen distinto del de la lamproíta; están distribuidos de manera dispersa y aleatoria en la matriz y en los xenolitos del manto.
- *Rango de edad*. Cualquiera, excepto el arqueano. Las lamproítas diamantíferas varían desde el Proterozoico hasta el Mioceno.
- *Ambiente de formación*. Las lamproítas con olivino se derivan del manto litosférico metasomatizado y generalmente se emplazan en cráteres tipo maar-diatrema, a alto nivel.
- *Marco tectónico*. Estas rocas son postectónicas y ocurren cerca de las márgenes de los cratones arqueanos, en los cinturones móviles del Proterozoico acrecionados y adyacentes al cratón.
- *Mineralogía*. Mineral de mena es el diamante. Los minerales de ganga principales son olivino, flogopita, richterita, diópsido, sanidina, y los subordinados son priderita, wadeíta, ilmenita, cromita, perovskita, espinela, apatito y granate variedad piropo. Vidrio volcánico y xenocristales de olivino derivados del manto, granate variedad piropo y cromita pueden también presentarse en estas rocas.
- *Textura/estructura del depósito*. Textura piroclástica caracterizada por la presencia de fenocristales o matriz constituida por olivino forsterítico, flogopita rica en Ti y pobre en Al y tetraferriflogopita.
- *Alteración*. Se reconoce alteración a barita, analcima, cuarzo, zeolita, carbonatos y serpentina + magnetita.
- *Meteorización*. Minerales de arcilla, predominantemente la esmectita, son los productos de este proceso geológico.

Ejemplos de depósitos minerales en el mundo:

- Australia: Argyle y Ellendale (Western Australia).
- Brasil: Coromandel. Las kimberlitas en esta región son estériles (Tompkins y Gonzaga, 1989) y también las lamproítas (Janse y Sheahan, 1995).
- Costa de Marfil: Bobi.
- Estados Unidos: Prairie Creek (Arkansas).
- India: Majhgawan.
- Zambia: Kapamba.

2.2.3. Placeres de diamante

El segundo origen de los depósitos de diamante corresponde a la concentración por procesos superficiales que Cox y Singer (1992) reseñan con el nombre de *Descriptive Model of Diamond Placers*, que se tradujo como Modelo Descriptivo Placeres de Diamante. Para depósitos aluviales con diamante el número de depósitos a nivel mundial es difícil de estimar, ya que en la bibliografía existente "una ocurrencia de diamante aluvial" puede referirse tanto a una simple gema como a un placer de diamante grande o a cualquier depósito entre estos extremos; sin embargo, se estima en 4000 (Janse y Sheahan, 1995). Para este informe se seleccionó el modelo descriptivo de Cox y Singer (1992), por ser específico y exclusivamente para los diamantes. Otras clasificaciones, como la del British Columbia Geological Survey, incluyen a los diamantes en el conjunto de los minerales pesados que tienen los placeres, como casiterita, cromita, wolframita, minerales del grupo del platino (MGP), oro, pirocloro y rutilo.

Características geológicas:

- *Tipo de depósito sedimentario*. Arenas de río, gravas y gravillas, y conglomerados indicativos de los tipos de

roca que alojan los minerales de mena del depósito primario.
- *Texturas*. Clástica de grano grueso.
- *Rango de edad*. Paleógeno/Neógeno a Cuaternario.
- *Ambiente de depositación*. Corrientes superficiales que drenan áreas conformadas por conductos magmáticos con relleno (*pipes*) de kimberlitas o concentraciones de diamantes en rocas metamórficas o sedimentarias. Los depósitos de diamantes tipo placeres aluviales pueden encontrarse a distancias hasta de 1000 km de la fuente mineralizada.
- *Marco tectónico*. Cratones estables. Estabilidad tectónica durante la depositación y preservación de los depósitos aluviales.
- *Mineralogía*. Diamante, diamante tipo *bort* o carbonado, diamante tipo *ballas*.
- *Textura/estructura del depósito*. Diamantes derivados de antiguos placeres ubicados en rocas sedimentarias retienen los granos de arena cementados a estriaciones o muestran indentaciones en el cristal.

Ejemplos de depósitos minerales en el mundo (Janse y Sheahan, 1995):

- Australia: placeres derivados de Argyle, de Aries, de Seppelt.
- Brasil: Río Branco, Gilbues, Tocnatins, Jequitinhonha, Diamantino, Coromandel, Juina.
- India: Kollur, Mahanadi.
- República de Sudáfrica: Vaal/Orange, Alexander Bay, Kleinzee, Buffels.
- Venezuela: Caroni, Guaniamo.

Los placeres de minerales (aluviales, marinos, eluviales, coluviales) se forman en áreas donde se reúnen favorablemente minerales resistentes al proceso erosivo, rocas fuentes, así como el agente y el transporte por agua o gravedad de los sedimentos. En los placeres aluviales el agente es el río; en los marinos, el agente erosivo son las olas del mar; en los eluviales, el agente actúa sobre el horizonte A del perfil superficial del suelo al que las aguas descendentes le han removido sus constituyentes menos durables y otras sustancias orgánicas; en los coluviales, son fragmentos de rocas y materiales debidos a procesos de remoción en masa.

Los placeres de minerales se dividen en superficiales y paleoplaceres. Los superficiales hoy se encuentran "a flor de tierra", mientras que los paleoplaceres son placeres antiguos (de edad Jurásica a Cámbrica), con minerales cubiertos en la actualidad por depósitos sedimentarios, suelos o materiales diversos con vegetación o sin ella. Si el depósito ha tenido retrabajamiento durante largos periodos de tiempo se denomina alóctono, con tamaño de grano de los materiales típicamente fino; en caso contrario, autóctono y grano grueso. De acuerdo con la localización espacial de los placeres de minerales con respecto a la acumulación y el sistema fluvial, estos se dividen en tres grupos: retenido (*retained*), transitorio (*transient*) y terminal (*terminal*) (Bluck, Ward y De Witt, 2005). En el primero, los depósitos permanecen en el cratón y están separados del sistema fluvial o dispersante; en el segundo, los depósitos son alóctonos y se encuentran en los canales o cerca de estos y, en el último, los depósitos se acumulan al final del recorrido de las corrientes del drenaje actual.

Las fuentes primarias de los minerales de diamante en los placeres de minerales son las kimberlitas o lamproítas. Estos minerales pesados resistentes (minerales resistatos) a la meteorización se acumulan inicialmente en la fuente y llegan a ser enriquecidos por la acción química, en especial por la remoción física de otros minerales menos durables y de peso específico más bajo por efecto del proceso erosivo.

Otra "ocurrencia" de diamante es la variedad de diamante artificial o sintético (según la definición de mineral no se considera como tal), producido industrialmente por los países que poseen la tecnología correspondiente. Se obtiene por los métodos de alta presión-alta temperatura (HPHT, de inglés High Pressure High Temperature) por su sigla en inglés) y de depositación de vapor químico (CVD, sigla en inglés, Chemical Vapor Deposition).

2.3. Métodos de prospección

La prospección y la exploración son etapas diferentes de la investigación geológica y minera. La primera etapa es la búsqueda sistemática de mineralizaciones o depósitos minerales, por medio de métodos geológicos, geoquímicos y geofísicos a escalas de muestreo 1:25 000 a 1:100 000, y la segunda es el estudio de una mineralización o depósito mineral con trabajos de campo a escala 1:10 000 o mayor, como 1:1000, acompañando estos métodos con las técnicas de perforación y del análisis de muestras en laboratorio tomadas con base en una malla de muestreo relativamente amplia. En el informe del UN. ECE-Task Force on the United Nations International framework Classification for Reserves/Resources. Solid Fuels and Mineral Commodities (2001) se describen estas etapas junto con las de reconocimiento, antes de la prospección y exploración detallada, posterior a la exploración y a nivel de estudio de prefactibi-

lidad, con lo cual se genera un marco estándar (*framework*) para todos los países en la clasificación de reservas/recursos de un depósito mineral.

En lo referente a la prospección en la búsqueda de diamante se aplica la regla de Clifford (Clifford, 1966; Janse y Sheahan, 1995), que señala básicamente que las kimberlitas con diamantes ocurren solo en archones (*Archons*), es decir, regiones cratónicas infrayacidas por basamento arqueano con edades mayores de 2.5 Ga, mientras que las lamproítas económicas ocurren en algunos protones (*Protons*), o cinturones móviles del Proterozoico, con edades entre 1.6 y 2.5 Ga adyacentes a los archones. Los tectones están formados por cratones con edades entre 0.7 y 1.6 Ga. Los archones se distribuyen en regiones activas a potencialmente productivas de diamantes, presentes en siete continentes; una de esas regiones corresponde al Escudo de Guayana, protón desde el punto de vista del diamante, que aflora en el extremo oriente de Colombia y alberga los yacimientos de Guaniamo y Caroni en Venezuela, cerca del río Orinoco, región Patrocinio, y de Mazarumi, en Guayana. Los archones, protones y tectones se ilustran en la figura 4.

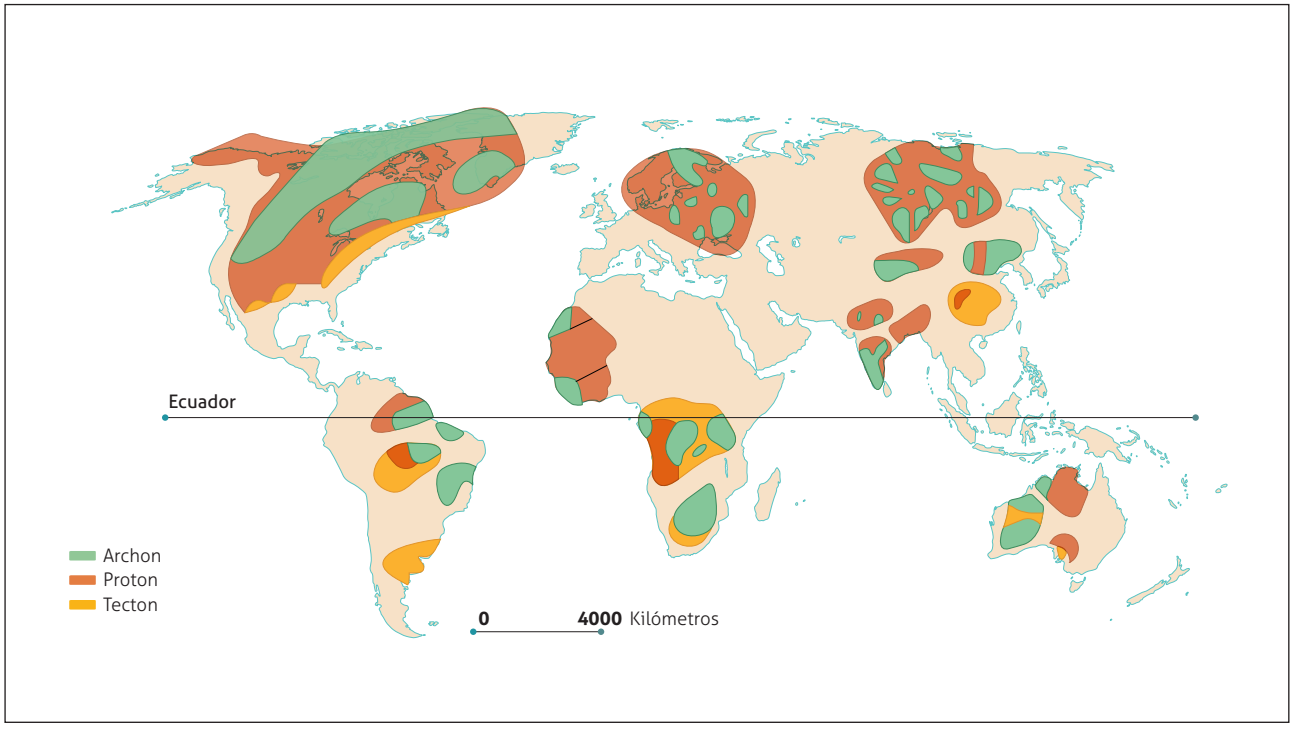


Figura 4. Mapamundi con la ubicación de los archones, protones y tectones, junto con los depósitos minerales de mayor importancia a nivel mundial

Fuente: Energy and minerals. Diamond Deposits (s. f.)

La fuente de los diamantes en Guaniamo son diques y silos de rocas tipo kimberlita de edad 1.73 ± 0.08 Ga, que indican un emplazamiento después de la orogenia Trans-Amazónica (Meyer y McCallum, 1993). Posteriormente, Kaminsky *et al.* (2000) revelan que Channer, Cooper y Kaminsky (1998) obtuvieron edades en silos de kimberlita de 730 Ma en el área de Guaniamo y dan a conocer evidencias de que la mayoría de las inclusiones en los diamantes son de paragénesis eclogítica, derivados probablemente de rocas máficas peraluminosas, formadas cerca de la base de la litosfera (temperaturas entre 1200-1300 °C).

Modelos. Las hipótesis geológicas (o modelos) para el hallazgo de nuevos depósitos minerales donde existen los diamantes en cantidades que permiten su explotación económica, o acompañando a minerales de importancia industrial, se indicaron en la sección "Tipos de depósito".

En su aplicación, un mapa geológico regional a escala apropiada es fundamental para la delineación de los cratones así como de los posibles archones y protones presentes en ellos; el establecimiento de los modelos de mineralizaciones que hay que prospectar (kimberlitas o lamproítas o placeres), y la definición de las fases de exploración geo-

química y geofísica. Los estudios de los registros mineros, en particular una pormenorizada y sólida caracterización geotectónica (Helmstaedt y Gurney, 1995), son fundamentales y deben ser previos al desarrollo en campo de los levantamientos geoquímicos y geofísicos.

En una revisión de los controles estructurales en el emplazamiento de las kimberlitas, lamproítas e intrusivos relacionados efectuada por (White, De Boorder y Smith, 1995), se señalan las siguientes características en las conclusiones de su artículo:

- Las kimberlitas, lamproítas y rocas intrusivas alcalinas están asociadas preferencialmente con estructuras de basamento profundo que se extienden hasta el manto. Estas estructuras pueden formar corredores del tipo falla/fractura, zonas móviles o pertenecer a *grabens* lineales (aulacógenos).
- Las kimberlitas diamantíferas ocurren donde existe una relación entre lo que suprayace y la corteza antigua (arqueano), que subyace dentro de un área de litosfera anormalmente gruesa. Por su parte, las lamproítas diamantíferas ocurren donde el basamento antiguo ha sido retrabajado durante el Proterozoico temprano.
- Los conductos magmáticos rellenos (*pipes*) están asociados con estructuras corticales desarrolladas dentro de los corredores mayores o zonas móviles, dispuestos en forma ortogonal u oblicua a la orientación principal de los *grabens* lineales o a las intersecciones fractura y falla, que no están influenciadas directamente por estos corredores.
- Los intrusivos están acompañados por actividad tectónica extensional o transcurrente, posterior por lo regular al periodo de mayor *rifting* oceánico o continental.

En las fases de prospección y exploración de los depósitos minerales con diamantes no existe sustituto del levantamiento geológico cartográfico a la escala apropiada (ya sea con fines de selección, reducción o delimitación del área mineralizada) con la ayuda de fotografías aéreas y de un excelente mapa imagen. Dado que el diamante es un xenocristal dentro de las kimberlitas y lamproítas estas rocas son el objetivo fundamental de la cartografía en las etapas de prospección y exploración, con el objetivo de encontrar la fuente del diamante.

Una roca tipo kimberlita se define desde la geoquímica como una roca ígnea con un bajo contenido de Al_2O_3, con ausencia de Na_2O, cantidades moderadas de K_2O y altas concentraciones de CO_2, y desde la petrografía como una roca porfirítica ultrabásica que, por su composición mineralógica, se subdivide en potásicas o kimberlitas grupo I y micáceas o kimberlitas grupo II. Los megacristales del grupo I constan de olivino; ilmenita con Mg, flogopita, piropo con Ti y pobre en Cr; cromita pobre en Ti, en una matriz con olivino, perovskita, ± flogopita, apatito, monticellita, espinela con (Mg, Cr, Ti, cromita y magnetita), serpentina con Fe y calcita, mientras que los del grupo II consisten en flogopita y olivino en una matriz de flogopita, diópsido, espinela con (cromita, magnetita), perovskita, fosfatos con elementos de tierras raras, titanatos de K-Ba, ilmenita con Ti y calcita (Mitchell, 1986; Robb, 2005; Evans, 1987). Los principales tipos de alteración son serpentinización, calcificación y cloritización.

Las kimberlitas suelen ocurrir en campos hasta de cien intrusiones individuales, formando agrupamientos donde la distancia entre ellos es mínima (a veces se explotan con un solo tajo abierto [*open pit*] varios de estos intrusivos), para lo cual se citan como ejemplo las ocurrencias en la nación de Lesotho (Evans, 1987). Las kimberlitas que componen cada campo pueden exhibir diferencias notables entre sí en lo petrológico, lo mineralógico, así como en el contenido de xenolitos y de diamantes, lo que da lugar, en la etapa de exploración, al hallazgo de numerosas kimberlitas comunes o estériles.

El origen de estas diferencias es causa de controversia científica, pues no se ha explicado aún. Para determinar la diferencia entre kimberlitas estériles y diamantíferas durante las etapas de prospección y de exploración se han refinado las técnicas de elementos traza en minerales indicativos, química de minerales, técnicas geoquímicas y geofísicas.

Entre los minerales indicativos están los granates de piropo-cromo y las cromitas con alto contenido en Cr (Griffin y Ryan, 1995), que se emplean para determinar el gradiente geotérmico, la presión y la profundidad de la placa litosférica (150 a 250 km). Estos resultados se optimizan con el empleo de los elementos traza, tales como el Ni para determinar las temperaturas (geotermómetro), el Cr para las presiones (geobarómetro) y la presencia de los granates empobrecidos (*depleted*), que se caracterizan por tener bajos contenidos de Zr, Ti y especialmente Y.

La impronta geoquímica de estos depósitos señala que las kimberlitas comúnmente tienen valores altos de Ti, Cr, Ni, Mg, Ba y Nb (Pell, 1998) tanto en las muestras de roca como en los suelos residuales que las suprayacen (detectables en muestras tomadas en los concentrados de batea). Dado que no se diferencia de la proveniente de otras rocas alcalinas, se recurre a la química de minerales (ensayo vía húmeda, espectrometría de masa-plasma acoplado induc-

tivamente, rayos X, entre otros métodos), con el fin de dilucidar si la kimberlita donde yacen estos minerales es diamantífera o estéril.

La presencia de piropo y granate eclogítico, diópsido con Cr, picroilmenita, cromita y, en menor grado, olivino, en materiales superficiales (suelos, sedimentos activos, limos, entre otros) es un indicador de la existencia de kimberlitas diamantíferas (Pell, 1998). Asimismo, los granates tipo piropo bajos en Na (granates G10), granates eclogíticos enriquecidos en Na, ilmenitas magnesianas y las cromitas donde los contenidos en Cr son altos y los de Mg moderados a altos, son indicativos de kimberlitas diamantíferas. A su vez, estas rocas producen variaciones locales en los tipos de suelos, los cuales se tornan amarillos, que pueden reflejarse en los tipos de vegetación y detectarse con el procesamiento digital de imágenes de satélite.

En resumen, los discriminantes geoquímicos clave para establecer el potencial diamantífero en las rocas son tres: potencial peridotítico (con dos criterios) y granates eclogíticos (Gurney y Zweistra, 1995). En el primer caso, la existencia de una población de granate peridotítico, rico en cromo y bajo en calcio, es el criterio más importante, seguido de la presencia de las subpoblaciones de cromita, de las cuales la principal es el campo de la cromita con alto Cr_2O_3, de medio a alto MgO y menos del 0.6 % de TiO_2. El tercero consiste en considerar de manera preferencial el contenido de Na de los granates eclogíticos, que posee problemas de interpretación cuantitativa, y tomar en cuenta que algunas eclogitas diamantíferas son extremadamente ricas en diamante, mientras que otras pueden tener un contenido de diamante bastante bajo.

A nivel instrumental geoquímico es de amplio uso el espectrómetro infrarrojo portátil, que opera en el rango de la onda corta del infrarrojo (*short wave infrared range*) del espectro electromagnético para el análisis de especies minerales y vegetales, conocido comercialmente con el nombre de Pima™ field spectrometer (Spectral International Inc., s. f.). Este equipo se ha empleado en el reconocimiento en campo de los minerales de alteración y mineralogía de las kimberlitas, sean diamantíferas o estériles (Spectral International Inc., s. f.).

Las técnicas geofísicas (terrestres y aéreas) se utilizan ampliamente para localizar las kimberlitas; todas ellas, sin embargo, no permiten establecer los contenidos de diamante. Los levantamientos con magnetómetro (terrestre y aerotransportado) son comunes en la exploración, puesto que las kimberlitas pueden manifestarse como altos o bajos magnéticos. En las regiones ecuatoriales las anomalías se caracterizan por una impronta dipolar magnética, aunque a veces no exhiben contraste con las rocas adyacentes.

Pell (1998) indica que en geofísica se utilizan los métodos eléctricos (resistividad, frecuencia muy baja) y electromagnéticos para detectar los conductos magmáticos con relleno (*pipes*) en levantamientos terrestres y aéreos. Estas técnicas son útiles donde las partes superiores del conducto magmático con relleno están meteorizadas, por lo cual se generan zonas ricas en arcillas y conductivas, con respuestas que reflejan notables contrastes con las rocas adyacentes. Y también las gravimétricas terrestres para identificar y delinear estos conductos cuando las otras técnicas no dan una impronta clara. Por ejemplo, donde las kimberlitas están meteorizadas o se encuentran cubiertas por gruesas secuencias de sedimentos volcánicos o materiales provenientes del cráter, generalmente se obtienen respuestas negativas de gravedad y, donde está fresca la roca, valores de gravedad positiva que se pueden interpretar como una anomalía.

En la prospección de los diamantes en las lamproítas se parte de la base de que estos depósitos son más escasos que los presentes en kimberlitas. Las lamproítas son lamprófiros de origen volcánico o hipoabisales, con textura porfirítica; geoquímicamente son rocas ultrapotásicas, peralcalinas y perpotásicas; con altos contenidos de K_2O, TiO_2, Ba (>5000 ppm), bajos contenidos de CO_2 y altas concentraciones de P_2O_5, F (>3000 ppm) y zirconio, y generalmente exhiben una mineralogía en la que los minerales característicos son flogopita, tetraferriflogopita y olivino-richterita, acompañados de diópsido, leucita y sanidina (Robb, 2005; Evans, 1987; Mitchell, 1986).

La presencia de minerales indicativos pesados se usa ampliamente en la búsqueda de las lamproítas diamantíferas. El mineral indicativo es la sanidina, más que la leucita, porque es el más común en estas rocas, y el Cr, como elemento traza, así como piropo, granate eclogítico, cromoespinela, flogopita rica en Ti, richterita K-Ti, forsterita, perovskita (Pell, 1998). La impronta geoquímica en lamproítas señala que se asocian con anomalías de Ni, Co, Ba y Nb en las muestras de suelos. Su dispersión es baja en razón de que estas rocas se meteorizan fácilmente y, por lo regular, ocurren en depresiones. El empleo de la química de minerales ayuda a separarlas de las respuestas causadas por otras rocas. En geofísica se utilizan las mismas técnicas señaladas en la búsqueda de las kimberlitas, y se obtiene un comportamiento ante la señal relativamente similar (Pell, 1998). La esmectita derivada por meteorización produce anomalías por su resistividad negativa.

La prospección de los depósitos de placeres de minerales y residuales se hacía anteriormente con escasa planificación y relativo éxito; en la actualidad se aplican en especial las técnicas geofísicas y geoquímicas, acompañadas de la cartografía geológica. Estas técnicas son efectivas en vista de que las áreas inexploradas con yacimientos grandes a "flor de tierra" prácticamente no existen, debido a varias razones: los métodos cada vez más refinados de la teledetección aplicados a la búsqueda de depósitos minerales los han detectado; la expansión de la frontera agrícola los ha puesto al descubierto, y la ampliación de las redes de comunicaciones ha facilitado su hallazgo. Por tanto, los que restan exigen el empleo de técnicas que permitan su detección donde el acceso a zonas remotas ("puntos muertos") es difícil o reconocer si forman parte de zonas de reserva ambiental.

De acuerdo con Marshall y Baxter-Brown (1995), los principios básicos en la exploración de los placeres aluviales con diamante son los siguientes: geomorfología regional y la historia geológica del área que se va a explorar; la existencia de controles estructurales (ejes de solevantamiento, movimientos de placas en la vertical y horizontal); el marco tectónico (*archon* o protón y su posición con respecto al cratón: interno, marginal o externo); modificaciones posdepositación (por el viento, recubrimientos o soterramientos, denudación, erosión, fallamiento); paleotopografía y sedimentología; disposición de los materiales en los canales o paleocanales, geomorfología fluvial específica, entre otros.

Otras técnicas de exploración de placeres empleadas son los sensores remotos (imágenes de satélite, imágenes de radar, fotografías aéreas, radar penetrativo del terreno, Slar, Landsat), y las técnicas geofísicas eléctricas y electromagnéticas, puesto que las magnéticas y sísmicas han fallado en la detección de esta clase de depósitos diamantíferos.

En territorios cubiertos por glaciares, como en la región denominada Norte Ruso o al norte de Canadá, donde ocurren diamantes en depósitos glaciares y glaciofluviales, se han detectado tres tipos de halos según la relación que tienen con la fuente primaria: distancia corta, larga y desprendidos (Golubev, 1995).

Los halos a distancia corta se forman en la porción basal de la tilita en la inmediata vecindad del conducto magmático con relleno (*pipe*) y suelen ser de pequeña extensión (menor o igual a 3 km). Halos secundarios de esta clase también ocurren en los sedimentos glaciofluviales en las facies de las corrientes superficiales. Los de larga distancia se encuentran en los sedimentos glaciofluviales de valles, *eskers* y zonas de vertido de materiales (*spillways*), y la mayor concentración de minerales indicativos ocurren entre los 10 y 15 km de la fuente donde está la kimberlita. En los desprendidos el halo ha perdido toda relación con la fuente primaria, tiene altas concentraciones de minerales pesados, y solo sirve para indicar la presencia o ausencia de la kimberlita.

En los placeres marinos o costeros se usan principalmente las técnicas geofísicas de sísmica somera y sonar de apertura lateral, junto con el análisis de los sedimentos activos recogidos de la plataforma continental, para caracterizar el piso del mar e identificar y delimitar el área donde se presentan los diamantes (Moon, Whateley y Evans, 2006). En los depósitos situados en la parte baja del río Orange, que desemboca en el océano Atlántico (Sudáfrica), la sísmica estuvo acompañada de levantamientos de resistividad eléctrica (Jacob, Bluck y Ward, 1999). Generalmente, estos placeres ocurren entre las zonas de rompientes de olas y los 150 m de profundidad o en las playas aledañas.

2.4. Sistemas de explotación y procesamiento de minerales

La explotación de las kimberlitas y lamproítas diamantíferas se lleva a cabo, principalmente, por el método de minería subterránea, sistema de hundimiento del bloque (*block caving*), por medio del cual estos grandes fragmentos son arrancados y luego transportados en camiones hasta el área de reducción del tamaño, que se encuentra dentro de las instalaciones subterráneas (Madehow.com, 2017). En el área de trituración, como segunda etapa, se lleva a cabo este proceso de manera limitada con el fin de evitar la destrucción completa de la roca y, por ende, de los diamantes que puedan existir con características de convertirse en gema.

Concluidas estas dos etapas, se procede a la tercera actividad, que consiste en la separación del diamante de los materiales acompañantes por medio de la gravedad, lo cual se realiza en una batea donde se depositan las rocas trituradas en una solución acuosa, junto con otras sustancias que sirven para desunir los materiales ligeros de los minerales pesados, entre los que se encuentra el diamante. Una vez que se precipitan en el fondo de la batea se extraen los diamantes, acompañados de otras impurezas.

Existen otros métodos modernos en los que se emplean medios separadores, como el de mortero poco espeso (*slurry*), preparado con polvo de hierro y sílice, que pasa por uno de los tres medios: tanque cónico con agitación interna, rueda ascensor o hidrociclones, de lo cual se obtiene un concentrado compuesto por diamantes y algunas impurezas.

La cuarta etapa, denominada del engrasado, consiste en recubrir un área plana o mesa con gel de petróleo y poner sobre ella el concentrado para extraer los diamantes que quedan adheridos a la superficie, luego de remover las impurezas con agua. En las instalaciones modernas se utilizan rayos X para identificar, localizar y retirar los diamantes de la mesa. La última fase corresponde a la de cortado y tallado, a donde se llevan las gemas para engastarlas o venderlas como piedras preciosas. Los restantes diamantes, que no superaron la rigurosa prueba de los criterios de gema, se recogen para su venta con fines industriales.

En las explotaciones de los depósitos marinos de Namibia se emplean buques especialmente acondicionados para la extracción del diamante de la plataforma continental en mar abierto hasta profundidades de 200 m, los cuales están equipados de cabezas mineras (excavadoras y succionadoras submarinas), tamices, plantas de separación (basadas en la densidad) y de recuperación de diamantes, por lo cual se les suele denominar "minas flotantes" (Moon, Whateley y Evans, 2006).

2.5. Recursos, reservas y comercio

Los datos sobre recursos y reservas de los diamantes se refieren en particular a la variedad industrial, dado que las gemas son el resultado de otras cualidades que exhiben, de manera particular, los cristales de diamante. Por ese motivo, existen dos grandes mercados del diamante: el relacionado con las gemas y el industrial. En el primero, no se considera al diamante un bien mineral comercial (*commodity*), al estilo de los metales o de las rocas industriales que se transan en un mercado libre y abierto, sino como una gema donde operan reglas del mercado en su modalidad de altamente concentrado, tanto en lo espacial (en pocas ciudades se efectúa la compra y venta de las gemas) como en lo organizacional, donde una sola compañía (De Beers, fundada en 1888 en Johannesburgo, Sudáfrica) controla gran parte de su comercialización (Schoner, 2004).

En septiembre del 2012, en Rusia, científicos de Novosibirsk del Instituto de Geología y Mineralogía de la rama siberiana de la Academia de Ciencias de Rusia, desclasificó información acerca de que en la zona del cráter Popigai existe el yacimiento más grande del mundo de diamantes de impacto. El director del Instituto mencionado, el científico Nikolai Pokhilenko dijo: Con enormes reservas de diamantes bajo el cráter que contiene "Los recursos de super duros diamantes contenidos en las rocas de Popigai cripto-explosión estructura, son, por un factor de diez más grandes que el mundo es que todas las reservas conocidas. Estamos hablando de miles de millones de quilates, para la comparación.

Actuales reservas conocidas en Yakutia se estiman en mil millones de quilates¨. y afirmó que hay suficientes diamantes en el yacimiento para abastecer las necesidades mundiales de 3000 años (Gemología, 2012). Esto podría alterar el mercado de los diamantes industriales, presumiblemente, haciéndolos más abundantes y menos costosos, pero en la actualidad la mayoría de los diamantes industriales son sintéticos. Muchos de los diamantes en Popigai contienen cristales de lonsdaleíta, una forma alotrópica del carbono que tiene una red hexagonal. Estas piedras son 58 % más duras que los diamantes ordinarios puros. (Wikipedia.com, 2017b). Según el académico Pokhilenko, "el valor de los diamantes de impacto se añade por sus características inusuales abrasivos y el tamaño de grano grande. Esto amplía considerablemente el alcance de su uso industrial y lo hace más valioso para la industria / en la metalurgia, en la producción de semiconductores eficientes, etc." (Gemología, 2012).

El campo se mantuvo en secreto y sin explotar por el hecho de que en ese momento el país estaba construyendo una planta para la producción de diamantes sintéticos, y por la dificultad de acceso, ya que se encuentra a 2000 km al norte del Transiberiano (Wikipedia.com, 2017b).

En el mercado del diamante industrial se remplazan las calidades de gema por las propiedades de dureza y conductividad del calor, entre otras, motivo por el cual a estos diamantes se les llama clase *bort* o *ballas*. A continuación se ilustran las reservas mundiales de diamantes industriales según el US Geological Survey correspondiente al periodo 1996-2016 (tabla 2), así como las reservas en el 2016 (figura 5).

Tabla 2. Reservas de diamantes industriales por países

País	Reservas (millones de quilates)				
	1996	2001	2006	2011	2016
Australia	500	90	90	110	210
Botsuana	130	130	130	130	130
Congo		150	150	150	150
Rusia	40	40	40	40	100
Brasil	5	5			
China	10	10	10	10	
Zaire	150				
Suráfrica	70	70	70	70	70
Otros	80	80	85	85	90
Total	985	575	575	595	750

Millones de quilates (Q), 1996-2016

Fuente: USGS (2017)

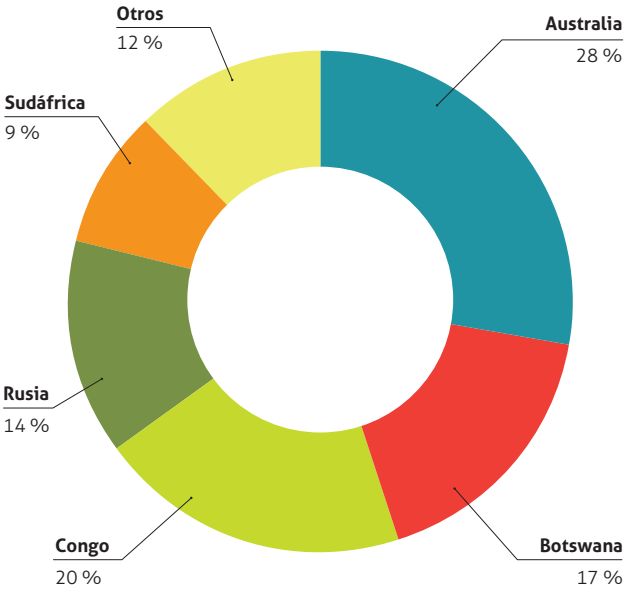


Figura 5. Representación de las reservas de diamante por países
Millones de quilates

Fuente: USGS (2017)

Tabla 3. Producción minera mundial de diamante, por países

País	Producción (millones de quilates)				
	1996	2001	2006	2011	2016
Australia	23	15	25	10	13
Botsuana	5	5	8	7	6
Congo	ND	14.2	24	22	11
Rusia	9	11.7	15	15	18
Suráfrica	5.5	6.5	9	5	4
Brasil	0.9	0.6	ND	ND	ND
China	0.9	0.9	1	1	ND
Zaire	13	ND	ND	ND	ND
Zimbabue	ND	ND	ND	ND	2
Otros	0.7	2.1	3	4	3
Total	58	56	85	64	57

Millones de quilates (Q), periodo 1996-2016; ND: no disponible

Fuente: USGS (2017)

Al observar la cifra de las reservas base para el 2016 sobresalen los datos que posee Australia, que lo ubican en el primer lugar a nivel mundial, seguido de Congo y Botsuana, con un 65 % de las reservas mundiales. De acuerdo con las cifras de las reservas base internacionales y la producción mundial estimada de diamante industrial en el 2016, igual a 57 millones de quilates (tabla 3), se puede afirmar que resultan adecuadas para atender las demandas del planeta durante los próximos 16 años. Por lo corto del tiempo, se llevan a cabo varios proyectos de gran envergadura de exploración de diamante en Canadá, Australia, Brasil y en los países "diamantíferos" de África (Janse y Sheahan, 1995), con el fin de incrementar este periodo; se espera conocer entre uno y cinco hallazgos significativos en lo que resta de esta década.

Más adelante se muestra el conjunto de países que producen diamante industrial de fuente natural, y se suministran los totales por concepto de gemas y diamantes sintéticos. El análisis se constriñe al diamante industrial en el periodo 1996-2016: la producción de este material alcanzó su pico máximo hacia el 2006 y ha ido disminuyendo paulatinamente hasta los niveles de hace veinte años.

Entre los países que producen diamante de fuente primaria, los cuatro más grandes en el 2016, que cubren el 84 % de la producción mundial, son Rusia con el 32 %, Australia con el 23 %, Congo con el 19 % y Botsuana con un 11 % (figuras 6 y 7).

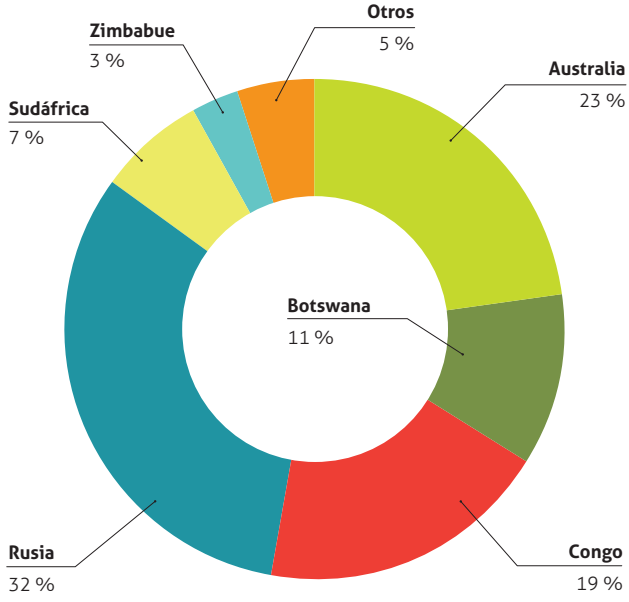


Figura 6. Participación de la producción mundial de diamantes en el 2016

Fuente: USGS (2017)

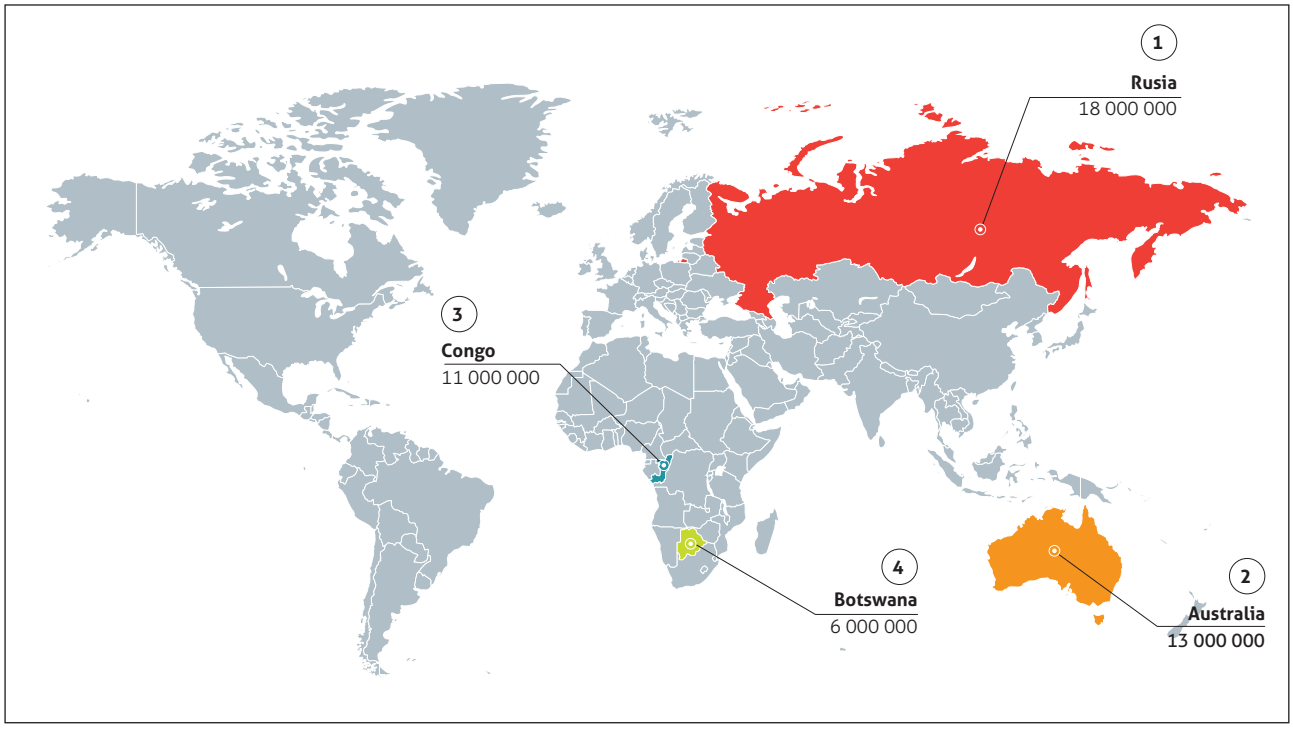


Figura 7. Principales países productores de diamantes en el 2016

Fuente: USGS (2017)

2.6. Perspectivas

Las perspectivas sobre las fuentes de los recursos continuarán basándose en los países líderes, tanto en reservas como en la producción minera: Congo (Kinshasa), Australia, Rusia y Sudáfrica. A partir de 1995 la actividad exploratoria de países líderes en estos menesteres, como Canadá, Sudáfrica, Australia y Brasil, se ha incrementado ostensiblemente con el fin de aumentar la cantidad de reservas y en previsión de lo limitada que está la cifra de reservas base para atender el consumo mundial. Estos esfuerzos se acompañan también de lo hecho por Zimbabue y Tanzania en el campo de los depósitos secundarios en medio marino.

La producción la sigue dominando el mercado de los equipos de perforación y de las herramientas de corte, afilado y pulido, donde el diamante natural conserva su nicho de consumo. A lo anterior se suma otro factor a su favor: su ingreso firme en el mercado de las TIC en las variedades de las nanotecnologías y en aprovechamiento pleno de sus propiedades físicas en cuanto a conductividad térmica y demás.

El diamante industrial se mantendrá en producción porque acompaña a la gema en proporción de 10 a 1, pero a la larga esta cifra poco importa, ya que a la fecha no se ha descrito explotación minera alguna que arroje en los desechos mineros el diamante que no cumple con los criterios para clasificarse como gema. Por último, el reciclaje de la gema del diamante será el último proceso que emprenda la civilización humana, y lo que actualmente se realiza con los diamantes industriales cada vez pierde terreno ante los bajos precios, la abundancia y la elaboración "a la medida" de los producidos en las plantas-laboratorio.

Los precios del diamante (figura 8) durante los años 1960-2015 tiene un crecimiento continuo en el periodo 1960-2000; para el periodo 2000-2010 crece casi un 80 % al pasar de USD $15 100/Q a USD $24 500/Q, para luego continuar incrementando de manera controlada hasta finales del 2015 (Statista.com, 2017).

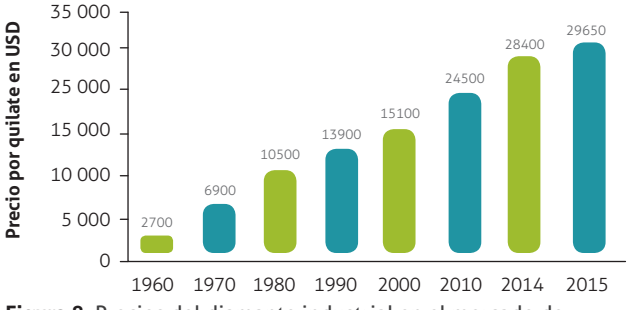


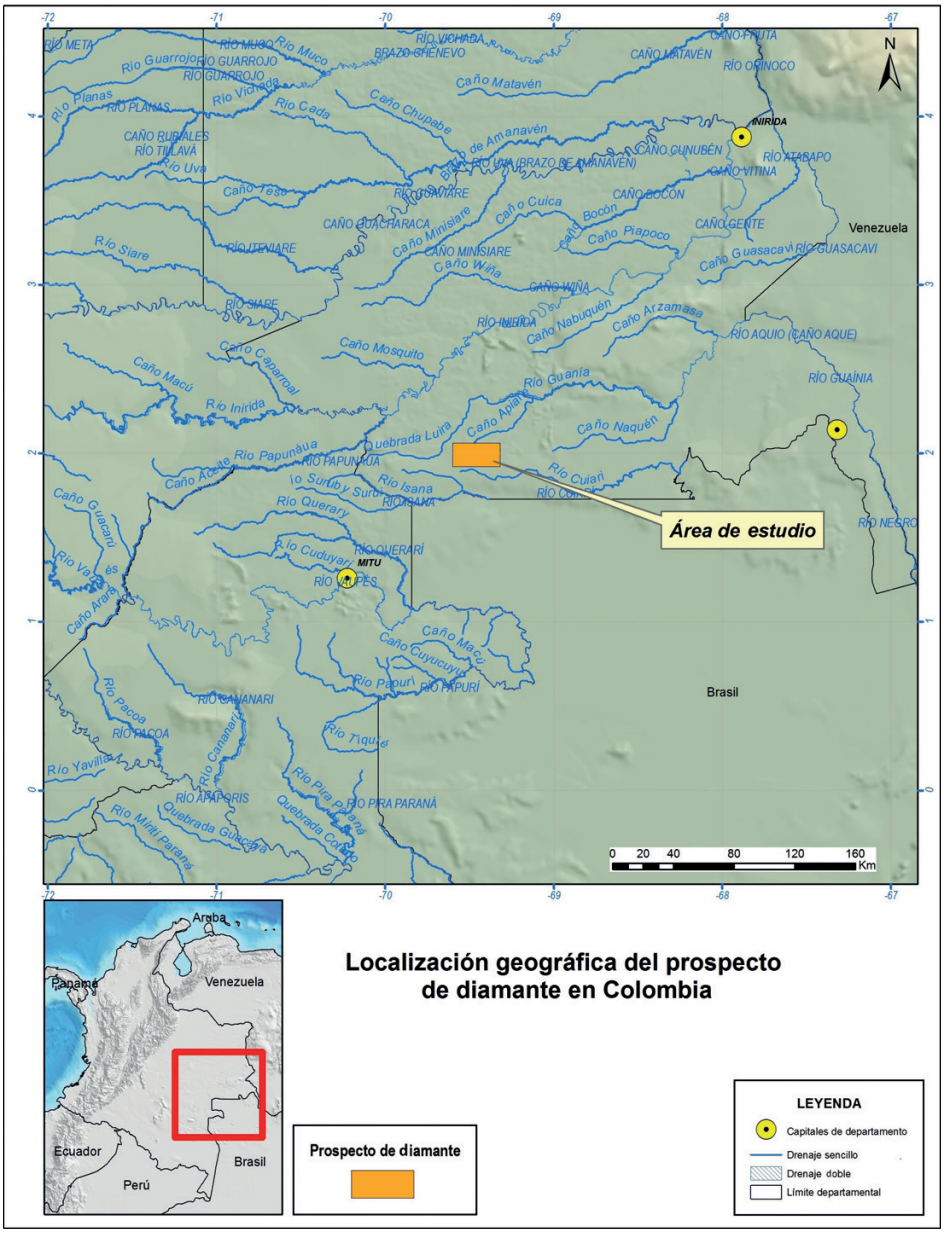
Figura 8. Precios del diamante industrial en el mercado de Estados Unidos

Fuente: Statista.com (2017)

Ante este comportamiento, es posible anticipar la trayectoria del precio del diamante industrial en lo que resta de la segunda década del siglo XXI y la permanencia de este mineral en la franja de los USD $30 000/Q o más en el mismo lapso. Además, en el establecimiento de la trayectoria del precio se requiere tener en cuenta, entre otros factores, la tendencia a corto y mediano plazo, las oscilaciones cíclicas del mercado y las fluctuaciones a corto plazo, así como también los elementos que influyen en la determinación de los precios de mercado, que fundamentalmente son cinco: la demanda, la oferta, la relación entre la oferta y la demanda, la elasticidad de la oferta y la demanda, al igual que los precios relativos. Esta labor se hace más compleja si se tiene en cuenta que en el caso de los minerales se encuentran imperfecciones de los mercados que dan lugar a un mal funcionamiento del sistema de precios.

3. Diamante en Colombia

La primera ocurrencia comprobada de diamantes en Colombia se debe a Romero, Schultz y Chávez (1996) y la reportan en la quebrada Alba Rosa, afluente del caño Guapayito, que desemboca en el río Guainía, en el departamento del Guainía, al centro-oriente del país (figura 9).


Área de estudio
Venezuela
Brasil
INIRIDA
MITU
Río Guainía
Río Inírida
Río Guaviare
Río Isana
Río Papunáua
Río Cuduyarí
Río Papurí
Río Cuiarí
Río Negro
Caño Matavén
Caño Nabuquén
Caño Minisiare
Caño Cuica
Caño Piapoco
Caño Guasacavi
Caño Arzamasa
Caño Mosquito
Caño Cuyucuyú
Caño Macú
Río Tiquié
Río Pira Paraná
Río Cananari
Río Pacoa
Río Yavilla
Río Siare
Río Uva
Río Planas
Río Guarrojo
Río Muco
Río Vichada
Río Cada
Río Tomo
Río Tuparro
Río Orinoco
Río Aquio (Caño Aque)
Río Atabapo
Río Itiviare
Río Tillava
Río Papunáua
Río Querary
Río Isana
Río Cuduyarí
Río Papurí
Río Pira Paraná
Río Apaporis
Río Mirití Paraná
Río Yavilla
Río Cananari
Río Pacoa
Río Vaupés
Río Inírida
Río Guainía
Río Guaviare
Río Meta
Caño Chupabe
Caño Tesio
Caño Macú
Caño Cazarroal
Caño Guaconi
Caño Arara
Caño Naquén
Caño Cuyucuyú
Caño Wiña
Caño Bocón
Caño Gente
Caño Vitina
Caño Matavén
Caño Fruta
Caño Tunubén
Caño Ruchamaca
Caño Minisiare
Caño Wiña
Caño Nabuquén
Caño Arzamasa
Caño Piapoco
Caño Guasacavi
Caño Bocón
Caño Gente
Caño Vitina
Caño Fruta
Caño Tunubén
Caño Matavén
Caño Chupabe
Caño Cada
Caño Tesio
Caño Macú
Caño Cazarroal
Caño Guaconi
Caño Arara
Caño Naquén
Caño Cuyucuyú
Caño Wiña

3.1. Geología regional

El nivel de conocimiento actual en Colombia sobre la geología regional de las mineralizaciones de diamante alcanzaba, hasta 1996, el estado de prospectividad sustentado en la referencia sobre placeres de diamantes que se hizo en el Informe del Proyecto Cooperativo Ingeominas-USGS en sus publicaciones dadas a conocer en 1986 (USGS-Ingeominas, 1986). En el libro de *Recursos minerales de Colombia*, (Ingeominas, 1987) y en el *Catálogo de los yacimientos, prospectos y manifestaciones minerales de Colombia,* Mutis Jurado (1983) no se consideró al diamante entre los temas desarrollados. En el estudio *Mineral Resource Assessment of Colombia*, realizado mediante memorando de entendimiento entre Ingeominas y el USGS, con resultados publicados en el *Informe del Proyecto Cooperativo* USGS-Ingeominas (1986), que se hizo "teniendo en cuenta los diferentes tipos de depósitos más que la ocurrencia de un mineral en particular", se refieren el Dominio N.º 30, sin indicar terreno geológico en Colombia, y el N.º 33, Vichada, del terreno Meta-Vichada, en el cual se puede encontrar el siguiente tipo de depósito: "Placeres de Diamantes", y que hacen alusión a los depósitos conocidos de "río Caroní (Venezuela)" y a "Placeres del Terciario de Venezuela", respectivamente (tabla 4).

Tabla 4. Dominios y terrenos geológicos con potencial de placeres de diamantes

Dominio*		Tipo de depósito más probable*	Terreno(s) geológico(s)**	Ambiente litológico
30	**Roraima**	Placeres de diamantes (6.2)	No indicado	La fuente son capas conglomeráticas de la formación Roraima
33	**Vichada**	Placeres de diamantes (6.2)	Meta-Vichada	Posibles placeres de diamantes retrabajados en sedimentitas Terciarias al W de afloramientos cristalinos

* USGS-Ingeominas (1986)
** Ingeominas-USGS (1986)

Fuente: USGS-Ingeominas (1986)

En un número de la revista *Geología Colombiana* de 1996 aparece el artículo mencionado, sin hacer referencia a este informe del Proyecto Cooperativo y sin dar a conocer tampoco que su hallazgo confirmaba el pronóstico efectuado en 1986, relacionado con la existencia de placeres de diamantes en el Dominio N.º 30, donde se encuentra el área de la quebrada Alba Rosa.

El Dominio N.º 33, Vichada, descrito en este Informe del Proyecto Cooperativo, abarca parte del terreno Meta-Vichada-Guaviare, extremo nororiental en límites con Venezuela, al norte, y Brasil, al sur. En este terreno el ambiente litológico de interés al norte lo constituye la Formación Roraima, de edad Paleoproterozoico, que se encuentra representada por las siguientes litologías: conglomerado basal, arenisca conglomerática, *shale* oscuro, cuarzoarenitas, arcillolitas.

De acuerdo con la ubicación de la quebrada Alba Rosa, el diamante en Colombia, en el caso de los placeres de minerales descritos por Romero, Schultz y Chávez (1996), corresponde a un prospecto que se encuentra geológicamente en la denominada Provincia Litosférica Continental Paleoproterozoica Amazónica (PLCPA), descrita por Gómez *et al.* (2006) en la breve evolución geológica de Colombia del *Mapa geológico de Colombia escala 1:2.800.000*.

Según Gómez *et al.* (2006), la PLCPA "hace parte del escudo Guayanés, el autóctono gondwánico, alrededor del cual se produjo nucleación cratónica por amalgamación, hacia el occidente, de diferentes fragmentos del supercontinente Laurentia, en su deriva relativa hacia el noreste con respecto a Gondwana, p 2". Según estos autores, las rocas metamórficas identificadas como "PP-ma" facies anfibolita-granulita y las rocas plutónicas "MP-Pf" de composición félsica constituyen el basamento de la Amazonia y de los Llanos Orientales colombianos.

3.2. Geología local

Utilizando el esquema de clasificación de los tipos de depósitos del USGS, se clasifica como secundario del tipo placeres de diamantes y a continuación se describe el único prospecto conocido hasta la fecha en Colombia, siguiendo ese esquema.

Prospecto: Placeres de diamantes de caño Guapayito (Romero, Schultz y Chávez, 1996).

En la quebrada Alba Rosa (figura 9), del caño Guapayito, afloran rocas que "podrían hacer parte de la Formación Roraima. El área de estudio podría ser localizada dentro del cratón, más específicamente archón de Patrocinio"

(Romero, Schultz y Chávez, 1996, p 115). La referencia original sobre los cratones en Suramérica de Janse y Sheahan (1995) se refiere a esta gran región con el nombre de protón del cratón Guayana, donde están ubicados los depósitos de Guaniamo y Caroni en Venezuela, y Mazaruni de Guayana, todos secundarios, correspondientes a placeres fluviales. Los diamantes del prospecto de la quebrada Alba Rosa de caño Guapayito han ingresado a esta clasificación como parte del protón mencionado.

Ambiente geológico:

- *Tipo de depósito sedimentario.* El depósito diamantífero se encuentra en el abanico aluvial de la quebrada Alba Rosa y comprende volúmenes de gravas con diamantes que reposan sobre rocas compactas, diabasas o arcillas de tono verdeazulosas. Las dos presentaciones de las gravas están mineralizadas, pero la segunda es la más notoria.
- *Textura.* Las gravas "casi siempre son angulares, denotando poco transporte y probablemente un origen más lateral que longitudinal. Los guijarros presentan dimensiones que varían entre 20 y 40 mm". (Romero, Schultz y Chávez, 1996 p 115). Estos materiales están recubiertos por sedimentos de tamaño fino y arenas finas que exhiben estratificación cruzada, acompañadas de limolitas, arcillolitas y lentes de material orgánico.
- *Rango de edad.* No indicada en el estudio. Se deduce para los placeres una edad del Cuaternario, y para las rocas que conforman el área los autores del estudio indican que son parte de la Formación Roraima, de edad Paleoproterozoico.
- *Ambiente de depositación.* Abanico aluvial de poco transporte, gravas de espesor medio y poco considerable, con ausencia de selección, dirección lateral predominante y ambiente sedimentario torrencial.
- *Marco tectónico.* Se localiza en la Región Patrocinio del cratón o archón de Guayana, según Janse y Sheahan (1995) dentro de la Provincia Litosférica Continental Paleoproterozoica Amazónica (PLCPA) de Gómez *et al.* (2006).

Descripción del depósito:

- *Minerales constituyentes.* En las gravas se encuentran los diamantes y los siguientes minerales: olivino (variedad forsterita), granate (variedad piropo, más abundante, y almandino), ilmenita, esfena, con epidota y limonita. En los materiales de recubrimiento, además de los anteriores, con excepción de olivino —que está ausente—, se presentan biotita, brookita y rutilo.
- *Origen.* La presencia de los minerales asociados del olivino (variedad forsterita) y del granate (variedad piropo) indica un "origen a partir de magmas peridotíticos de tipo l herzolito, característicos del manto superior" (Romero, Schultz y Chávez, 1996, p 120).
- *Minera.* Los diamantes son de tres tipos: la variedad bien cristalizada entre 15 y 25 %; el netamente cristalizado, translúcido y opaco, y la variedad *borts*, en mayor porcentaje que los dos anteriores. (Romero, Schultz y Chávez, 1996, p 116).
- *Textura/estructura del depósito.* Clástica de grano medio a grueso, poco transporte, en drenajes meándricos y con rupturas. El material de recubrimiento es de tamaño fino y tiene estratificación cruzada.

3.3. Situación actual de la minería

En Colombia el diamante se extrae en forma artesanal, directamente de la quebrada Alba Rosa "por los dueños de los socavones", a los cuales los autores del estudio se refieren como mineros, quienes, a su vez, cedieron las muestras (treinta diamantes) para los análisis correspondientes (Romero, Schultz y Chávez, 1996). Se reportan once títulos vigentes para piedras preciosas según el catastro minero.

3.3.1. Potencial

Hasta la fecha no se han divulgado las reservas relacionadas con el diamante. En razón de la existencia de diamantes en Colombia, coincidentes con el Dominio N.º 30 Roraima, la prospectividad del país en lo referente al diamante es alta, la cual se puede convertir en un yacimiento grande si Colombia desarrolla un programa de investigación minera, prospección y exploración en el área de este dominio, partiendo inicialmente con teledetección para el reconocimiento de las geoformas de tipo maar-diatrema, los paleocanales y otros rasgos geotectónicos, acompañada de geofísica aerotransportada para detectar contrastes litológicos. Una vez analizada toda la información, se desarrollan los proyectos según los modelos de mineralización deducidos y con más alta probabilidad de contener depósitos diamantíferos. Su origen se adelantaría una vez se conocieran los prospectos minerales en la etapa de exploración detallada.

El cuadro metalogénico regional que incide sobre la potencialidad de Colombia, en lo que respecta al diamante, indica lo siguiente: en Venezuela, en el aluvión del

río Quebrada Grande, afluente del río Guaniamo, depósito diamantífero que cubre un área de 15 km de largo por 6 km de ancho, los depósitos de placer han producido desde su descubrimiento en 1968 más de 15 000 000 de Q (Channer, Egorov y Kaminsky, 2001). El origen del diamante en Guaniamo proviene de kimberlita diamantífera; las inclusiones de los diamantes son de paragénesis eclogítica y la edad corresponde al Precámbrico.

En Brasil los depósitos significativos provienen del cratón archón San Francisco, al extremo centro-oriente del país, y del cratón protón Guaporé, al centro del país, con edades variadas: los intrusivos son del Cretáceo y dos eventos tectónicos mayores: entre 1600-1200 Ma y entre 450-750 Ma, mientras que las de los sedimentos van desde el Proterozoico inferior al Cuaternario (Tompkins y Gonzaga, 1989).

Al relacionar este marco metalogénico con Colombia se puede proponer que, por su vecindad con Guaniamo, en Venezuela, el origen del diamante colombiano proviene de kimberlitas; sin embargo, por encontrarse en el Dominio N.º 30, Roraima, no se descarta su asociación con los depósitos diamantíferos de Brasil, que se caracterizan por estar relacionadas con eventos fluvioglaciales que los distribuyeron en algunas áreas y por largos trayectos, como en la región de Coromandel, o con intrusiones de kimberlitas diamantíferas, como las que ocurren en el protón Guaporé. En los depósitos de Brasil se tiene en cuenta el quilate, dado que los diamantes que superan los 100 Q se encuentran preferencialmente en Coromandel.

3.3.2. Comercio

No existe información oficial sobre producción de diamantes en Colombia en los informes sobre producción minera nacional. Por tanto, los volúmenes de producción de diamante en Colombia se desconocen y, de existir, provienen como resultado del registro "particular" por parte de los mineros de los socavones de la quebrada Alba Rosa, caño Guapayito, departamento del Guainía.

No existe información oficial sobre producción fuente primaria de diamante en Colombia. De este modo, la demanda nacional de diamantes se satisface totalmente mediante importaciones que se realizan fundamentalmente en dos presentaciones: diamantes industriales y no industriales.

A continuación se muestra el comportamiento de las exportaciones en total de Colombia en los últimos siete años según los registros de regalías (figura 10) (UPME, 2017).

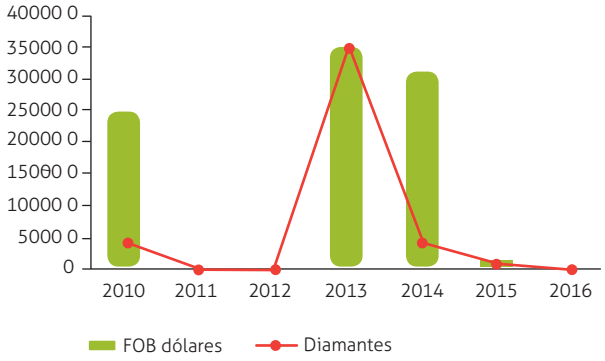


Figura 10. Exportaciones totales de diamantes
Periodo 2010-2016 (kg)

Fuente: (UPME, 2017)

Las perspectivas internacionales del diamante son favorables en la actualidad, lo cual ha movido a los países a efectuar exploraciones exhaustivas. Colombia, al tener un prospecto detectado, puede hacer la prospección inicial del Dominio N.º 30 Roraima, según lo indicado.

4. Aspectos ambientales y sustitutos

En el registro que Lenntech (2007) tiene del carbón en su portal, manifiesta que no se han reportado efectos ambientales negativos del carbón elemental, lo cual se puede ampliar al diamante, que es carbón elemental puro. Otras formas del carbón y sus efectos ambientales nocivos no son imputables al diamante.

Los sustitutos para el diamante industrial de origen natural provienen de los carburos de silicio, del aluminio fusionado y del nitridio de boro. Y para todos ellos, proviene del diamante sintético, que abarca el 90 % de las aplicaciones industriales.

Referencias

American Gem Society. (2017). Jewelry Buying Guide. *American Gem Society*. Disponible en https://www.americangemsociety.org/en/jewelry-buying-101

Barthelmy, D. (2007). *Dana Classification*. Disponible en http://webmineral.com/danaclass.shtml

Bluck, B., Ward, J. y De Witt, M. (2005). Diamond Mega-placers: Southern Africa and the Kaapval Craton in a Global Context. *Geological Society Special Publications*, 248, 213-245.

Boyd, F., Gurney, J. y Richardson, S. (1985). Evidence for a 150-200 km thick Archean Lithosphere from Diamond Inclusion Thermobarometry. *Nature*, 315, 387-389.

Bulanova, G. (1995). The formation of diamond. *Journal of Geochemical Exploration*, 53(1-3), 1-23.

Channer, D., Cooper, R. y Kaminsky, F. (1998). The Guaniamo Diamond Region, Bolivar State, Venezuela: a new kimberlite province. *7th International Kimberlite. Conference* (pp. 144-146). Cape Town.

Channer, D., Egorov, A. y Kaminsky, F. (2001). Geology and structure of the Guaniamo Diamondiferous kimberlite sheets, south- west Venezuela. *Revista Brasileira de Geociencias*, 31(4), 615-630.

Clement, C. (1982). *A comparative geological study of some major pipes in the Northern Cape and Orange Free State.* Cape Town: University of Cape Town.

Clement, C. y Reid, A. (1989). The origin of kimberlite pipes: an interpretation based on a synthesis of geological features displayed by southern African ocurrences. *Geological Society of Australia. Special Publication*, 14, 632-644.

Clifford, T. (1966). Tectono-metallogenicunits and metallogencic provinces of Africa. *Earth and Planetary Science*, 1(6), 421-434.

Cox, D. y Singer, D. (1992). *Mineral Deposit Models*. Washington: United States Geological Survey (USGS).

Energy and minerals. Diamond Deposits. (s. f.). *Depósitos de diamantes*. Disponible en http://earthsci.org/mineral/mindep/diamond/diamond.html

Evans, A. (1987). *An introduction to ore geology*. Oxford: Blackwell Scientific Publications.

Felice, M. (2013). Material of the month: Aggregated diamond nanorods- carbon strength examined. *Materials World Magazine*. Disponible en http://www.iom3.org/materials-world-magazine/feature/2013/jun/04/material-month-aggregated-diamond-nanorods-carbon

Gaines, R., Skinner, H., Foord, E., Mason, B. y Rosenzweig, A. (1997). *Dana's new mineralogy*. Nueva York: John Wily & Sons.

Golubev, Y. (1995). Diamond exploration in glaciated terrain: a Russian perspective. *Journal of Geochemical Exploration*, 53(1-3), 265-275.

Gómez, T., Nivia, G., Jiménez, M., Montes, R., Sepúlveda, O., Osorio, N. *et al*. (2006). *Mapa geológico de Colombia escala 1:2.800.000*. Bogotá: Ingeominas.

Griffin, W. y Ryan, C. (1995). Trace elements in indicator minerals: Area selection and target evaluation in Diamond exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 53(1-3), 311-337.

Gurney, J. y Zweistra, P. (1995). The interpretation of the major element compositions of mantle minerals in diamond exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 53(1-3), 293-309.

Helmstaedt, H. y Gurney, J. (1995). Geotectonic controls of primary diamond deposits: Implications for area selection. *Journal of Geochemical Exploration*, 53, 125-144.

Hemley, R., Yan, C. y Chen, Y. (2005). Growing diamond crystals by chemical vapor deposition. *Elements*, 1(2), 105-108.

Spacedaily. (2001). *Turning diamond film into solar cells.* Disponible en http://www.spacedaily.com/news/solarcell-01b.html

Ingeominas. (1987). *Recursos minerales de Colombia*. Tomo 1. Metales preciosos. Minerales metálicos. Bogotá.

Ingeominas-United States Geological Survey (USGS). (1986). *Mapa de terrenos geológicos de Colombia.* Bogotá: Ingeominas.

Jacob, R., Bluck, B. y Ward, J. (1999). Tertiary-age diamondiferous fluvial deposits of the lower orange river valley, Southwestern Africa. *Economy Geology*, 94(4), 749-758.

Janse, A. y Sheahan, P. (1995). Catalogue of world wide diamond and kimberlite occurrences: A selective and annotative approach. *Journal of Geochemical Exploration*, 53(1-3), 73-111.

Jaques, A., Lewis, J. y Smith, C. (1986). The kimberlites and lamproites of western Australia. *Geological Survey of Western Australia Bulletin*, 132.

Kaminsky, F., Zakharchenko, O., Griffin, W., Channer, D. y Khachatryan-Blinova, G. (2000). Diamond from the Guaniamo area, Venezuela. *The Canadian* Mineralogist, 38, 1347-1370.

Lenntech. (2007). *Carbon – C*. Disponible en www.lenntech.com/Periodic-chart-elements/C-en.htm

Lorenz, V. (1973). On the formation of maars. *Bull Volcanology*, 137(2), 183-204.

Lorenz, V. (2003). Maar-diatreme volcanoes, their formation, and their setting in hard-rock or soft-rock environments. *Geolines*, 15, 72-83.

Madehow.com. (2017). *Diamond*. Disponible en http://www.madehow.com/Volume-2/Diamond.html#ixzz0jA0NbAa9

Marshall, T. y Baxter-Brown, R. (1995). Basic principles of alluvial Diamond exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 53(1-3), 277-292.

May, P. (2007). *Principle properties of diamond*. University of Bristol. Disponible en http://www.chm.bris.ac.uk/motm/diamond/diamprop.htm

Meyer, H. y McCallum, M. (1993). Diamonds and their sources in the Venezuelan portions of the Guyana shield. *Economy Geology*, 88(5), 989-998.

Mitchell, R. (1986). *Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology.* Nueva York: Plenum Pess.

Moon, C., Whateley, M. y Evans, M. (2006). *Introduction to mineral exploration.* Hong Kong: Blackwell Publishing.

Moore, R., Gurney, J., Griffin, W. y Shimizu, N. (1991). Ultrahigh pressure garnet inclusions in monastery diamonds: trace element abundance patterns and conditions of origin. *European Journal of Mineralogy*, 3(2), 213-320.

Mutis Jurado, V. (1983). *Catálogo de los yacimientos, prospectos y manifestaciones minerales de Colombia.* Bogotá: Ingeominas.

Nixon, P. (1995). The morphology and nature of primary diamondiferous ocurrences. *Journal of Geochemical Exploration, 53*(1-3), 41-71.

Pell, J. (1998). *Kimberlite-hosted diamonds, in Geological Fieldwork 1997.* Paper 1998-1, British Columbia Ministry of Employment and Investment.

UN. ECE. Committee on Sustainable Energy. (2001). Report: Economic Commision for Europe, Committe on sustainable energy, 11th session. Disponible en http://repository.un.org/handle/11176/343566?show=full

Richardson, S., Erlank, A., Harris, J. y Hart, S. (1990). Eclogitic diamonds of proterozoic ages from cretaceous kimberlites. *Nature*, 346, 54-56.

Richardson, G., Gurney, J., Erlank, K. y Harris, J. (1984). Origin of diamond in old enriched mantle. *Nature*, 310, 198-202.

Robb, L. (2005). *Introduction to ore-forming processes*. Oxford: Blackwell Scientific Publications.

Roffman, S., Lieber, V. y Solow, L. (2017). Natural Industrial Diamonds. Disponible en http://www.lieberandsolow.com/industrial-diamonds.html

Romero, F., Schultz, R. y Chávez, T. (1996). Ocurrencias diamantíferas de la quebrada Alba Rosa, caño Guapayito, Guainía (Colombia). *Geología Colombiana*, 20, 113-122

Schoner, J. (2004). *Diamond cut history*. Disponible en https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Diamond_cut_history.png

Spear, K. y Dismukes, J. (1994). *Synthetic Diamond Emerging CVD Science and Technology.* Nueva York: Wiley.

Spectral International Inc. (s. f.). *Full Range/High Resolution Field Portable Spectroradiometers for Remote Sensing*. Disponible en http://www.spectralevolution.com/portable_spectroradiometer_remote_sensing.html

Statista.com. (2017). Evolución del precio del diamante por quilate de 1960 a 2016 (en dólares). Disponible en https://es.statista.com/estadisticas/636000/precio-del-diamante-por-quilate/

Tompkins, L. y Gonzaga, G. (1989). Diamonds in Brazil and a proposed model for the origin and distribution of diamonds in the coromandel region, Minas Gerais, Brazil. *Economy Geology*, 88(3), 591-602.

Unidad de Planeación Minero Energética (UPME). (2017). *Boletín estadístico de minas y energía. 2012-2016*. Disponible en http://www1.upme.gov.co/simco/Documents/Boletin_Estadistico_2012_2016.pdf

United States Geological Survey (USGS). (2006). *Diamond, Industrial*. Disponible en http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/diamond/diamomyb05.pdf

United States Geological Survey (USGS). (2017). *Industrial Diamond Statistics and Information*. Disponible en http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/diamond/

United States Geological Survey (USGS)-Ingeominas. (1986). *Evaluación de los recursos minerales no combustibles de Colombia.* Bogotá.

White, S., De Boorder, H. y Smith, C. (1995). Structural controls of kimberlite and lamproite emplacement. *Journal of Geochemical Exploration*, 53, 245-264.

Wikipedia.com. (2017a). Synthetic diamond. Disponible en http://en.wikipedia.org/wiki/Synthetic _diamond

Wikipedia.com. (2017b). Cráter Popigai. Disponible en https://es.wikipedia.org/wiki/Cr%C3%A1ter_Popigai

Yan, C., Mao, H., Li, W., Qian, J., Zhao, Y. y Hemley, R. (2004). Ultrahard diamond single crystals from chemical vapor deposition. *Physica Status Solidi*, 201(4), 25-27.

Yan, C., Vohra, Y., Mao, H., y Hemley, L. (2002). Very high growth rate chemical vapor deposition of single-crystal diamond. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 99(20), 523-525.

Пе, M. (2014). *Platonic solids.jpg*. Disponible en https://commons.wikimedia.org/w/index.php?title=File:Platonic_solids.jpg&oldid=221707673



Diamante
Servicio Geológico Colombiano
Fotografía: Alejandra Cardona, SGC



Esmeralda
Servicio Geológico Colombiano
Fotografía: Alejandra Cardona, SGC

Esmeralda

Diana Montoya y Giovanni Moreno

Citación: Montoya, D. y Moreno, G. (2019). Esmeralda. En: *Recursos minerales de Colombia*, vol. 2. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

1. Usos

La esmeralda es una de las gemas más preciadas del mundo por su belleza, derivada de su color, brillo y dureza, la cual se aumenta por medio de la talla, que le imprime fuego y vida (términos utilizados por los gemólogos).

Esta piedra se ha usado desde la antigüedad como joya de adorno personal en anillos, cadenas, brazaletes o collares. Los nativos precolombinos las utilizaron para decorar diversos objetos, algunos de los cuales se exhiben en el Museo del Oro, en Bogotá, Colombia.

La esmeralda es una de las piedras preciosas más bellas y valoradas del mundo, junto con el diamante, el rubí y el zafiro. Las esmeraldas de poca calidad tienen colores claros e impurezas, y se les llama morrallas; se emplean para decorar artesanías, y se usan en combinación con el berilio en aleaciones con el cobre, puesto que aumentan su dureza y la resistencia a la tracción.

Los descubrimientos arqueológicos han evidenciado claramente que nuestros antepasados precolombinos coleccionaban y atesoraban gemas por su belleza. Incluso se ha encontrado relatos en los que se describen cómo se las trataba para aumentar su belleza —y por ende su valor—, y cómo se podían taladrar para utilizarlas en collares y brazaletes (Hurlbut y Klein, 1984).

En Egipto, antes del periodo predinástico (5000-3000 a. C.), se emplearon varios minerales con fines ornamentales, entre estos el cuarzo en distintas variedades, turquesa, crisocola, olivino, fluorita y malaquita. La esmeralda también fue una gema muy conocida por los egipcios primitivos y, a diferencia de las otras gemas, cuya fuente es desconocida, los primeros yacimientos estaban situados en los montes Sahara, en Egipto septentrional, junto al mar Rojo. En la actualidad hay vestigios de las antiguas actividades mineras (Hurlbut y Klein, 1984).

En Colombia los españoles fueron los primeros en localizar las minas conocidas con el nombre de Chivor, en las montañas de Somondoco ("dios de las piedras verdes", en lengua chibcha), las cuales fueron explotadas hasta 1564, cuando el capitán Juan de Penagos descubrió las minas de Muzo, que relegaron a las de Chivor por su mayor importancia (Martín de Retana y Moller, 1990).

Sin embargo, los indígenas ya explotaban estas minas de manera artesanal antes de ser descubiertas por el capitán Juan de Penagos, y en 1567 empezó su explotación por parte de los españoles en la quebrada de Itoco, con la dirección de Benito de Poveda (Martín de Retana y Moller, 1990).

Los españoles descubrieron las minas de Coscuez (nombre de una princesa india) en 1646, las cuales fueron abandonadas y redescubiertas en 1850; a partir de este año se trabajaron con interrupciones hasta 1905, cuando pasaron a ser propiedad de la nación colombiana (Martín de Retana y Moller, 1990).

Las minas de Muzo, Coscuez y Peñas Blancas se cedieron al Banco de la República de Colombia para su explotación en 1947; en 1969 se extrajeron de Muzo bellas colecciones que pertenecen al Banco de la República (Martín de Retana y Moller, 1990).

En 1955 el Gobierno colombiano le pidió al Comité de Minas del Banco de la República suspender la explotación de esmeraldas, con el propósito de mecanizar dicho proceso y realizar estudios de las minas (Sinkankas y Calzada, 1990, citados en Martín de Retana y Moller, 1990). El Banco de la República entregó al Gobierno la administración y explotación de las minas de Muzo y Coscuez en 1966, y a partir de esta fecha, hasta la creación de la Empresa Colombiana de Esmeraldas en 1968, se produjeron invasiones en los frentes de explotación. En diciembre de ese mismo año la empresa cambió de nombre a Ecominas, cuya función principal era atender la comercialización de esmeraldas, piedras preciosas y semipreciosas (Sinkankas y Calzada, 1990, citados en Martín de Retana y Moller, 1990).

Posteriormente se liquidó Ecominas y se creó Minercol, cuyas funciones fueron delegadas por el Ministerio de Minas y Energía a Ingeominas, y posteriormente a la Agencia Nacional de Minería (ANM), institución que desde ese

momento se ha hecho cargo del catastro minero y de la fiscalización de las minas del país.

2. Ambiente geológico

El berilio es un elemento perteneciente al grupo alcalinotérreo, bivalente, tóxico, de color gris, duro, ligero y quebradizo. Tiene uno de los puntos de fusión más altos entre los metales ligeros y resiste la oxidación del aire. El ^{9}Be es el único isótopo estable y lo descubrió Vauquelin en 1798 en forma de óxido; tiende a formar sales con los halógenos. El mineral berilo es un ciclosilicato de berilio y aluminio, cuya variedad de color verde se conoce como esmeralda (Hurlbut y Klein, 1984).

2.1. Características

La esmeralda es una variedad de color verde del mineral berilo, el cual corresponde a un silicato de estructura anular del grupo de los ciclosilicatos que están formados por anillos de tetraedros de $(SiO_4)^{4-}$ enlazados, con una relación Si:O = 1:3 (Hurlbut y Klein, 1984) (figura 1), de la cual el anillo $(Si_6O_{18})^{12-}$ es el armazón básico del berilo.

El berilo cristaliza en la holoedría del sistema hexagonal ($6/m^2/m^2/m$), presentando por tanto la mayor simetría dentro del sistema y todos los elementos cristalográficos son los siguientes: un eje de simetría hexagonal (1A6), seis ejes de simetría binarios (6A2) y siete planos de simetría (7 m). La relación entre sus ángulos es $\alpha = \beta = 90°$, $\gamma = 120°$, y entre sus lados es $a = b \neq c$ (Hurlbut y Klein, 1984) (figura 2).

El berilo presenta hábito prismático claro, a menudo estriado verticalmente y ranurado (figura 3). Las formas más comunes en los cristales corresponden a prismas de primer orden, prismas con facetas piramidales y prismas dihexagonales (figura 4) (Hurlbut y Klein, 1984).

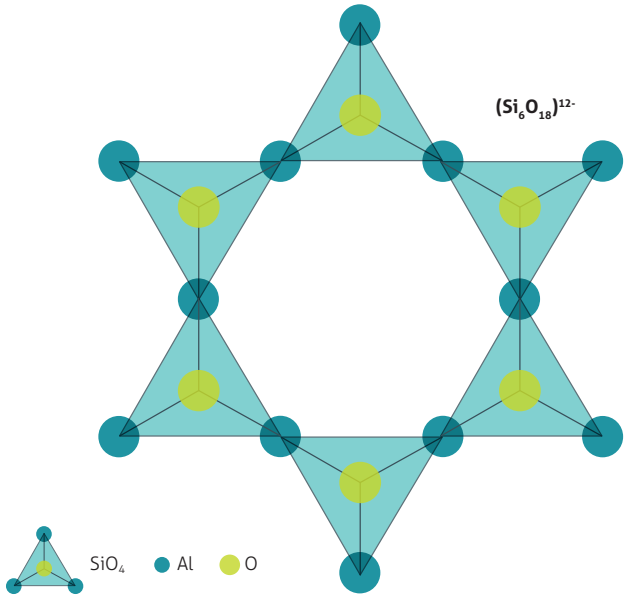


Figura 1. Estructura de un ciclosilicato

Fuente: modificado de Hurlbut y Klein (1984)

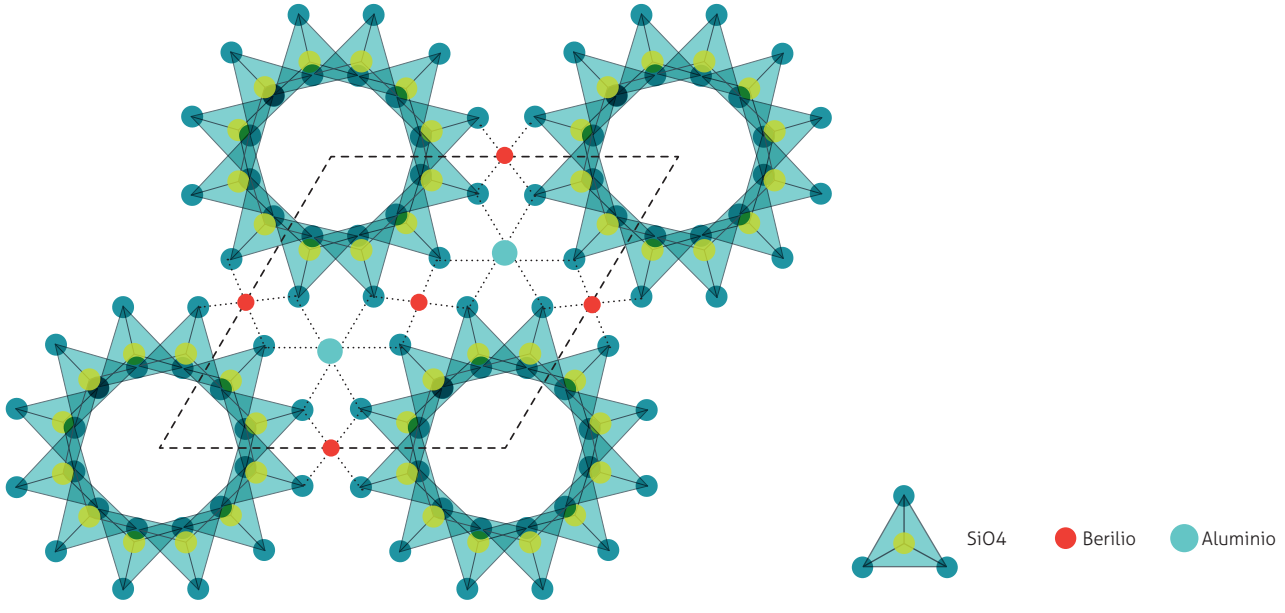


Figura 2. Estructura cristalina del berilo

Fuente: modificado de Hurlbut y Klein (1984)

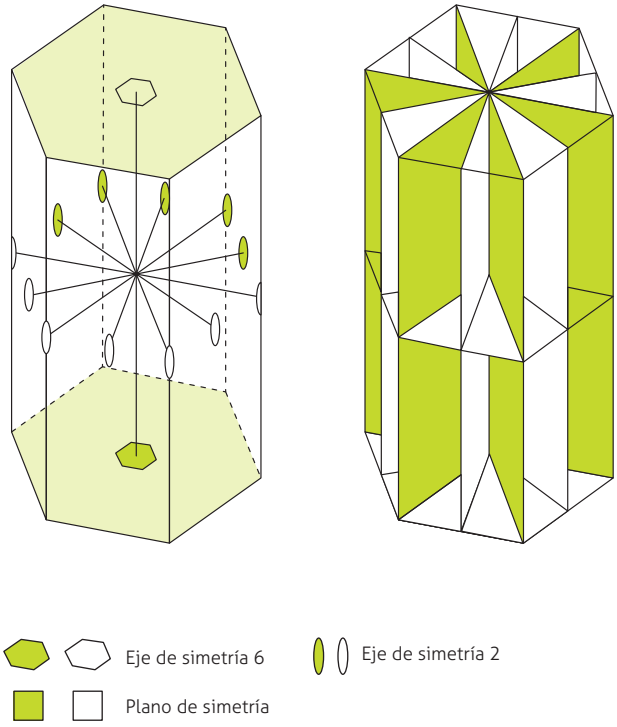


Figura 3. Elementos de simetría de un cristal de berilo hexagonal
Fuente: modificado de Hurlbut y Klein (1984)

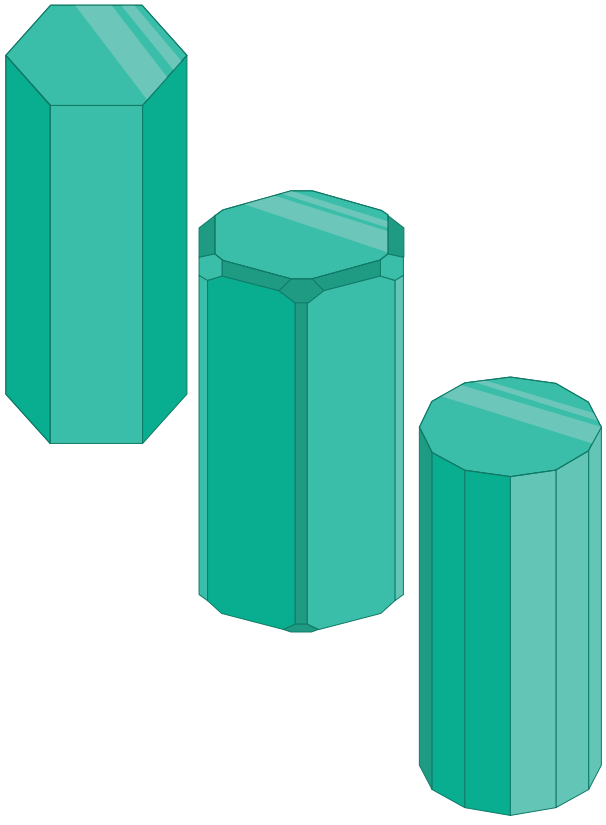


Figura 4. Cristal de berilo típico. Prisma hexagonal
Fuente: Modificado de Hurlbut y Klein (1984)

2.2. Propiedades físicas y químicas de la esmeralda

La esmeralda presenta exfoliación {0001} imperfecta, principalmente a través de su eje más largo (eje c). La dureza es de 7.5-8 en la escala de Mohs y la gravedad específica es de 2.65-2.80. Tiene brillo vítreo y su color es verde (Hurlbut y Klein, 1984). El color la distingue de las otras variedades del berilo (figura 5), así:

- *Goshenita*. $Be_3Al_2(SiO_3)_6$. Berilo incoloro, transparente.
- *Aguamarina*. $Be_3Al_2(SiO_3)_6$. Berilo transparente, azul verdoso.
- *Morganita*. Berilo rosa pálido a rosa naranja.
- *Esmeralda*. $Be_3Al_2(SiO_3)_6$. Berilo transparente, verde oscuro.
- *Heliodoro*. $Be_3Al_2(SiO_3)_6$. Berilo dorado, variedad amarillo oro.
- *Bixbita*. $Be_3(Al,Mn)_2(SiO_3)_6$. Berilo rojo.

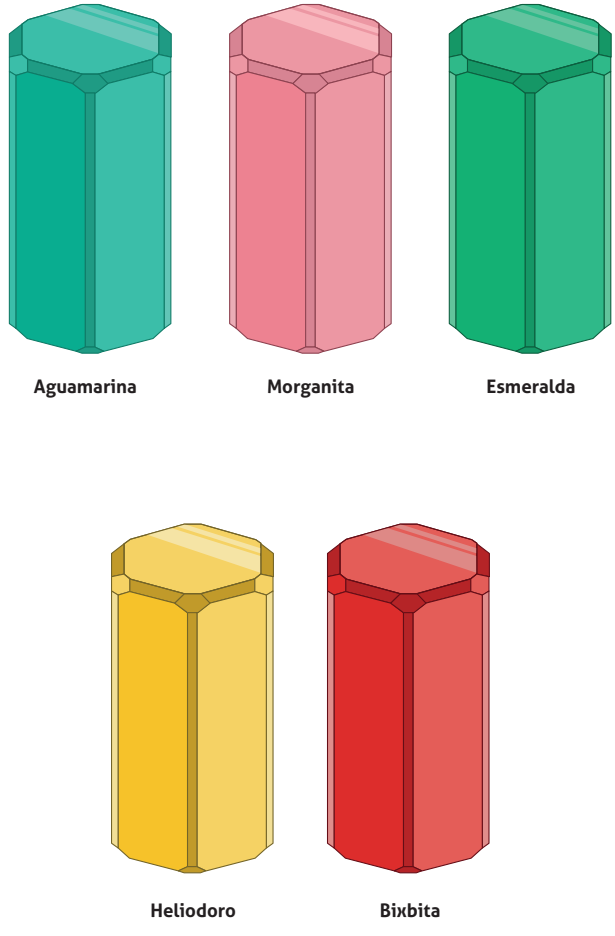


Figura 5. Clasificación de cristales de berilo según su color
Fuente: modificado de Hurlbut y Klein (1984)

El berilo presenta doble índice de refracción por ser un cristal dicroico (el cristal tiene diferentes colores en distintas direcciones de vibración), los cuales están entre 1.5566-1.608 (ω) y 1.562-1.600 (ε).

La composición química del berilo está dada por la fórmula $Be_3Al_2(SiO_3)_6$, con los siguientes porcentajes teóricos: BeO 14 %, Al_2O_3 19 %, SiO_2 67 %, Cr_2O_3 0.86 %; también presenta pequeñas cantidades de elementos alcalinos, como Na, Rb y Li, y trazas de Ce, Fe y V, que remplazan frecuentemente el berilio. Estos porcentajes varían en la práctica, como en el caso de las esmeraldas del Cinturón Esmeraldífero Occidental (tabla 1).

Tabla 1. Análisis de los principales elementos químicos de las esmeraldas de Muzo

Óxido (%)	1	2	3	4	5	6
SiO_2	64.1	61.4	65.26	65.07	61.4	65.25
Al_2O_3	24.2	24.3	17.6	18.51	24.3	17.62
BeO	8.7	9.7	13.2	12.65	9.7	13.8
H_2O	2.9	–	1.84	1.81	1.55	–
MnO	Trazas	–	0.06	0.02	–	–
Cr_2O_3	–	–	–	0.13	–	–
TiO_2	–	0.8	–	–	0.8	–
FeO-F_2O_3	–	1.2	0.002	0.72	0.54	1
V	–	–	–	–	–	–
MgO	–	–	0.002	0.24	–	–
CaO	–	–	0.09	0.65	–	–
SrO	–	–	0.015	–	–	–
BaO	–	–	0.16	–	–	–
Na_2O	–	–	0.5	0.43	–	–
K_2O	–	–	0.22	0.16	–	–
Li_2O	–	–	0.105	0.04	–	–
Total	99.9	98.4	100.56	100.48	96.74	100

Fuente: 1. Getse (Restrepo, 1961); 2. Wolbling (Restrepo, 1961); 3. Zambonini (Restrepo, 1961); 4. Tsherepivskaya, 1971 (Hall, 1976); 5. Bernawer, 1933 (Hall, 1976); 6. Barriga, 1948 (Hall, 1976)

La mayoría de los cristales de esmeraldas colombianas pueden tener algunas opacidades debido a fisuras, fracturas y a la presencia de inclusiones sólidas, líquidas y gaseosas.

2.2.1. Procesamiento de la esmeralda

Las esmeraldas, después de ser extraídas, son seleccionadas de acuerdo con su tamaño, color, brillo, inclusiones y fracturas, labor que debe ser realizada en lo posible por personal que tenga conocimiento en cristalografía, mineralogía y gemología. Posteriormente viene la etapa de diseño artístico, donde se busca un equilibrio entre el peso que se pierde en el proceso y la belleza final de la gema.

En esta etapa se toma en cuenta que la esmeralda cristaliza en prismas hexagonales, alargados con terminación basal y prismas hexagonales con facetas piramidales. Por consiguiente, el gemólogo debe escoger, junto con el tallador, la forma más adecuada que debe tener la esmeralda.

En esta etapa se debe considerar que, para realzar el brillo y darle vida a la gema, es necesario que el observador perciba los rayos de luz gracias a la disposición de los cortes y aristas, de acuerdo con la cristalografía y los índices de refracción (Romero y Rubiano, 1997).

2.2.2. Esmeraldas sintéticas

La síntesis de berilo se ha centrado directamente en la esmeralda por su alto valor comparado con el de sus otras variedades. Las esmeraldas se han sintetizado mediante métodos de crecimiento de flujo e hidrotermales; un procedimiento hidrotermal especial, conocido como proceso Lechtleitner, permite el sobrecrecimiento de esmeraldas a partir de cristales incoloros de berilo (Klein, Hurlbut y Dana, 1993).

Para distinguir las esmeraldas sintéticas de las naturales se utiliza la fluorescencia. Las esmeraldas naturales carecen de fluorescencia, pero las sintéticas usualmente lo hacen hacia rojos opacos bajo luz ultravioleta de alta longitud de onda. Las esmeraldas naturales por lo general aparecen rojas cuando se observan a través del filtro de Chelsea, mientras la mayor parte de las esmeraldas sintéticas aparecen verdes (Klein, Hurlbut y Dana, 1993).

Asimismo, hay que tener presente que la gravedad específica de las esmeraldas artificiales es de 2.65 a 2.66 y la de las naturales 2.71 (Romero y Rubiano, 1997). En un líquido pesado y ajustado a una densidad de 2.67, las sintéticas flotarán.

En general, si una esmeralda con doble índice de refracción tiene inclusiones trifásicas, índice de 1.57 o más alto, no flota en líquido de densidad de 2.67, no fluoresce a la luz ultravioleta y es opaca a las ondas cortas de luz (3000 Å), se puede tener un alto grado de certeza de que es natural (García y Vargas, 1970). Los procesos mencionados anteriormente sólo se pueden realizar en laboratorios especializados.

2.3. Tipo de depósito

Los depósitos de esmeraldas en el mundo están relacionados con diversos procesos geológicos, como magmatismo,

procesos sedimentarios o metasomatismo, y se pueden clasificar de la siguiente manera:

2.3.1. Depósitos relacionados con actividad magmática (intrusiones ácidas)

Las rocas máficas y ultramáficas están enriquecidas por lo general en Cr y V. Por el contrario, las rocas suficientemente ricas en Be, Si y Al, necesarios para formar los berilos, suelen ser pegmatitas graníticas y granitos evolucionados (Recio y Subias, 2007).

El Be se concentra en los fluidos residuales de las etapas finales de cristalización de rocas ígneas intrusivas, junto con álcalis (Na_2O+K_2O), sílice (SiO_4^{2-}), alúmina (AlO_4^{2-}), tierras raras livianas, al igual que con elementos y complejos volátiles como fluoruro (F^-), hidroxilos (OH^-), carboxilos (CO_2H), boro (B) y fósforo (P) (Mulligan, 1968). De esta forma, a medida que avanza el grado de cristalización de un magma, las concentraciones de Be aumentan en el fluido residual.

En el modelo relacionado con actividad magmática, rocas ígneas intrusivas de composición félsica de las últimas etapas de cristalización (pegmatitas), asociadas a granitoides, portadoras del Be, intruyen rocas básicas a ultrabásicas en las cuales se encuentran el Cr y el V necesarios para formar la esmeralda. Los yacimientos que se ajustan a este modelo están asociados por lo regular a la intrusión de rocas graníticas en rocas encajantes, prácticamente siempre de quimismo básico a ultrabásico (Recio y Subias, 2007).

En este tipo de depósito se presentan procesos neumatolíticos, que dan lugar a yacimientos tipo greisen. Los greisen son zonas de alteración relacionadas con granitos, por intrusión de otros cuerpos, que en general afectan sectores periféricos o apicales del propio granito. En estas zonas se produce una destrucción del feldespato potásico con formación de mica blanca microcristalina (illita) y con entrada de abundante sílice que se deposita en la roca en forma coloidal (calcedonia), en lo que se denomina proceso de silicificación (Evans, 1995; Guilbert y Park, 1986).

Las pegmatitas ácidas (silíceas) están compuestas principalmente por cuarzo, microclina, albita y moscovita. Son muy importantes desde el punto de vista económico, ya que su fase magmática residual es rica en agua y produce grandes cristales de tales minerales. Los elementos mineralizantes típicos de las pegmatitas son B, F, P y S, razón por la cual son comunes minerales como berilo, turmalina, topacio, fluorita, criolita, apatito, ambligonita, siderita, columbita, tantalita, molibdeno, casiterita y minerales de tierras raras (Garcés, 1995).

Las temperaturas de formación de las esmeraldas en los yacimientos de tipo pegmatítico suelen ser superiores a los 350 °C y los datos de inclusiones fluidas indican por lo general precipitación a partir de salmueras complejas (H_2O – CO_2 ± CH_4), con salinidades del 12-40 % equivalente de NaCl (Recio y Subias, 2007). Larsen (citado en Garcés, 1995) indica temperaturas de formación a partir del estudio de inclusiones fluidas en cuarzos entre 500 y 700 °C.

A este tipo de depósito parece que corresponde el de Wodgina en Australia, donde rocas metamórficas del Precámbrico, cubiertas por arcillas, limolitas y cuarcitas, están cortadas por aplitas y pegmatitas del Plutón Mole. Las esmeraldas se han encontrado en diques alterados, greisenitizados con cuarzo, topacio, feldespato y mica en cavidades.

En Suramérica depósitos de esmeraldas relacionados con pegmatitas se encuentran en la Bahía Carnaíba (Brasil), en el contacto entre pegmatitas con serpentinitas de la Serie Jacobina en un evento ocurrido hace 1900 Ma. (Giuliani., et al, 1992).

2.3.2. Depósitos relacionados con metamorfismo regional y de contacto

Los depósitos de esmeraldas atribuidos a metamorfismo regional parece que se originaron en eventos postectónicos, por cambios químicos (metasomatismo) entre rocas félsicas, tales como neises cuarzo-feldespáticos, esquistos granatíferos o pegmatitas premetamórficas, relacionadas con rocas adyacentes portadoras de Cr, como serpentinitas. La relación entre las rocas que proveen el Cr y Be puede ser tectónica. Este tipo de yacimientos se encuentra por lo general en zonas de escudo, las cuales han sufrido casi siempre varios eventos orogénicos que han cambiado parcial o totalmente las rocas originarias.

Entre los depósitos de esmeraldas relacionados con metamorfismo regional en escudos antiguos se puede citar el de Sandawana (Zimbabue), donde las esmeraldas se formaron a lo largo del cinturón verde de Mweza, en el cratón arqueano de Zimbabue, entre pegmatitas deformadas y rocas vulcanosedimentarias.

Un depósito de esmeraldas atribuido a metamorfismo de contacto se encuentra en Ucrania, donde la mineralización se presenta en la zona de alteración entre pegmatitas y rocas ultrabásicas. (Giuliani., et al, 1992).

2.3.3. Depósitos relacionados con procesos hidrotermales

Los depósitos hidrotermales de esmeraldas se pueden dividir en dos tipos: hidrotermales con influencia magmática e hidrotermales sin influencia magmática.

2.3.3.1. Depósitos hidrotermales con influencia magmática

Se presentan en las últimas etapas de cristalización magmática, cuando soluciones hidrotermales salen del magma como líquidos alcalinos ricos en constituyentes volátiles (fase neumatolítica), y se depositan en zonas de cizalla, fisuras y cavidades. Por lo regular presentan remplazamiento y alteraciones en las rocas encajantes, y se han clasificado, según su profundidad, en hipotermales, mesotermales y epitermales (Garcés, 1995).

Este tipo de yacimiento se caracteriza por la interacción de soluciones con rocas volcánicas, en la que el Be es derivado de micas y feldespatos de granitos y el Cr de rocas máficas encajantes (Schwarz, 2002).

Esta clase de depósito se presenta en Guantú (Nigeria), donde por la alteración de la parte basal de pegmatitas las esmeraldas se formaron por albitización, mediante metasomatismo alcalino, a temperaturas de 400 a 450 °C.

2.3.3.2. Depósitos hidrotermales sin influencia magmática

En el modelo tectónico-hidrotermal la formación de esmeraldas ocurre como resultado de la actividad hidrotermal asociada a fallas corticales o zonas de cizalla que afectan a esquistos máficos-ultramáficos. Las estructuras concentran el flujo de los fluidos, que lixivian Cr-V en las rocas básicas y precipitan las esmeraldas en el frente de alteración metasomatismo durante la interacción roca-fluido, cuando el fluido portador del Be encuentra el esquisto rico en Cr. En este tipo de yacimiento la salinidad del fluido puede oscilar desde bastante baja hasta supersaturada (Recio y Subias, 2007).

La presencia de sulfatos parece ser importante a la hora de controlar la química del fluido durante la precipitación de esmeraldas. Este modelo no requiere la existencia de pegmatitas o rocas ígneas (graníticas) asociadas.

Los yacimientos colombianos son un caso especial dentro de este modelo; en Colombia el origen de los yacimientos de esmeraldas en los dos cinturones parece responder a procesos de tipo hidrotermal sin influencia magmática, relacionados con salmueras provenientes de evaporitas que se encontraban en la cuenca sedimentaria, e interactuaron con rocas lutíticas negras carbonosas que liberaron Cr, V y Be, a temperaturas entre 300 y 350 °C y 900 y 1000 bares de presión.

2.3.4. Depósitos de esmeraldas a nivel mundial

Los depósitos de esmeraldas están ampliamente distribuidos en el mundo, tanto en el tiempo como en el campo geográfico. Las mineralizaciones de esmeraldas se encuentran desde el Precámbrico hasta el Neógeno; de más antigua a más joven, se pueden citar las siguientes:

- 2997 Ma, depósitos de Transvaal en el arqueano de Sudáfrica.
- 2600 Ma, depósitos de Poona (Australia) y Sandawana (Zimbabue).
- 2000 Ma, esmeraldas de Brasil en Carnaíba y Socota en el estado de Bahía, durante el Proterozoico temprano.
- 500 Ma, en Brasil, en los depósitos de Minas Gerais (minas Belmont, Capeirana, Piteiras).
- 510 a 520 Ma, respectivamente. Depósito de Santa Teresinha en Goias, formados durante el Proterozoico.
- 490 Ma, en África se encuentran depósitos en Manan-jari y Ianapera.
- 109 Ma, en Canadá en los montes Regal, del Cretáceo medio.
- 65 a 37 Ma, los yacimientos de esmeraldas de Colombia se encuentran localizados en dos cinturones: el Occidental (Muzo), que tiene 37 Ma, y el Oriental (Chivor), que posee 65 Ma.
- 40 a 25 Ma, en Habachtal (Australia).
- 34 Ma, al oeste del macizo de Rhodopa, al suroeste de Bulgaria.
- 23 Ma en el valle de Swat (Pakistán).
- 9 Ma, depósitos esmeraldíferos más jóvenes del mundo y se encuentran en Khaltaro región sur de Gilgit (Pakistán) (Schwarz, 2002).

Geográficamente, las esmeraldas se encuentran distribuidas en los cinco continentes y en veintinueve países (tabla 2 y figura 6).

En el continente americano las esmeraldas se encuentran en Canadá, Estados Unidos, Colombia y Brasil. Los depósitos de América más representativos por su calidad y belleza son los de Colombia, y por su volumen, número de minas y prospectos, los de Brasil.

En Asia se han localizado en Pakistán, Afganistán, India y China. Los de Afganistán, en el valle de Panjshir, son los más conocidos y comercializados de Asia, ya que sus esmeraldas tienen una belleza similar a la de las colombianas.

Por su parte, África es el continente que tiene mayor número de países con mineralizaciones de esmeraldas. Se han encontrado en Egipto, Nigeria, Tanzania, Mozambique, Zambia, Madagascar y Sudáfrica. Los depósitos de Zimbabue son los más importantes de este continente gracias a su calidad.

Tabla 2. Países con ocurrencias de esmeraldas y su origen

Continente	País	Actividad magmática		Metamorfismo		Hidrotermal sin influencia magmática
		Pegmatitas	Hidrotermal	Regional	Contacto	
Asia	Pakistán	X	X			
	Afganistán	X		X		
	India	X				
	China					
Australia	Poona East			X		
	Poona Mine	X				
	Warda Warra	X				
	Melville	X				
África	Egipto		X			
	Madagascar		X			
	Mozambique				X	
	Namibia			X		
	Nigeria		X			
	Sudáfrica		X			
	Tanzania			X		
	Zambia		X			
	Zimbabue			X		
	Somalia	X				
Europa	Bulgaria	X				
	Italia	X				
	Noruega	X				
	Austria			X		
	España	X				
	Rusia	X				
	Ucrania				X	
América	Canadá		X			
	Estados Unidos	X				
	Colombia					X
	Brasil	X*	X	X		
		X**				

* Por diques de granito
** Zona de contacto entre granito y metamórfica

Fuente: Giuliani et al. (1992)

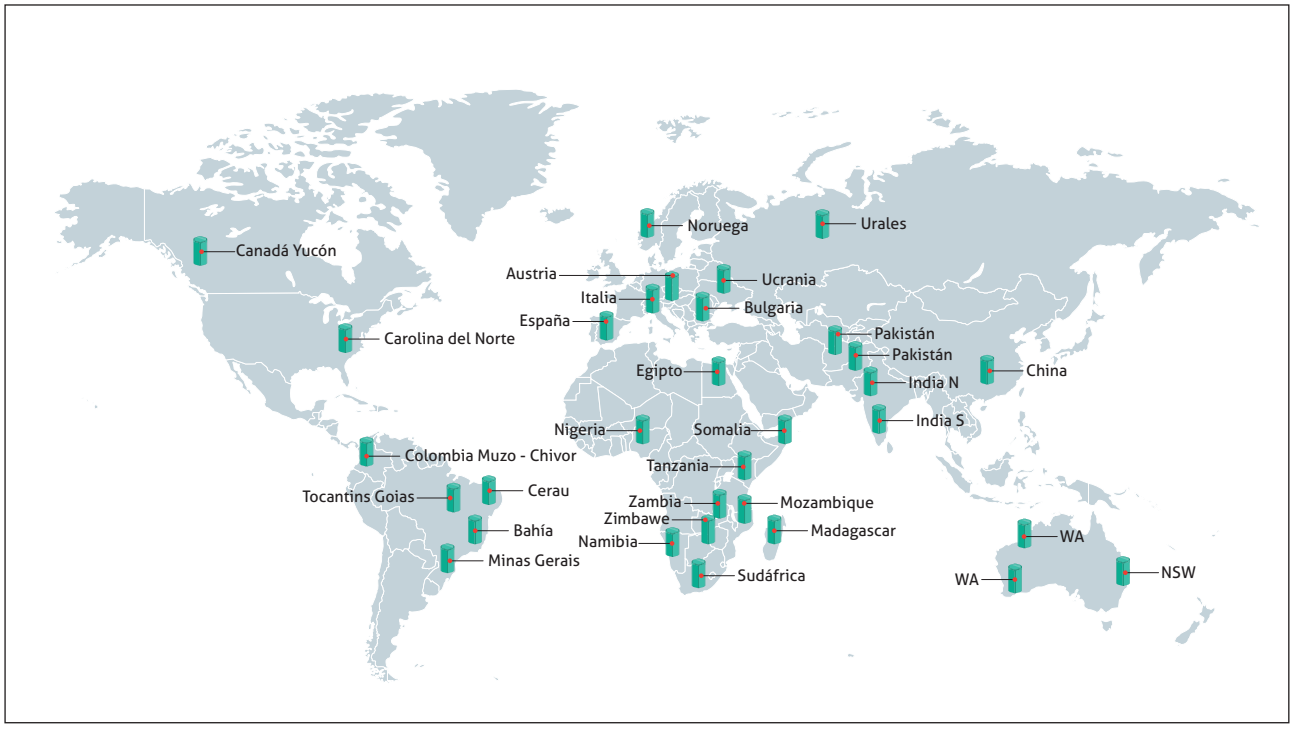


Figura 6. Países con mineralizaciones de esmeraldas

Fuente: Giuliani *et al.* (1992)

En Europa las esmeraldas se encuentran localizadas en Italia, Austria, Noruega, España, Rusia y Ucrania; las minas que han producido mayor cantidad de esmeraldas han sido las de Malisheva, en Rusia.

Las minas de mayor relevancia mundial son las de Colombia, por ser las más finas y bellas; las principales se encuentran localizadas en la cordillera Oriental, en dos cinturones: el Oriental (Chivor) y el Occidental (Muzo).

En el continente australiano se han reportado cuatro localidades con esmeraldas: Poona East, Poona Mine, Warda Warra y Melville (Giuliani *et al.*, 1992).

2.3.4.1. Minas de Brasil

En el estado de Minas Gerais se encuentran las minas de Belmot. La mina Belmot, descubierta en 1978 en la región de Itabirita-Nova Era, está localizada a 13 km de Itabirita y a 120 km de Belo Horizonte.

Las esmeraldas se encuentran en una serie proterozoica, de esquistos y neises replegados, cortados por pequeños cuerpos de pegmatita. Las esmeraldas se formaron durante el metamorfismo regional en fases esquisto verde y anfibolita, en esquistos flogopíticos acompañadas de crisoberilo y alexandrita (Sousa *et al.*, 1992, citados en Schwarz, 2002).

2.3.4.2. Minas en Afganistán

En Asia, en el valle de Panjshir (Afganistán), en las estribaciones del sistema montañoso de Hindu Kush, 130 km al norte de Kabul, se encuentra el distrito minero redescubierto por geólogos rusos en 1970, aun cuando parece que las minas se trabajaron anteriormente y las esmeraldas se transportaron a joyerías hindúes.

Las minas se hallan en un área de 400 km^2 al este de las riberas del río Panshir. Los sectores más importantes son Khejen, Buznal (Oashte-Rewat) y Nikon. En la región de las minas se encuentran decenas de socavones y túneles dispersos a través del terreno montañoso. Las minas están ubicadas a lo largo de la falla de Panjshir, en zonas de cizalla que cortan metasedimentos del Paleozoico, compuestos principalmente por esquistos moscovíticos y una serie de diorita-gabro, intruidos por pórfidos cuarzosos. Las esmeraldas se encuentran en venas de cuarzo, y se observa albitización y piritización hidrotermal en los alrededores de las mineralizaciones.

En inclusiones fluidas de las esmeraldas se ha encontrado halita, que indica alta salinidad y evaporación de los fluidos originarios. La fuente de Be es desconocida y el V y Cr pueden provenir de metasedimentos.

2.3.4.3. Minas en Rusia

En Rusia, en los montes Urales, se localiza un yacimiento esmeraldífero con un área aproximada de 100 km^2 en el sector de Malicheva Takovaya (minas Izumrudnye Kopi), cerca de la corriente Takovaya, a unos 60 km al noreste de Ekaterimburgo, en los Urales medios.

Estas minas fueron descubiertas en la corriente de Takovaya en 1830; su producción a finales del siglo XIX y principios del siglo XX fue una de las mayores del mundo, y en 1940-1950 comenzó la producción de Be a gran escala, parte de la cual se empleó en reactores nucleares y como subproducto se extrajeron esmeraldas. Estas minas se explotan a tajo abierto y mediante trabajos subterráneos, hasta 250 m de profundidad.

La génesis del depósito Izumrudnye Kopi, en Rusia, no está claramente establecida; existen tres modelos:

- Descilificación de pegmatitas graníticas en contacto con intrusiones básicas. Las esmeraldas se encuentran en zonas de las paredes oscuras.
- Beus (1966) considera mineralizaciones por topacio alterado, en rocas básicas y ultrabásicas.
- Giuliani., et al, 1992, indica que la mineralización se presenta por metamorfismo regional, alteración de topacio, pegmatitas y aplitas con pegmatitas penakíticas, berilo y alexandrita.

2.4. Métodos de prospección

Como en otros minerales, los estudios deben realizarse en las siguientes etapas: reconocimiento, prospección, exploración general y exploración detallada.

En la etapa de *reconocimiento* se identifican las áreas con potencial de mineralización, a partir de los resultados de los estudios geológicos regionales, que incluyen comprobación de la fotointerpretación, ejecutando cartografía aérea de anomalías de color y la inspección preliminar de campo. También se ejecutan otros trabajos regionales, por ejemplo estudios aerogeofísicos, en especial mediante el empleo de métodos magnéticos y electromagnéticos.

La *prospección* se realiza con el propósito de identificar el depósito posible blanco para la exploración, mediante trabajos de cartografía geológica, muestreo de afloramientos, muestreo geoquímico de suelos, labores mineras superficiales (trincheras y apiques), y perforaciones aisladas para medir el comportamiento de la mineralización en la profundidad. Se ejecutan trabajos geofísicos mediante métodos magnéticos, electromagnéticos y geoeléctricos preferentemente. Se deberán obtener, con carácter preliminar, las dimensiones y la morfología, así como los tenores y otras características esenciales de los cuerpos minerales. Atendiendo al grado de confiabilidad de los resultados obtenidos se calcularán recursos inferidos que deben utilizarse en un estudio conceptual, cuya magnitud ofrecerá la posibilidad de continuar estudios más avanzados.

Para el caso de las esmeraldas existen dos métodos de prospección utilizados: el geoquímico y el geofísico.

2.4.1. Prospección geoquímica

Este método establece con claridad la distribución y relación de ciertos elementos químicos que pueden utilizarse como indicadores geoquímicos; en las muestras que se toman se analizan por absorción atómica para los elementos Na, Li, K, Sr, Ba, Cu, Pb, Zn, Ni, Mo y Be. Luego se analiza la fracción menor de malla 80. Para el muestreo se siguió un sistema de enrejado, cubriendo en la primera fase una distancia aproximada de 300 m a cada lado de los sitios de interés (Maya, Buenaventura y Salinas, 2004).

2.4.2. Prospección geofísica

Los métodos geofísicos utilizados en la exploración de esmeraldas son muy variados, dependiendo de la variable geofísica a medir y de las características geológicas del sitio mineralizado a explorar.

En la exploración de esmeraldas en Colombia se emplearon varios métodos geofísicos como guías indirectas en algunas zonas esmeraldíferas, con el fin de escoger el más útil en la búsqueda de zonas estructurales que se suponen están controlando la mineralización esmeraldífera. Se adelantó magnetometría, espectrometría de rayos gamma y electromagnetismo de muy baja frecuencia, encontrándose este último como el más exitoso.

2.5. Sistemas de explotación y procesamiento de minerales

Para diseñar los sistemas más adecuados de explotación de las esmeraldas, es necesario tener en cuenta los siguientes aspectos:

- Relieve: plano, en ladera a favor o en contra del talud o diferentes accidentes topográficos.
- Posición del yacimiento: superficial cuando el material estéril está a una distancia inferior de 20 a 30 m de profundidad; profunda cuando la zona mineralizada se localiza a profundidades mayores de 40 m, o variable cuando una parte se puede explotar a cielo abierto y el resto por minería subterránea.

- Por inclinación: horizontales, tumbados, inclinados o verticales.
- Complejidad del número de mineralizaciones: simple o compleja que tiene zonas enriquecidas y partes estériles.
- Calidad del mineral: no uniforme. Por lo regular, las mineralizaciones son muy distintas e irregulares.
- Tipo de rocas dominantes: es muy variable; en unas rocas son muy compactas, ígnea, metamórfica, y en otras son menos compactas, como en las sedimentarias.

En general, existen dos métodos de explotación: de superficie o cielo abierto, y de interior o subterráneos. En la extracción de esmeraldas se están empleando los dos métodos, considerando que las mineralizaciones son muy irregulares, pero el método más empleado es el subterráneo, mediante túneles dirigidos siguiendo la mineralización, utilizando el método de cámaras y pilares; el de cielo abierto remueve la gran cantidad de material estéril.

2.6. Recursos, reservas y comercio

Actualmente no se conocen evaluaciones de los recursos mundiales de gemas y mucho menos de esmeraldas, debido a que las gemas en general no forman yacimientos, como ocurre con otros minerales; por tanto, las cifras de reservas calculadas no son confiables, ya que los productores no dan a conocer datos fidedignos.

Tampoco se conocen estadísticas confiables del mercado mundial de las esmeraldas; sin embargo, se estima que hoy en día las ventas anuales alcanzan aproximadamente los mil millones de dólares (Simandl, Paradis y Birkett, 1999).

Varias fuentes coinciden en que Colombia se ha mantenido por muchos años como el país líder en calidad, con una participación de cerca del 80 % en las ventas de esmeraldas de más alta calidad y en cantidad con una participación cercana al 50 % en el total de ventas (UPME, 2006, 2009), seguida de Brasil y Zambia, participando esta última en un 20 % (Yager, Menzie y Olson, 2008).

El precio de la esmeralda está determinado por su demanda, belleza, color, carencia de defectos e inclusiones, y perfección del tallado. En la comercialización internacional se denomina primario para las gemas en bruto y secundario para las gemas talladas o engastadas.

Los principales países que se han establecido como mercado de las esmeraldas son Hong Kong, Sudáfrica, Suecia, Reino Unido, Bélgica, Tailandia, Emiratos Árabes Unidos e Italia (Yager, Menzie y Olson, 2008).

El valor de las esmeraldas en el mercado mundial se deriva de la escasez de su ocurrencia, su belleza y la talla de las piedras. Esto significa que una vez que se lleva a cabo la mineralización se enfrenta un gran problema: la capacidad limitada de proveer demanda de piedras de buena calidad. El mercado para las esmeraldas ha sido importante y continuará siéndolo en el futuro próximo.

2.7. Perspectivas

En la actualidad la demanda mundial de esmeraldas colombianas es tan alta que casi toda la producción se exporta, a pesar de que el mercado de las esmeraldas se comporta diferente en función de sus presentaciones.

Pese a que las esmeraldas talladas son las de mayor demanda, las esmeraldas colombianas se exportan en su gran mayoría en bruto, para su posterior transformación en gemas talladas, las cuales se reexportan a los principales países importadores (Minercol, 2000).

Las proyecciones del mercado muestran una tendencia a la baja de los precios. La ventaja de Colombia es que posee una de las variedades de esmeraldas de más alta calidad y es uno de los mayores exportadores del mundo, lo que le otorga una excelente posición en el mercado internacional; no obstante, el hecho de no contar con una industria fuerte en la talla y engaste hace que las mayores ganancias queden fuera del país, en manos de multinacionales especializadas en estos procesos (UPME, 2000).

3. Esmeralda en Colombia

Los Andes suramericanos están representados en Colombia por tres cordilleras: Occidental, Central y Oriental. Las mineralizaciones de esmeraldas están ubicadas en la cordillera Oriental y las minas están distribuidas en dos cinturones (figura 7): el Cinturón Esmeraldífero Occidental (municipios de Muzo, Otanche, San Pablo de Borbur, Maripí, Yacopí y La Palma), y el Cinturón Esmeraldífero Oriental (municipios de Gachalá, Ubalá, Macanal y Chivor).

La cartografía geológica del Cinturón Esmeraldífero Occidental la realizaron Ulloa y Rodríguez (1978, 1991), planchas 170 Vélez, 190 Chiquinquirá, y Rodríguez y Ulloa (1994a, 1994b), 169 Puerto Romero y 189 La Palma; la del Cinturón Esmeraldífero Oriental se encuentra en el cuadrángulo K-12 Guateque y la hicieron Ulloa, Camacho y Escovar (1975). En las respectivas memorias geológicas de dichas planchas se encuentra una descripción sucinta tanto de las estructuras geológicas como de sucesión litoestratigráfica.

Ingeominas lleva a cabo, desde el 2005, un programa para exploración de esmeraldas, uno de cuyos objetivos es

actualizar la cartografía geológica de los dos cinturones esmeraldíferos; es así como en el Cinturón Esmeraldífero Occidental se diferencian unidades litológicas con edades del Berriasiano hasta el Neógeno, en tanto que en el Cinturón Oriental las rocas involucradas van desde el Paleozoico hasta el Albiano.

3.1. Geología regional

El zócalo de la corteza terrestre colombiana está conformado, al oriente, por rocas metamórficas precámbricas de composición siálica; la falla Cauca-Almaguer la separa del zócalo occidental, constituido por rocas ígneas de composición simática y rocas sedimentarias de edad cretácico superior (Gomez *et al*., 2006).

En el basamento oriental se han reconocido tres provincias, una de las cuales, la Provincia Litosférica Continental Mesoproterozoica Grenvilliana, está compuesta por esquistos, neises, anfibolitas y granulitas afectadas por varios eventos orogénicos (Gomez *et al*., 2006). Sobre esta se desarrolló la sedimentación cretácica de la cordillera Oriental, donde se localizan los dos cinturones esmeraldíferos.

La sedimentación cretácica está caracterizada por la existencia de cuencas extensionales, lentamente invadidas por el mar durante el Berriasiano, el cual avanzó desde el occidente, entró por la cordillera Central (Etayo Serna, Renzoni y Barrero, 1976) e invadió la llamada Cuenca de Cundinamarca (Sarmiento, 2002). La zona depocentral de esta cuenca se desarrolló en lo que hoy corresponde a la parte central de la cordillera Oriental y, a partir de allí, el mar avanzó tanto hacia el noreste como hacia el suroeste (Etayo Serna, Renzoni y Barrero, 1976). Estas cuencas se reactivaron mediante inversión tectónica, durante la orogenia andina en el Mioceno-Plioceno (Colletta *et al*., 1990; Branquet *et al*., 2002).

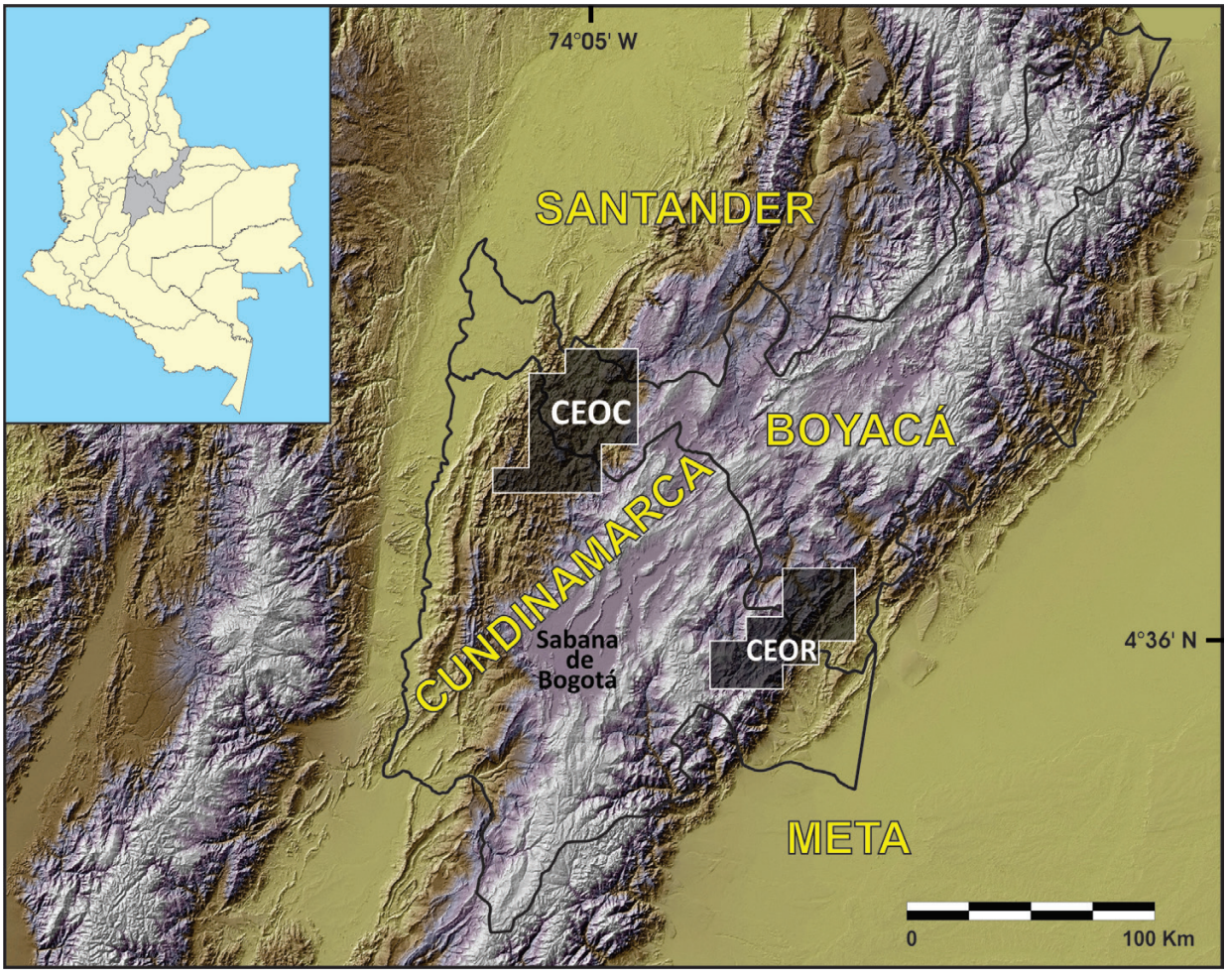


Figura 7. Mapa de localización del Cinturón Esmeraldífero Occidental (CEO) y el Cinturón Esmeraldífero Oriental (CEOR), cordillera Oriental, Colombia

Fuente: Terraza, R. y Montoya, D. (2011)

La cordillera Oriental se formó como respuesta a esfuerzos compresivos que involucran la convergencia de las placas de Suramérica, Nazca y Caribe. Esta interacción dio lugar a una deformación intensa y un acortamiento en dirección ENE-WSW, perpendicular a las estructuras regionales. Sarmiento (2002) plantea que hubo deformación por movimientos transcurrentes dextrales en la Cuenca de Cundinamarca, en la cual se localizan los cinturones esmeraldíferos.

3.2. Geología local

En Colombia se encuentran dos provincias o cinturones esmeraldíferos:

3.2.1. Cinturón Esmeraldífero Occidental

Este cinturón se localiza hacia el flanco occidental de la cordillera Oriental (figura 7); su municipio más al sur se localiza en el departamento de Cundinamarca (La Palma) y el municipio más norte se ubica en el departamento de Santander (La Belleza).

En los estudios anteriores adelantados por Ingeominas (Ulloa y Rodríguez, 1978; Ulloa, Camacho y Escovar, 1975; Rodríguez y Ulloa, 1994a, 1994b) se localiza el distrito minero de Peñas Blancas en la Formación Rosablanca, asignada al Valanginiano, y las minas del sector de Muzo y Coscuez, en rocas de la Formación Paja, asignada al intervalo Valanginiano-Aptiano, lapso bastante amplio y en el cual se depositó una gruesa secuencia sedimentaria. En este contexto, la posición de las mineralizaciones no era clara.

A partir de los recientes estudios geológicos realizados por Ingeominas, cuyos resultados están consignados en el informe de Reyes *et al.* (2006), estas mineralizaciones se ubican así: las del sector de Peñas Blancas en la Formación Rosablanca (piso Valanginiano inferior), y las minas de los sectores de Muzo, Coscuez, La Pita y Yacopí, en la parte baja de una unidad calcáreo-siliciclástica de edad Barremiano-Hauteriviano (figura 8).

3.2.1.1. Estratigrafía

A continuación se hace una descripción de las unidades involucradas, las cuales se describirán de base a techo como Formación Rosablanca (piso Valangiano Inferior), piso Valangiano superior y piso Hauteriviano-Barremiano (figura 8).

Formación Rosablanca (piso Valanginiano inferior b2$_i$). Esta unidad se reconoce en la parte noreste del Cinturón Occidental (municipios de La Belleza, Florián y San Pablo de Borbur), y conforma el núcleo del Anticlinal Alto de La Chapa-Borbur (Reyes *et al.*, 2006).

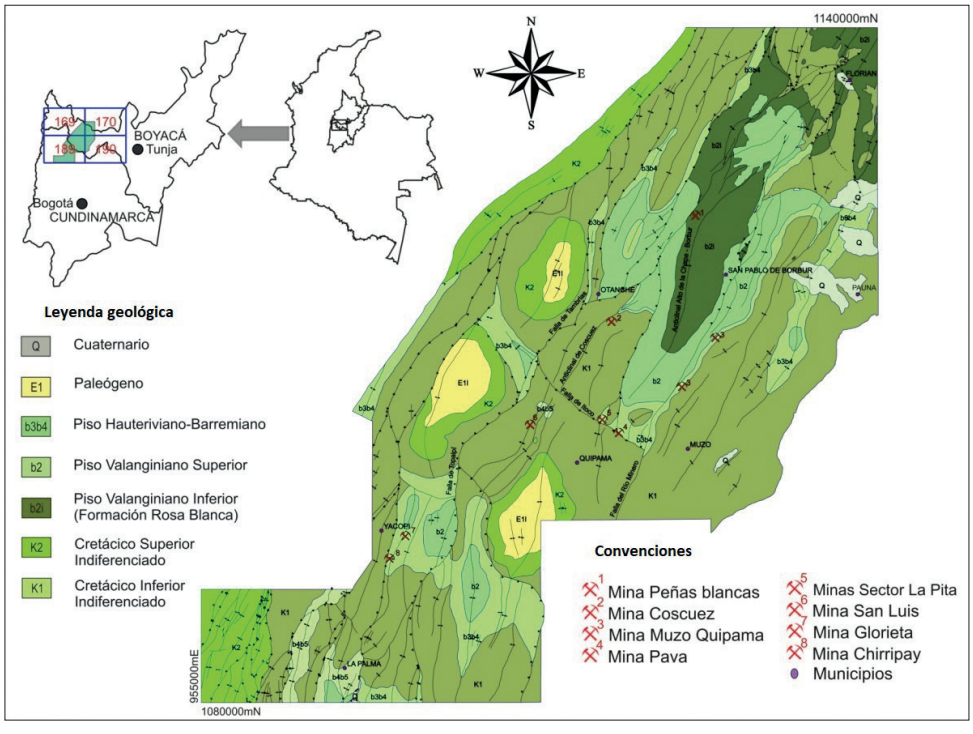


Figura 8. Geología del Cinturón Esmeraldífero Occidental

Fuente: Reyes *et al.* (2006)

En la parte norte, sus límites inferior y superior están marcados con arenitas de la Formación Cumbre y con rocas limo-arenosas de la Formación Ritoque (municipios de La Belleza, Florián), mientras que en el área de San Pablo de Borbur su límite superior es con una unidad arcillosa-lodolítica de edad Valanginiano (en proceso de formalización) y su límite inferior no aflora. Se le asigna edad Valanginiano, posiblemente Valanginiano temprano (Reyes *et al*., 2006).

Litología. La Formación Rosablanca está compuesta por micritas y micritas arcillosas negras, en capas que van desde delgadas hasta gruesas, tabulares, con laminación interna plana paralela poco desarrollada (capas de aspecto macizo); se intercalan estratos de lodolitas calcáreas carbonosas y de arcillolitas negras; algunos niveles muestran nódulos micríticos de hasta 0.4 m de diámetro, con pirita y calcopirita (Reyes *et al*., 2006).

En el distrito minero de Peñas Blancas afloran capas gruesas de micritas, intercaladas con capas de intramicroruditas, lodolitas calcáreas y cuarzoarenitas con cemento calcáreo; en la parte más inferior se observan capas delgadas y medianas de micritas con capas de lodolitas calcáreas carbonosas intercaladas; es en este sector donde se presentan las mineralizaciones de esmeralda (Reyes *et al*., 2006).

Piso Valanginiano Superior (b2). Esta unidad se encuentra sobre los flancos del anticlinal La Chapa-Borbur y en el sinclinal de Santa Bárbara-río Pescadero. Al sur, forma parte del núcleo del anticlinal de Yacopí y del anticlinal de Ibama. Está representada por arcillolitas, lodolitas y limolitas, intercaladas principalmente en secuencias rítmicas de diferentes escalas, desde milimétrica hasta métrica; con un espesor de 1083 m, se encuentra suprayaciendo a micritas de la Formación Rosablanca e infrayaciendo a la unidad calcáreo-siliciclástica denominada en este trabajo piso Hauteriviano-Barremiano. Se le asigna edad Valanginiano (Etayo Serna, comunicación verbal, citado en Reyes *et al*., 2006).

Litología. En esta unidad se diferencian cuatro segmentos. El segmento inferior es de arcillolitas y arcillolitas carbonosas grises en capas muy gruesas, con laminación fina a media, plana paralela y continua dada por la acumulación de materia orgánica; se presentan yeso, pirita diseminada y óxidos de hierro.

El segundo segmento forma escarpe topográfico y está compuesto de lodolitas y limolitas, en ocasiones silíceas, de colores grises, en capas medianas a gruesas, plano paralelas y continuas, separados por arcillolitas carbonosas en capas delgadas. Se observan lentes de carbón, moscovita, pirita, yeso (en lentes y láminas paralelos a la estratificación) y sulfatos.

El tercer segmento es una sucesión lodolítica-arcillosa; la parte baja está constituida por lodolitas calcáreas y no calcáreas de color gris, que se disponen en capas tabulares a lenticulares, medianas y gruesas. Le siguen lodolitas dispuestas en capas gruesas, medianas y delgadas, con estratificación continua plano paralela. En todo el segmento hay pirita y yeso diseminado en láminas o venillas, además de nódulos silíceos y sulfuros; en general, las rocas son fisiles y tienen foliación tectónica.

En el cuarto segmento la parte inferior son lodolitas y arcillolitas con intercalaciones con arenitas y limolitas en capas lenticulares y tabulares, medianas a gruesas; algunas presentan composición calcárea.

Piso Hauteriviano-Barremiano (b3b4). Esta unidad aflora de oriente a occidente en el anticlinal de Pauna, sinclinal El Almendro, anticlinal de La Chapa-Borbur, sinclinal del río Pescadero y anticlinal de Coscuez (Reyes *et al*., 2006).

Está representado por rocas de composición calcárea y siliciclástica; su límite inferior es neto, con rocas arcillosas no calcáreas del piso Valanginiano superior; el límite superior se identifica cuando la naturaleza de la roca se hace de grano más fino (arcillolitas) y de carácter terrígeno. La edad asignada es Hauteriviano-Barremiano, principalmente (Reyes *et al*., 2006).

Litología. En este piso se intercalan capas tabulares delgadas a medianas de lodolitas calcáreas carbonosas y caliza micrítica gris, en ocasiones de aspecto lenticular; también se intercalan capas delgadas de arenitas de grano muy fino, a veces con cemento calcáreo. Es común la albitización de la roca, por lo cual adquieren coloración gris claro, café amarillento pálido y gris oliva pálido; además, se aprecian venas de calcita-albita, pirita y brechas hidrotermales. En general, se aprecian nódulos de pirita, y venas de calcita paralelas o que cortan la estratificación (Reyes *et al*., 2006).

3.2.1.2. Geología estructural

El plegamiento es notorio a escala regional y local; regionalmente, se presentan pliegues sinclinales amplios, poco deformados con cierres estructurales. Los anticlinales que los separan no están bien definidos, presentan cierres muy rápidos y apretados y, por lo general, asimétricos; como excepción se tiene el anticlinal de La Chapa-Borbur, el único amplio y regional (figura 8) (Reyes *et al*., 2006).

Las fallas son inversas con movimiento transcurrente; cartográficamente, muestran segmentos rectos cuando son transcurrentes y sinuosos cuando el predominio es inverso. Los pliegues en general son oblicuos a las fallas, lo que refuerza su carácter transcurrente (Reyes *et al*., 2006).

En general, las fallas principales no se observan mineralizadas y varias brechas que normalmente se reconocen en las minas de esmeraldas son de origen hidrotermal (se pueden confundir con las brechas tectónicas cuando una falla afecta una zona mineralizada). Las observaciones de campo sugieren que las fallas importantes son posteriores a la mineralización de esmeraldas (Reyes *et al*., 2006), pero tanto planos de debilidad como la estratificación, diaclasas y fallas menores (con desplazamientos métricos a milimétricos) fueron los conductos por los cuales circularon los fluidos mineralizantes.

Anticlinal Alto de La Chapa-Borbur. Tiene una dirección entre norte-sur a N45 °E. En su núcleo aflora la Formación Rosablanca y en los flancos el piso Valanginiano superior; está limitado por la falla del río Minero al oriente y por la falla de Peñas Blancas al occidente, mientras que al sur termina en la falla de Itoco. Tiene una longitud de más de 40 km. Es una estructura asimétrica, con el flanco occidental más inclinado, que llega a la inversión cerca de la falla de Peñas Blancas (Reyes *et al*., 2006).

Anticlinal de Coscuez. Se extiende desde la falla Itoco hasta el sur de la localidad de San Martín. Tiene una amplitud aproximada de 3 km y una longitud de unos 12 km. En el sector de Coscuez el núcleo presenta rocas del piso Hauteriviano-Barremiano. Es una estructura relativamente simétrica y poco deformada en su interior, excepto en la zona mineralizada de Coscuez, donde las rocas del piso Hauteriviano-Barremiano presentan una estratificación fina e intercalaciones de lodolitas y lodolitas calcáreas, propicias para la generación de plegamientos muy apretados y frecuentes, que denotan un acortamiento y una deformación muy fuertes (Reyes *et al*., 2006).

Falla del río Minero. Su nombre se deriva del río Minero, por el cual va la falla subparalelamente; su trazo, con dirección N20 °E-N35 °E, es rectilíneo, pero con algunas variaciones pequeñas en su rumbo. En la parte sur del área tiene dirección N20 °E, con comportamiento predominante transcurrente dextral, y pone en contacto diferentes conjuntos estratigráficos (Reyes *et al*., 2006).

Falla Tambrías. Se designa con este nombre a la falla que va por la quebrada del mismo nombre y que se extiende desde el Sistema de Fallas de La Salina (norte) hasta la localidad de Cormal (sur), donde su movimiento se transfiere a las fallas de Itoco, La Victoria y Topaipí. Se trata de una falla de cabalgamiento con vergencia al occidente, con el salto más grande al nororiente de Otanche, donde coloca rocas del piso Hauteriviano-Barremiano sobre rocas del Albiano medio (Reyes *et al*., 2006).

Falla de Topaipí. Se designa con este nombre a una falla de cabalgamiento reconocida entre la localidad de Cormal y la localidad de Topaipí, al sur del área; tiene una dirección norte-sur a noreste-suroeste. Al norte se inicia como una transferencia de la falla Tambrías; es de cabalgamiento, con vergencia al oriente; pone rocas del Valanginiano hasta Aptiano, sobre rocas del Albiano superior (Reyes *et al*., 2006).

Falla de Itoco. Falla transversal (N50 °W) que va a lo largo de la quebrada Itoco, bordeando las zonas mineras de Muzo y Las Pavas. Esta falla en el contexto regional tiene un movimiento sinestral, con levantamiento del bloque norte sobre el del sur, hasta el punto de que pone rocas barremianas sobre aptianas (Reyes *et al*., 2006).

3.2.1.3. Mineralización y minas del Cinturón Occidental

En este cinturón se localizan varios distritos mineros, entre los que sobresalen los de Coscuez (figura 9A); Muzo-Quípama (figura 9B), y Las Pavas y La Pita (figura 9C). Las minas del sector de Muzo y Quípama están separadas por la quebrada Itoco; los cortes más conocidos del sector de Muzo son Puerto Arturo, Tequendama y Repollal, en tanto que los del sector de La Pita son La Pita, Cunas, Totumos, Consorcio, Polveros y La Marina. En el sector de Coscuez se observan varios cortes y en el corregimiento de Santa Bárbara se tiene la mina de Calcetero (figura 8).

De las observaciones realizadas y los estudios detallados, se puede concluir lo siguiente:

- Todas estas minas productivas se encuentran en el piso Hauteriviano-Barremiano, lo que indica que la mineralización de esmeraldas en este cinturón se controló estratigráficamente (figura 9C) y no por sistemas de fallas, debido a que las minas no se localizan sobre estas estructuras ni cerca de ellas (Reyes *et al*., 2006).
- El detallado estudio estructural realizado por Ingeominas y Mora (2005), en la zona de Coscuez y en la carretera Pauna-San Pablo de Borbur a la altura de la mina La

Marina, en el que se midió la actitud estructural de ejes de pliegues, fracturas, foliación tectónica, vetas y venas, mostró una coherencia estructural consistente con el hecho de que todas estas estructuras se originaron en un mismo evento deformativo, posiblemente en fases distintas pero próximas, y que las mineralizaciones estaban englobadas en un proceso de plegamiento y se aprovecharon los planos de estratificación.

- En ningún caso se pudo observar una relación directa de la mineralización con las fallas; cabe aclarar que los brechamientos que se observan en las zonas mineralizadas son de tipo hidráulico y no tectónico (Reyes *et al*., 2006). No obstante, como ya se indicó, tanto fallas menores (con desplazamientos métricos a milimétricos, junto con otros planos de debilidad) como la estratificación y diaclasas fueron los conductos por los cuales circularon los fluidos mineralizantes.
- Es notable la presencia de un metasomatismo alcalino (albita), producido por el fluido mineralizante en las rocas. Este fluido es percolante y en ocasiones destruye el aspecto de la roca original y le imprime un carácter blando; produce también brechas hidrotermales, vetas o venas paralelas, o que cortan la estratificación (figura 10).
- Varios autores han estudiado la paragénesis y formas de presentación de la mineralización, entre los que se destacan Restrepo (1961), Hall (1976) y Ottaway (1991). Hall (1976) analiza la descripción dada por Scheibe (1933), quien describía de abajo hacia arriba estratigráficamente los siguientes intervalos: el más inferior, "cambiado"; sigue "la roca albitizada", luego "la cama, el cenicero y las capas buenas"; sin embargo, de acuerdo con lo observado en campo por Ingeominas (Reyes *et al*., 2006) y el análisis de Hall (1976), esto no se debe tomar como una sucesión estratigráfica, ya que la roca albitizada, la cama y el cenicero corresponden a estructuras formadas por los fluidos mineralizantes de las esmeraldas. Tanto el "cenicero" como la "cama" representan brechas hidráulicas, así como lo que los mineros llaman "la zona".



Figura 9. Panorámica de las zonas mineralizadas en el sector de Muzo-Coscuez, correspondiente al piso Hauteriviano-Barremiano (b3b4)

Fuente: Reyes ***et al.*** (2006)

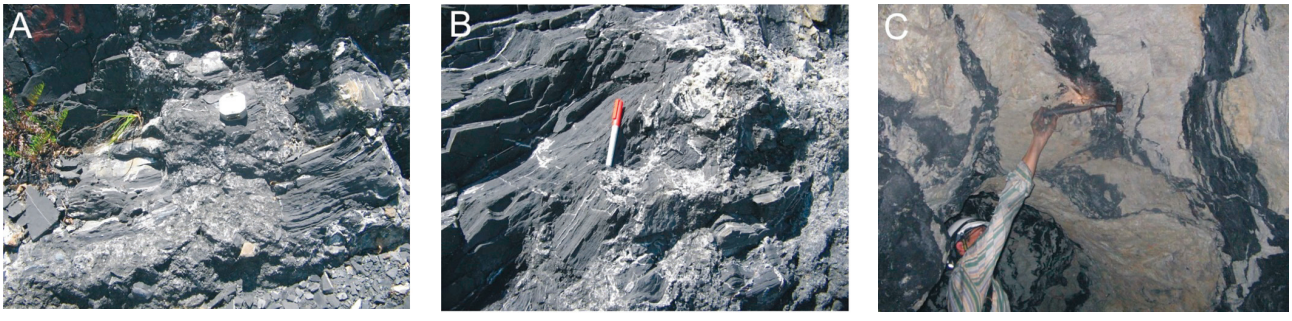


Figura 10. Presentación de las zonas de mineralización de esmeraldas en los distritos de Coscuez y Muzo.
A. Brechas hidrotermales en el sector de Coscuez;
B. vetas, venas y brechas hidrotermales, Coscuez;
C. zonas albitizadas de la mina Puerto Arturo (Muzo)

Fuente: Reyes et al. (2006)

Ottaway (1991) define para la mineralización de esmeralda del sector de Muzo las siguientes características mineralógicas, las cuales se observaron en la mayoría de los cortes:

- Paragénesis: albita, calcita-dolomita-ankerita y pirita.
- Parisita: puede ser un buen indicador mineral, para encontrar esmeraldas.
- Minerales accesorios: fluorita y barita.
- Otros minerales: moscovita, cuarzo, micas.

A renglón seguido se describirán algunas características de las mineralizaciones de este cinturón.

3.2.1.4. Mineralización del distrito de Peñas Blancas

Está localizado al norte de San Pablo de Borbur y al occidente de Otanche. Litológicamente se ubica en las calizas de la Formación Rosablanca. La mineralización se presenta en vetas de calcita perpendiculares a la estratificación y se concentran sobre todo en el núcleo del anticlinal de Alto de La Chapa-Borbur. La minería es subterránea y mineralógicamente la asociación más constante es de calcita-dolomita-albita (Reyes *et al*., 2006).

3.2.1.5. Mineralización del distrito de Coscuez

La zona mineralizada de Coscuez está localizada al sur del corregimiento de Santa Bárbara. La mineralización está concentrada en un cerro alargado, compuesto por rocas calcáreas de edad Hauteriviano-Barremiano de estratificación delgada, muy plegadas, las cuales forman un anticlinal con cabeceo hacia el suroccidente.

La minería es subterránea, en tanto que las bocaminas rodean el cerro y apuntan hacia su núcleo; la mineralización se presenta en tres formas: venas y vetas paralelas o perpendiculares a la estratificación; brechamiento hidráulico y en "zonas", estas últimas totalmente albitizadas (figura 10). Se observan bandas blanquecinas con bandas oscuras o fragmentos de roca blanquecina, rodeados de material frágil negro o viceversa. La mineralogía dominante es calcita-dolomita-albita (Reyes *et al*., 2006).

3.2.1.6. Mineralización del distrito de Muzo-Quípama

Está localizada al occidente de Muzo, en las márgenes de la quebrada Itoco. Las características son similares a las de la zona de Coscuez: se halla en capas delgadas calcáreas del piso Hauteriviano-Barremiano, en el cierre del anticlinal de Alto de La Chapa-Borbur, y al igual que en Coscuez, presenta plegamientos frecuentes. La ocurrencia de las esmeraldas es en vetas de calcita, brechas hidráulicas y en "zonas" (figura 10). La minería es subterránea y la mineralogía dominante es calcita-dolomita-albita (Reyes *et al*., 2006).

3.2.1.7. Mineralización del distrito de La Pita

La zona de La Pita está localizada al noroccidente de Maripí, en la margen oriental del río Minero. En esta zona las minas forman una franja orientada, controlada por las rocas calcáreas inferiores del piso Hauteriviano-Barremiano, que indican un claro control estratigráfico de la mineralización (Reyes *et al*., 2006). Aunque también presenta las tres formas de mineralización, se destacan las brechas y la "zona", que impactan cuando se pasa del piso Valanginiano al piso Hauteriviano-Barremiano, lo cual da la apariencia de un brechamiento tectónico; sin embargo, lo que hay es una actividad hidrotermal fuerte, manifestada en un brechamiento hidráulico. La mineralogía dominante es calcita-dolomita-albita (Reyes *et al*., 2006).

3.2.2. Cinturón Esmeraldífero Oriental

El Cinturón Esmeraldífero Oriental se ubica en el flanco oriental de la cordillera Oriental, en una franja con dirección noreste. Al sur de esta región se presenta el embalse del Guavio, en la región de Gachalá y Ubalá, sobre el río Guavio, y al norte el embalse de Chivor, sobre el río Bata, en la zona de Garagoa, Macanal y Almeida (figura 11).

En los trabajos previos efectuados por Ingeominas (Ulloa, Camacho y Escovar, 1975), las mineralizaciones se localizaban en rocas de las formaciones Calizas de Guavio y Macanal. Los cortes de los distritos mineros de La Vega de San Juan, Mate Fique, Buenavista, Chivor y las de Oriente se ubicaban en rocas de la Formación Calizas de Guavio; las minas de El Diamante, Las Cruces, Providencia y Gualí, en rocas de la Formación Macanal.

Terraza *et al*. (2008) presentan una cartografía geológica-estructural y una caracterización estratigráfica actualizada de los cuerpos de roca aflorantes en el Cinturón Esmeraldífero Oriental, y concluyen que las unidades portadoras de las mineralizaciones de esmeraldas se restringen a rocas sedimentarias de edad Berriasiano. La descripción de los aspectos geológicos presentados en este capítulo se basa en (Terraza *et al*., 2008).

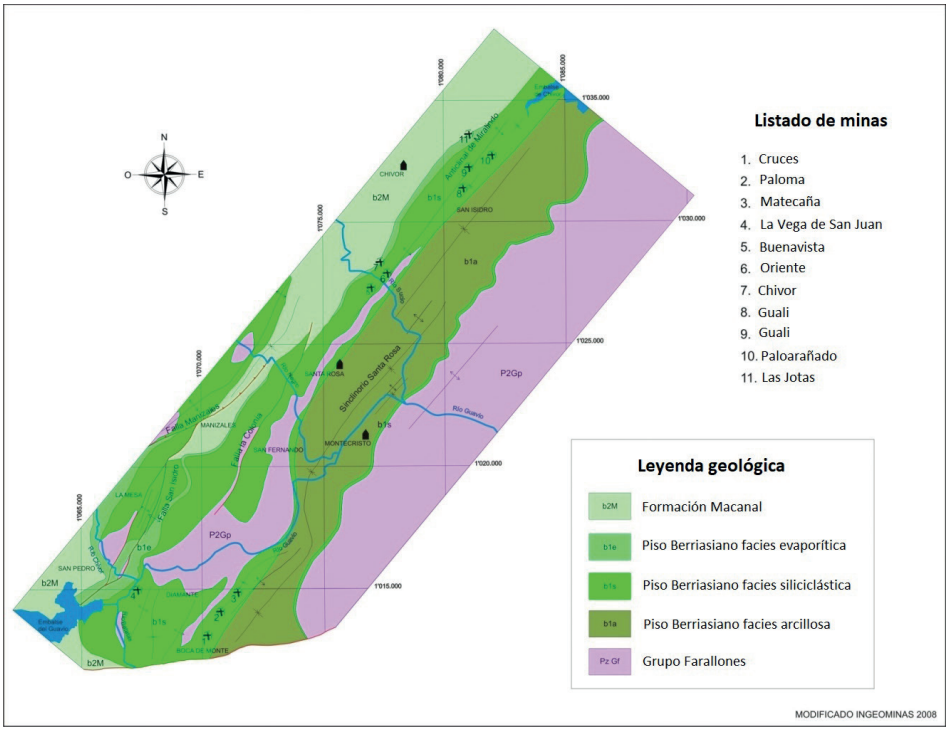


Figura 11. Mapa geológico del Cinturón Esmeraldífero Oriental

Fuente: Terraza *et al.* (2008)

3.2.2.1. Estratigrafía

Las rocas de edad Paleozoico (Grupo Farallones) formaban paleoaltos al momento del ingreso del mar cretácico durante el Berriasiano; esta paleotopografía controló la sedimentación y facilitó el desarrollo de facies isócronas heterópicas, lo que permitió la acumulación coetánea de arenitas o conglomerados en un sector, mientras en otros lugares se depositaban rocas de litología fina (arcillolitas) o facies evaporíticas.

Toda esta secuencia berriasiana se deposita discordantemente sobre las rocas paleozoicas del Grupo Farallones y es suprayacida por rocas valanginianas de la Formación Macanal (Terraza *et al.*, 2008).

Las mineralizaciones de esmeraldas se observaron en dos unidades de edad Berriasiano: una inferior, que se denomina piso Berriasiano-facies siliclástica, y otra superior llamada piso Berriasiano-facies evaporítica (figura 11).

Piso Berriasiano-facies siliciclástica ($b1_s$). Es una faja alargada, con dirección N35 °E, que aparece sobre el flanco occidental del Anticlinal de Miralindo, en los municipios de Ubalá y Chivor. Al sur, en el municipio de Gachalá y al norte de la quebrada El Frijolito, forma anticlinales y sinclinales pequeños (Terraza *et al.*, 2008). Esta unidad descansa discordantemente, con angularidad baja o alta, sobre rocas paleozoicas del Grupo Farallones; su límite superior, cuando se observa, es con el piso Berriasiano-facies evaporítica (figura 12).



Figura 12. Relación estratigráfica entre el piso Berriasiano-facies siliciclástica y el piso Berriasiano-facies evaporítica. Río Guavio, fotografía tomada desde La Vega de San Juan

Fuente: Terraza *et al.* (2008)

Litología. La sucesión que descansa sobre el Paleozoico presenta cambios laterales en la parte sur (municipio de Gachalá), donde se observan intervalos de conglomerados (20 m) en capas gruesas que se intercalan con capas de arcillolitas; estos intervalos disminuyen su espesor hacia el norte, e incluso cambian facialmente a secuencias de arenitas con cemento calcáreo en ocasiones, dispuestas en capas medianas intercaladas con capas de arcillolitas (Terraza *et al.*, 2008).

Sobre este paquete, en el sector de Gachalá (Palomas), se observa una sucesión de arcillolitas de espesor variable; en su parte baja es calcárea y presenta venas de calcita, lentes y láminas de pirita, y es aquí donde se localiza la minería de El Diamante, Mate Fique, Las Cruces y La Vega de San Juan.

Hacia el norte (sector de Santa Rosa y Buenavista), la base del piso Berriasiano-facies siliciclástica son arenitas de grano muy fino, algunas veces con cemento calcáreo, dispuestas en capas delgadas, medianas y gruesas, con contactos ondulosos que forman conjuntos de hasta 10 m (Ingeominas y Mora, 2005); sobre esta sucesión aparecen arcillolitas y lodolitas laminadas con bivalvos ornamentados del tipo descrito por Bürgl (1960) y Gaona (2001), hasta llegar a las secuencias observadas en los afloramientos del sector minero Buenavista (municipio de Ubalá) y Oriente (municipio de Chivor) (Terraza *et al*., 2008).

En Buenavista se pueden diferenciar segmentos lodosos y limosos; los paquetes lodosos están representados por arcillolitas a lodolitas negras, con laminación muy delgada y delgada. Por meteorización las rocas toman coloración gris claro y verde amarillento pálido. En los paquetes limosos las limolitas son micáceas, carbonosas, de color negro, en capas delgadas y medianas, con lentes de arenitas; ocasionalmente se presentan capas gruesas de arenitas cuarzosas, lodosas, de color gris verdoso. Es común observar pirita en lentes y láminas (Terraza *et al*., 2008).

Se presentan capas delgadas, láminas y lentes que toman coloración rojiza y ocre, de aspecto poroso y que los mineros denominan "cascoche", el cual corresponde al parecer a un proceso de lixiviación singenética durante la depositación, posiblemente por exposición subaérea, donde ocurre oxidación de cristales de pirita. Cuando dicho proceso tiene mayor magnitud se observa una roca de aspecto brechoso que alcanza a formar bolsones de hasta 3 m, y a veces se reconoce calcita. Las rocas presentan alteración albítica, que imprime un aspecto de compactación (Terraza *et al*., 2008).

Piso Berriasiano-facies evaporítica (b1$_e$). Es una franja delgada con dirección N35 °E, conformada por secuencias evaporíticas que muestran lateralmente cambios faciales a calizas y arenitas calcáreas. Afloran sobre el flanco occidental del anticlinal de Miralindo (figura 13); descansan sobre rocas siliciclásticas del Berriasiano, y son suprayacidas por arcillolitas de la Formación Macanal (Terraza *et al*., 2008).

Litología. En la región de Gachalá y Ubalá, en la confluencia de los ríos Chivor y Guavio, se observan dos intervalos estratigráficos: el inferior, de aproximadamente 100 m de espesor, corresponde a biomicritas-*packstone* de bivalvos en capas gruesas a medianas, que se intercalan con lodolitas y lodolitas calcáreas, y el segundo paquete (80 m) está compuesto de estromatolitos y pseudomorfos de evaporitas, en capas muy gruesas que se intercalan con intervalos arcillosos (Ingeominas y Mora, 2005).

En el intervalo de evaporitas se observan capas muy gruesas o conjuntos de capas delgadas y medianas de *boundstones*, con texturas enterulíticas, "*chicken wire*", estructuras nodulares empaquetadas y estromatolitos que se intercalan con micritas, arcillolitas calcáreas y arcillolitas en capas delgadas a medianas (Ingeominas y Mora, 2005).

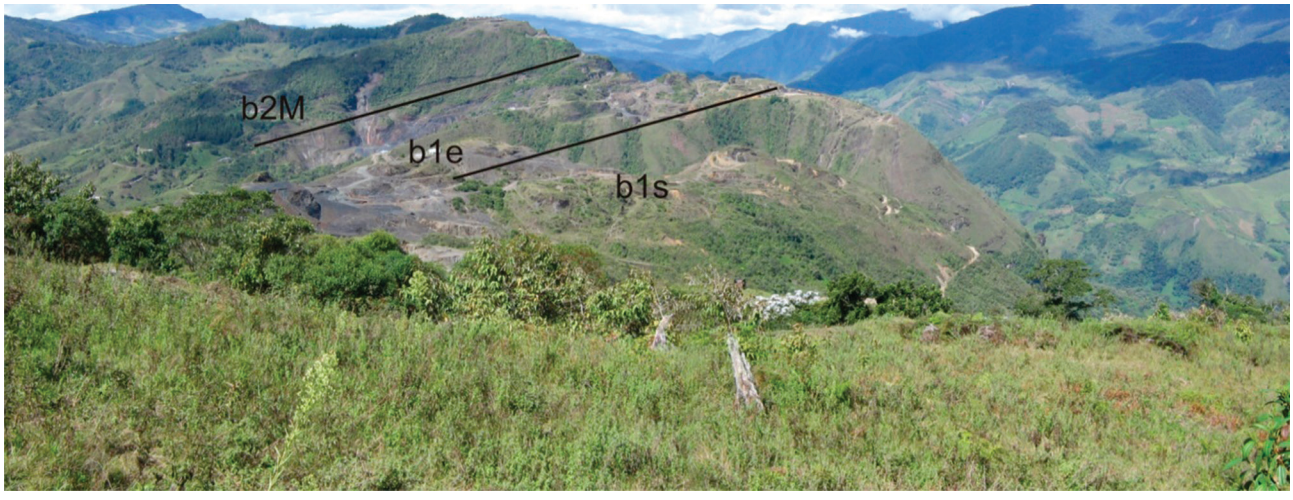


Figura 13. Relación estratigráfica del piso Berriasiano-facies siliciclástica (b1s) y evaporítica (b1e) y la Formación Macanal (b2M). Distrito minero de Chivor, fotografía tomada desde las minas de Buenavista

Fuente: Terraza et al. (2008)

En la región de Chivor se observan seis intervalos: tres evaporíticos dolomitizados y albitizados, separados por tres intervalos siliciclásticos también albitizados. En la parte alta del último paquete se observan, junto con estratos de arcillolitas, capas gruesas de biomicritas-*packstone* de bivalvos (Terraza *et al*., 2008).

El primer intervalo evaporítico (la base de la sucesión) está representado por capas gruesas de *boundstone*, con estructuras estromatolíticas intercaladas con capas gruesas de lodolitas, en ocasiones calcáreas; se observan también lentes y láminas de pirita. En el segundo intervalo evaporítico se presentan capas muy gruesas de *boundstone*, intercaladas con capas gruesas de limolitas y lodolitas interlaminadas. Los *boundstone* son láminas y lentes de diferente coloración (gris verdoso, gris verdoso pálido y gris), y del mismo tamaño de grano. Es común ver láminas que se curvan y terminan bruscamente. En el último intervalo se observan capas gruesas de biomicritas-*packstone* de bivalvos, lodolitas y lodolitas calcáreas, y *boundstones* con estructuras estromatolíticas (Terraza *et al*., 2008).

3.2.2.2. Geología estructural

Las rocas paleozoicas del Grupo Farallones afloran como núcleos de anticlinales mayores, a veces con algunos pliegues menores asociados, y las unidades cretácicas presentan bastantes pliegues anticlinales y sinclinales muy apretados, en su mayoría de poca longitud (Terraza *et al*., 2008) (figura 11).

Anticlinal de Miralindo. Se extiende de sur a norte desde la cuchilla de Miralindo hasta el norte del embalse de Chivor. Tiene una longitud de al menos 30 km y una amplitud de aproximadamente 3 km. Esta estructura se desarrolla en los pisos Berriasiano-facies siliciclásticas y evaporítica; su núcleo por erosión, en el sector de Miralindo, va muy cerca del contacto discordante con el Grupo Farallones, pero hacia el norte transcurre dentro de la misma unidad y es asimétrico (el flanco oriental más inclinado) (Terraza *et al*., 2008).

Sinclinal de Santa Rosa. Este pliegue va por un valle creado entre dos altos que forma el Grupo Farallones y se extiende desde la falla del Fríjol hasta el norte del embalse de Chivor. Se trata de un sinclinorio formado por varios pliegues de poca amplitud y longitud, aunque la estructura principal tiene una amplitud de 4 km y una longitud superior a los 40 km. En general, se comporta como un pliegue simétrico (Terraza *et al*., 2008).

Falla del Fríjol. Está localizada en la parte sur, entre las localidades de Gachalá y Algodones. Es una falla con dirección N80 °E; su expresión en superficie es evidente, lo que sugiere desplazamiento sinestral; en la vertical se infiere claramente por las relaciones estratigráficas: el bloque norte se levanta sobre el bloque sur. Pone en contacto rocas del Grupo Farallones y del piso Berriasiano-facies siliclástica con rocas de la Formación Macanal (Terraza *et al*., 2008).

Falla La Colonia. Se extiende desde la cuchilla de Malacara hasta la cuchilla de Miralindo, con orientación N30 °E; muestra vergencia al oriente. Al sur pone en contacto el Grupo Farallones con rocas del piso Berriasiano-facies siliciclástica y hacia al norte repite esta sucesión (Terraza *et al*., 2008).

Falla de San Isidro. Se extiende desde la localidad de Gachalá al sur, hasta la falla de Manizales; tiene una dirección N45 °E, con vergencia al oriente con movimiento transcurrente dextral de poca magnitud. Al sur, repite parte del piso Berriasiano facies-evaporítica y Paleozoico, y al norte repite rocas de la Formación Macanal (Terraza *et al*., 2008).

3.2.2.3. Mineralización y minas del Cinturón Oriental T3

Al municipio de Gachalá le pertenecen los distritos mineros localizados al sur, cuyas minas más conocidas son Las Cruces, El Diamante y La Vega de San Juan, y al norte, en los municipios de Chivor, Macanal y Ubalá se localizan los sectores productivos de Buenavista, Chivor, Oriente, Gualí y Paloarañado, entre otros (figura 11).

De las observaciones realizadas en campo y los estudios detallados se puede concluir lo siguiente:

- La mineralización de esmeralda, en el Cinturón Esmeraldífero Oriental, está ubicada en rocas del piso Berriasiano-facies siliciclástica y evaporítica. En la región de Gachalá, la mineralización se encuentra en las arcillolitas calcáreas basales de piso Berriasiano-facies siliclástica, tal como se observa en El Diamante y Las Cruces; este mismo intervalo, plegado, aflora nuevamente y es el explotado en La Vega de San Juan. En el sector de Buenavista las minas de esmeraldas se observan en las partes media y alta del piso Berriasiano-facies siliciclástica (Terraza *et al*., 2008).
- En los municipios de Chivor, Ubalá y Macanal, las minas productivas se localizan en el piso Berriasia-

no-facies evaporítica; hacia el norte, en el municipio de Macanal, existe la mina Agua Blanca, que en los estudios previos de Ingeominas (Ulloa, Camacho y Escovar, 1975) estaba en la Formación Macanal, pero con bioestratigrafía se determinó su posición en una escama estructural del piso Berriasiano-facies evaporítica, producida por una falla que repite secuencia. Hasta ahora no se ha encontrado mineralización en rocas de la Formación Macanal (Terraza *et al*., 2008).

La mineralogía observada para el piso Berriasiano facies-siliciclástica la reportaron Hall (1976) y Escovar (1975):

- Plagioclasa sódica (oligoclasa).
- Dolomita-berilo-pirita-calcita.
- Trazas de rutilo y fluorita.
- Caolín está presente en Buenavista.

La mineralización para el piso Berriasiano facies-evaporítica por difracción de rayos X es la siguiente:

- Albita-dolomita-pirita.
- Calcita no siempre abundante.
- Cuarzo-illita.

Seguidamente se describirán algunas características de las mineralizaciones de este cinturón:

La mineralización de Las Cruces-El Diamante-El Toro-Mate Caña-La Vega de San Juan está localizada al norte de Gachalá; las rocas que hospedan la mineralización son arcillolitas carbonosas calcáreas, de la parte más baja del piso Berriasiano-facies siliciclástica. La mineralización se observa en vetas, zonas albitizadas y, en menor proporción, en brechas hidrotermales. La minería se realiza a cielo abierto y en túneles, en tanto que la mineralogía es albita-calcita-dolomita (Terraza *et al*., 2008).

En este sector, en la mina de Las Cruces, se encontró la esmeralda La Emilia, de 6900 quilates (Q), considerada la de mayor tamaño en el mundo que actualmente se encuentra en Europa (Martín de Retana y Moller, 1990).

3.2.2.4. Mineralización de Buenavista-Gualí

Las minas pertenecientes a estos sectores se encuentran en las partes media y alta del piso Berriasiano-facies siliclástica; no es claro su modo de presentación; las limolitas y lodolitas se observan de color amarillo rojizo (manchadas de rojo por óxidos de hierro), porosas ("cascoche"), y en ocasiones formando bolsones, compuestos por fragmentos de lodolita envueltos por cemento rojizo con pirita. La minería en general es a cielo abierto y la mineralogía es de albita-cuarzo-illita-pirita (Terraza *et al*., 2008).

3.2.2.5. Mineralización de Chivor-Oriente-Paloarañado

Las minas están en toda la sucesión del piso Berriasiano-facies evaporítica. Las mineralizaciones se observan en los intervalos de *boundstone* y en las rocas arcillosas, y se encuentran en las estructuras evaporíticas "*chicken wire*", en las estructuras nodulares, en vetas que atraviesan los *boundstone* y en zonas albitizadas de capas arcillosas (figura 14). La minería es subterránea y la mineralogía dominante es albita-dolomita-pirita y más o menos calcita, acompañados de cuarzo e illita (Terraza *et al*., 2008).

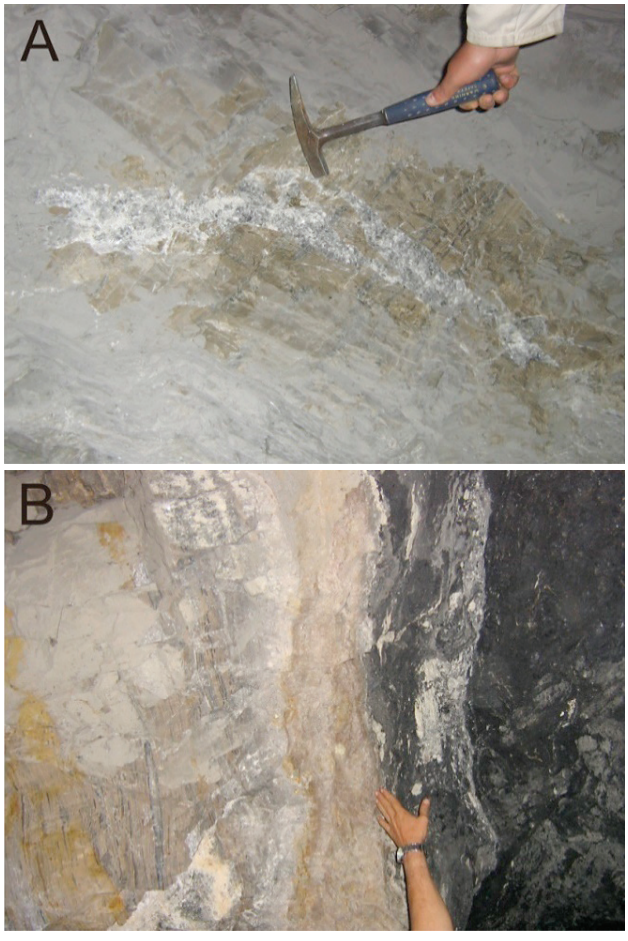


Figura 14. A. Veta mineralizada cortando evaporitas B. zona albitizada en el contacto evaporita-lodolita Mina de Oriente, municipio de Chivor (Boyacá)

Fuente: Terraza *et al.* (2008)

En el frente San Francisco se halló una gema de 632 Q, con 8 cm de alto por 5.5 cm de diámetro, llamada La Patricia, la cual se encuentra en el Museo de Historia Natural de Nueva York (Martín de Retana y Moller, 1990).

3.2.3. Origen de los depósitos colombianos de esmeralda

Para los depósitos de esmeraldas en Colombia se han propuesto dos teorías: una de origen ígneo y otra de origen sedimentario.

3.2.3.1. Origen ígneo

Restrepo (1961) y Hall (1976) plantean que los fluidos mineralizantes son de origen ígneo-pegmatítico-neumatolítico. Para Restrepo (1961) las principales características de la mineralización son:

- Minerales primarios: cuarzo-feldespato.
- Minerales accesorios: berilo-parisita-apatito-fluorita-mica.
- Minerales de remplazamiento: calcita-dolomita-barita-pirita.
- Minerales de alteración: limonita-azufre-caparrosa (sulfato de cobre).

Para Hall (1976) estas son las principales características de la mineralización:

- Estado uno: fracturas rellenadas por calcita.
- Esmeralda y muchos silicatos precipitados en espacios vacíos dentro de las fracturas.
- Generación de minerales de carbonatos.

3.2.3.2. Origen sedimentario: interacción roca (calcárea-carbonosa) con fluidos hipersalinos de procedencia evaporítica

Los yacimientos de esmeraldas en Colombia están localizados en rocas sedimentarias de carácter calcáreo-carbonoso, que constituyen el piso Hauteriviano-Barremiano y la Formación Rosablanca en el Cinturón Esmeraldífero Occidental, y rocas de los pisos Berriasiano-facies siliciclásticas y facies evaporítica para el Cinturón Esmeraldífero Oriental. Las esmeraldas aparecen en brechas hidrotermales, zonas albitizadas, vetas y venas, y la mineralogía predominante es calcita-albita-dolomita-esmeralda-pirita.

Este tipo de mineralización ha sido tema de estudio de varios autores a partir de los años noventa, como Ottaway (1991); Giuliani., et al, 1992.; Cheilletz *et al.* (1994); Ottaway *et al.* (1994), y Giuliani *et al.* (1995), quienes por microtermometría en inclusiones fluidas y análisis isótopos estables establecen el origen, naturaleza de fluidos y temperaturas de entrampamiento; además, realizan estudios de la maduración de la materia orgánica para las rocas que hospedan la mineralización, con los siguientes resultados:

- "Estudios microtermométricos Sonda Raman y SEM indican la presencia de sales ricas en H_2O-NaCl-KCl-KCl_2-CO_2-N_2, incluidas en las esmeraldas (Ottaway, 1991; Ottaway *et al.*, 1994) y en carbonatos y pirita" (Giuliani *et al.*, 1990a, 1990c, 1990d; Cheilletz *et al.*, 1994, citados en Maya, Buenaventura y Salinas, 2004), "en donde la composición de los fluidos encontrados en estos minerales es homogénea y similar para los dos cinturones" (Maya, Buenaventura y Salinas, 2004).
- "Estudios de microtermometría en inclusiones primarias de esmeraldas, cuarzo y fluorita, en depósitos de los dos cinturones, indican que las inclusiones fluidas tienen una salinidad aproximada de 40 % en peso de NaCl y que pueden contener cantidades significativas de Ca, K, Fe y Mn. De igual manera, identificaron los siguientes minerales: halita, calcita, dolomita, parisita, siderita, pirita, esfalerita y silicatos" (Kozlowski *et al.*, 1988; Giuliani *et al.*, 1993, citados en Maya, Buenaventura y Salinas, 2004).
- Las inclusiones fluidas arrojaron los siguientes resultados: la presencia de salmueras $CaCl_2$-NaCl está claramente evidenciada por SEM (*scanning electron microscopy*) y por las temperaturas eutécticas que van desde "56.1 hasta –31.6 °C. Los rangos de halita Tf (Tf_h) están entre 284 y 326 °C. La temperatura de homogeneización líquido-vapor está entre 215 y 330 °C. La combinación de Tf_h y Tmi permitió la estimación de la salinidad total del fluido: $(H_2O)_{55}$ - $(NaCl)_{30}$ - $(CaCl_2)_{15}$. La constante Tf_h mostró que el fluido fue esencialmente homogéneo en la temperatura de cierre, mientras que varios Tf_h > 300 °C para Th = 250 °C indican que la solución estuvo en el límite de la saturación. En este caso, se puede admitir que Tf_h puede ser la temperatura real de formación de la inclusión (T = 300 -350 °C, P = 1.3-1.5 Kb) (Giuliani *et al.*, 1991, citados en Maya, Buenaventura y Salinas, 2004).
- "Estudios de isótopos de azufre, realizados en piritas sincrónicas con la mineralización de esmeralda, varían de $\delta^{34}S$ + 14.8 a 19.4 %, mientras la pirita sedimentaria de los *shales* negros da -2.4 %; esto sugiere la ausencia de participación de fuentes sulfurosas magmáticas o de *shales* negros del Cretácico temprano. Los valores altos ($\delta^{34}S$) involucran la reducción de sulfatos evaporíticos sedimentarios marinos a sulfuros hidrogenados por la interacción con estratos ricos en materia orgánica" (Giuliani *et al.*, 1995a, 1995b, citados en Maya, Buenaventura y Salinas, 2004).
- El estudio de fluidos sugiere dos tipos: el fluido E (inclusiones en esmeraldas y fluoritas) fue relativamente oxidante y dominado por Na^+, Cl^- y $(SO_4)^{2-}$, con bajos niveles en otros cationes y reaccionó con lutitas

negras, causando blanqueamiento por oxidación termoquímica de la materia orgánica, por $(SO_4)^{2-}$ para producir sulfuro reducido y CO_2, y liberar metales como Cr, V, Be; dentro de la solución y el fluido Q (inclusiones de cuarzo) fue más reductor y estuvo dominado por Na, Ca y Cl, con altos niveles de Fe, Pb, Zn, Ba, Sr, etc., y es el responsable de la depositación de fluorita, pirita, dolomita y parisita" (Banks *et al.*, 1995, citados en Maya, Buenaventura y Salinas, 2004).

En resumen, los estudios de los fluidos de las inclusiones indican que los fluidos mineralizantes que precipitaron las esmeraldas eran altamente salinos, con temperaturas de formación entre 300 y 350 °C, presiones mínimas de confinamiento entre 900 y 1000 bares, cercanos a la superficie y que tuvieron una sola fuente, sin relación con magmatismo.

Con respecto a los análisis radiométricos, se efectuaron dataciones Ar^{40}/Ar^{39}, en moscovita verde rica en Cr y V de muestras del cinturón occidental (Muzo), que dieron edades de 36 ± 3 Ma para los depósitos de Coscuez, y 32 ± 3 Ma para el depósito de Muzo-Quípama (Cheilletz *et al.*, 1994, citados en Maya, Buenaventura y Salinas, 2004).

En el cinturón oriental se dataron muestras de moscovita de venas por el método Ar^{40}/Ar^{39} y las edades calculadas fueron de 65.0 ± 1.9 Ma, y 65.2 ± 1.4 Ma (Cheilletz *et al.*, 1997, citados en Maya, Buenaventura y Salinas, 2004).

Mediante estudios Rb^{87}, Sr^{86}, usando errócronas con contenido geológico, establecieron una edad de 67 Ma para los depósitos del Cinturón Occidental (Muzo), y otra de 61 Ma para el Cinturón Oriental (Chivor) (Romero, Schultz y Kawashita, 2000).

3.3. Situación actual de la minería

En cuanto al tema esmeraldífero en Colombia, se tiene la siguiente situación actual:

3.3.1. Potencial

Las áreas potencialmente promisorias para la exploración de esmeraldas se encuentran en sectores aledaños a los cinturones esmeraldíferos o cercanos a los distritos mineros conocidos, sobre todo en lugares que presenten características estratigráficas y tectónicas específicas, como las que poseen el piso Valanginiano inferior o piso Hauteriviano-Barremiano para el Cinturón Esmeraldífero Occidental, y las del piso Berriasiano-facies siliclástica o evaporítica para el Cinturón Esmeraldífero Oriental.

Para estas zonas se deben seguir las siguientes etapas:

3.3.1.1. Métodos de prospección

La prospección debe estar dirigida a la búsqueda de nuevas áreas. Para prospectar la mineralización de esmeraldas en Colombia se debe elaborar una cartografía geológica detallada, que permita hacer la delimitación precisa de las unidades que hospedan la mineralización y su posición dentro de estas. Dicha labor inicial se complementa con la utilización de métodos geoquímicos y geofísicos. Para la prospección geoquímica se han realizado campañas de muestreo de sedimentos activos, donde se pretende delimitar zonas anómalas (por adicción o defecto); de igual manera, se emplean propiedades físicas de las rocas (magnetismo, resistividad, radiactividad, etc.) con este mismo propósito.

Geología. Reyes *et al.* (2006) presentan un trabajo sistemático de cartografía geológica con fines exploratorios en el Cinturón Esmeraldífero Occidental; para tal propósito, se realizó el levantamiento detallado de la cartografía geológica a escala 1:25 000, con un estricto control bioestratigráfico, lo cual permitió localizar con precisión los niveles estratigráficos que contienen las mineralizaciones de esmeraldas. Esta misma metodología se desarrolló en el Cinturón Esmeraldífero Oriental.

En el Cinturón Esmeraldífero Occidental las unidades hospedantes de las mineralizaciones corresponden a la Formación Rosablanca (piso Valanginiano Inferior) y al conjunto litológico calcáreo-siliciclástico (piso Hauteriviano-Barremiano); a su vez, en el Cinturón Esmeraldífero Oriental los depósitos de esmeraldas se han encontrado en rocas del piso Berriasiano-facies siliciclástica y facies evaporítica, suprayacentes a rocas del Paleozoico (Grupo Farallones) e infrayacentes a la Formación Macanal.

Geoquímica. El objetivo de la exploración geoquímica es la identificación de zonas con concentraciones de elementos mayores (anomalía) superiores al valor promedio, normal o modal (línea base). La línea base se define como la concentración promedio que tiene un elemento en una roca de un tipo particular, valor que se puede determinar a partir de los resultados de los análisis químicos de muestras.

Los valores que sean más altos que la línea base indican un enriquecimiento con respecto a esta y, por tanto, la presencia de un cuerpo mineralizado. A estos valores se les denomina anomalía geoquímica, razón por la cual su correcta determinación es compleja: el valor que separa la línea base de la anomalía se llama umbral y generalmente se halla a partir de un cuidadoso análisis estadístico de la información geoquímica disponible (García y Moreno, 2006a, 2006b).

En general, los principales aspectos que se deben tomar en cuenta para un trabajo geoquímico son los siguientes Bustillo y López, 1996; García y Moreno, 2006a, 2006b):

- Identificación del tipo de yacimiento que hay que investiga
- Naturaleza de los posibles halos primarios y secundarios.
- Tipos de muestreo (sedimentos activos, suelos).
- Diseño de muestreo. Intervalo, orientación y densidad de malla.
- Análisis de laboratorio. Determinación de la concentración de elementos de interés.
- Análisis estadístico y geoestadístico. Determinación de valores de línea base y anomalía geoquímica.

3.3.1.2. Delimitación de zonas de interés

En el área del Cinturón Esmeraldífero Oriental Escovar (1975) efectuó estudios geoquímicos, a lo largo de los cuales recolectó y analizó 299 muestras de roca, 590 de suelo y 14 de sedimentos activos. Las muestras se analizaron por absorción atómica para Na, Li, K, Sr, Ba, Cu, Pb, Zn, Ni, Mo y Be. También se colectaron 60 muestras de roca y 18 de suelo en áreas con características similares a las áreas mineralizadas con esmeraldas, sin resultados positivos.

Los análisis efectuados demuestran que los mejores indicadores de la mineralización de esmeraldas a nivel local son, en su orden, los siguientes: Na, Li, Ba, K y Pb. El Mo, el Sr y el Zn son buenos indicadores regionales, mientras que el Cu y el Ni resultan poco útiles en la exploración. El Be sirve para entender la génesis de los depósitos y, en menor proporción, como guía exploratoria (Escovar, 1975).

Con el fin de encontrar un indicador del coeficiente del grado de alteración metasomático (M) que diera un contraste mayor en la exploración detallada y regional, se crearon las siguientes fórmulas (M_1 para exploración detallada y M_2 para exploración regional):

$$M_1 = \frac{\log(\%Na)^3}{L\ (ppm) * K(\%) * Ba\ (ppm)}$$

$$M_2 = \frac{\log(\%Na)^3}{L\ (ppm) * K(\%) * Ba\ (ppm)}$$

Las fórmulas se han utilizado con buenos resultados, lo cual se observa al comparar histogramas de mineralizaciones dentro del distrito minero y fuera de este, mostrando distribuciones muy diferentes (Escovar, 1975).

La eficacia de los métodos geoquímicos radica en que los diseños de baja resolución (baja densidad) (Vargas *et al*., 2001) ayudan a delimitar zonas de interés en las cuales un muestreo de mayor resolución (alta densidad) permitirá precisar la extensión del área potencialmente mineralizada (García y Moreno, 2006b).

En el caso de un muestreo de baja densidad, elementos guía tales como K y La (en general, lantánidos o tierras raras), a escala regional marcan grandes provincias geoquímicas de dirección SW-NE, localizadas en los flancos W y E de la cordillera Oriental, caracterizadas por valores mayores de la línea base (anómalos), y restringen a su vez la potencialidad de la zona axial de la cordillera Oriental debido a un contraste negativo con respecto a los cinturones esmeraldíferos Occidental y Oriental, donde se hospedan las mineralizaciones (figuras 15 y 16).

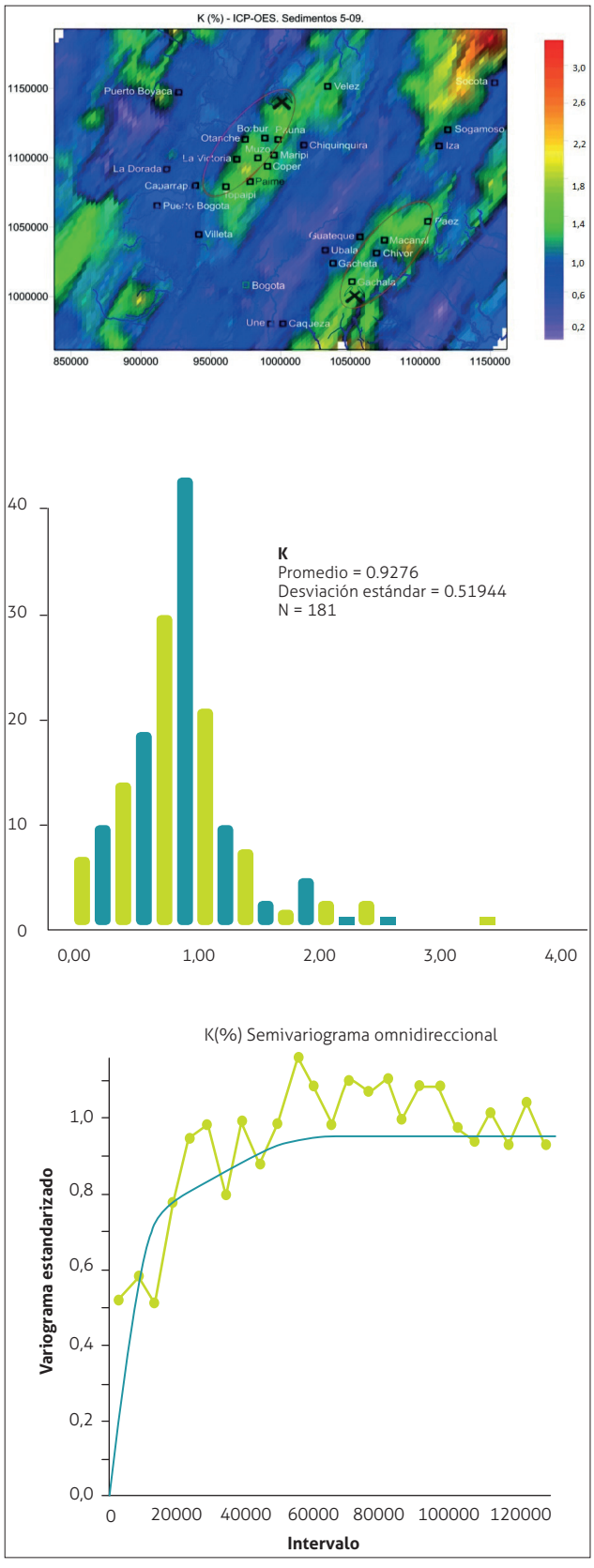


Figura 15. Análisis estadístico-geoestadístico de la distribución de potasio (K) para la definición regional de zonas de interés

Fuente: Vargas *et al.* (2001)

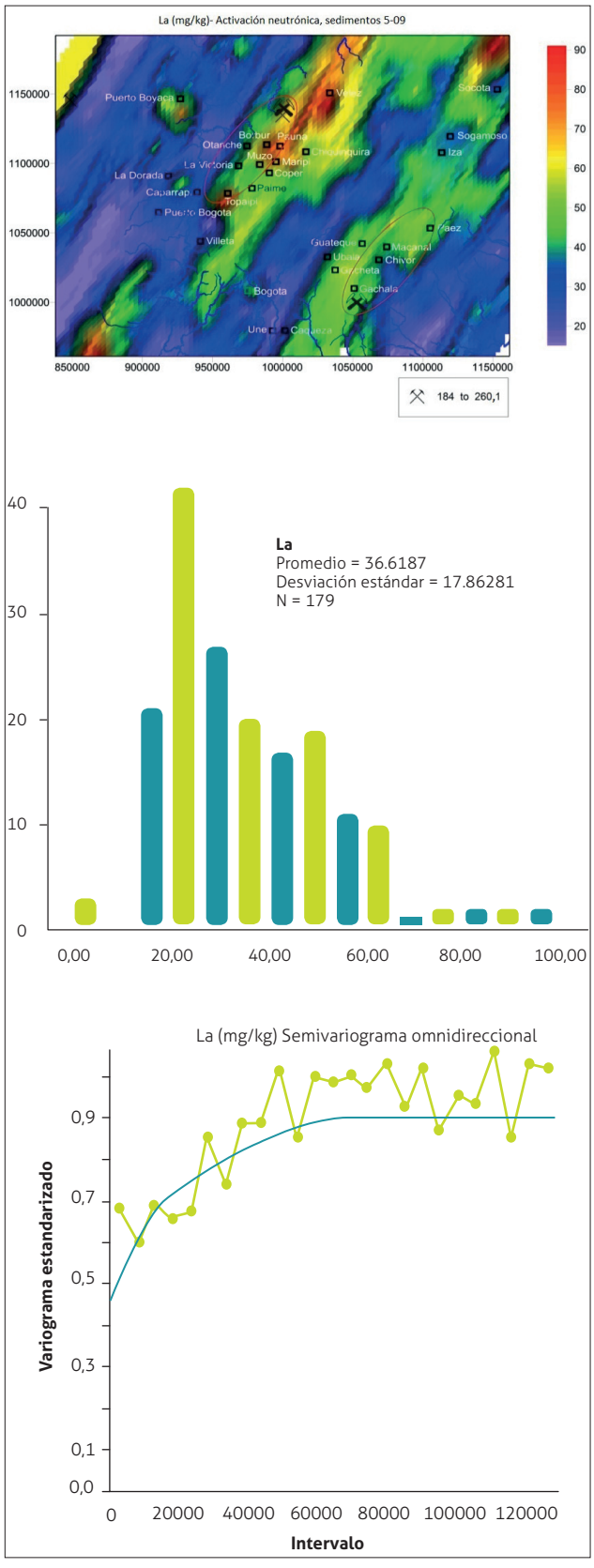


Figura 16. Análisis estadístico-geoestadístico de la distribución de lantano (La) para la definición regional de zonas de interés

Fuente: Vargas *et al.* (2001)

3.3.1.3. Geoquímica isotópica

En el convenio interinstitucional entre Ingeominas y la Universidad Industrial de Santander (UIS), se definieron criterios para exploración de esmeraldas a partir de los resultados de los análisis efectuados a las muestras recolectadas en las minas productivas de esmeraldas (Mantilla *et al*., 2007):

- La cristalinidad de la illita $2M_1$ indica que las condiciones de temperaturas máximas en las rocas donde se hospeda la mineralización (piso Hauteriviano-Barremiano) se proyectan en el campo de la anquizona e incluso en el de la epizona, y la madurez de los componentes orgánicos apunta en ese sentido.
- Las inclusiones en los minerales que acompañan la esmeralda siempre presentan temperaturas de homogeneización desde 300 hasta 350 °C, y la química de dicha muestra indican que están sobresaturadas en sales. Además, los estudios destacan presencia de CO_2 y N_2 en los volátiles analizados en diferentes materiales de rellenos en venas mineralizadas.
- La composición isotópica de carbonatos y sulfuros en piritas presentes en venas tiene valores ligeros (negativos), en comparación con materiales donde no hay mineralización, que son valores pesados.

3.3.1.4. Geofísica

En la prospección geofísica para esmeraldas es aconsejable conocer la geología superficial, estratigrafía, tipo de depósito, química y mineralogía, para poder definir el método más adecuado. En general, los principales métodos geofísicos empleados son, según (Gilart, 2004), los siguientes: radiométricos (espectrometría y emanometría), electromagnéticos (VLF), magnéticos y geoeléctricos (IP y resistividad).

Para la prospección de los depósitos esmeraldíferos se emplean los métodos geofísicos de espectrometría, emanometría, magnetometría, geoeléctrica y electromagnetismo, en áreas en las que previamente se hayan identificado anomalías geoquímicas.

En los dos cinturones esmeraldíferos se han utilizado métodos geofísicos de radiometría, resistividad, electromagnetismo, espectrales, los cuales han dado estos resultados:

- Fuentes magnéticas a profundidad indican la presencia de minerales diamagnéticos que se pueden asociar con sales, yeso, anhidrita y calcita, mientras que paramagnéticos se asocian con sulfuros de hierro como la pirita (Vásquez, 2003, citado en Maya, Buenaventura y Salinas, 2004).
- Se presentan contrastes en la radiactividad de U, Th y K, que permiten discriminar litologías calcáreas (Formación Rosablanca en el Cinturón Esmeraldífero Occidental y piso Berriasiano-facies evaporítica en el Cinturón Esmeraldífero Oriental), y siliciclásticas (Formación Capotes en el Cinturón Esmeraldífero Occidental y Formación Macanal en el Cinturón Esmeraldífero Oriental). Por otro lado, las zonas de alteración presentan valores bajos de la relación eTh/K ($5*10^{-5}$), lo que indica bajas concentraciones de K posiblemente por el remplazo de Na y valores altos de U/Th (1 a 12) relacionados con zonas mineralizadas (Vásquez, 2006).
- Radiometría, emanometría, magnetometría, geoeléctrica y electromagnetismo se usaron en áreas previamente seleccionadas por geoquímica en Chivor y Macanal, en zonas con actividad minera, para patronarlas y posteriormente emplearlas en zonas de interés sin actividad minera. Los estudios sirvieron para identificar tres corredores correlacionables con sistemas de fallas y definir así anomalías magnéticas (Ochoa, 2003, citado en Maya, Buenaventura y Salinas, 2004).

Por lo regular, los estudios geofísicos están orientados a encontrar rasgos generales, como fallas, pliegues, zonas con minerales magnéticos o radiactivos, que pueden estar asociados con mineralizaciones de esmeraldas, pero no así para detectarlas directamente.

3.3.1.5. Métodos de perforación-túneles exploratorios

Después de haber realizado los métodos exploratorios mencionados, y si se conoce la existencia en superficie de manifestaciones u ocurrencias de esmeraldas y se requiere evaluar el depósito en las tres dimensiones, es necesario efectuar perforaciones o túneles exploratorios antes de hacer los estudios detallados de cartografía geológica, geoquímica, geofísica e interpretación de datos de superficie proyectados en subsuelo.

3.3.2. Comercio

Con respecto al tema de comercio, producción, exportaciones y perspectivas para Colombia se tiene lo siguiente:

3.3.2.1. Producción

Para el 2013 Colombia ocupaba el segundo puesto en producción de esmeraldas a nivel mundial: el ranking tiene a Zambia (37 %), Colombia (33 %), Brasil (15 %), Pakistán, Madagascar y Zimbabue, cada uno con el 5 % (*El Universal*, 2013).

La producción de esmeraldas en el periodo 1995-2016 (figura 17) (UPME, 2017), presentó dos tendencias: la primera entre 1995-2006, con un promedio de 7 000 000 Q y la segunda entre 2007-2016, con un promedio de 3 000 000 Q, significando una reducción de más del 50 %; no obstante, las esmeraldas continúan siendo las de mejor calidad a nivel mundial.

La Agencia Nacional de Minería reportó para el 2017 los datos de producción de esmeraldas referenciados en la tabla 3 para los departamentos de Cundinamarca y Boyacá (Agencia Nacional de Minería, 2018).

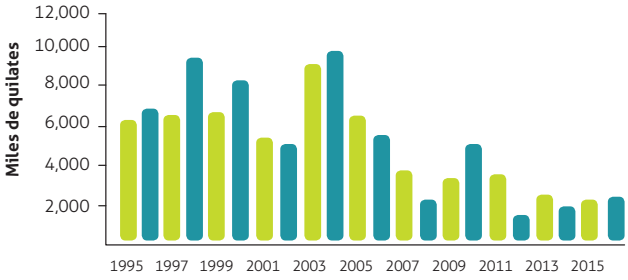


Figura 17. Comportamiento de la producción colombiana de esmeraldas
Periodo 1995-2016 (miles de quilates)

Fuente: UPME y SIMCO (2017)

Tabla 3. Producción de esmeraldas en el 2017

Departamento	Municipio	Esmeraldas bruto (quilates)	Esmeraldas engastadas (quilates)	Esmeraldas talladas (quilates)
Boyacá	Chivor	14 794.00	0.00	560.13
	Maripí	49 623.45	15.40	30 882.74
	Muzo	1 759 238.07	113.79	133 536.21
	Pauna	440.00	0.00	0.00
	Quipama	283 882.70	0.00	26 871.02
	San Pablo de Borbur	20 654.33	330.42	75 911.19
Cundinamarca	Gachalá	5200.00	0.00	9524.48
	Ubalá	83.00	0.00	0.00
Total		2 133 915.56	459.61	277 285.77

Fuente: Agencia Nacional de Minería (2018)

3.3.2.2. Exportaciones

El grueso de la producción de esmeraldas se destina a la exportación. Se calcula cerca del 98 % del volumen producido es exportado y solo un 2 % se queda en Colombia (UPME, 2016).

Las esmeraldas se exportan actualmente en tres presentaciones: piedras talladas, piedras engastadas y piedras en bruto; no obstante, el 98 % de los quilates exportados en bruto en el 2015 correspondió a morrallas de mínimo valor (UPME, 2016).

4. Aspectos ambientales y sustitutos

El berilio es un metal que puede ser muy perjudicial cuando es respirado por los humanos, porque puede dañar los pulmones y causar neumonía. El efecto más comúnmente conocido es la llamada beriliosis, una peligrosa y persistente enfermedad de los pulmones que puede incluso dañar otros órganos, como el corazón. Cerca del 20 % de todos los casos de berioliosis terminan con la muerte del paciente. La causa de la beriliosis es la respiración de berilio en el lugar de trabajo. Las personas con el sistema inmune debilitado son más sucestibles a padecer esta enfermedad.

También causa reacciones alérgicas en personas que son hipersensibles a los productos químicos. Estas reacciones pueden ser muy agudas y pueden hacer que la persona caiga gravemente enferma, con una afección conocida como enfermedad crónica por berilio. Los síntomas son debilidad, cansancio y problemas respiratorios. Algunas personas que sufren de esta enfermedad pueden desarrollar anorexia, y las manos y los pies se les ponen azules. En algunas personas puede causar la muerte. El berilio puede también incrementar las posibilidades de desarrollar cáncer y daños en el ADN.

Este metal entra en el aire, el agua y el suelo como resultado de procesos naturales y actividades humanas. Esto ocurre de forma natural en el medio ambiente en pequeñas cantidades, y es probable que no se mueva hacia la zona profunda del suelo y no entre en contacto con el agua subterránea; por su parte, el hombre añade berilio a

través de la producción de metal y de la combustión de carbón y aceite.

El berilio existe en el aire en pequeñas partículas de polvo. Entra en el agua durante los procesos de desintegración de suelos y rocas. Las emisiones industriales añaden berilio al aire y al agua residual, y estos serán posteriormente traspasados al agua. Normalmente precipita en el sedimento. El berilio como elemento químico está presente en los suelos en pequeñas cantidades de forma natural, pero las actividades humanas han incrementado esos niveles. Es probable que el berilio no se mueva hacia la zona profunda del suelo y no entre en contacto con el agua subterránea.

Ciertos elementos químicos reaccionan con el berilio en el agua haciéndolo insoluble. Esto es bueno, porque la forma insoluble del berilio en agua causa mucho menos daño a los organismos que la forma soluble. El berilio no se acumula en los cuerpos de los peces, pero algunas frutas y vegetales como los fríjoles y las peras pueden contener niveles significativos. Estos niveles pueden entrar en los animales cuando esos alimentos son consumidos, pero por suerte la mayoría de los animales excretan el berilio rápidamente a través del sistema urinario y fecal.

Las pruebas de laboratorio han indicado que es posible que el berilio produzca cáncer y cambios en el ADN de los animales, aunque por el momento no hay evidencia de estudios de campo que respalde estos descubrimientos (Lenntech, s.f).

Referencias

Agencia Nacional de Minería. (2018). *Así se movieron las cifras de producción de minerales en 2017.* Disponible en https://www.anm.gov.co/?q=asi-se-movieron-las-cifras-de-produccion-de-minerales-en-2017

Beus, A. (1966). *Geochemistry of beryllium and genetic types of beryllium deposits.* San Francisco: Freeman.

Branquet, Y., Cheilletz, A., Cobbold, P., Laumonier, B. y Giuliani, G. (2002). Andean deformation and rift inversion, eastern edge of cordillera Oriental (Guateque-Medina Area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(4), 391-407.

Bürgl, H. (1960). El Jurásico e Infracretáceo del río Batá, Boyacá. *Boletín Geológico*, *6*, 169-211.

Bustillo, M. y López, C. (1996). *Tipología, prospección, evaluación, explotación, mineralurgia, impacto ambiental.* Madrid: Gráficas Arias Montano.

Cheilletz, A., Feraud, G., Giuliani, G., Rodríguez, F. (1994). Time-pressure-temperature constrains on the formation of Colombia emeralds: A laser-probe and fluid inclusion study. *Economy Geology*, 89, 362-380.

Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P. y Rudkiewicz, J. (1990). Tectonic style and crystal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross section. *in Letouzey, J., ed., Petroleum and Tectonics in Mobile Belts: Paris, Editions Technip, Petroleum and Tectonic in Mobile Belts*, 81-100.

Escovar, R. (1975). Geología y geoquímica de las minas de esmeralda de Gachalá (Cundinamarca). *Boletín Geológico. Informe 1684*, XXII, 119-153.

Etayo Serna, F., Renzoni, G. y Barrero, D. (1976). Contornos sucesivos del mar Cretácico. *Memoria del Primer Congreso Colombiano de Geología. Ciudad Universitaria, Universidad Nacional de Colombia.* Bogotá.

Evans, A. (1995). *Ore geology and industrial minerals: an introduction.* Londres: Blackwell Science.

Forero, H. (1987). *Esmeralda*. En Ingeominas, *Recursos minerales de Colombia* (tomo II), 565-1190. Bogotá: Publicaciones Geológicas Especiales de Ingeominas.

Gaona, T. (2001). *Los moluscos bivalvos, excepto Trigoniidae, de las formaciones Cumbre y Batá y su significado paleoambiental* (Trabajo de grado). Bogotá, Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias.

Garcés, H. (1995). *Geología económica de los yacimientos minerales - Yacimiento de Colombia - Minerales metálicos.* Medellín: Clave.

García, C. y Vargas, C. (1970). Proyecto minero para las minas de Muzo y Coscuez (Colombia, Suramérica). *Segundo Congreso Colombiano de Minería* 1-61. Bogotá.

García, O. y Moreno, G. (2006a). Herramientas de análisis estadístico y espacial aplicadas en la separación línea base-anomalía geoquímica. Implicaciones en exploración de recursos naturales, parte 1: Revisión metodológica. *Geología Colombiana*, 31, 27-38.

García, O. y Moreno, G. (2006b). Herramientas de análisis estadístico y espacial aplicadas en la separación línea base-anomalía geoquímica. Implicaciones en exploración de recursos naturales, parte 2: Zinc en sedimentos activos plancha 5-09 y 208-Villeta, Colombia. *Geología Colombiana*, 31, 39-56.

Gilart, R. (2004). Métodos geofísicos más utilizados en la exploración de minerales industriales. *VII Quincena de la Investigación.* Sogamoso: Universidad Pedagógica y Tecnológica de Colombia (UPTC).

Giuliani, G., Cheilletz, A., Arboleda, C., Carrillo, V., Rueda, F., Baker, J. (1995). An Evaporitic Origin of the Parent Brines of Colombian Emeralds: Fluid Inclusion and Sulphur Isotope Evidence. *European Journal Of Mineralogy*, *7*, 151-165.Giuliani, G., Sheppard, S., Cheilletz, A., & Rodriguez, C. (1992). Contribution de l´etude des phases fluids et de la géochimie isotopique 18O/16O, 13C/12C à la genèse des gisements d´émeraude de la Cordillère Orientale de la Colombie. Paris: Comptes Rendus des l'Academie des Sciences. Paris, t. 314, Série II, 269-274

Gómez, T., Nivia, G., Jiménez, M., Montes, R., Sepúlveda, O., Osorio, N. *et al*. (2006). *Mapa geológico de Colombia escala 1:2.800.000.* Bogotá: Ingeominas.

Guilbert, J. y Park, J. (1986). *The Geology of Ore Deposits.* 4th ed. W. H Fremman, New York.

Hall, M. (1976). Mineralogía y geoquímica de las vetas esmeraldíferas de Muzo, departamento de Boyacá con implicaciones en la prospección futura de esmeraldas en otras partes de Colombia. *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia, XIII*. Bogotá.

Hurlbut, C. y Klein, C. (1984). *Manual de mineralogía.* Madrid: Reverté.

Ingeominas y Mora, A. (2005). *Levantamiento de información estratigráfica y estructural de los cinturones esmeraldíferos de la cordillera Oriental.* Bogotá, Ingeominas. Inédito.

Klein, C., Hurlbut, C., & Dana, J. (1993). Manual of mineralogy (after James D. Dana) 21th edition. John Wiley & Sons, Inc. New York.

Lenntech. (s.f). Propiedades químicas del Berilio - Efectos del Berilio sobre la salud - Efectos ambientales del Berilio. Disponible en https://www.lenntech.es/periodica/elementos/be.htm

Mantilla, L., Silva, A., Serrano, J., Ramírez, J., Conde, J., Gómez, C. *et al.* (2007). Criterios para la exploración de esmeraldas en el Cinturón Esmeraldífero Occidental (cordillera Oriental de Colombia). *XI Congreso Ccolombiano de Geología.* Bucaramanga.

Martín de Retana, J. y Moller, R. (1990). *El gran libro de la esmeralda.* Bilbao: La Gran Enciclopedia Vasca.

Maya, M., Buenaventura, J. y Salinas, R. (2004). *Estado del conocimiento de la exploración de esmeraldas en Colombia.* Bogotá. Inédito.

Minercol. (2000). *Análisis de los mercados nacional e internacional de la esmeralda.* Bogotá: Minerales de Colombia.

Mulligan, R. (1968). Geology of Canadian Beryllium Deposits. *Economic Geology. Report 23*. Ottawa: Geological Survey of Canada, Department of Energy, Mines and Resources.

Organización de las Naciones Unidas (ONU). (1975). *Proyecto esmeraldas.* Bogotá: Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD) -Ingeominas.

Organización de las Naciones Unidas (ONU). (1976). *Prospección de esmeraldas en los departamentos de Boyacá y Cundinamarca, Colombia. Conclusiones y recomendaciones*. Bogotá: ONU-Ingeominas.

Ottaway, T. (1991). *The geochemistry of the Muzo emerald deposit, Colombia.* Toronto: University of Toronto.

Ottaway, T., Wicks, F., Bryndzia, L., Kyser, T., Spooner, E. (1994). Formation of the Muzo hydrothermal emerald deposit in Colombia. *Nature*, *369*, 552-554.

Recio, C. y Subias, I. (2007). Two words about emerald. *Seminario Geoquímica de Isótopos Estables Aplicada al Estudio de Yacimientos Minerales,* 136-170. Bucarmanga: Universidad Industrial de Santander (UIS).

Restrepo, H. (1961). *Reconocimiento de las minas de esmeraldas de Muzo, departamento de Boyacá.* Bogotá: Servicio Geológico Nacional.

Reyes, G., Montoya, D., Terraza, R., Fuquen, J., Mayorga, M., Gaona, T. (2006). *Ingeominas. Geología del Cinturón Esmeraldífero Occidental. Planchas 169, 170, 189 y 190. Informe 2777*. Bogotá: Ingeominas.

Rodríguez, E. y Ulloa, C. (1994a). *Mapa geológico de la plancha 189-La Palma, escala 1:100.000.* Bogotá: Ingeominas.

Rodríguez, E. y Ulloa, C. (1994b). *Mapa geológico de la plancha 169-Puerto Boyacá, escala 1:100.000.* Bogotá: Ingeominas.

Romero, F. y Rubiano, M. (1997). Técnicas de identificación gemológica. *Geología Colombiana*, *25*, 221-239.

Romero, H., Schultz, R. y Kawashita, K. (2000). Geoquímica del rubidio-estroncio y edad de las esmeraldas colombianas. *Geología Colombiana*, *22*, 189-198.

Sarmiento, L. (2002). *Mesozoic rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes.* Ph.D. Thesis Vrije Universiteit, Ámsterdam.

Scheibe, R. (1933). Informe sobre las esmeraldas de Nemocón. En *Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia 1917-1933,* 223-228. Imprenta Nacional de Colombia. Bogotá.

Schwarz, D. (2002). The chemical properties of Colombian emeralds. *Journal of Gemmology*, *23*(4), 225-233.

Simandl, G., Paradis, S. y Birkett, T. (1999). *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles.* Volume 3, Industrial Minerals and Gemstones, British Columbia Ministry of Energy and Mines, 1999-10, 109-112.

Terraza, R. y Montoya, D. (2011). Las esmeraldas de Colombia en su ámbito geológico: Excursión geológica a los cinturones esmeraldíferos de la Cordillera Oriental de Colombia en el marco del XIV Congreso Latinoamericano de Geología del 29 de agosto al 2 de septiembre de 2011.

Terraza, R., Montoya, D., Reyes, G., Moreno, G., Fuquen, J. (2008). *Geología del Cinturón Esmeraldífero Oriental. Planchas 210, 228 y 229*. Informe 2877. Bogotá: Ingeominas.

Ulloa, C. y Rodríguez, E. (1978). *Mapa geológico preliminar de la plancha 170-Vélez a escala 1:100.000.* Bogotá: Ingeominas.

Ulloa, C. y Rodríguez, E. (1991). *Memoria explicativa plancha 190-Chiquinquirá (Boyacá).* Bogotá: Ingeominas.

Ulloa, C., Camacho, R. y Escovar, R. (1975). *Mapa geológico del cuadrángulo K12. Guateque*. Bogotá: Ingeominas.

El Universal. (2013). *Colombia ya no es el primer productor de esmeraldas, lo reemplazó Zambia*. Disponible en http://www.eluniversal.com.co/economica/colombia-ya-no-es-el-primer-productor-de-esmeraldas-lo-reemplazo-zambia-131376

Unidad de Planeación Minero Energética (UPME). (2000). *Minerales estratégicos para el desarrollo de Colombia.* Bogotá: UPME-Minercol-Ingeominas.

Unidad de Planeación Minero Energética (UPME). (2006). *Boletín estadístico de minas y energía 1999-2005.* Bogotá.

Unidad de Planeación Minero Energética (UPME). (2009). *Boletín estadístico de minas y energía 2003-2008.* Bogotá.

Unidad de Planeación Minero Energética (UPME). (2016). *Boletín estadístico de minas y energía 2012-2016*. Disponible en http://www1.upme.gov.co/simco/Documents/Boletin_Estadistico_2012_2016.pdf

Unidad de Planeación Minero Energética (UPME), Sistema de Información Minero Colombiano (SIMCO) (2017). *Simco.gov.co*. Disponible en http://www1.upme.gov.co/simco/Reportes_SIMCO/Paginas/MSPE1.aspx

Vargas, O., González, L., Prieto, G., Espinosa, A., Matamoros, A. (2001). *Interpretación geoquímica de baja densidad con geología y mineralizaciones en la plancha 5-09- Proyecto compilación y levantamiento de información geoquímica-Informe final. Informe 2656*. Bogotá: Ingeominas.

Vásquez, L. (2006). *Gammaespectrometría portátil en los cinturones esmeraldíferos colombianos Coscuez-Borbur-Pauna (occidente), Chivor-Ubalá (oriente).* Informe Interno. Bogotá: Ingeominas.

Yager, T., Menzie, W. y Olson, D. (2008). *Weight of Production of Emeralds, Rubies, Sapphires, and Tanzanite from 1995 through 2005.* U.S. Geological Survey Open file report 2008-1013 (USGS). Disponible en https://pubs.usgs.gov/of/2008/1013/ofr2008-1013.pdf

5. METALES DE LA INDUSTRIA DEL ACERO

Hierro

Carlos Ulloa Melo

Cromo

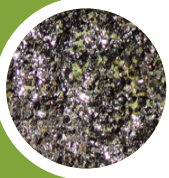
Humberto González

Cobalto

Álvaro Murillo Rodríguez



133. Hierro



175. Cromo



197. Cobalto



Siderita
Servicio Geológico Colombiano
Fotografía: Alejandra Cardona, SGC

Hierro

Carlos Ulloa Melo

Citación: Ulloa, C. (2019). Hierro. En: *Recursos minerales de Colombia*, vol. 2. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

El hierro es el cuarto elemento más abundante de la corteza terrestre y es el más usado, con el 95 % en peso de la producción mundial de metal; se emplea principalmente en la producción de acero "una aleación de hierro con otros elementos metálicos y no metálicos".

Los primeros utensilios de hierro descubiertos por los arqueólogos en Egipto datan del año 3000 a.C., y se sabe que antes de esa época se empleaban adornos de hierro. Los griegos ya conocían hacia el 1000 a.C. la técnica, de cierta complejidad, para endurecer armas de hierro mediante tratamiento térmico.

Las aleaciones producidas por los primeros artesanos del hierro (y, de hecho, todas las aleaciones de hierro fabricadas hasta el siglo XIV d.C.) se clasificarían en la actualidad como hierro forjado.

Los artesanos del hierro aprendieron a fabricar acero calentando hierro forjado y carbón vegetal en recipientes de arcilla durante varios días, con lo que el hierro absorbía suficiente carbono para convertirse en acero auténtico.

Después del siglo XIV se aumentó el tamaño de los hornos utilizados para la fundición y se incrementó el tiro para forzar el paso de los gases de combustión por la carga o mezcla de materias primas. El producto de estos hornos era el llamado arrabio, una aleación que funde a una temperatura menor que el acero o el hierro forjado. El arrabio se refinaba después para fabricar acero.

La producción moderna de acero emplea altos hornos que son modelos perfeccionados de los usados antiguamente. Desde la década de 1960 funcionan varios minihornos que emplean electricidad para producir acero a partir de chatarra. Sin embargo, las grandes instalaciones de altos hornos continúan siendo esenciales para producir acero a partir de mineral de hierro (InfoAcero, s.f).

1. Usos

Debido a que el hierro presenta diferentes propiedades físicas, pueden obtenerse diversos productos, según sea tratado en las siderúrgicas, como hierros dulces, hierros de fundición y aceros dulces, que se subdividen a su vez según el contenido de carbono (medido como % de C en peso), en acero bajo en carbono (< 0.25 %), medio en carbono (0.25 % a 0.55 %) y alto en carbono (> 55 %) (Garcés, 1995).

Los productos obtenidos en las siderúrgicas tienen innumerables usos, que van desde los más sencillos utilizados domésticamente como agujas, tornillos, puntillas, martillos, llaves de diversos calibres, etc.; también se utilizan en herramientas milimétricas, herramientas de la pequeña industria y de la industria pesada; en la construcción de puentes, grandes edificaciones, transporte individual (bicicletas, patines, motos), y en productos de gran volumen como barcos, camiones, aviones, trenes, etc.

El hierro, con sus múltiples aleaciones, ha sido indispensable en el desarrollo y el bienestar de la humanidad, y ha cumplido un papel preponderante en las eras industriales, atómica y actualmente la de la informática, ya que se utiliza en componentes de celulares, computadores, cohetes y satélites, etc.

En general, el uso del hierro como componente esencial de diversas aleaciones es indispensable en el desarrollo de la humanidad, debido a su abundancia y a las técnicas para combinarlo con otros elementos.

2. Ambiente geológico

El hierro se encuentra en diferentes ambientes y periodos geológicos. Se conocen yacimientos en el Precámbrico, el Paleozoico, el Mesozoico y el Cenozoico, en ambientes de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas.

Los minerales de hierro presentes en ambientes magmáticos son el producto de la cristalización de materiales de roca líquida, tanto en depósitos en forma de capas —producto del asentamiento de los minerales pesados que se cristalizan para formar concentraciones ricas en hierro—, como en depósitos de hierro en forma de diques. La producción de este tipo de depósito representa entre el 3 y el 5 % de la producción mundial.

También se presentan los depósitos de hierro de contacto metamórfico cuando rocas ígneas plutónicas, de composición ácida a intermedia, atraviesan rocas calcáreas. Otro mecanismo en el depósito de hierro ocurre cuando soluciones calientes, ricas en hierro, se hospedan en rocas químicamente compatibles para ser reemplazadas, como las calizas, donde el hierro que se forma corresponde a siderita u óxidos.

Los principales y más grandes depósitos de hierro en el mundo son de origen sedimentario, depositados en ambientes marinos con influencia volcánica —principalmente en el Precámbrico— y marinos por precipitación química en el Paleozoico, el Cretáceo y el Terciario. También hay depósitos menores por enriquecimiento superficial, que corresponden al 85 % del hierro explotado y producido en el mundo.

2.1. Características

El hierro es el metal de transición más abundante en la corteza terrestre y el cuarto de todos los elementos. Se encuentra formando parte de numerosos minerales: cerca de trescientos lo contienen como componente esencial; pueden presentarse como yacimientos que pueden agruparse en óxidos (magnetita y hematita), hidróxidos (goethita), carbonatos (siderita), sulfuros (pirita y marcasita, pirrotina) y silicatos.

Magnetita (Fe_3O_4). Color negro, fuertemente magnético, contiene el 72.4 % de hierro, raya negra sobre porcelana, dureza y peso específico 5.18 g/cm^3, lustre metálico, brillante, quebradiza, cristaliza en el sistema isométrico. Se presenta en forma de masas granuladas, granos sueltos y a veces en forma de cristales. Los principales yacimientos de este mineral se encuentran en el Precámbrico, en las formaciones de hierro bandeado y en los yacimientos de segregación magmática.

Hematita (Fe2O3). Color que varía entre parduzco, rojizo, gris y negro; virtualmente no magnético, con contenido de hierro del 70 %, raya marrón-rojo parduzca sobre porcelana, lustre metálico a mate, opaca, cristaliza en el sistema hexagonal, peso específico 5.2 a 5.3 g/cm3 y dureza de 6 en la escala de Mohs.

Se conoce también como oligisto; cuando tiene textura oolítica se denomina hematita oolítica. Es común en los yacimientos de reemplazo asociados a magnetita, y es constituyente secundario en las formaciones de hierros asociados a goethita.

Goethita, limonita o hematites parda ($Fe_2O_3.H_2O$). Corresponde a una mezcla de hidróxidos de hierro, color amarillo a castaño oscuro, raya marrón o amarillo parduzco, comúnmente blanda y terrosa; puede ser dura y brillante, no magnética. Su contenido de hierro está cercano al 60 %. Limonita es el término general que se da a la parte terrosa impura de la goethita. Es el constituyente principal de los yacimientos originados en procesos de superficie o cerca de ella.

Siderita (FeCO3). Color blanco amarillento a gris verduzco, raya blanca, lustre vítreo y nacarado, cristaliza en el sistema hexagonal; densidad de 3.8 g/cm3, dureza entre 3.5 y 4 en la escala de Mohs. Contenido de hierro del 48.3 %, tiene proporciones de MnCO3 y CaCO3. Se presenta en gran cantidad de yacimientos de origen hidrotermal y sedimentario. En zonas de oxidación se transforma en limonita.

Pirita (FeS2), *marcasita y pirrotina* (Fi1-Xs). Color amarillo, con lustre metálico. La pirrotina es débilmente magnética. Rocas con superficie de oxidación de pirita y pirrotina dan lugar a depósitos de óxidos de hierro que pueden ser explotados localmente. Las piritas han sido explotadas como yacimientos en Estados Unidos y en el distrito de Michipicoten, en Canadá.

También las piritas y la pirrotina, después de haber sido tostadas para la recuperación de azufre, dejan como subproducto el "Blue Billy", utilizado para la obtención de hierro (Garcés, 1995).

Chamosita (MgFeAl)6 (SiAl)4 O14 (OH)8. Color que varía entre verde, amarillo claro, verde gris a negro; grano fino, translúcida, raya verde-grisáceo, lustre vítreo terroso, no magnética, con un contenido de hierro del 42 %. Es el mayor constituyente de las capas de hierro oolítico.

2.2. Tipo de depósito

En las clasificaciones de los yacimientos de hierro se tienen en cuenta aspectos geológicos, afines con su génesis, sobre todo en lo relacionado con mecanismos sedimentarios, ígneos, metamórficos, de alteración y época de los eventos. Asimismo se contempla lo relacionado con aspectos económicos, como la cantidad de mineral para ser explotado, tonelaje y ubicación.

Las clasificaciones de los depósitos de hierro se basan en los aspectos anteriores; en la actualidad existe gran variedad de estas. Sin embargo, las clasificaciones de Smirnov, Lingren, Bateman (1957) y Stanton tienen vigencia en muchos aspectos. Para el presente documento se tomaron

en cuenta las clasificaciones mencionadas y los conceptos de Guilbert y Park (1985), Edwards y Atkinson (1985), Ulloa (1987) y Garcés (1995). Los depósitos de hierro se han agrupado de la siguiente manera:

2.2.1. Depósitos de origen sedimentario

Los depósitos de hierro de origen sedimentario son los de mayor tamaño y constituyen del 85 al 90 % del hierro explotado y consumido en el mundo. La mayoría de las reservas de hierro en el mundo corresponden a las formaciones de hierro bandeado y, en menores proporciones, a las capas de hierro.

2.2.1.1. Formaciones de hierro bandeado (Fhb)

El hierro proveniente de las Fhb constituye la mayor reserva de hierro en el mundo y se encuentra distribuido alrededor de los océanos Atlántico e Índico y, en menor proporción, en el Pacífico. Los mayores distritos se encuentran en Brasil, Venezuela, Estados Unidos, Canadá, Sudáfrica, Rusia, India y Australia (figura 1).

La edad de las Fhb está restringida al Precámbrico, en el Arqueano, Proterozoico y en el Fanerozoico (Edwards y Atkinson, 1985). En el Arqueano medio (3500-3000 Ma), se encuentran depósitos en el Escudo de las Guyanas y en el Escudo de Liberia, en África; en el Arqueano tardío se encuentran en los bloques del Escudo de Yilgurm en Australia (Gooddwin, 1973).

El Proterozoico inferior (2500 a 1900 m.a.) corresponde al periodo de mayor depósito de hierro de tipo Fhb en el mundo, probablemente en un ambiente de amplias cuencas en subsidencia lenta en ambientes de aguas poco profundas. Los principales depósitos son Lago Superior en Estados Unidos y Canadá; Labrador Through en Canadá; Krivoy Rog en Rusia; Transvaal Basin en Sudáfrica; Montañas McKenzie (Noroeste Canadá); Minas Gerais en Brasil, Carajas en Brasil, Guyana Venezolana; Singh Hum (India) y Hamersley en Australia (Arndt y Ganino, 2012), (Edwards y Atkinson, 1985).



Figura 1. Localización de las Fhb en el mundo durante el pre-Cámbrico
1. Minas Gerais- Cuadrilátero Ferrífero (Brasil), 2. Carajas- (Brasil), 3. Guyana Venezuela, 4. Lago Superior (Estados Unidos), 5. Labrador Through (Canadá), 6. Liberia (África), 7. Krivoi Rog (Ucrania) y 8. Hamersley (Australia), 9. Singh Hum (India), 10. las montañas McKenzie (Noroeste Canadá). y 11. Transvaal Basin en Sudáfrica

Fuente: Gooddwin (1973); Edwards y Atkinson (1985); Arndt y Ganino (2012).

A finales del Proterozoico y comienzos del Fanerozoico ocurrió el último evento de depósitos de Fhb, de menores proporciones que en los periodos del Arqueano y el Proterozoico inferior (figura 2).

La mineralogía de las Fhb es compleja y contiene varios componentes que incluyen magnetita, hematita, limonita, siderita, caolinita, talco variedad psilomelano y chert ferruginoso, los cuales se listan en la tabla 1, donde se indican los componentes precipitados originalmente y sus equivalentes metamórficos. Las Fhb, después de los procesos metamórficos, se enriquecieron por procesos supergénicos, aumentando las concentraciones de hierro. Los principales minerales producto de dicho proceso son hematita, martinita y goethita.

El término Fhb se emplea para referirse a bandas o láminas ricas en hierro (óxidos, carbonatos o silicatos de hierro), separados por bandas de *chert*, *shale* y dolomita. Las bandas ricas en hierro, por lo general, van de pocos milímetros a varios centímetros de espesor. La definición que más aceptación ha tenido por varios autores es la de Lunar (1977), quien las define como "Capas de hierro que corresponden a una sedimentación química, en bandas o láminas delgadas que contienen 15 % o más de hierro de origen sedimentario y comúnmente pero no necesariamente láminas de *chert*".

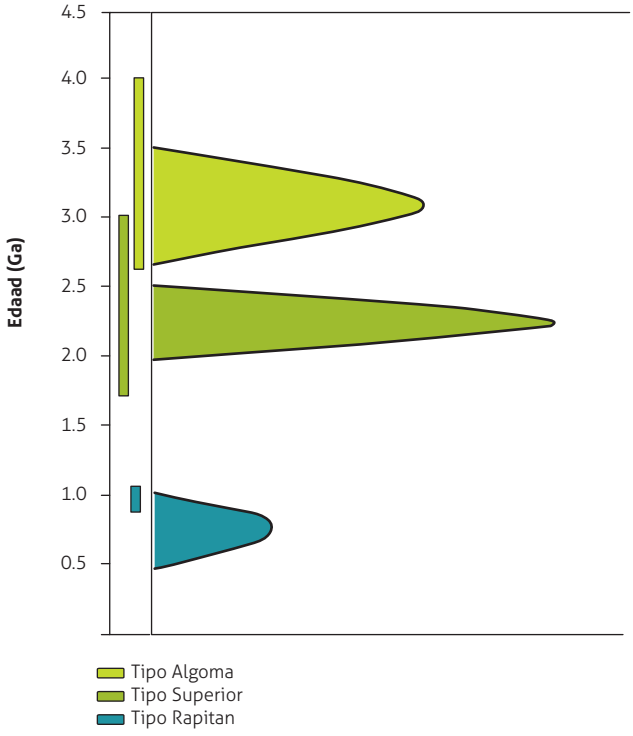


Figura 2. Abundancia estimada de formaciones de hierro a través del tiempo geológico

Fuente: Arndt y Ganino (2012).

Tabla 1. Componentes precipitados de las Fhb y sus equivalentes metamórficos

Compuesto	Precipitado inicial inferido	Observado ahora	
SiO_2	Amorfo	*Chert*	
Fe_2O_3	Amorfo $Fe_2O_3.nH_2O$	Hematita	
Fe_3O_4	$Fe_3O_4.nH_2O$ hidromagnetita	Magnetita	
$FeCO_3$	Siderita	Siderita	
$Fe_3Si_2O_5(OH)_4$	Silicato ferroso amorfo	$Fe_3Si_2O_5(OH)$ greenalita	$Fe_3Si_4O_{10}(OH)_2$ minesotaita
		$Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$ grunerita	Fe_2SiO_4 fayalita
Sulfuro Fe	FeS	FeS_2	
Silicato Na-Fe	Gel silicato Na-Fe	Riebekita, psilomelana, *chert*	

Fuente: Garrels, Perry y Mackenzie (1973)

Los depósitos de Fhb son de gran tamaño; se extienden a lo largo de centenares de kilómetros, tienen espesores de cientos de metros y el tenor promedio de hierro es del 30 %, y del 45 % de SiO2. A estos yacimientos les han sido dados diferentes nombres, según el país en donde se exploten: itabiritas (Brasil), jaspiritas (Australia) y taconitas (Estados Unidos y Canadá) (Guilbert y Park, 1985).

Las Fhb se han depositado en diferentes profundidades marinas (figura 3). Lunar (1977) definió varias fases que dependen de la profundidad en la que ocurrió el depósito en el mar, y postuló que los óxidos de hierro (magnetita y hematita) necesitaban alta oxigenación y se depositaron en áreas cercanas a la costa; los carbonatos, como la siderita, necesitaban moderada a baja oxigenación y se depositaron en profundidades intermedias, y los sulfuros, con baja oxigenación, se depositaron en los fondos marinos (Guilbert y Park, 1985).

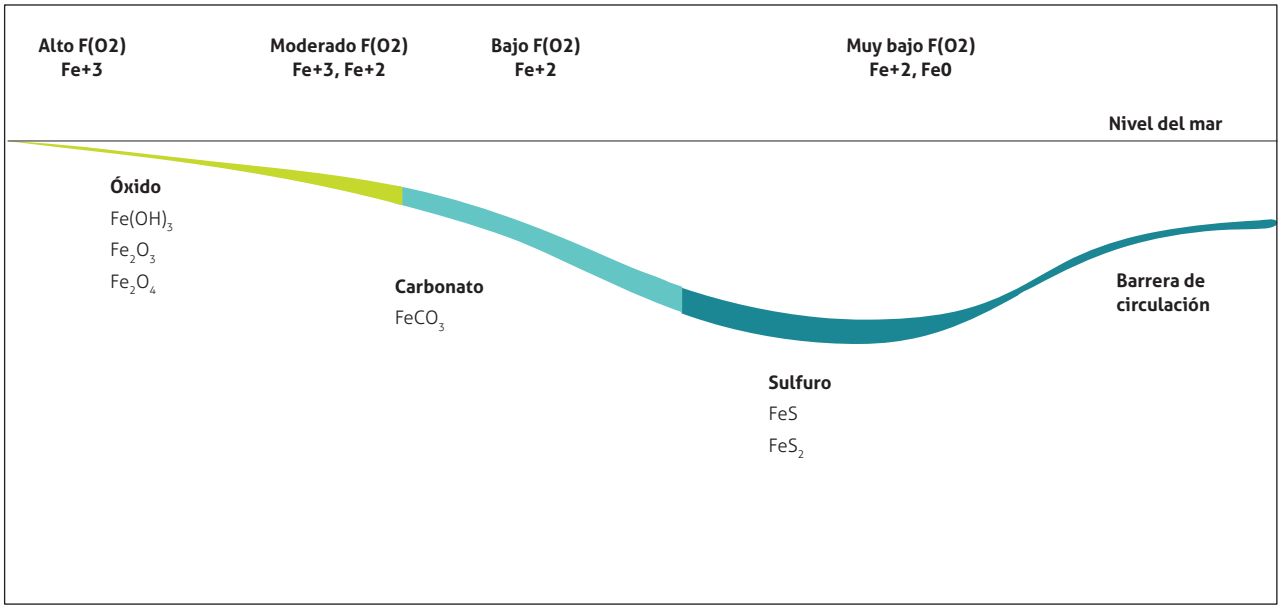


Figura 3. Modelo deposicional de los compuestos de hierro según su profundidad (James, 1954)

Fuente: tomado de Ohmoto, Watanabe y Yamaguehi (2006)

Este modelo ha servido para la reconstrucción estratigráfica de la cuenca de Michipicoten en Canadá (Gooddwin, 1973; Guilbert y Park, 1985), como se aprecia en la figura 4.

Los depósitos de Fhb, desde el punto de vista geológico y económico, han sido subdivididos en dos tipos principales: Algoma y Superior (Guilbert y Park, 1985); (Cox y Singer, 1992), depósitos tipo Rapitan, localizados en las montañas McKenzie al noroeste de Canadá, son un tipo menor asociado con depósitos glaciares del Neoproterozoico (Arndt y Ganino, 2012).

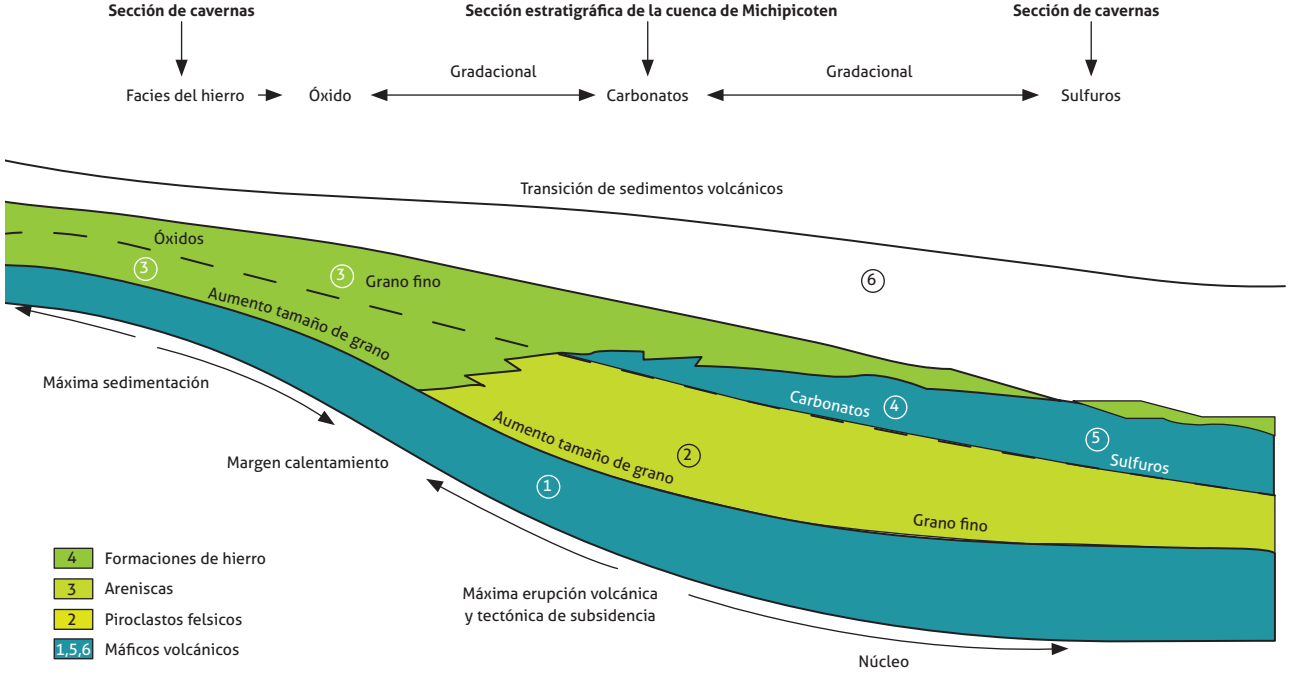


Figura 4. Esquema de depósitos de Fhb de acuerdo con su profundidad e influencia volcánica

Fuente: Gooddwin (1973), Guilbert y Park (1985)

2.2.1.2. Formaciones de hierro bandeado de tipo Algoma

Se refiere a las Fhb depositadas en el Arqueano en ambientes vulcano-sedimentarios, con influencia exhalativa, en cinturones verdes, generalmente en ambientes de sedimentación rápida de turbiditas y en espesas acumulaciones volcánicas. Algunas veces se hallan asociados a depósitos de sulfuros masivos de tipo Kuroko y de Au tipo Homestake (Cox y Singer, 1992).

La mineralogía de las Fhb tipo Algoma corresponde a magnetita, hematita y siderita, y contexturas de lavas almohadilladas, tobas félsicas y aglomerados pobremente sorteados (Cox y Singer, 1992).

En el esquema de la sección estratigráfica de la cuenca de Michipicoten se observa la zona de transición de sedimentos volcánicos en profundidades medias, correspondiente a carbonatos, pasando a zonas profundas donde predominan los sulfuros. En profundidades bajas predominan los óxidos, bajo la influencia de erupciones volcánicas y subsidencia tectónica (Gooddwin, 1973).

Este tipo de depósito ha sido explotado en las minas de Hadan al sur del lago Kirland y Chertman en el distrito de Temahome, en Ontario; Helen y Soudan en Minesota; Zimbabue en Sudáfrica; Guyana en Venezuela, y Kilgart en Australia.

2.2.1.3. Formaciones de hierro bandeado de tipo Superior

Estas formaciones se depositaron en el Proterozoico temprano, en ambientes de aguas marinas poco profundas, comúnmente en la parte continental, en cuencas intracratónicas. Las Fhb y las rocas huéspedes contienen texturas sedimentarias típicas de aguas poco profundas de regiones tectónicamente estables. Las Fhb tipo Superior se encuentran asociadas a manganeso sedimentario, el cual puede aparecer estratigráficamente cerca a los depósitos de Fhb interbandeado. Las mineralizaciones de Fhb Superior, por lo general, son hematita, magnetita, siderita y granos finos de cuarzo. Las Fhb han sufrido metamorfismo, lixiviación y alteración, lo que ha contribuido al enriquecimiento de minas, pasando de poco a alto contenido de hierro (mayor del 55 %).

Los principales depósitos de este tipo, ilustrados en la figura 1, se encuentran en la región del lago Superior entre Canadá y Estados Unidos, Cuenca Hamersley del oeste de Australia, Transvaal en Sudáfrica, el "Cuadrilátero Ferrífero" en Brasil, Krivoy Rog en Ucrania y el Singhbhum en India (Arndt y Ganino, 2012).

El tonelaje de las Fhb es de grandes magnitudes: en Brasil, las reservas pueden ascender a 11000 x 10^4 t con contenido de hierro del 40 al 69 %; en Sierra de Carajas ascienden a unas 2.4 x 10^9 t (Singer, 1979). Cabe resaltar que en Sudamérica los yacimientos de Fhb son de gran magnitud en Venezuela (Arqueano tipo Algoma) y en Brasil (Proterozoico tipo Superior).

Estos yacimientos son de gran importancia para Colombia debido a su proximidad y ambiente geológico, ya que los de Venezuela se encuentran en el Escudo de Guyana, que aflora en Colombia. Por ello, se realizará una breve descripción de dicho yacimiento.

2.2.1.4. Yacimientos tipo Algoma en Venezuela

En Venezuela los yacimientos de mineral de hierro de interés económico se encuentran ubicados en la región de Guyana, entre los estados de Bolívar y el Delta de Amacuro, en el área denominada distrito ferrífero de Guyana, con un ancho aproximado de 120 km y 450 km de largo, al sur de la confluencia de los ríos Orinoco y Caroní (Asimet, 2005) (figura 5).

Geológicamente, los yacimientos de Fhb de Venezuela se encuentran al norte del Escudo de Guyana, en la provincia de Imatacá (Formación Imatacá), cuyas rocas tienen edades de 3600 a 2400 Ma (Arqueano) y están constituidas por metasedimentos, neises, anfibolitas, migmatitas, esquistos, esquistos anfibólicos, cuarcitas y cuarcitas ferruginosas (formaciones de hierro).

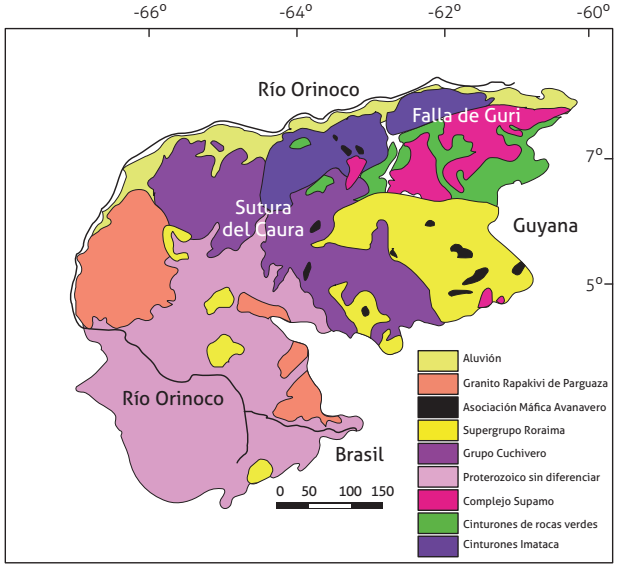


Figura 5. Ubicación de las provincias Precámbricas en el escudo de Guyana, Venezuela

Fuente: Linares y Arraiz (2015)

Se han reportado reservas probadas de 3644 billones de toneladas (> 55 % Fe total), reservas probables de 3223

billones de toneladas y reservas posibles de 8711 billones de toneladas (Bravo, 2013).

Existen básicamente dos tipos de menas: las de corteza o costra con espesores de 1 a 50 m, ocasionalmente 100 m, y las friables y finas (Asimet, 2005b). Los principales yacimientos están localizados en el cuadrilátero de Bolívar, donde se encuentran los yacimientos de Cerro Bolívar, Las Pailas, Altamira, Grupo Redondo, Toribio, Arimagua, Cerro Frontera, distrito de San Isidro, con las minas de San Isidro, Los Barrancos, San Joaquín y María Luisa.

El yacimiento de Cerro Bolívar es una colina de 11 x 5 km; posee dos tipos de mena: mena de costra compuesta por granos de hematita, segmentados por goethita, y menas friables, que corresponden a agregados porosos de granos de hematita y goethita (Asimet, 2005b).

El distrito ferrífero de San Isidro, conformado por concentración residual de óxidos e hidróxidos de hierro, con menas de costra y finas, tiene reservas totales de alto tenor de 524 millones de toneladas, distribuidas en 348 millones en San Isidro, 38 en Los Barrancos, 38 en Las Pailas y 100 en San Joaquín.

La composición promedio de las menas de alto tenor, mayor del 55 %, es la siguiente:

- Fe: 64 %
- SiO2: 3.10 %
- Al: 1.75 %
- Desde unas ppm al 3.6 %

Venezuela, por intermedio de las empresas Corporación Venezolana de Guyana y Ferrominera Orinoco, explota y produce finos, gruesos y *pelets* para la industria nacional y para la exportación (Asimet, 2005b). Con base en las reservas totales de depósitos probables y posibles, tiene alrededor de 1.7 millones de toneladas que pueden suplir la demanda futura del metal por más de un siglo.

2.2.1.5. Yacimientos tipo Superior en Brasil

En Brasil existen dos áreas con Fhb: una al sur, en el estado de Minas Gerais, denominada Cuadrante de Fierro Minas Gerais, y otra al norte, en el estado de Carajas, en Marabo y Sao Félix do Xingu (figura 6). Las reservas de las dos áreas están estimadas en 50 billones de toneladas, con un promedio del 53 % de hierro; por mezclas y beneficio ascienden a un 65%.

Yacimiento de Carajas. Forma parte del sistema norte de hierro de Brasil, situado en el estado de Pará en Marabo y Sao Félix do Xingu; cuenta con instalaciones portuarias en Ponta de Madeira, a 9 km de Sao Louis en el océano Atlántico, y con un sistema ferroviario de trocha ancha para el transporte del mineral (Asimet, 2005a).



Figura 6. Localización geográfica de las Fhb en Brasil

1. Depósito de Carajas. 2. Cuadrante ferrífero de Minas Gerais.

Fuente: Arndt y Ganino (2012)

El proyecto Carajas tardó siete años en implementarse (1980-1987), durante los cuales los niveles de capacidad de producción fueron variando de 15 millones de toneladas/año en 1986, a 25 millones de toneladas/año en 1987 y a 200 millones de toneladas/año en el 2000 (Asimet, 2005a).

Los yacimientos de Carajas se encuentran en el Proterozoico temprano, asociados a filitas, esquistos micáceos, cuarcitas, areniscas cuarcíticas, calizas, dolomitas de la Formación Carajas, del grupo Grao Pará. En el área también aflora la Formación Parauapebas, compuesta por rocas volcánicas básicas, de color verduzco y flujos porfídicos.

Las reservas estimadas en la mina de Carajas son 16 billones de toneladas, con un contenido promedio del 66.5 % de Fe; del 1.0 % de SiO2; del 1.4 % de Al2O3, y del 1.1 % de P2O5. Las mineralizaciones han sido divididas en duras, semiduras, molidas, blandas y canga (Guilbert y Park, 1985). A finales del 2012 contaba con cerca de 7270 m de reservas probadas y probables (Barbosa, 2015).

El término canga corresponde a una brecha conglomerática con alto contenido de hierro, con fragmentos de

hematita, itabirita, cemento limonítico o hematítico y otros constituyentes lateríticos, con alto contenido de aluminio y fósforo, con espesores hasta de 400 m.

Yacimientos de Minas Gerais. Los yacimientos de Minas Gerais están ubicados en el estado de Belo Horizonte, y se denominaron Cuadrante de Hierro de Minas Gerais, con reservas estimadas aproximadamente en 14 billones de toneladas, con un contenido promedio del 56 % de hierro y por métodos de beneficio llegan al 65 % (Asimet, 2005a). Los principales minerales son hematita, limonita e itabirita (Guilbert y Park, 1986).

En el cuadrante se encuentran las minas Alegría, Morro Agudo, Carrego de Meia, Andrade, Congonhas, Feijao, Pico e Itabirita Mutuca, las cuales transportan el mineral de hierro por ferrocarriles de trocha ancha hasta el puerto de Tubarao en Victoria, estado de Espíritu Santo, en el cual operan seis plantas de pelitización, algunas en *joint venture* con compañías italianas, españolas, coreanas y japonesas.

Las reservas geológicas y proyecciones de producción de las principales minas del estado de Minas Gerais se observan en la tabla 2.

Tabla 2. Reservas geológicas y proyecciones de producción de minas en Minas Gerais

Mina	Reservas geológicas (t)	Proyección/ producción (t)
Tamandua	327 millones	2012: 14 millones
Capitao de Mato	154 millones	2007: 9 millones
Capao Xavier	169 millones	2008: 6.5 millones
Las Minas	1 billón	
Pico	550 millones	

Fuente: modificada de Asimet (2005a)

Las minas del cuadrante poseen plantas de beneficio con procesos de trituración, apantallamiento, hidroclasificado, ciclonamiento y filtrado, y producen principalmente hierro en bruto de alto grado, *pelets* y sínter, utilizando procesos de reducción directa, altos hornos, plantas de producción de sínter y *pelets* finos (Asimet, 2005a).

La compañía Samarco Mineração S. A. produce *pelets* para alto horno y envía su producción a plantas en el Medio Oriente, el Caribe, el Sudeste Asiático y Canadá, y *pelets* concentrados a plantas de Holanda y Japón.

La mina de fábrica cerca de Congonhas y Feijao, en las inmediaciones de Belo Horizonte, dirige su producción de mineral de hierro al mercado por el puerto de Tubarao, de tal forma que el 60 % va a Alemania y el resto a Europa, Norteamérica, Asia, el Caribe y el Medio Oriente. La mina Columba produce hierro por reducción directa, enviándolo con destino a Argentina, a través del río Paraná (Asimet, 2005a).

Brasil y Colombia, durante las décadas del ochenta y del noventa, efectuaron estudios de factibilidad para el intercambio de hierro por carbón coquizable, sin que hasta el momento se hayan concretado convenios.

2.2.1.6. Estratos de hierro (ironstones) (Eh)

Los estratos de hierro Eh se presentan en forma de capas sedimentarias intercaladas con diferentes tipos litológicos de origen marino a continental, como lutitas, arenitas y calizas. Los Eh son más jóvenes que las Fhb y se conocen depósitos del Ordoviciano y Siluriano en Estados Unidos; Jurásicos en Inglaterra, Lorena (Francia) y norte de Alemania, y Terciarios en Colombia y Venezuela. La mineralogía de las Eh corresponde a goethita, hematita, siderita, chamosita y, en menor proporción, pirita, glorita y magnetita.

El contenido de hierro en los Eh en Estados Unidos va del 35 al 38 % en áreas sin enriquecimiento, y del 50 al 60 % en áreas enriquecidas secundariamente. En Europa, en Lorena, va del 30 al 35 %; en Colombia, en Paz de Río, llega al 45 %.

El origen de los Eh no está claramente definido; sin embargo, numerosos autores se han adherido al concepto clásico (por ejemplo, Bierg y Karrenberg, 1942; Correns, 1946, citados en Wopfner y Schwarzbach, 1976), según el cual se postula que el hierro derivado de áreas terrestres lateríticas fue erodado y transportado por ríos, en parte como soluciones meteorizantes, pero principalmente en estado coloidal y en forma de absorción.

El hierro transportado en esta forma hacia la cuenca se deposita en regiones de áreas marinas poco profundas, a cierta distancia de la costa, aproximadamente en la zona de contacto entre arenas y lodos. Según Wopfner y Schwarzbach (1976) el clima parece desempeñar un papel importante en la génesis de los Eh, si se tienen en cuenta los procesos penecontemporáneos de la formación de lateritas, erosión y depósitos en climas áridos a templados. Este concepto parece corroborado en los trabajos de Klemic, James y Eberlein (1973), y Taylor (1969, citado en Lemoalle y Dupont, 1973).

Los Eh parecen corresponder a una sedimentación química que, por acción del transporte y las olas, origina formas químicamente muy heterogéneas de limonita (hematita, chamosita) y siderita, principalmente (Klemic, James y Eberlein, 1973).

El tamaño de los yacimientos de Eh es menor que las Fhb y el espesor de los mantos es de pocos metros, de

1.50 a 9 m en Estados Unidos; de 0.10 a 7.50 m en Lorena (Francia) y de 0.40 a 7 m en Paz de Río (Colombia). La textura de los Eh es generalmente oolítica y se distinguen dos tipos: Clinton y Minet; los primeros en Estados Unidos y los segundos en Alsacia y Lorena, en Francia.

2.2.1.7. Yacimientos de Clinton en Estados Unidos

Los yacimientos Eh en Clinton, Estados Unidos, corresponden a cuatro mantos de hierro oolítico de 1.50 a 9 m de espesor, de los cuales dos han sido explotados. Se han diferenciado dos tipos de yacimiento: uno duro de depósitos enriquecidos con un contenido del 36 % y uno blando que no se encuentra en superficie, y corresponde a una concentración residual del primero con un contenido de hierro del 50 al 60 %.

Los oolitos tienen un núcleo de cuarzo recubierto por capas sucesivas de óxidos de hierro. Las reservas del yacimiento están calculadas en 1900 millones de toneladas y le siguen en importancia a los yacimientos de Fhb en el Lago Superior (Garcés, 1995).

2.2.1.8. Depósitos de Lorena (Francia)

Estos depósitos corresponden a limolitas oolíticas intercaladas con areniscas y lutitas negras con espesores entre 0.10 a 7 m; los estratos son lenticulares y su contenido de hierro es del 30 al 35 %; fósforo del 1 %; sílice del 7 al 20 %, y CaO del 5 al 12 %. Los oolitos ferruginosos están constituidos por capas concéntricas de limonita, siderita, chamosita y, a veces, hematita, con una matriz lodosa, chamosita o siderita (Garcés, 1995). Actualmente estas minas se encuentran inactivas.

2.2.1.9. Depósitos de placer en playas marinas

Los depósitos de placer en playas marinas por lo general reciben sedimentos de rocas metamórficas antiguas que han sufrido alteración por meteorización; posteriormente, al ser denudadas, transportan siderita, ilmenita y magnetita. Las playas que reciben estos sedimentos son muy estables durante la depositación y la preservación del depósito. Estos depósitos corresponden al Holoceno, pero puede haber en otras edades.

Los depósitos se presentan en areniscas de grano fino recubriendo playas marinas; dichos yacimientos están compuestos por ilmenita, circón y, en menor proporción, monacita, magnetita, piroxeno, anfíbol y cuarzo, que por lo general es mayor que el feldespato.

Para que los depósitos de playa sean económicamente explotables se deben tener en cuenta factores como el contenido de minerales pesados concentrados por procesos de enriquecimiento por lixiviación, el tamaño del depósito y la infraestructura de transporte.

Los depósitos de placer en playas tienen gran importancia para la producción de titanio, y de hierro como subproducto. Cabe resaltar que estos depósitos son explotados en Australia, India, Brasil y Florida (Estados Unidos) (Cox y Singer, 1992).

2.2.2. Depósitos de hierro relacionados con magmatismo

Los depósitos de hierro relacionados con actividad ígnea corresponden a masas de hierro que se forman durante las diferentes fases de cristalización de un magma, ya sea máfico, intermedio o ácido, y que se hospedan en diferentes tipos de roca, en forma de láminas delgadas, láminas gruesas, masas irregulares, lentes, lopolitos, diques y cavidades.

En las primeras etapas de consolidación de un magma el hierro es parte de los minerales formados tempranamente, como la ilmenita, fijándose en las partes profundas del cuerpo principal. Otra porción de hierro hace parte de fluidos densos, acuosos y líquidos que se consolidan en diferentes tipos de roca, llegando a constituir depósitos de segregación magmática e hidrotermal.

Los depósitos de hierro relacionados con actividad ígnea solo representan entre el 1 y el 2 % de la producción mundial (Guilbert y Park, 1985); sin embargo, han sido de gran importancia para el desarrollo económico e industrial de los países que los han explotado, como Suecia, Chile, Filipinas, México, Estados Unidos y la antigua Unión Soviética.

Este tipo de depósito, teniendo en cuenta sus diferentes fases de magmatismo, ha sido subdividido en segregación magmática e hidrotermales (Guilbert y Park, 1986).

2.2.2.1. Depósitos de segregación magmática

Los depósitos de segregación magmática se forman como intrusivos o como extrusivos volcánicos. Contienen entre el 4 y el 5 % de fósforo, y se distinguen entre sí porque en unos la magnetita queda muy bien definida en las rocas encajantes y en otros esta se encuentra asociada a tobas, andesitas y latitas, que indican vulcanismo extrusivo.

Los depósitos de hierro de tipo intrusivo no son muy comunes, pero se pueden citar los de Pea Ridge y Iron Mountain de Missouri, en Estados Unidos (Guilbert y Park, 1985); Graengesberg en Suecia, y Larag en Filipinas. Los de origen volcánico también son poco comunes; entre estos se encuentran El Laco en Chile, Cerro Mercado en México y Iron Mountain en Estados Unidos.

Aunque los depósitos de Pea Ridge y Savage River en Tanzania fueron descritos como intrusivos, a raíz de nuevos estudios parece que corresponden a eventos volcáni-

cos. El más importante descrito como intrusivo es Kiruma en Suecia, el cual parece que puede ser mixto, es decir, intrusivo y volcánico.

Yacimiento de Kiruma. El yacimiento mejor conocido y productivo del mundo ha sido estudiado por numerosos geólogos desde 1907. La gran mayoría lo ha descrito como de segregación magmática (Geijer, 1919; Frietsgh, 1973; Parak, 1975) citado en Guilbert y Park, 1985.

El distrito de Kiruma contiene numerosos depósitos de hierro; el más grande corresponde a Kiirunavaara, que es un *sill* intruido en rocas del Precámbrico, sienitas porfídicas y pórfidos cuarzosos. El yacimiento tiene 5 km de largo, 90 m de espesor y más de 900 m de profundidad. El promedio de hierro es del 62 % y ha sido explotado desde 1903. El yacimiento contiene magnetita de grano fino, algo de hematita, cantidad variable de fluroapatito y un alto contenido de fósforo, mayor del 2 %; también contiene actinolita y diópsido.

Se ha aceptado el origen del yacimiento de Kiruma como consecuencia de la segregación magmática a profundidad y luego inyecciones de magnetita líquida (Fischer's, 1950; Geijer, 1967; Philpotts, 1967; Frietsch 1968) citado en Guilbert y Park, 1985). Otros geólogos consideran que el origen es volcánico sedimentario y exhalativo, como Parak (1975), quien afirma que la sienita porfídica y el cuarzo porfídico, por un lado, y la magnetita y apatita masiva, por otro, fueron materiales extrusivos. En general, parece que los yacimientos de Kiruma obedecen a mecanismos de segregación magmática intrusiva en unos casos y, en otros, a fenómenos volcánicos.

2.2.2.2. Depósitos hidrotermales

Los depósitos hidrotermales asociados a plutonismo calco-alcalino corresponden a las últimas etapas de la cristalización de un magma. De este tipo se han encontrado en muchas localidades, como Cornwall en Pensilvania, Estados Unidos; Romeral y El Tofo en Chile; Marcona y Acarí en Perú; en los Urales, Rusia; Centroamérica; Australia y Japón (Guilbert y Park, 1985).

Estos depósitos han recibido varias denominaciones: depósitos de relleno de cavidades, reemplazo metasomático, *skarn*, dependiendo de los materiales y los conductos que atraviesen, por ejemplo, brechas, diaclasas, cavernas y rocas calcáreas. Estos depósitos están controlados estratigráfica y estructuralmente; se acumulan en las proximidades de contacto entre intrusivos con diferentes tipos de roca, en zonas de fracturas, principalmente en lugares con rocas calcáreas. Los depósitos hidrotermales presentan diferentes formas: estratiformes, lenticulares, venas masivas, zonas irregulares, principalmente en zonas de contacto del intrusivo.

Depósitos de Romeral, Chile. El depósito ha sido estudiado por varios geólogos chilenos. Se encuentra emplazado en el *stock* diorítico de Romeral, como una masa de magnetita elongada en sentido Norte-Sur. El cuerpo es lenticular y tiene 850 m de longitud, 258 m de ancho y 400 m de profundidad (Guilbert y Park, 1985). La magnetita contiene el 72 % de hierro y presenta pequeñas intercalaciones de actinolita, así como discontinuas venillas de apatito, calcita, clorita, andesita y otros minerales de ganga.

Las rocas metasedimentarias del Paleozoico-Mesozoico y volcánicas del Jurásico fueron intruidas y metamorfoseadas por el *Stock* Diorítico de Romeral, produciendo excelentes ejemplos equivalentes de *skarn* en rocas carbonatadas donde los fluidos son expulsados cuando el magma ha sido consolidado.

Magnetita, clinozoisita, plagioclasa, diópsido, granate, cordierita, esfena y clorita se desarrollaron en fases anhídricas; actinolita, escapolita, turmalina, clorita, epidota, micas y arcillas se originan en zonas hídricas.

Los minerales metamórficos que acompañaron a los cuerpos de magnetita indican que esta se ensambló a temperaturas entre 475 y 550 °C y a 22 kilobares (7 km de profundidad). El emplazamiento de la magnetita fue hidrotermal metasomático con efectos metamórficos (Bookstron, 1977, citado en Guilbert y Park, 1985); asimismo, el plutón de Romeral intruyó rocas Paleozoicas-Mesozoicas, las metamorfoseó y posteriormente mineralizó hidrotermalmente las rocas encajantes. La mayor parte del hierro puede ocurrir por enriquecimiento de volátiles de un magma residual.

Iron Spring, Utah. Los depósitos del distrito de Iron Spring, Utah, corresponden a los lacolitos Iron Mountain, Granito Mountain e Iron Parks que intruyeron la Formación Homestake. Los tres granitos contienen principalmente cuarzomonzonita y granodiorita porfídica de grano fino.

Vale la pena resaltar que en los bordes de los lacolitos se presentan tres zonas: interior, periférica y de diaclasas (Mackin, 1947 citado en Guilbert y Park, 1986). El mecanismo de emplazamiento de la magnetita parece que ocurrió en soluciones hidrotermales en los estados tardíos de la actividad ígnea. Antes de que el interior del lacolito fuera completamente cristalizado, las zonas periféricas y el techo del lacolito sufrieron agrietamiento por tensión, produciendo diaclasas. Las zonas de brecha y diaclasas (figura 7) sirvieron posteriormente de conductos de los fluidos

ascendentes y formaron depósitos por reemplazamiento, en las áreas donde las calizas cubrían el lacolito (Mackin, 1947, citado en Guilbert y Park, 1985). Estos depósitos pueden considerarse hidrotermales y por reemplazo, ya que ocurren los dos mecanismos. En Gran Bretaña la producción de hierro en la década del cincuenta dependió principalmente de la minería de depósitos de *skarn*. Actualmente, en Punpkin Hollow, Nevada (Estados Unidos), se encuentra un depósito de *skarn* magnetítico hospedado en rocas triásicas.

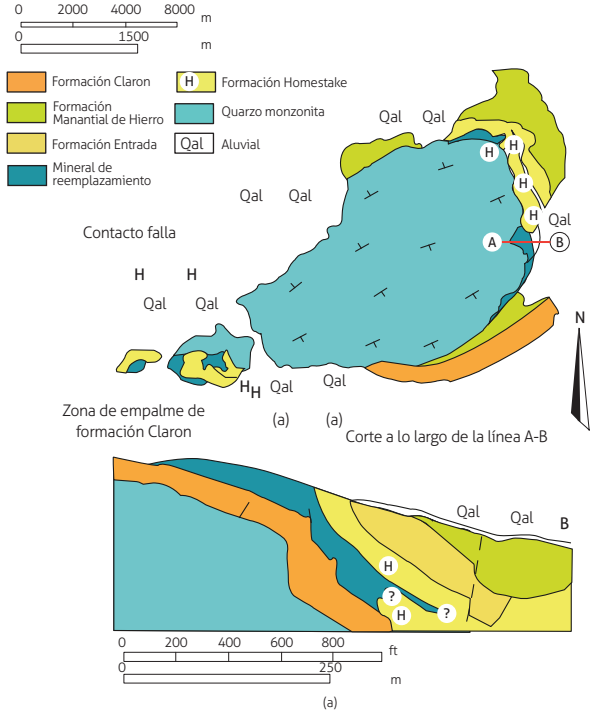


Figura 7. Mapa geológico y corte geológico del lacolito granítico Mountain, Utah

Fuente: modificada de Mackin (1947)

2.3. Métodos de prospección

Como en otros minerales, los estudios deben realizarse en las siguientes etapas: reconocimiento, prospección, exploración general y exploración detallada. En la etapa de *reconocimiento* se identifican las áreas con potencial de mineralización, a partir de los resultados de los estudios geológicos regionales, que incluyen comprobación de la fotointerpretación, ejecutando cartografía aérea de anomalías de color y la inspección preliminar de campo. También se ejecutan otros trabajos regionales, por ejemplo estudios aerogeofísicos, en especial mediante el empleo de métodos magnéticos y electromagnéticos.

La *prospección* se realiza con el propósito de identificar el depósito posible blanco para la exploración, mediante trabajos de cartografía geológica, muestreo de afloramientos, muestreo geoquímico de suelos, labores mineras superficiales (trincheras y apiques), y perforaciones aisladas para medir el comportamiento de la mineralización en la profundidad. Se ejecutan trabajos geofísicos mediante métodos magnéticos, electromagnéticos y geoeléctricos preferentemente. Se deberán obtener, con carácter preliminar, las dimensiones y la morfología, así como los tenores y otras características esenciales de los cuerpos minerales. Atendiendo al grado de confiabilidad de los resultados obtenidos se calcularán recursos inferidos que deben utilizarse en un estudio conceptual, cuya magnitud ofrecerá la posibilidad de continuar estudios más avanzados.

La *exploración general* permite la delineación más confiable de los depósitos. Los métodos utilizados incluyen trabajos de cartografía geológica detallada, estudios estratigráficos, muestreos superficiales de afloramientos, trabajos geofísicos complementarios que pueden incluir métodos magnéticos, electromagnéticos y geoeléctricos más detallados, así como la realización de apiques y perforaciones, los cuales conformarán una malla relativamente espaciada por toda el área de desarrollo del campo mineral. Se delinearán mejor los contornos de los cuerpos minerales, su situación estructural, sus tenores y demás características. Se realizarán los estudios metalúrgicos preliminares, así como los estudios de prefactibilidad económica, que permitirán la toma de decisiones para la continuación hacia la etapa detallada siguiente. Se calcularán recursos indicados e inferidos y reservas probables.

Para los depósitos extremadamente complejos hasta aquí llega la investigación, ya que la decisión que se toma es abandonar o continuar con la explotación e investigación simultáneas.

La *exploración detallada* permite la delineación tridimensional detallada de los depósitos, mediante el muestreo de afloramientos, apiques, túneles y núcleos de perforaciones, así como la distribución detallada de los tenores y otras características importantes, tanto en lo referente a sus posibles usos como a la explotación y el beneficio mineral. Se realizarán los estudios metalúrgicos a escala industrial necesarios en esta etapa y se llevarán a cabo los estudios de factibilidad económica, que permitirán la toma de decisiones para la planificación de la explotación minera. Se calcularán recursos medidos, indicados e inferidos, así como reservas probadas y probables.

Según el tipo de yacimiento, es posible emplear además las siguientes guías geoquímicas (Gross, Gower y Lefebure, 1996):

- En depósitos magmáticos se utilizan: titanio, hierro, vanadio, cromo, níquel, cobre y cobalto.
- En depósitos de formaciones de hierro bandeado tipo Algoma se emplean valores altos de hierro, manganeso, níquel, oro, plata, cobre, zinc, plomo, estaño, wolframio y otros elementos menores.
- En los depósitos tipo *skarn*, por lo general enriquecidos en calcio, y hierro, se presentan valores altos en hierro, cobre, cobalto, oro, níquel, arsénico y selenio.
- En los depósitos de placer se emplean las concentraciones de oro, arsénico, hierro, estaño, titanio y circonio.

2.4. Sistemas de explotación y procesamiento de minerales

Los métodos de explotación para los yacimientos de hierro dependen del tipo de depósito: si son estratiformes, filonianos, isométricos o columnares. En los yacimientos sedimentarios se tiene en cuenta principalmente la inclinación de las capas y el estéril que los acompaña. En general, se emplean los métodos a cielo abierto para los yacimientos en los que las capas tienen poca inclinación y se extienden por grandes superficies, y subterráneos para el caso en que las capas se encuentran muy inclinadas.

En los yacimientos de hierro de origen magmático y metamórfico, por presentarse en masas y filones con diferentes inclinaciones y espesores, se emplean métodos subterráneos de cámaras y pilares por bloques y cámaras por subniveles.

Los métodos de beneficio del mineral de hierro, para que alcance las características físico-químicas o metalúrgicas para alimentar los altos hornos son: triturado, tamizado, mezcla, lavado, agitación, separación de medios pesados, espiral, separación magnética húmeda de alta intensidad y conos de Reichet.

La trituración consiste en darle al mineral un tamaño apropiado para ser cargado en el alto horno, con tamaños entre 6 y 30 mm de grano grueso; los finos de menos de 6 mm son generalmente aglomerados mediante sinterización, o a veces regraneados y peletizados.

En la mezcla los métodos más usados son los de apilamiento, los cuales consisten en el agrupamiento en capas de mineral, donde cada capa representa el mineral con características comunes, de tamaño y composición química. El mineral se retira mediante grúas, excavadoras, cargadores frontales y otros. El mineral retirado de las pilas resulta como una mezcla uniforme.

En el lavado se aprovechan la gravedad y el tamaño del mineral para separarlo de la ganga silicosa más fina y liviana, en forma de cuarzo y arcilla; luego se lleva a lavadoras especialmente diseñadas que se encargan de agitarlo intensamente mediante paletas que en combinación con el flujo contrapuesto de agua remueven la sílice fina, dejando un producto residual muy rico en hierro.

La peletización se efectúa principalmente con minerales de bajo tenor para aumentar su contenido de hierro hasta el 60 % y para obtener un mineral homogéneo. Asimismo en la peletización se muelen los minerales pobres para obtener partículas finas de hematita o magnetita, se separan de la ganga por medios magnéticos y luego se aglomeran formando pequeñas bolas (*pellets*), con gran resistencia para ser utilizados directamente en los altos hornos.

Los productos que se obtienen a la salida del mineral de hierro de las minas (mineral crudo) se utilizan en forma de finos, conglomerados y concentrados (Lum Horn). El Lum Horn está constituido por mineral de tamaño superior a 6 mm de diámetro (1/4 de pulgada) (Garcés, 1995); por Sinter Food, mineral fino de tamaño superior a malla 100, y por Pellet Food, mineral a peletizar de tamaño menor a 100 µm.

Los productos que se emplean en las plantas de beneficio se denominan gruesos o finos, según sea el tamaño mayor o menor de 6 mm. Según el contenido de P, los minerales de hierro se clasifican en tipo Bessemer, si contienen de 0 a 0.45 % de P, y tipo no Bessemer si contienen un mayor porcentaje (Garcés, 1995).

Metalurgia. El hierro, como producto utilizable, debe pasar de mineral de hierro a lingote o hierro esponja y, posteriormente, a hierro colado, hierro forjado o acero. El mineral de hierro se puede fundir con coque o gas, como elementos reductores y como combustibles, y se utiliza la caliza para la eliminación de sílice, alúmina y otras impurezas.

En la industria siderúrgica se emplean los procesos integrados y semintegrados. El sistema integrado o de sinterización tiene en cuenta la calidad del mineral de hierro, la reducción en el consumo de coque y la caliza. Por este sistema se aprovechan por aglomeración los finos del mineral de hierro, carbón y caliza.

La muestra constituida por el sínter, la caliza, el carbón y el hierro se carga en el alto horno, el cual funciona con el sistema de inyección de oxígeno y *fuel oil*, y por reacciones químicas se reduce el oxígeno del hierro y otras impurezas, obteniéndose el arrabio bruto y la escoria.

Al salir del alto horno el arrabio líquido se transporta a un mezclador y se vierte en convertidores donde se le adicionan cal y ferroaleaciones para eliminar impurezas y producir diferentes tipos de aceros. El acero líquido se vierte posteriormente para obtener lingotes de sección rectangular y cuadrada, para producir aceros planos y no planos.

En Colombia el proceso semintegrado lo utilizan: Grupo Diaco (Sidelpa), Sidemuña, Sideboyacá, Siderúrgica de Occidente, Sidenorte, Acasa y Acerías de Sogamoso. Dichas empresas funden la chatarra en hornos eléctricos, añadiéndole ferromanganeso, ferrosilíceo, ferromolibdeno y ferrosilicomanganeso para la obtención de diferentes clases de aceros, en especial barras redondas, platinas, varillas corrugadas, perfiles livianos, ángulos, cuadrados y alambrón.

Las siderúrgicas semintegradas consumen chatarra y ferroaleaciones en su gran mayoría importadas. Parte del ferroníquel proviene de Cerro Matoso. Colombia no cuenta con infraestructura y tecnología para suplir toda su demanda, por lo cual es necesario importar productos semielaborados y elaborados.

2.5 Recursos, reservas y comercio

Recursos, reservas. Los recursos totales superan los 800 mil millones de toneladas de mineral de hierro, con un contenido de hierro mayor a los 230 mil millones de toneladas (USGS, 2017). Las reservas estimadas en el 2016 son de 170 mil millones de toneladas, con un contenido de hierro mayor a los 82000 mil millones de toneladas. En la tabla 3 se observa el comportamiento de las reservas durante los últimos 20 años; con este panorama y a los ritmos actuales de producción, estas reservas alcanzarían para más de 100 años.

Tabla 3. Comportamiento de las reservas entre 1996-2016

País	Reservas (millones de toneladas)				
	1996	2001	2006	2011	2016
Estados Unidos	3800	2100	2100	2100	790
Australia	10000	11000	8900	17000	23000
Brasil	6500	4800	16000	16000	12000
Canadá	4600	1100	1100	2300	2300
China	3500	7800	7000	7200	7200
India	3300	1800	4200	4500	5200
Irán			1000	1400	1500
Kazajistán		4500	3300	1000	900
Mauritania	200	400	400	700	
México			400	400	
Rusia	12700	14000	14000	14000	14000
Sudáfrica	2500	650	650	650	770
Suecia	1600	2200	2200	2200	2200
Ucrania	8000	12000	9000	2100	2300
Venezuela			2400	2400	
Otros	25800	10000	6200	6000	9500
Total	82500	72350	78850	79950	81660

Fuente: USGS (2017)

Australia aporta aproximadamente el 30 % de las reservas, seguida de Rusia, Brasil y China; estos cuatro países representan el 67 % del total de reservas del mundo (figura 8).

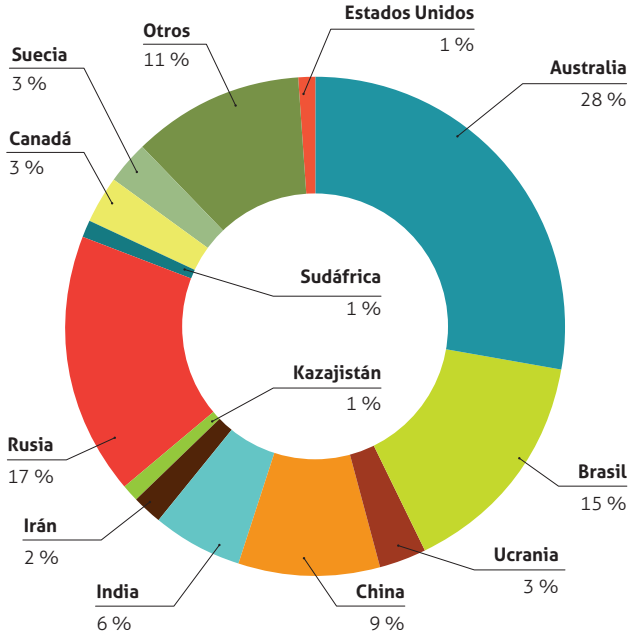


Figura 8. Participación en las reservas de mineral de hierro por país, 2016

Fuente: (USGS, 2017)

Comercio. Históricamente la industria del hierro ha estado vinculada a la demanda de productos de acero. En sus inicios, la industria siderúrgica mundial se desarrolló para satisfacer el consumo interno de los Estados, con bajos niveles de intercambio comercial y con un suministro muy cercano a fuentes de materias primas como el mineral de hierro y el coque.

Después de la Segunda Guerra Mundial, la demanda de mineral de hierro y otras materias primas generó en los países industrializados distintas estrategias de abastecimiento. A mediados de la década del noventa emerge China, con un vertiginoso crecimiento, provocando un profundo impacto en la industria mundial del acero y en el mercado mundial del mineral de hierro. En la figura 9 se observan los principales productores de hierro para el 2016.

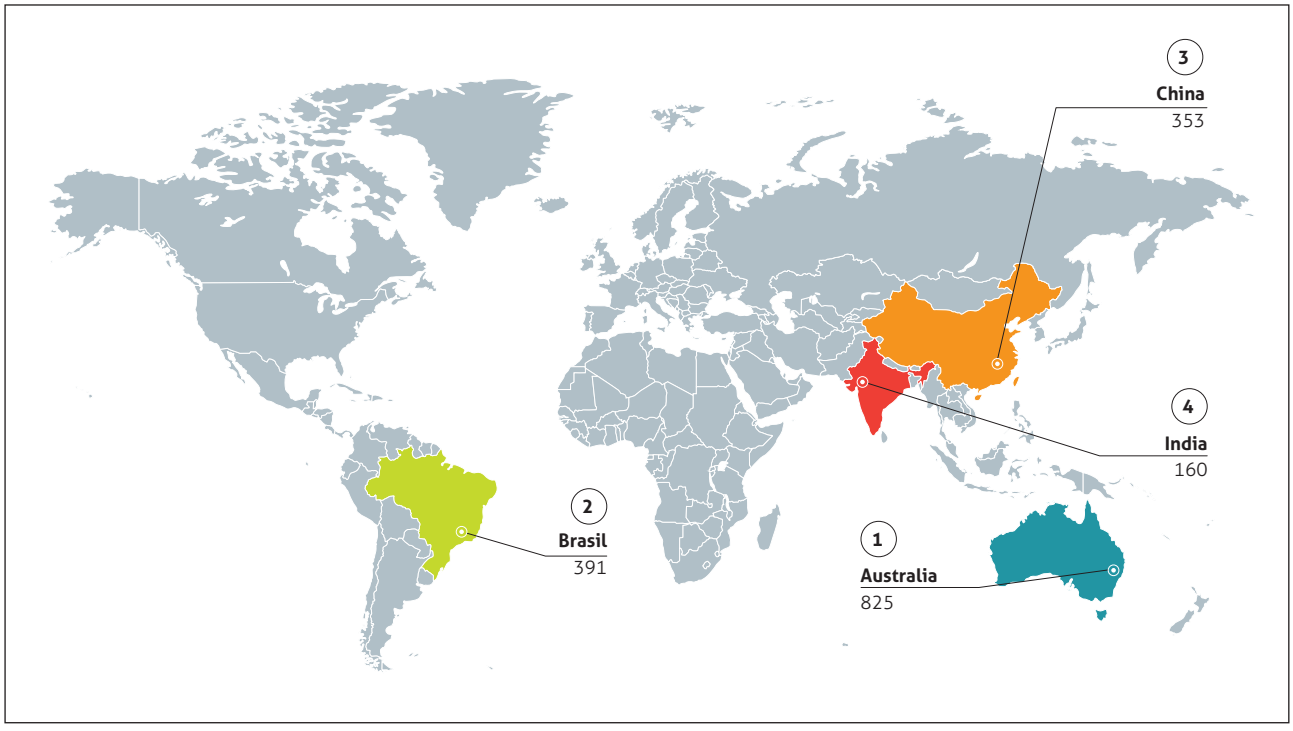


Figura 9. Principales países productores de hierro
Datos en millones de toneladas

Fuente: USGS (2017)

En la tabla 4 se presenta la evolución de la producción mundial de mineral de hierro entre 1996 y el 2016 para los principales países productores. China se destaca por el gran crecimiento registrado en su producción, pues en este periodo de veinte años multiplicó por seis su producción. Adicionalmente, Australia y Brasil también muestran un incremento sostenido de sus producciones en este lapso.

En la actualidad, de acuerdo con la información preliminar del 2016, Australia aporta el 37 % de la producción mundial de mineral de hierro, seguida por Brasil con el 18 % y China con el 16 %, lo que significa que solamente tres países concentran el 70 % de la producción mundial (figura 10).

En relación con los precios del mineral de hierro, estos dependen en gran medida de la situación del mercado internacional del acero, destacándose su crecimiento de 25.6 a 99.4 USD$/t en el periodo 2000-2011, para luego descender a 84.0 USD$/t en el 2015, según los respectivos reportes anuales del United States Geological Survey (USGS).

La producción mundial de acero tiene un comportamiento similar al del mineral de hierro, con un crecimiento sostenido como consecuencia del incremento de la demanda en diferentes países, dentro de los cuales se destaca China. La evolución de las producciones de arrabio y acero crudo entre los años 1996 y el 2016 se muestra en la tabla 5.

Tabla 4. Producción histórica de mineral de hierro, 1996-2016

País	Producción (millones toneladas)				
	1996	2001	2006	2011	2016
Estados Unidos	60	60	54	54	41
Australia	143	160	270	480	825
Brasil	185	200	300	390	391
Canadá	38	35	33	37	48
China	250	220	520	1200	353
India	60	72	150	240	160
Irán			20	30	26
Kazajistán		15	15	24	21
Mauritania	12	10	11	11	
México			13	14	
Rusia	78	88	105	100	100
Sudáfrica	32	35	40	55	60
Suecia	22	20	24	25	25
Ucrania	45	55	73	80	58
Venezuela			20	16	
Otros	108	75	43	50	120
Total	1033	1045	1691	2806	2228

[e] estimada

Fuente: USGS (2017)

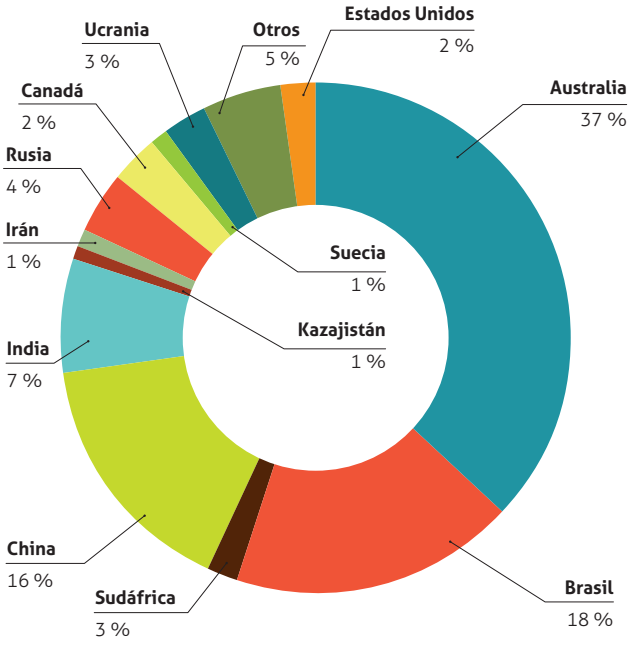


Figura 10. Participación por países en la producción mundial de mineral de hierro, 2016

Fuente: USGS (2017)

Tabla 5. Producción mundial de arrabio y acero crudo, 1996-2016

Año	Arrabio	Acero crudo
1996	508	726
2001	573	828
2006	858	1200
2011	1100	1500
2016	1150	1600

[e] estimada; datos en millones de toneladas

Fuente: USGS (2017)

De acuerdo con estos registros, tanto la producción mundial de acero crudo como la de arrabio se ha duplicado en los últimos veinte años. La participación de los principales países productores de acero crudo ha variado sustancialmente entre 1996 y el 2016. En las figuras 11 y 12 se muestran los porcentajes de participación para los casos de 1996 (726 millones de toneladas) y el 2016 (1600 millones de toneladas), respectivamente. Llama la atención el incremento significativo que ha tenido China, pasando del 12 al 50 %.

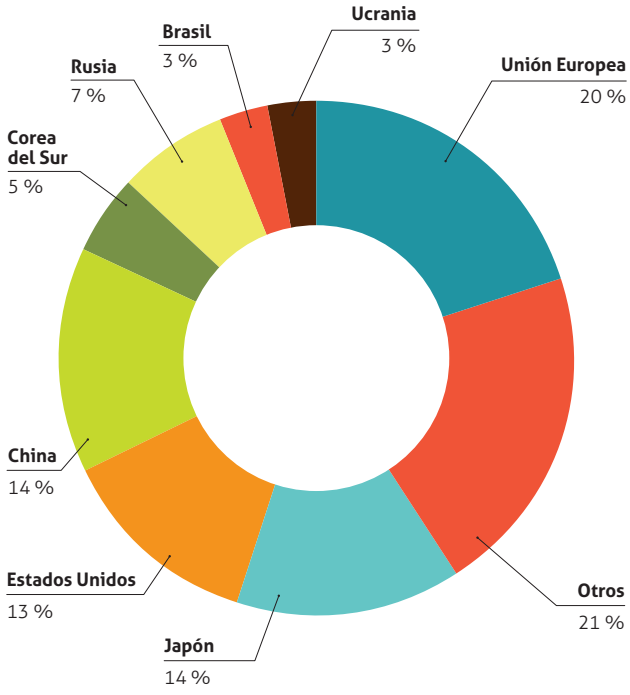


Figura 11. Participación por países en la producción mundial de acero crudo, 1996

Fuente: USGS (2017)

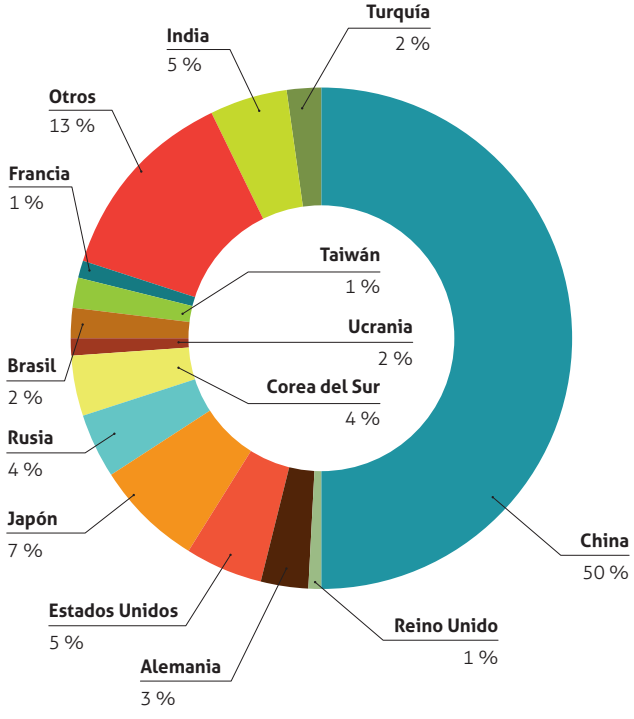


Figura 12. Participación por países en la producción mundial de acero crudo, 2016

Fuente: USGS (2017)

Producción latinoamericana. La producción de mineral de hierro y acero crudo en América Latina también ha evolucionado gradualmente, sin presentar grandes cambios en los últimos años. En la tabla 6 se muestra la evolución del mineral de hierro entre el 2005 y el 2015, y en la tabla 7 la de acero crudo entre el 2005 y el 2015. En ambos casos se destaca el papel preponderante de Brasil, que para el caso de mineral de hierro, en el 2015, representa el 90 % de la producción latinoamericana, seguido de Chile con el 3 %; y para el caso del acero crudo, en el 2015, Brasil representa el 59.1 % de la producción latinoamericana, seguido de México con el 32 %.

Tabla 6. Producción de mineral de hierro en América Latina por países, 2005-2015

País	Peso bruto		
	2006	2010	2015
Brasil	318619	372000	422547
Chile	7897	10490	15431
Colombia	644	77	366
México	9615	13998	14441
Perú	7566	8957	7321
Venezuela	22100	14331	8251
Total	366441	419853	468357

[e] estimada; datos en millones de toneladas

Fuente: World Steel Association (2016)

Tabla 7. Producción de acero crudo en América Latina por países, 2005-2015

País	2006	2010	2015
Brasil	30901	32948	33256
Chile	1607	1011	1112
Colombia	1211	1208	1211
México	16447	16870	18225
Perú	896	880	1082
Venezuela	4864	2207	1345
Total	55926	55124	56231

Datos en millones de toneladas

Fuente: World Steel Association (2016)

De acuerdo con el informe anual del 2016 del World Steel Association, la producción latinoamericana de acero crudo en el 2015 fue 63000000 t. Los principales productores fueron Brasil (59.1 %), México (32.4 %), Venezuela (2.3 %) y Chile (1.9 %), que representaron el 95 % de la producción.

El consumo de acero en América Latina (tabla 8) puede considerarse muy bajo, a excepción de Trinidad y Tobago, México, Chile, Venezuela, Argentina y Brasil, al compararlo con los países europeos. El factor anterior debe ser tenido muy en cuenta en las políticas económicas del área si se quiere salir del estancamiento socioeconómico, ya que las industrias siderúrgica y metalmecánica contribuyen en gran parte a generar trabajo y comodidades a los habitantes de los países en desarrollo.

Tabla 8. Consumo per-cápita de acero crudo en América Latina, 2006-2015

País	2006	2010	2015
Argentina	129.7	127.8	138
Brasil	108	146	113.8
Chile	107.2	160.9	179.1
Colombia	77.6	68.3	93.6
Costa Rica	116.3	124.1	201.6
Ecuador	90.1	97.4	123.2
México	228.8	174.1	227.1
Panamá	98.6	125.7	140.7
Perú	59.7	96.4	130.2
Trinidad y Tobago	413.6	257.5	248.8
Venezuela	145.8	96.1	73
Total	1575.4	1474.3	1669.1

Datos en kg

Fuente: World Steel Association (2016)

2.6. Perspectivas

El hierro y el acero han aumentado su producción de manera sostenida en las últimas décadas, impulsada por el consumo en China. Es así como en 1996 se produjeron 1000 millones de toneladas de conglomerados y aglomerados de hierro, y para el 2016 la producción alcanzó los 1500. La producción de acero creció de 750 millones de toneladas en 1996 a 1600 millones de toneladas en el 2016.

En la tabla 4 es posible apreciar el crecimiento sostenido de la producción de hierro y acero. Los principales productores son Estados Unidos, Australia, Brasil, Canadá, China, India y Estados Unidos, los cuales forman parte de los países más industrializados en el mundo. Las perspectivas para un futuro inmediato serán iguales, a no ser que se descubran nuevos yacimientos de gran magnitud, lo cual es poco probable debido a que estos ya han sido detectados por diferentes medios de exploración geológica.

En lo que respecta a América Latina, la producción de acero crudo se ha mantenido estable en la última década con una producción aproximada de 61000 millones de toneladas.

Los principales productores de concentrado y aglomerados son Brasil, Chile, Colombia y México; los principales productores de acero crudo son Argentina, Brasil, Chile, México y Venezuela, en este orden. Colombia se encuentra entre los países que producen acero de manera residual.

La tendencia constante de la producción latinoamericana contrasta con la tendencia del incremento mundial; la producción de hierro y acero ha aumentado desde el 2006 hasta la fecha.

3. Hierro en Colombia

La explotación de hierro en Colombia se remonta al siglo XIX, cuando el alemán Jacobo Wierner estableció en Pacho (Cundinamarca) una incipiente ferrería en 1823, la cual produjo pequeñas cantidades de hierro hasta la mitad de ese siglo.

Técnicos ingleses que trabajaron en Pacho fundaron y construyeron altos hornos rudimentarios en las localidades de Samacá (Boyacá) y La Pradera (Cundinamarca), produciendo pequeñas cantidades de hierro en las décadas del y el sesenta del siglo XIX.

En 1880, en el caserío de La Pradera, una compañía nacional montó un alto horno con capacidad de 8 t diarias, lo cual dio buenos resultados. Posteriormente la compañía se ensanchó y adquirió un alto horno importado de Inglaterra, con capacidad de 40 t diarias. La compañía nacional procesó mineral de hierro hasta las postrimerías del siglo XIX.

A principios del siglo XX se inició en Amagá (Antioquia) la metalurgia del hierro, aprovechando un pequeño yacimiento de mineral de hierro localizado en dicha población.

En 1923 se fundó la Compañía Colombo-Americana, la cual trató de aprovechar los yacimientos de La Calera (Cundinamarca), pero debido a la calidad y la cantidad de mineral de hierro la compañía fracasó.

En la década del cuarenta el señor Corradine fundó la Ferrería de Pacho (Cundinamarca), aprovechando los yacimientos de esta localidad y procesando además chatarra de hierro. La ferrería funcionó hasta principios de la década del ochenta.

La producción de hierro y acero en el país en forma industrial comenzó con la creación de la empresa Acerías de Paz del Río, la cual inició la producción de aceros en la década del cincuenta. Esta siderúrgica se abastece de los yacimientos de hierro oolítico descubiertos en 1942, el carbón de Paz de Río (minas de La Chapa), Samacá y las calizas de Belencito.

Hasta hace pocos años la ferrería de Pacho y la compañía Colar (Cundinamarca) procesaron pequeñas cantidades de mineral de hierro proveniente de Pacho, Pericos y pequeños yacimientos en la región de El Guavio (Cundinamarca).

Las siderúrgicas Simesa y Fundiciones Técnica (Futec), de Medellín; Metalúrgica de Boyacá (Metalboyacá); Siderúrgica del Muña (Simuña); Metalúrgicas del Norte (Sidunor); Acerías Bogotá y Siderúrgica del Pacífico (Sidelpa), procesan chatarra de hierro y acero.

3.1. *Geología regional*

En Colombia existen unidades litológicas con ambientes de depósito similares a los descritos de otras partes del mundo, en las Provincias Litosféricas Continental Mezoproterozoica Grenvilliana y Continental Proterozoica (Gómez *et al.*, 2006).

Las principales manifestaciones y yacimientos de hierro se encuentran en capas de hierro (*Iron Formation*) que se encuentran localizadas en la cordillera Oriental, en los departamentos de Boyacá y Casanare. Prospectos de hierro por segregación magmática se presentan principalmente en la Sierra Nevada de Santa Marta, Perijá y la cordillera Central; depósitos por reemplazo se hayan especialmente en los departamentos de Cundinamarca y Boyacá. En la región de escudo al suroriente de la población de Mitú se encuentra un prospecto de gran magnitud de capas de hierro bandeado.

3.2. Geología local

Los yacimientos, los prospectos y las manifestaciones de hierro en Colombia se encuentran localizados en la cordillera Oriental, la Sierra Nevada de Santa Marta, la cordillera Central, y en la Amazonía en Mitú; de estas solamente está en explotación Paz de Río.

Teniendo en cuenta la génesis y el potencial de los yacimientos y los prospectos de hierro, estos se pueden clasificar en:

3.2.1. Sedimentarios

En Colombia se conocen yacimientos y prospectos de hierro sedimentarios en capas de hierro intercalados con otros tipos litológicos sedimentarios como los de Paz de Río (Boyacá), Sabanalarga (Casanare), Cúcuta (Norte de Santander) y Mitú (Vaupés), y formaciones de hierro bandeado en la Amazonía colombiana y placeres de playas marinas (tablas 9-11 y figura 13).

Tabla 9. Depósitos de estratos de hierro en Colombia (Ironstone)

No.	Unidad geológica	Localidad	Autor
1	Terciario Superior	Mitú (entre el río Apaporis y Mitú)	Ulloa (1979)
2	Terciario de Paz del Río	Paz de Río, Boyacá. Mina Activa	Alvarado (1943), Hubach (1952), Mariño (1976)
3	Terciario Borde Llanero (Arenisca del Limbo)	Sabanalarga, Casanare	Camacho, Nigrinis y Ulloa (1972)
4	Formación Conejo y Urinaco	Cúcuta	

Fuente: Ulloa (1987)

Tabla 10. Hierro bandeado en Colombia

No.	Unidad geológica	Localidad	Autor
5	Cretáceo Valle del Magdalena	Valle de San Juan y San Luis (Tolima)	Buitrago (1975)
6	Terciario de Paz de Río (Arenisca de Socha)	Boavita, Boyacá	Mariño (1976)
7	Terciario de Paz De Río (Formación Concentración)	Belencito, Boyacá	Mariño (1976)
8	Terciario de Paz de Río	Jericó, Boyacá. Sativanorte, Boyacá.	Mariño (1976)
9	Terciario de Paz de Río	San Mateo, Boyacá	Mariño (1976)
10	Terciario de Paz De Río (Formación Concentración)	Pesca, Boyacá	Mariño (1976)
11	Cuaternario	Jagua de Ibirico, Cesar	Restrepo (1959)
12		Casablanca, Tolima	
13	Terciario Valle Alto Magdalena	Agrado, Huila	Buitrago (1975)
14	Terciario Valle Alto Magdalena	Palermo, Huila	Buitrago (1975)
15	Terciario Valle Alto Magdalena	Tesalia, Huila	Buitrago (1975)
16	Terciario Valle Alto Magdalena	Palermo, Huila	Buitrago (1975)
17	Cretáceo Valle del Magdalena	Coyaima, Tolima	Buenaventura (1975)
18	Formación Arcabuco	Villa de Leyva, Boyacá	Ujueta (1960)
19	Formación Gualanday	San Luis, Tolima	Buitrago (1975)
20	Formación Arenisca de Cacho	Guatavita, Cundinamarca	Hubach (1953)
21	Formación Paipa	Yacopí, Cundinamarca	Gil (1975)
22	Formación Paipa	Yacopí, Cundinamarca	Tchanz, Buenaventura y Jimeno (1970)
23	Aluvial	Meta, Río Guaviare	Vesga (1972)
24	Terciario Vaupés	Mitú	Galvis y Gomez (1998)

Fuente: Ulloa (1987)

Tabla 11. Placeres de playas marinas en Colombia.

No.	Unidad geológica	Localidad	Autor
25	Arenas de playa (Costa Atlántica)	Ciénaga y Galerazamba: Puerto Colombia (Magdalena, Atlántico)	Tchanz, Buenaventura y Jimeno (1970)
26	Arenas de playa (Costa Pacífica)	Bahía Solano	Galvis (comunicación verbal)
27	Arenas de playa (Costa Atlántica)	Quebrada del Hierro, parte norte de la Sierra Nevada de Santa Marta - Cartagena	Alfonso y González (1990)

Fuente: Ulloa (1987)

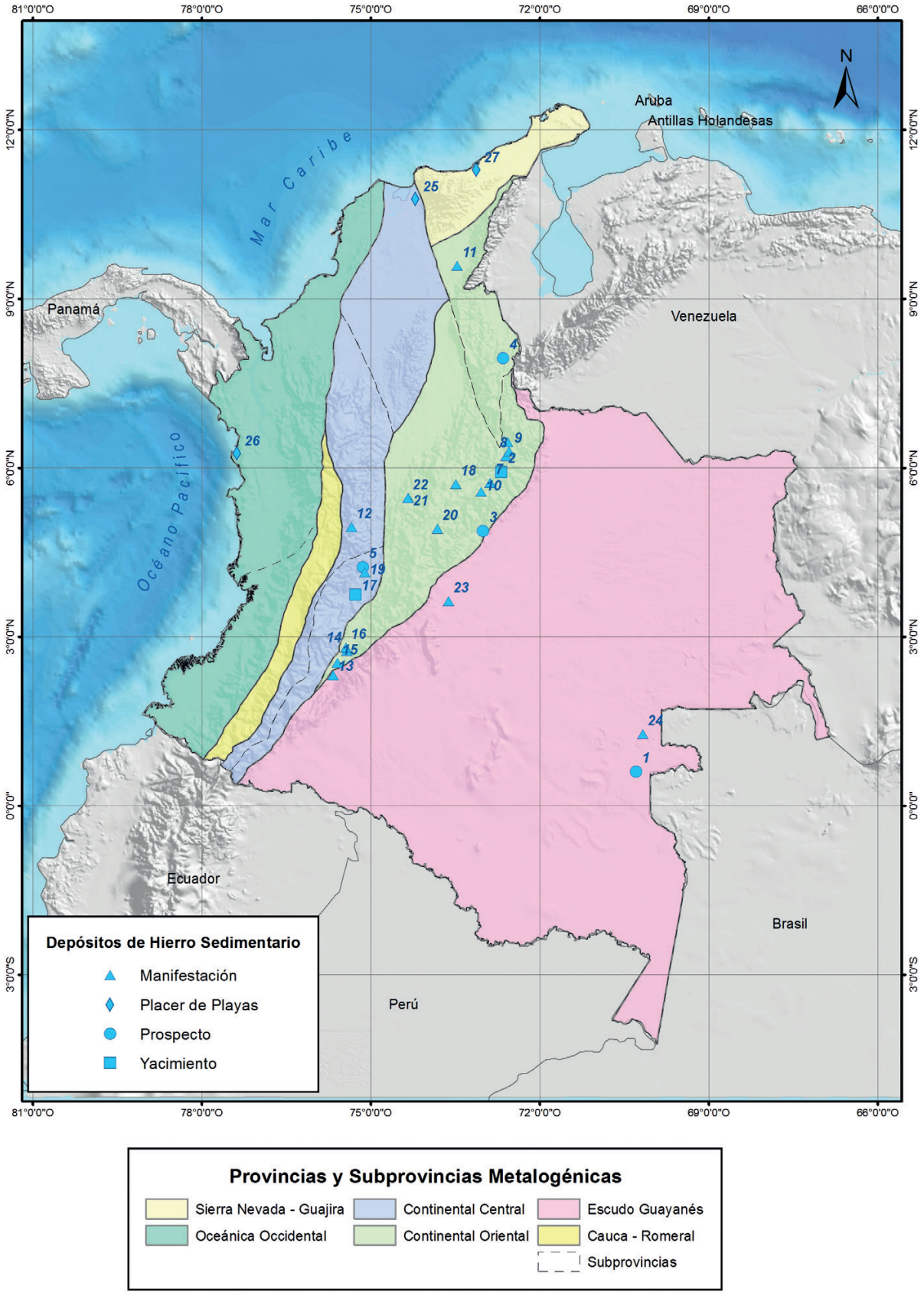


Figura 13. Depósitos de hierro sedimentario en Colombia (formaciones de hierro bandeado, capas de hierro y depósitos de playas marinas)
Fuente: tabla 9, 10 y 11, tomado de (Ulloa, 1987); Salinas ***et al.***, 1999).

3.2.1.1. Estratos de hierro (*Iron stones*)

En Colombia se han encontrado estratos de hierro oolítico (figura 14) en la cordillera Oriental, en Sabanalarga (Casanare), Paz de Río (Boyacá), Cúcuta (Norte de Santander), y en la Amazonía colombiana en Mitú (Vaupés).

Los estratos de hierro corresponden a areniscas cuarzosas con oolitos de hierro y se encuentran en las unidades litoestratigráficas del Terciario: Paz de Río, en las Formaciones Areniscas de Socha, Arcillas de Socha y Concentración; Sabanalarga, en la Formación Areniscas del Limbo; Cúcuta, en la Formación Conejo y Urinaco, y Mitú, en el Terciario Superior; De estas solamente las de las Formaciones Concentración (Paz de Río), Areniscas del Limbo (Sabanalarga) y Terciario Superior (Mitú) presentan espesores mayores de 2 m, y se extienden por más de 12 km, en dirección del rumbo, con porcentajes mayores al 29 % de hierro. Solamente Paz de Río se puede considerar un yacimiento; las demás se clasifican como prospectos.

Yacimiento de Paz de Río (Boyacá). La región de Paz de Río está situada en la parte centroriental de la cordillera Oriental de Colombia (figura 15), en el departamento de Boyacá, en el distrito minero de Paz de Río (UPME, 2005).

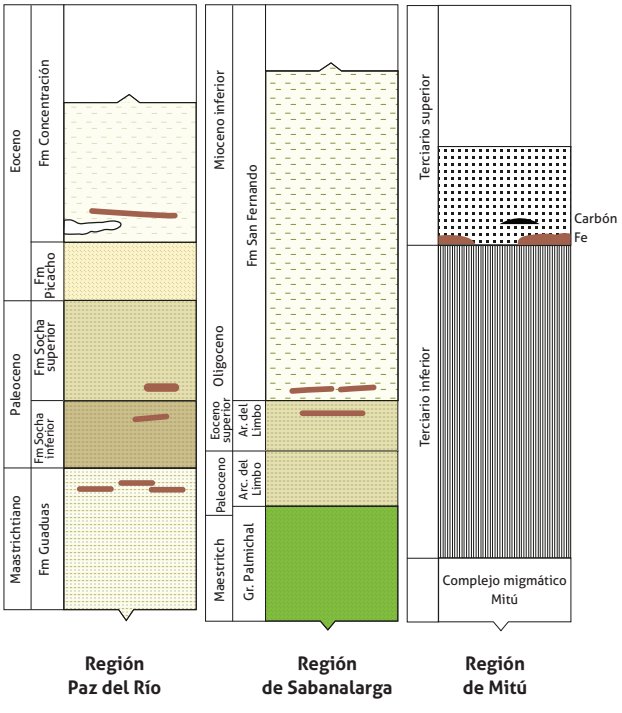


Figura 14. Columnas estratigráficas generalizadas de las áreas con estratos de hierro oolítico en Colombia

Fuente: modificada de Ulloa (1979)

El yacimiento de hierro está localizado en el flanco oriental del sinclinal de Betéitiva, afectado por las fallas regionales de cabalgamiento de Soapaga al occidente y de Betéitiva al oriente. Las capas de la estructura presentan inclinaciones entre 10° y 70°.

Petrográficamente se ha observado que la parte inferior corresponde a una arenisca oolítica-ferruginosa y la parte media a superior a una arenisca oolítica, hematítica. En las secciones delgadas se observa una textura oolítica, con oolitos que van de redondos a elípticos que alcanzan 2 mm, y bandas concéntricas alrededor del núcleo. La matriz está constituida por siderita, clorita y minerales arcillosos, apatito e hierro microcristalino. Como minerales principales se encuentran hematita, goethita-limonita 70 %, siderita 20 %, glauconita 6 %, apatito y clorita 3.5 %.

La capa con hierro oolítico presenta variaciones químicas en sentido vertical y areal en varias localidades; sin embargo, el promedio obtenido en el sector de Buenos Aires-El Salitre, con base en 12 perforaciones (Reyes y Valentino de Reyes, 1976), es el siguiente: SiO_2, 8.29 %; Fe, 47.28 %; Al_2O_3, 5.2 %; Mn, 2.23 %; P, 1.03 %; CaO, 1.76 %; Mg, 0.76 % y Si, 0.10 %. Este promedio puede considerarse representativo para el yacimiento.

De esta área existen varios estudios cartográficos, tectónicos y mineros, entre los cuales se pueden citar Sarmiento y Alvarado (1944); Restrepo (1975) y Ulloa (1979).

La capa de hierro oolítico se encuentra intercalada con arcillas en la base de la Formación Concentración, en el conjunto denominado Arcillas del Salitre (Reyes y Valentino de Reyes, 1976). La capa oolítica tiene espesores entre 4 y 7 m y se extiende en el sentido del rumbo por 25 km.

La glauconita se observa en granos redondeados distribuidas entre oolitos y dentro de estos el cuarzo en el núcleo, en algunos casos reemplazado por carbonato (Rodríguez *et al.*, 1979).

El yacimiento de Paz de Río cuenta con una buena infraestructura física, de tipo eléctrico, de comunicaciones (Internet, teléfono), de carreteras con buenas especificaciones y con una línea férrea para el transporte del mineral. En sus cercanías reposan yacimientos de caliza y carbones coquizables de muy buena calidad, factores que han contribuido favorablemente al desarrollo del yacimiento.

La minería actualmente se lleva a cabo de manera subterránea. La planta siderúrgica de Belencito se encuentra comunicada con la planta de acopio de Paz de Río por una línea férrea. La metalurgia se hace en altos hornos con capacidad superior a 500 t diarias; también cuenta con hornos eléctricos para la producción de aceros especiales.

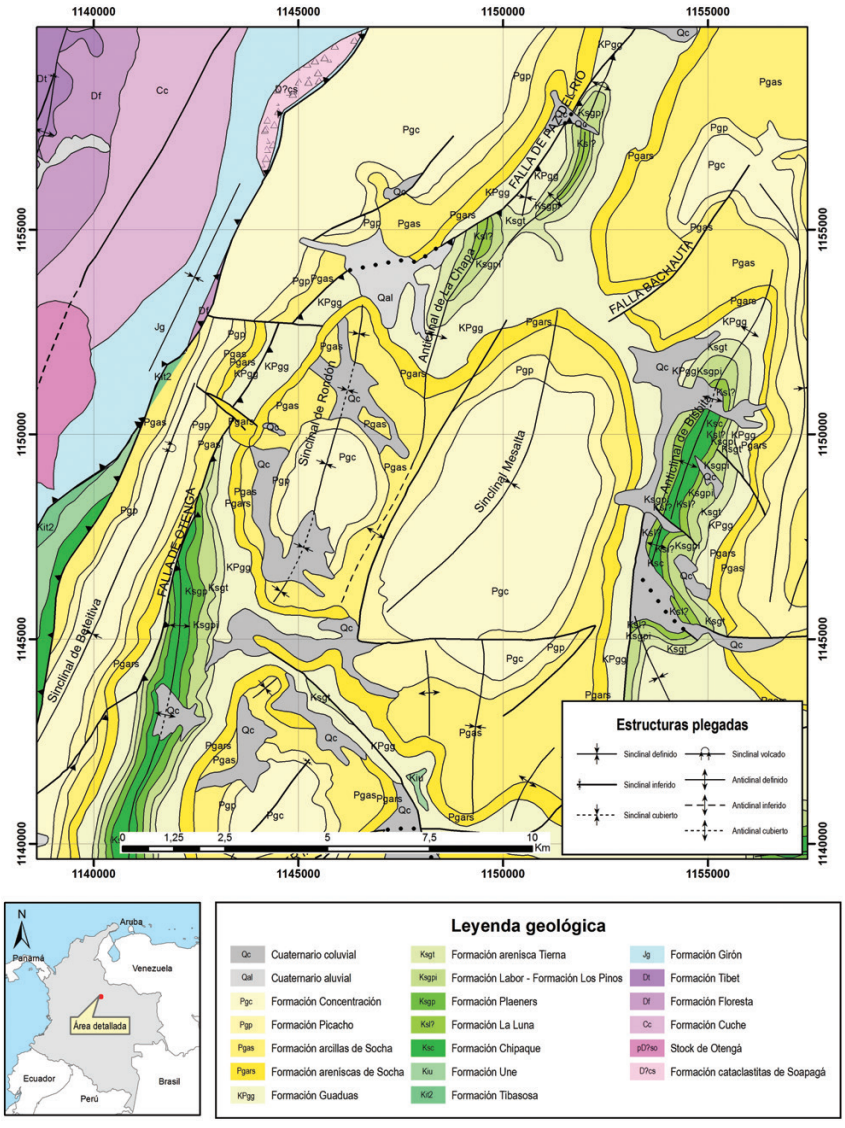


Figura 15. Mapa geológico de la región de Paz de Río

Fuente: Ulloa *et al.* (1998)

Las reservas del yacimiento fueron calculadas en 300 millones de toneladas de mineral, de las cuales más de 100 millones en reservas probadas y probables (Reyes y Valentino de Reyes, 1976). En el 2001 se estimó en 31710 kt, con explotación de 690 kt por año (UPME, 2005).

Prospecto de Sabanalarga (Casanare). El prospecto de hierro oolítico se encuentra localizado en la parte centroriental de la cordillera Oriental de Colombia, en el municipio de Sabanalarga (Casanare), el cual se comunica con Bogotá mediante las vías Bogotá-Guateque-San Luis de Gaceno-Sabanalarga y Bogotá-Villavicencio-Sabanalarga.

En esta área se han realizado trabajos cartográficos, geológicos y de prospección; entre estos están los de Camacho, Nigrinis y Ulloa (1972) y Ulloa (1979).

En el área de Sabanalarga afloran las unidades Palmichal, del Cretáceo-Terciario, Arcillas del Limbo, Areniscas del Limbo y San Fernando, del Terciario (figura 16).

La capa de hierro oolítico se encuentra en la Formación Areniscas del Limbo, constituida por tres conjuntos: el inferior, de 120 m de areniscas conglomeráticas; el medio, de 27 m de arcillolitas, y el superior, de 17 m de areniscas cuarzosas. El estrato de hierro está ubicado unas veces al tope del nivel inferior y otras en el conjunto medio, con un espesor entre 2 y 3 m.

La capa de hierro se ha observado por unos 15 km, en el flanco del Anticlinal de Silbadero y en el flanco occidental del sinclinal de Botijero; sin embargo, solamente en el flanco occidental del Anticlinal de Silbadero presenta espesores entre 2 y 3 m, así como los mayores valores de hierro (figura 16).

Los análisis químicos de muestras de canal de 12 afloramientos tomados en el flanco occidental del Anticlinal del Silbadero dieron los siguientes promedios: Fe, 28.73 %; P, 0.6 %; SiO_2, 44.32 %; MgO, 0.38 %; Al_2O_3, 3.72 %, y CaO, 1.68 % (Camacho, Nigrinis y Ulloa, 1972).

El promedio de Fe y Si de 12 muestras de pozos efectuados en el mismo flanco indican que el contenido de hierro es inferior al 30 % y la sílice mayor al 40 % (Camacho, Nigrinis y Ulloa, 1972). Se observa que al suprimir los 60 cm inferiores el promedio de Fe sube al 32 % y la sílice disminuye al 29 %.

Los análisis petrográficos de varias muestras indican que la capa con oolitos de hierro presenta textura oolítica con fragmentos subredondeados de cuarzo y oolíticos, y cemento chamosítico-siderítico. Como minerales principales se tienen: cuarzo (65 %), oolitos de hierro (20 %) y cemento ferruginoso (15 %). El cuarzo es de 0.65 a 1 mm subredondeado. Por otra parte, los oolitos redondeados se presentan en tamaños de 0.9 a 1.5 mm en capas concéntricas de limonita y chamosita de dos clases: la primera, dentro de los oolitos alterados a goethita, y la segunda, como parte del cemento diseminado y en minúsculos granos dentro de los oolitos.

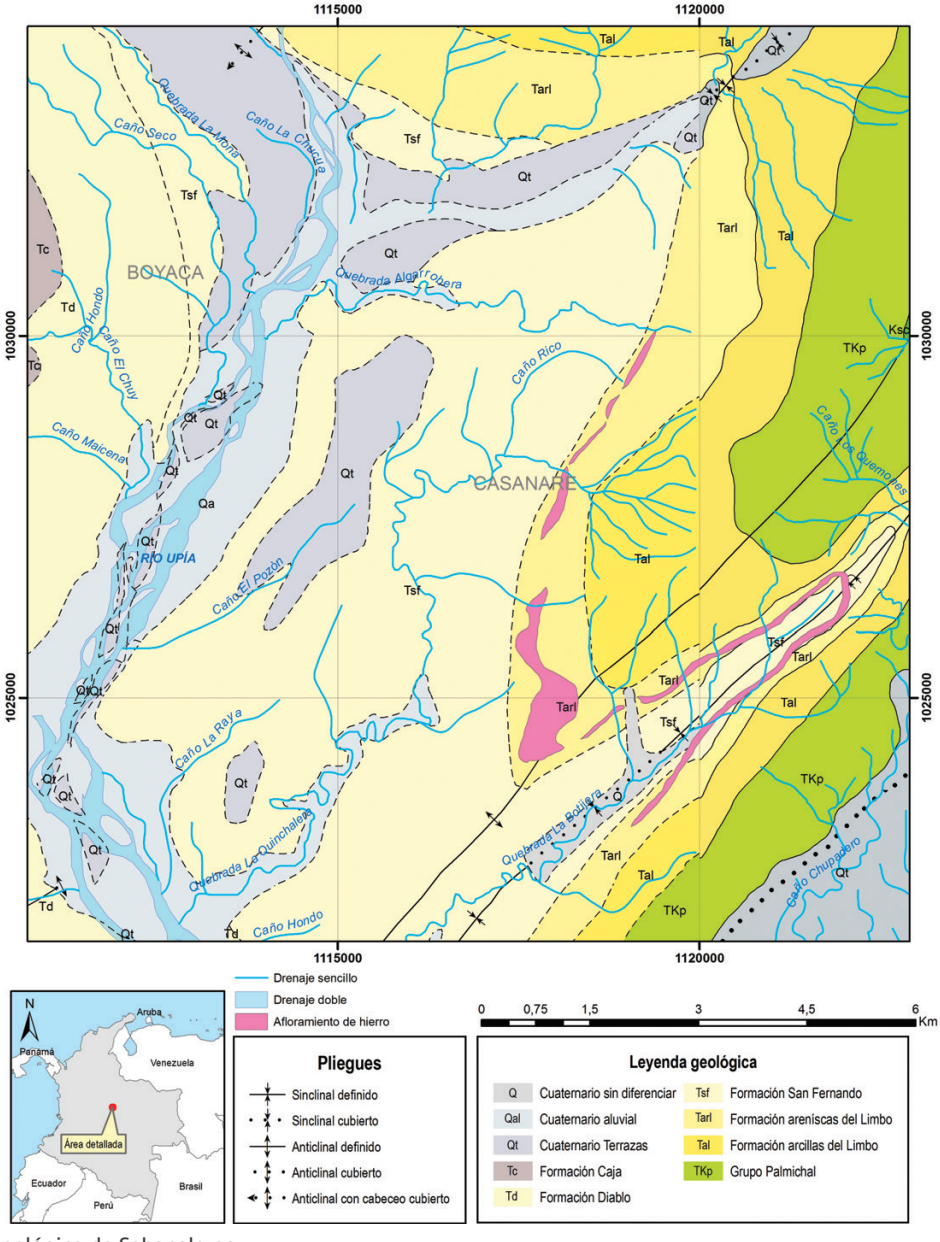


Figura 16. Mapa geológico de Sabanalarga

Fuente: Torres *et al*, (2013) y Camacho, *et al.* (1972)

Las reservas, teniendo en cuenta una extensión de 6.5 km, 300 m de ancho, un espesor de 3 m, una inclinación promedio de la capa de 40°, dio un estimativo de 25984000 t; si se toma solamente un espesor de 2 m, que son los de mayor contenido de hierro, las reservas serían de 17000000 t (Cruz, 1971).

El área cuenta con buena infraestructura eléctrica, de comunicaciones (teléfono, Internet) y de vías; sin embargo, no cuenta en sus cercanías con yacimientos de calizas ni carbones coquizables, como en el caso de Paz de Río.

En estudios recientes los análisis químicos de muestras de canal de cinco afloramientos, tomados en el flanco occidental del Anticlinal del Silbadero, señalan promedios: Fe, 40.61 %; P, 1.96 %; SiO_2, 34.89 %, y TiO_2, 0.11 % (Gilart *et al.*, 2007).

Prospecto de Mitú (Vaupés). La región de Mitú está ubicada en la Amazonía colombiana en el Vaupés; se encuentra comunicada con los principales centros urbanos del país por vía aérea y con los poblados cercanos mediante vía fluvial. De esta área, y en relación con el hierro oolítico, solamente se conoce el trabajo de Galvis y Gómez (1998) y Ulloa (1979). En la región de Mitú afloran las unidades Complejo Migmatítico de Mitú, Formación Piroparaná y rocas sedimentarias del Terciario Superior (figura 17).



Figura 17. Mapa geológico del área de Mitú, que muestra el trazo de la capa de hierro oolítico

Fuente: Ulloa (1979)

El Complejo Migmátitico de Mitú está compuesto por paraneis y cuarzos, ortoneis básico, rocas graníticas con variaciones de latita-diorita y metavolcánicas.

El Terciario Superior reposa discordantemente sobre el Complejo Migmátitico de Mitú y está compuesto, en la parte inferior, por conglomerados con clastos de areniscas, areniscas arcillosas, granitos y rocas metamórficas, y en forma discordante una capa de hierro oolítico. En la parte media a superior está formado por arcillolitas, areniscas y, ocasionalmente, mantos de lignito de poco espesor (Galvis y Gómez, 1998). Tectónicamente, el área no se encuentra afectada por pliegues y fallas, y los estratos aflorantes presentan solamente ligeros repliegues.

La capa de hierro oolítico se ha seguido por un tramo de 45 km desde Mitú, aguas arriba del río Vaupés, y por una quebrada afluente de este; se ha observado en forma horizontal sobre un granito del Complejo Migmátitico de Mitú, con espesores entre 2 y 3 m. El análisis químico de 6 muestras tomadas en la parte superior del estrato en varios sectores dio como resultado un 39.95 % de hierro y, en una muestra de canal, un 52.98 %. Esto puede indicar cambios significativos en el contenido de hierro en superficie, lo cual hace evidente que el hierro ha sido lixiviado y transportado, dejando la roca con menor concentración de dicho mineral.

Solamente se estudió una muestra al microscopio, lo cual indica que los oolitos tienen textura pisolítica predominante y presentan bandas concéntricas de limonita, cemento de hematina bordeando en algunos casos los pisolitos, u oolitos. También se observaron pseudomorfos, probablemente de carbonato, los cuales fueron lixiviados y solamente queda el hueco.

Los minerales principales están constituidos por pisolitos y oolitos hematíticos (60 %), cemento hematítico-limonítico (30 %) y huecos (3 %). Los pisolitos y oolitos varían de tamaño entre 1.08 y 2.5 mm. Los pisolitos y oolitos son concéntricos y a la mayoría no se les ha observado núcleo formado por hematita bandeada.

El prospecto de hierro de Mitú puede ser el más grande del país, teniendo en cuenta su extensión de más de 45 km de longitud, 2 a 3 m de espesor y promedio de hierro entre 40 y 53 %; sin embargo, es necesario confirmar si la longitud de la capa de hierro es continua, conocer su amplitud y confirmar con más muestras y análisis químicos su contenido de hierro y minerales principales. Presenta el inconveniente de que no cuenta actualmente con infraestructura vial y se encuentra muy distante de los centros urbanos importantes del país.

3.2.1.2. Formaciones de hierro bandeado (Fhb)

La presencia de Fhb en Colombia solamente se sospechó cuando se encontraron disturbancias magnéticas en la región de Mitú, durante el desarrollo del proyecto llevado a cabo por Amoco Oil Company. Geólogos de dicha compañía encontraron acumulaciones residuales de hierro de gran espesor en las riberas del río Vaupés, aguas arriba de Mitú, y en la cuenca del río Paca, y mineralizaciones de hierro primario bandeado en afloramientos en un meandro abandonado del río Apoporis, denominado lago Apoporis. Más tarde, durante trabajos exploratorios llevados a cabo por la misma compañía, se encontraron mineralizaciones primarias de hierro y residuales en las vecindades del río Tigüí, y residuales en el caño Pirobatón en el norte de Mitú (Galvis y Gómez, 1998).

De esta área, en lo relacionado con hierros bandeados, solamente se conocen los trabajos internos de la compañía COGEMA, Amoco Oil Company y la publicación de Galvis y Gómez (1998). De los trabajos antes mencionados se han extractado los principales aspectos en lo relacionado a su localización, estratigrafía, origen y potencialidad. La región con Fhb se encuentra al sur y al norte del río Apoporis, unos pocos kilómetros al sur de Mitú, con una longitud aproximada de 200 km en dirección del rumbo de los estratos (figura 18). Se desconoce el espesor de las Fhb, datos estructurales y de análisis químicos.

En el área de Mitú se han diferenciado tres unidades informales que, de más antigua a más joven, son: metamorfitas del cerro Garimpo, sedimentitas de la Serranía de Machado y sedimentos de Diroparana rojos (figura 19).

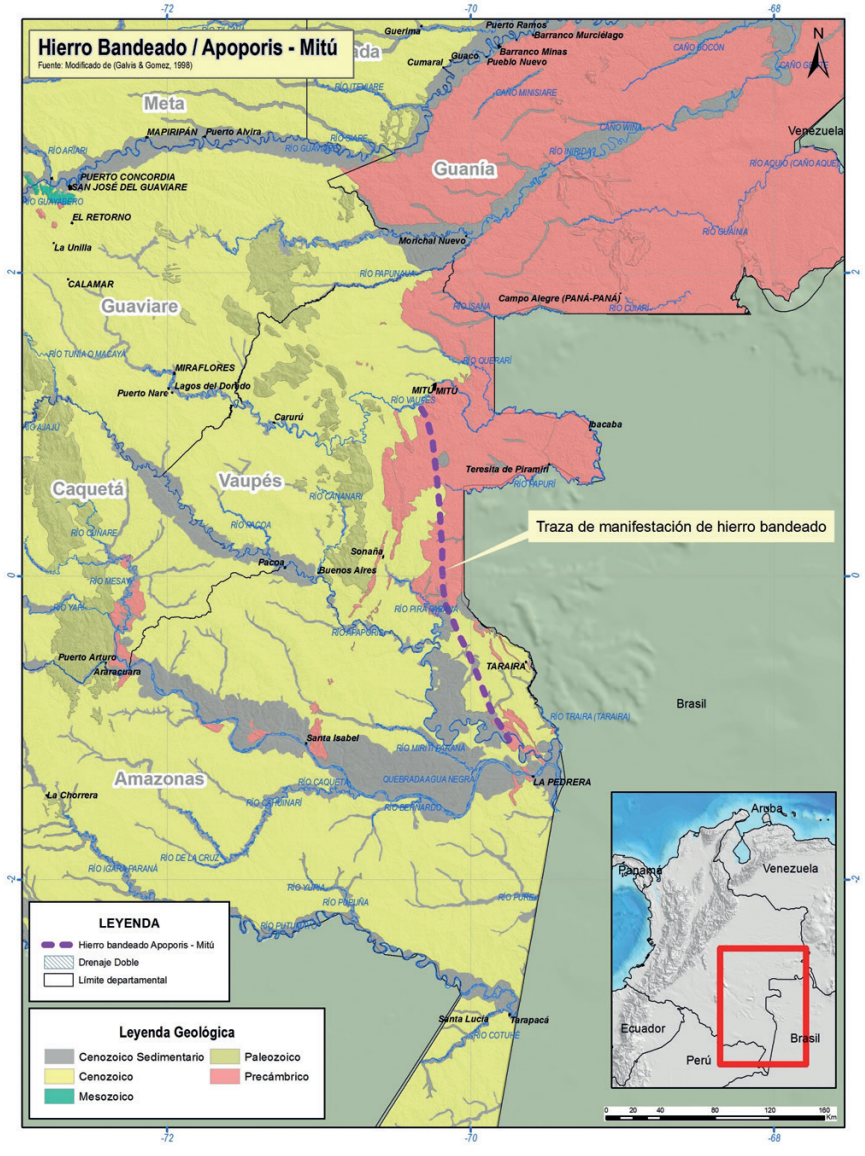


Figura 18. Mapa de localización del hierro bandeado del río Apoporis-Mitú

Fuente: modificada de Galvis y Gómez (1998)

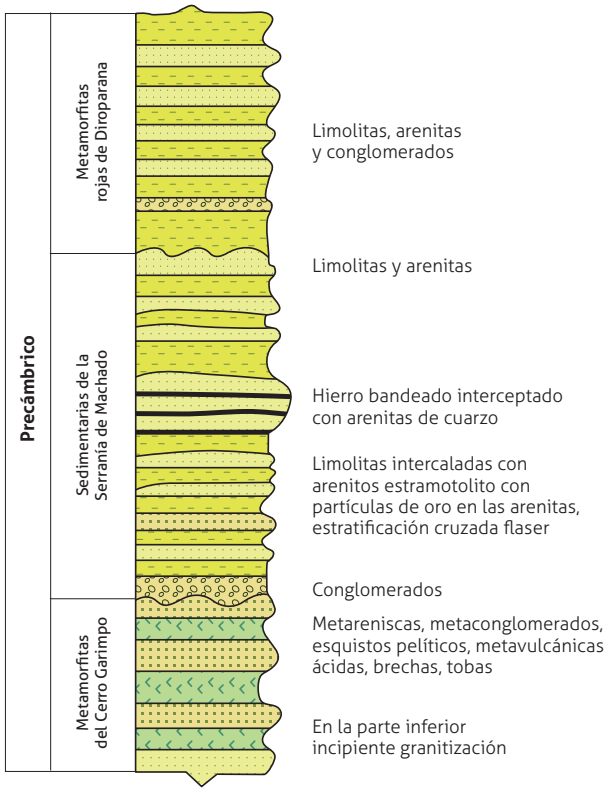


Figura 19. Columna estratigráfica generalizada del área del río Apoporis, Mitú
Muestra el hierro bandeado en posición relativa. Sin escala

Fuente: elaborada con base en datos de Galvis y Gómez (1998)

Metamorfitas del cerro Garimpo. Están constituidas por conjuntos de metareniscas, metaconglomerados, esquistos pelíticos, esquistos talcosos y rocas metavulcánicas ácidas (tobas y brechas). Los conjuntos de metareniscas cuarzosas son los predominantes; en la parte superior de la unidad se observaron metareniscas con intercalaciones de brechas y tobas riolíticas. Las metamorfitas presentan, en la parte inferior, incipiente granitización o migmatización.

Sedimentitas de la serranía de Machado. Las sedimentitas de la serranía de Machado reposan discordantemente sobre las metamorfitas del cerro Garimpo; en la parte inferior están compuestas por un conglomerado polimíctico, con espesores entre 2 y 15 m, con clastos de cuarzo hialino y lechoso, cuarcitas, metavolcánicas, esquistos y rocas de textura granítica. Al conglomerado le suprayacen arenitas de cuarzo con intercalaciones de limolitas y lodolitas de color gris azuloso; en las arenitas se observaron ondulitas, estratificación cruzada, *boudinage* y textura fláser.

Al conjunto anterior le suprayacen arenitas de cuarzo teñidas de rojo por óxidos de hierro y un estromatolito, con formas mamilares, reticulares y tabulares. Encima del estromatolito se encuentra un jaspe de espesor variable. Tanto en el estromatolito como en el jaspe se observaron partículas de oro y, en las areniscas, cristales de magnetita euhedral.

Encima de los sedimentos anteriores se encontraron limolitas micáceas y, sobre estas, un conjunto de varias decenas de metros de espesor de arenitas con bandas de oligisto especular. Las bandas de hierro especular de pocos milímetros a varios centímetros de espesor están separadas por arenitas cuarzosas. La mineralización de las Fhb se observó a lo largo de la serranía de Machado por aproximadamente 40 km, su prolongación al sur a lo largo de la serranía Taraira, y en serranías menores hasta cercanía del río Vaupés (Galvis y Gómez, 1998). Encima de los niveles de Fhb se encontraron limolitas y arcillolitas de colores gris claro. Las sedimentitas de la serranía de Machado se observaron intruidas por cuerpos sieníticos y diques de diabasa.

Sedimentitas rojas del Piroparaná. Esta unidad fue descrita por Galvis, Hugett y Ruge (1979) para designar una serie litológica compuesta por conglomerados polimícticos, areniscas arcósicas, limolitas y arcillolitas de colores rojo, púrpura, bermellón y en algunos casos verde. En el conjunto se observaron interestratificadas rocas piroclásticas y lavas de composición riolítica. El Piroparaná se observó intruido por numerosos *stocks* de gabros alcalinos, sieníticos, nefelínicos, rocas graníticas y sienitas nefelínicas.

Tectónica. El área del río Apoporis-Mitú es muy estable tectónicamente; en ella solamente se observaron algunas complicaciones estructurales en las metamorfitas del cerro Garimpo. En la serranía de Machado se observaron monoclinales con rumbo general N40°W, con inclinaciones de 30° a 60°. En la unidad sedimentitas rojas de Piroparaná se observaron horizontales.

Mineralización. En el conjunto de capas con hierro se observó que existen varias decenas de metros de espesor, constituidas por alternancia de arenitas de cuarzo con intercalaciones de capas de hierro de pocos milímetros a varios centímetros de espesor (figura 20), y paquetes de mineral sin bandeamiento como consecuencia de la desaparición de niveles silíceos. Al conjunto de hierro bandeado le suprayacen e infrayacen limonitas y arcillolitas de diferentes colores. El conjunto de capas con hierro se observó por una extensión de 200 a 250 km en dirección del rumbo, sin conocer si es continua o discontinua la mineralización.

Origen. El origen de las capas de hierro de Machado, teniendo en cuenta microformas de posible origen marino

(observadas en el microscopio electrónico); la presencia de estromatolitos silíceos, descritos en la Formación Gunflint en depósitos del lago Superior (Awrimik, 1977); estructura fláser; estratificación cruzada; *boudinage* (Galvis y Gómez, 1998), probablemente esté en depósitos marinos. Los conjuntos de hierro bandeado se encontraron interestratificados con sedimentitas, limonitas y arcillolitas sin ninguna relación con eventos volcánicos, lo cual no permite postular que los depósitos de la serranía de Machado corresponden a formaciones de hierro bandeado tipo Superior.

Las manifestaciones del cerro Machado presentan una buena perspectiva en un futuro próximo debido a su extensión y espesor; sin embargo, es necesario efectuar estudios detallados para conocer su longitud real, espesor, inclinación de los estratos y el contenido de hierro y minerales principales.

De confirmarse la extensión y el espesor de la mineralización de la región de Mitú, esta se puede convertir en el distrito minero más importante del país.



Figura 20. Fotografía hierro bandeado. Obsérvese la alternancia de niveles silíceos y niveles ferrosos

Fuente: Galvis y Gómez (1998)

3.2.1.3. Placeres de playa marina

Estos depósitos se encuentran en los departamentos del Atlántico y Magdalena, en las estribaciones noroccidentales de la Sierra Nevada de Santa Marta, en la parte norte, donde drenan al mar los ríos Don Diego y Buritaca (Alfonso y González, 1990). En estos lugares se efectuaron estudios sedimentológicos, granulométricos, mineralógicos y perforaciones con el fin de conocer las características de las arenas y su contenido de ilmenita y magnetita.

Los trabajos de granulometría y mineralogía indicaron que los sectores donde predominaban las arenas de tamaño fino a muy fino correspondían a las áreas con mayor porcentaje de ilmenita-magnetita, y en las áreas donde predominaba el tamaño medio, disminuían los minerales mencionados.

Se tomaron muestras para análisis químicos en la parte occidental y oriental de la desembocadura del río Don Diego, las cuales fueron analizadas en laboratorios de Estados Unidos y Finlandia. Las muestras estudiadas en Estados Unidos dieron los siguientes resultados: Fe_2O_3, 33.48 %; TiO_2, 1.76 %; SiO_2, 35.41 %; CaO, 3.25 %, y Al_2O_3, 4.28 %. Las analizadas en Finlandia se estudiaron en la Fábrica Kamira, compradora de ilmenita; los estudios dieron los siguientes resultados: TiO_2, 20.5 %-16.2 %; CrO_2, 0.034 %-0.048 %, y V_2O_3, 0.13 %-0.12 %. Estos últimos estudios concluyeron que la materia prima para la producción de dióxido de titanio no presentaba la calidad requerida.

En el área donde se encontraron las mayores concentraciones de arenas negras, correspondiente al occidente del río Don Diego, se efectuó un cálculo de recursos teniendo en cuenta topografía occidental, profundidad de 3 m, sumatoria de bandas de capas de arenas negras de 0.4 m, área total de 400 x 300 m y gravedad específica 3.9 g/cm^3. Se obtuvieron recursos probables de 187200 toneladas métricas.

Teniendo en cuenta los aspectos del estudio geológico y de recursos, se infiere que las concentraciones de arenas negras encontradas superficialmente y en las perforaciones son muy pobres, quedando la probabilidad de que las arenas que se encuentran mar adentro presenten mayor concentración y tonelaje.

3.2.2. Depósitos relacionados con actividad ígnea

Se consideran depósitos con influencia de actividad ígnea los de segregación magmática, hidrotermales y reemplazo.

3.2.2.1. Depósitos por segregación magmática

En Colombia se han reportado depósitos de hierro clasificados como de segregación magmática en áreas de dominio de rocas ígneo-metamórficas en la cordillera Central, la cordillera Oriental, el Macizo de Santander y la Sierra Nevada de Santa Marta. Las manifestaciones y los prospectos de hierro de segregación magmática se encuentran localizados en los municipios de Lérida, Río Blanco, Ataco, Valle de San Juan y Venadillo en Tolima; La Plata en Huila; Ocaña en Norte de Santander, y Buritaca y Sevilla en el Magdalena (tabla 12). Geológicamente están localizados en la Provincia Litosférica Continental Meso Proterozoica Grenvillana (tabla 12 y figura 21).

Tabla 12. Depósitos relacionados directamente con actividad ígnea. Segregación magmática

No	Unidad Geológica	Localidad	Autor
1	Complejo Ígneo metamórfico (Cordillera Central)	Lérida, Tolima. Manifestación Los Colorados	Buenaventura (1975)
2	Batolito de Ibagué	Rioblanco, Tolima. Manifestación Tiemblanalga	Buenaventura (1975)
3	Batolito de Ibagué	Ataco, Tolima. Manifestación el Horizonte	Buenaventura (1975)
4	Batolito de Ibagué (Formación Payande y Post-Payande	Valle de San Juan. Manifestación el Imán	Buitrago (1975)
5	Batolito de Ibagué	Venadillo, Tolima. Manifestación: Alto El Balso; La Plata, Huila. Manisfestacion El Iman	Buitrago (1975)
6	Batolito de Ibagué	La Plata, Huila. Manifestación el Imán	Buitrago (1975)
7	Ígneo de Santander	Ocaña. N. Santander. Manifestación Los Cristales y Piedra de Iman	Otero (1975)
8	Ígneo de Santander	Ocaña, N. Santander. Manifestación Piedra de Imán	Otero (1975)
9	Complejo Ígneo Metamórfico	Buritaca, Magdalena, Pico la Reina	Tchanz, Buenaventura, y Jimeno (1970)
10	Sierra Nevada de Santa Marta	Sevilla, Magdalena. Mocoa (Espíritu Santo)	Tchanz, Buenaventura, y Jimeno (1970), Mutis (1943), Reymond (1942)
11	Contacto rocas ígneas. Cordillera Central con Post- Payandé	Hobo, Huila	Buitrago (1976)

Fuente: Ulloa (1987)



Figura 21. Depósitos por actividad ígnea. Segregación magmática.

Fuente: tabla 12, tomado de Ulloa (1987)

De las manifestaciones que aparecen en la tabla 12, la que más interés ha despertado por su contenido de hierro, potencial y localización geográfica es la de Buritaca, quebrada El Hierro, estudiada por Alfonso y González (1990) y Gonzalez (2000). De estos trabajos se extractarán los principales aspectos relacionados con geología, petrografía, química, prospección y potencialidad.

El prospecto de hierro en la quebrada El Hierro se localiza en la parte norte de la Sierra Nevada de Santa Marta, departamento del Magdalena, entre el río Don Diego al norte, la quebrada Maroma al oriente, la quebrada Don Dieguito al occidente y Cuchilla Perdida al sur, y atravesada de sur a norte por la quebrada El Hierro.

En el área del prospecto afloran rocas ígneas y metamórficas con edades del Precámbrico y Terciario. De la más antigua a la más joven son: Granulita de Los Mangos, Anortosita de Don Diego y Plutón de Buritaca (figura 22).

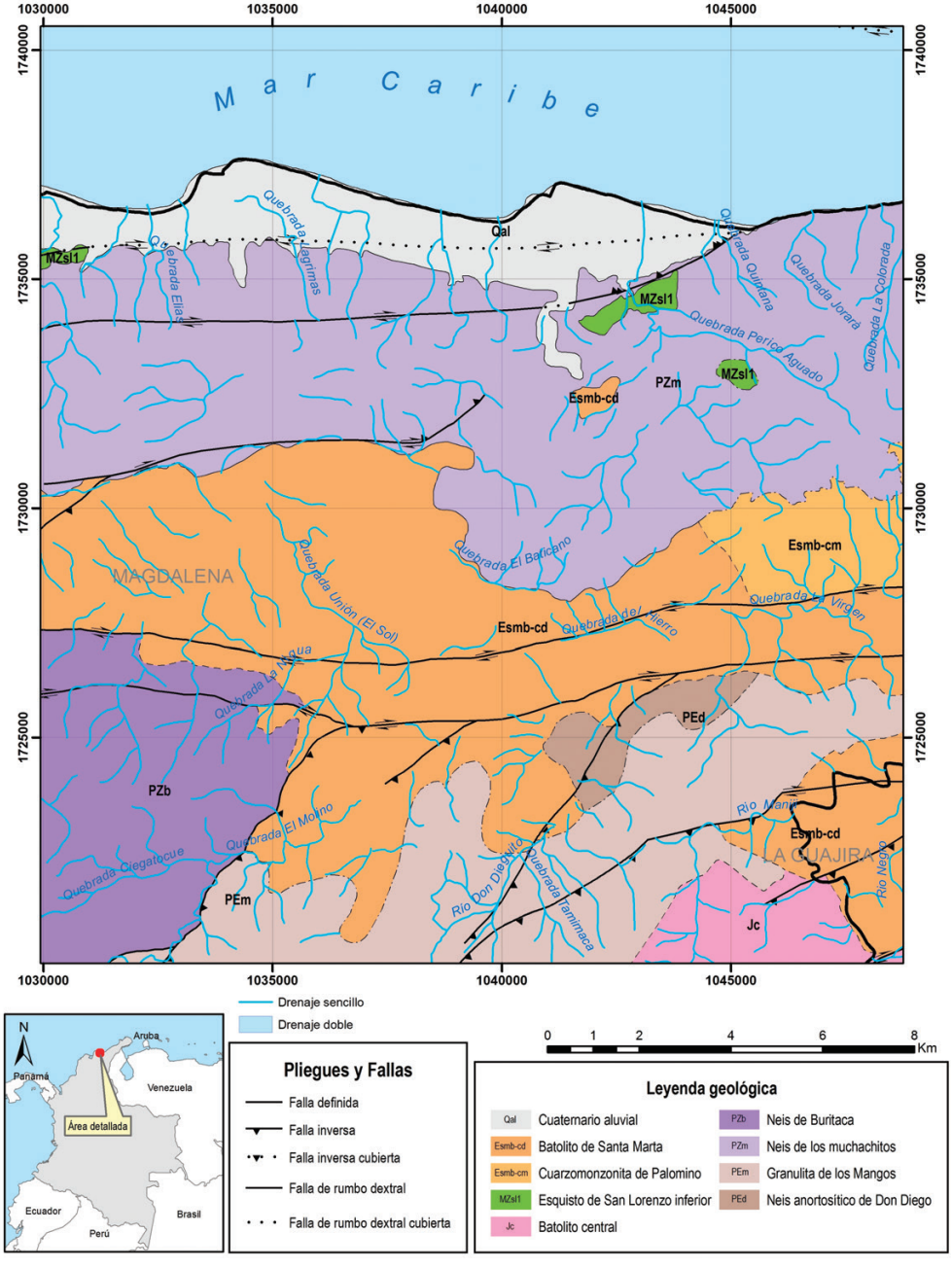


Figura 22. Mapa geológico del área del norte de la Sierra Nevada de Santa Marta, quebrada El Hierro

Fuente: Invemar *et al.*, (2007)

Granulita de Los Mangos. Constituida por alternancias de bandas paralelas de colores oscuros (granulitas máficas y ultramáficas) y claros (granulitas graníticas), y granulitas de colores intermedios de composición intermedia. Las granulitas son de grano medio a grueso, bien foliadas y de textura granoblástica (Tschanz, 1970, citado en González, 2000).

Anortosita de Don Diego. Microscópicamente, las rocas de esta unidad son de color crema claro, foliadas, de aspecto masivo. Este cuerpo presenta noritas mineralizadas de ilmenita-magnetita-apatito y delgadas bandas y lentes con mineralizaciones máficas que dan a la roca un aspecto moteado. La edad de las granulitas, por comparación con rocas similares en otras localidades del mundo, puede ser del Proterozoico (2500 a 1600 Ma).

Plutón de Buritaca. Microscópicamente, presenta textura fanerítica de grano medio. Los minerales principales son plagioclasa (50 %), cuarzo (20 %), hornblenda y biotita (30 %); de acuerdo con esta composición, ha sido clasificada como cuarzodiorita.

La edad del Plutón oscila entre 48.8 ± 1.7 Ma y 44.1 ± 1.6 Ma (Eoceno), calculados por el método K/Ar en hornblenda (Tschanz, 1969, citado en González, 2000). El Plutón de Buritaca intruye las rocas de Granulita de Los Mangos y Anortosita de Don Diego.

El área del prospecto de hierro de la Sierra Nevada de Santa Marta está afectada por fallas regionales con direcciones generales N80ºE, inclinadas al sur entre 70° a 80°; entre estas se encuentran la de la Maroma, el Mojón y fallas menores con direcciones N30 a 45º W, inclinadas 70° W, como la de El Hierro y Vijagual, que afectan el área del prospecto (Gonzalez, 2000).

Las mineralizaciones en la Anortosita de Don Diego se dividieron en noritas mineralizadas y mineralizaciones bandeadas de ilmenita-magnetita-apatito; ambas se encuentran en la parte oriental de la unidad Anortosita de Don Diego.

La mineralización de las noritas se presenta en forma de diques que cortan los neises anortosíticos en forma de enjambres por tramos de 6 m. Los análisis semicuantitativos por microscopía electrónica dieron los siguientes promedios: Fe_2O_3, 35 %; TiO_2, 7 %, y P_2O_5, 7 %. Los análisis químicos cuantitativos dieron los siguientes promedios: hierro total F_2O_3, 36.10 %; titanio TiO_2, 5.49 % y fósforo P_2O_5, 1.60 %. Esto indica que los principales minerales en las noritas son magnetita titanífera y apatito (figura 23).



Figura 23. Noritas mineralizadas

Fuente: tomado de González (2000)

Las mineralizaciones bandeadas se presentan como ilmenita-magnetita-apatito, aflorando en la quebrada El Hierro, en las cotas 210, 243 y 365 m snm. En las noritas mineralizadas expuestas en la quebrada El Hierro se efectuaron cálculos de recursos inferidos, asumiendo una profundidad de 20 m, un área de 300 por 60 m, dando un volumen de la mineralización de 216000 m^3, los cuales indican que las noritas mineralizadas no presentan interés económico por el momento.

La mineralización se presenta en bandas claras y oscuras hasta de 15 cm de espesor. Las bandas claras contienen apatito (80 %), ilmenita-magnetita (20 %); las bandas oscuras contienen 95 % de ilmenita-magnetita y 5 % de apatito (figura 24). Los análisis semicuantitativos por microscopía electrónica dieron los siguientes resultados: Fe_2O_3, 32 %; TiO_2, 17 % y P_2O_5, 10 %. Los análisis químicos cuantitativos arrojaron los siguientes resultados: hierro total Fe_2O_3, 57.91 %; titanio TiO_2, 7.18 % y fósforo P_2O_5, 13.52 %.

El origen de la mineralización está enmarcado en el modelo de yacimientos tipo Kiruna, provenientes de un magma anortosítico rico en magnetita, apatito, que fue concentrando un silicato fundido residual, enriqueciéndose durante la diferenciación magmática y expulsado luego por presión filtrante (González, 2000).

Para el cálculo de las reservas se abrieron trincheras siguiendo las mineralizaciones; de igual forma, se realizaron estudios geofísicos por la quebrada El Hierro y el caño La Mina, y se encontraron seis anomalías magnéticas.

En la estimación de recursos para las mineralizaciones bandeadas se tuvieron en cuenta un área de 490 m por 645 m, volumen de estéril (70 %), volumen de mineralización (30 %), 10 m promedio de profundidad y gravedad específica 4.1, para un volumen de mineralización de 948150 m^3.

El total de los recursos inferidos de la zona mineralizada de ilmenita asciende a 4772000 t, las cuales pueden ser más si se comprueba mayor profundidad de la mineralización.

En el estudio de González (2000) se tratan aspectos de potencial minero, duración del proyecto, aspectos ambientales y evaluación financiera.

En la cordillera Central se presentan varias manifestaciones de mineralizaciones atribuidas a segregación magmática; sin embargo, todas son de pequeña magnitud y la más representativa está ubicada en el valle de San Juan, manifestación de El Imán, que corresponde a diques y lentes de magnetita hospedados en Calizas de Payandé. El cálculo de reservas probables se estimó en 60000 t; el 60 % de Fe; 2.5 a 1.1 % de SiO2, y 0.5 % de P (Buitrago, 1975).

3.2.2.2. Depósitos hidrotermales

Los depósitos por actividad hidrotermal en Colombia han sido reportados en áreas de dominio de rocas ígneo-metamórficas, en la cordillera Central, el Macizo de Santander, la serranía de San Lucas y en rocas sedimentarias en el Girón, Grupo Cáqueza, Grupo Farallones, Grupo Villeta y Formación Paja en la cordillera Oriental (tabla 13 y figura 24).

Las manifestaciones de depósitos hidrotermales en el país son de pequeñas proporciones y se presentan como relleno de cavidades, venas, diques y cuerpos irregulares. Sus minerales principales son magnetita, especularita, pirrotina, calcopirita, por alteración de hematita y limonita.

Tabla 13. Depósitos formados por soluciones hidrotermales.

No	Unidad Geológica	Localidad	Autor
1	Complejo Metamórfico de la Cordillera Central	Líbano, Tolima. Manifestación. El Reposo	Buenaventura (1975)
2	Complejo Ígneo de Cordillera Central	Lérida, Tolima. Manifestación Guacolda	Buenaventura (1975)
3	Batolito de Ibagué, inyectado por diques	Rovira, Tolima. Manifestación: El Achiote	Buitrago (1975)
4	Batolito de Ibagué	Rovira, Tolima. Manifestación San Roque	Buitrago (1975)
5	Batolito de Ibagué	Rovira, Tolima. Manifestación Los Balsos	Buitrago (1975)
6	Batolito de Ibagué	Rovira, Tolima. Manifestación La Miranda	Buitrago (1975)
7	Complejo Ígneo Metamórfico, Cordillera Central	Palermo, Huila. Manifestación Paraguay	Buitrago (1975)
8	Complejo Ígneo Metamórfico, Cordillera Central	Neiva, Huila. Manifestación El Moral	Autor
9	Formación Bocas	Bucarasica. N. de Santander. La Curva (Diseminados), Cuchilla de Palencia (Silos), Hacienda Tomita (Silos)	Buenaventura (1975)
10	Formación Silgará	La Playa. Norte de Santander - El Imán, Pajaritos - Quebrada Payande	Buenaventura (1975)
11	Neis de Bucaramanga	Chitagá, Norte Santander. Loma Samaria	Buitrago (1975)
12	Complejo Ígneo Metamórfico Serranía de San Lucas.	Alto del Rosario y El Banco, Magdalena	Buitrago (1975)
13	Girón	Agua Acalorada, San José de Miranda, Santander	Buitrago (1975)
14	Grupo Cáqueza	Gachalá (Cundinamarca). Manifestación Tominejas	Buitrago (1975)
15	Grupo Farallones	Gachalá (Cundinamarca). Manifestación Algodones	Buitrago (1975)
16	Grupo Farallones	Gachalá, Cundinamarca. Manifestación Montecristi	Buitrago (1975)
17	Formación Paja	Yacopí, Cundinamarca. Manifestación Hacienda La Mina	Otero (1975)
18	Grupo Villeta	Topaipi. Cundinamarca. Yacopí Grande	Otero (1975)
19	Grupo Villeta	Piame, Cundinamarca. Manifestación Alto de la Mina	Otero (1975)

Fuente: Gilart *et al.* (2007)

En los Santanderes los depósitos se presentan asociados a las unidades Silgará, Neis de Bucaramanga y Bocas, en forma de venillas y diques irregulares que intruyen rocas metamórficas y sedimentarias. Manifestaciones de este tipo se han reportado en Bucarasica, Ocaña, Silos, La Playa, Chitagá y Miranda (Otero, 1975).

En Tolima y Huila las manifestaciones se localizan en los municipios de Lérida, Ataco, Valle de San Juan, Venadillo, La Plata, Líbano y Neiva, en forma de masas irregulares, diques de magnetita e ilmenita especular, que intruyen anfibolitas, dacitas, granitos del Complejo Metamórfico de la cordillera Central y Batolito del Tolima (Buitrago, 1975; Buenaventura, 1975).

En la cordillera Oriental las manifestaciones de hierro hidrotermal se localizan en la región del Guavio, en los municipios de Gachalá, Cundinamarca, en las unidades Farallones y Cáqueza (Rodríguez, 1971). También se encuentran manifestaciones de este tipo en Paime, Yacopí y Topaipí en Cundinamarca. Las manifestaciones de las áreas mencionadas son de pequeña magnitud y se presentan como diques y lentes, intruyendo rocas sedimentarias del Cretáceo Inferior (Rodríguez, 1971; Gil, 1976).

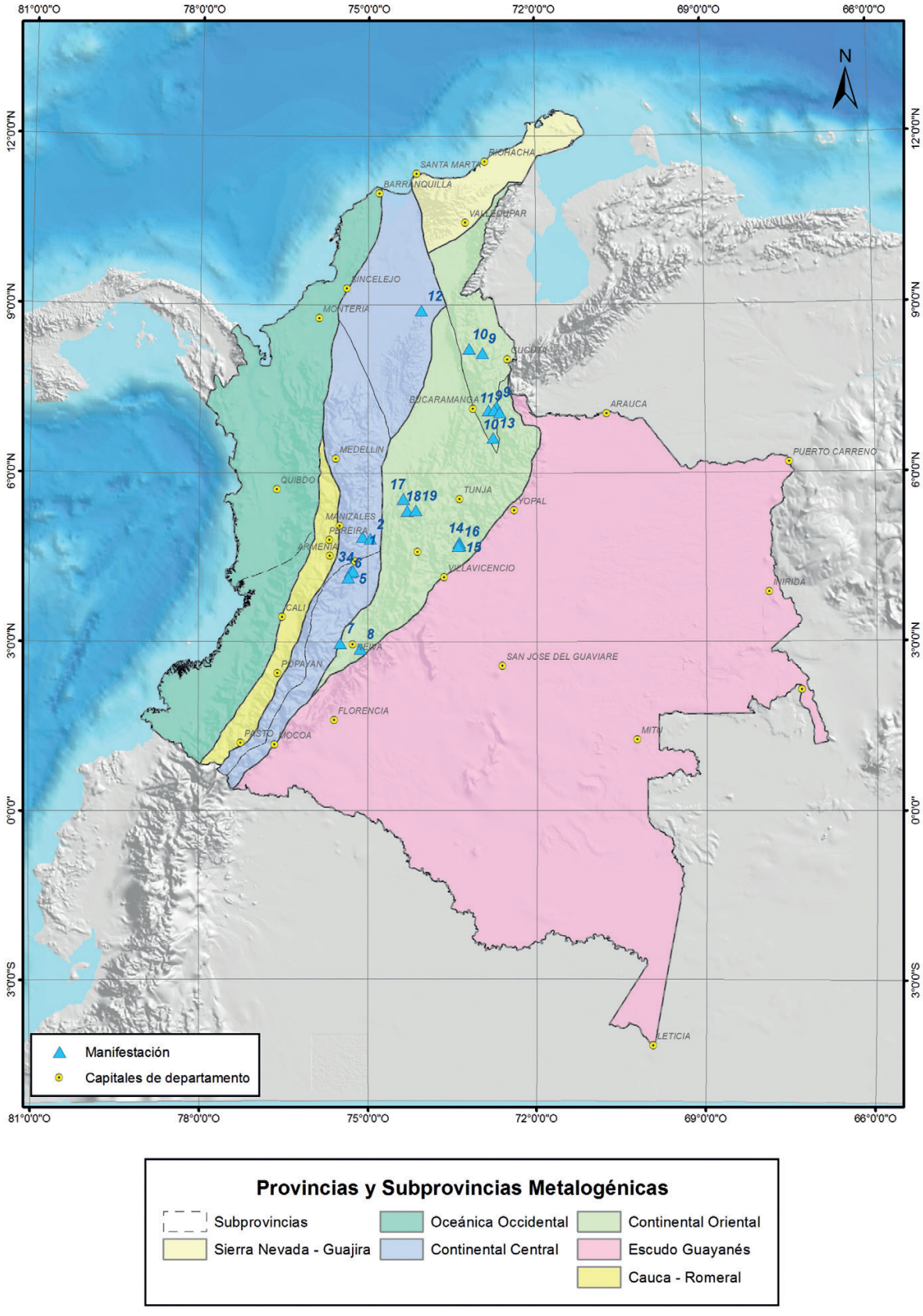


Figura 24. Depósitos de hierro de soluciones hidrotermales

Fuente: tabla 13, tomado de Ulloa (1987); Salinas *et al.* (1999)

3.2.2.3. Depósitos por reemplazamiento

En Colombia se han reportado depósitos de hierro que se han clasificado como de reemplazamiento, en la cordillera Oriental en rocas del Cretáceo Inferior a Cretáceo Superior, y hematita (Gilart *et al.*, 2007). Formaciones Calizas de Guavio, Fómeque y Chipaque, en los municipios de Ubalá; San Eduardo, Tibirita, Manta, Pacho, La Pradera, Sopó, Zipaquirá, Nemocón, Sesquilé en Cundinamarca, y en San Antonio, Tolima (tabla 14 y figura 25).

Tabla 14. Depósitos relacionados con actividad ígnea formados por reemplazamiento, minerales principales: siderita por alteración de limonita

No	Unidad geológica	Localidad	Autor
1	Grupo Cáqueza	Ubalá, Cundinamarca, Yacimiento Las Mercedes	Cruz (1971)
2	Grupo Cáqueza	Ubalá, Cundinamarca	Gil (1976), Rodríguez (1971), Manjarres (1966)
3	Formación Fómeque	Tibirta, Cundinamarca, El Salitre; Manta, Cundinamarca, Las Minas	
4		Manta, Cundinamarca, Las Minas	
5	Grupo Cáqueza	San Eduardo, Boyacá, Quebrada Barrera; Pacho, Cundinamarca, Quebrada Barro Blanco	
6	Grupo Villeta	Pacho, Cundinamarca, Algodonales; Pacho, Cundinamarca, El Cedro	Cruz (1971)
7	Formación Chipaque	Guasca, Cundinamarca, Pericos	Hubach (1952), Gil (1976)
8	Formación Chipaque	La Pradera, Cundinamarca, El Salitre:	Alvarado (1943), McLaughlin y Arce (1972), Gil (1972)
9	Formación Guadalupe	Tabio, Cundinamarca, Quesero	Hubach (1940), Gil (1976)
10	Formación Chipaque	Sopó. Cundinamarca, Cerro Montenegro	Gil (1976)
11	Formación Chipaque	Zipaquirá, Cundinamarca, Alto de la Caldera	Gil (1976)
12	Formación Chipaque	Nemocón, Cundinamarca, El Volador	Hubach (1952)
13	Grupo Villeta	Sesquilé. Cundinamarca; El Peñón, Cundinamarca, Quebradada Molinero	Alvarado (1943)
14	Batolito de Ibagué	San Antonio, Tolima, Prospecto Guadualito	Gil (1976)

Fuente: Gilart *et al.* (2007)

Los depósitos por reemplazamiento son de pequeña magnitud; sin embargo, la explotación y el beneficio del hierro en Colombia comenzó con los yacimientos localizados en la Sabana de Bogotá, en la Formación Chipaque y, en menor proporción, en la Formación Fómeque, en el municipio de Manta, Cundinamarca. El depósito de mayor magnitud corresponde al de Las Mercedes, en el cual se han efectuado estudios geológicos, químicos y de cantidad de mineral.

En el prospecto de Las Mercedes, en Ubalá, Cruz y Camacho (1971) y Geocolombia (1968) han efectuado trabajos geológico-mineros, según los cuales el prospecto de hierro se encuentra emplazado en la Formación Calizas de Guavio en su parte superior, en el miembro Las Mercedes (Ulloa y Rodríguez 1976). La mineralización se encuentra interestratificada en la parte media de las calizas de Las Mercedes en forma de una capa con espesores de 10 a 20 m, longitud de 2.5 km en dirección del rumbo e inclinaciones de 12° a 30° W. La mineralización primaria corresponde a siderita, alterada a limonita, con un contenido de Fe del 51.0 al 58.0 %; Al2O3, 1.73 %; CaO, 63 %; MgO, 65 %, y P, del 2 al 3 % en mena alterada. Un análisis químico de siderita sin alterar dio los siguientes resultados: Fe del 36.9 al 41.5 %, con contenido bajo de azufre y fósforo (Cruz y Camacho (1971).

Las reservas inferidas, tomando promedios de espesor, longitud, profundidad y contenido de hierro dieron 4117000 t de reservas probadas, 16814000 t de reservas probables y 22030000 t de reservas posibles.

El origen de la mineralización, según Geocolombia (1971), es sedimentario, con minerales primarios de hematita, limonita, goethita y siderita, en capas calcáreas del Carboniano. Estudios de Ingeominas concluyeron que la mineralización se encuentra emplazada en calizas del Cretáceo Inferior, corresponde a reemplazamiento de calizas por fluidos hidrotermales que formaron siderita y por meteorización, óxidos e hidróxidos de Fe (Camacho y Cruz, 1971).

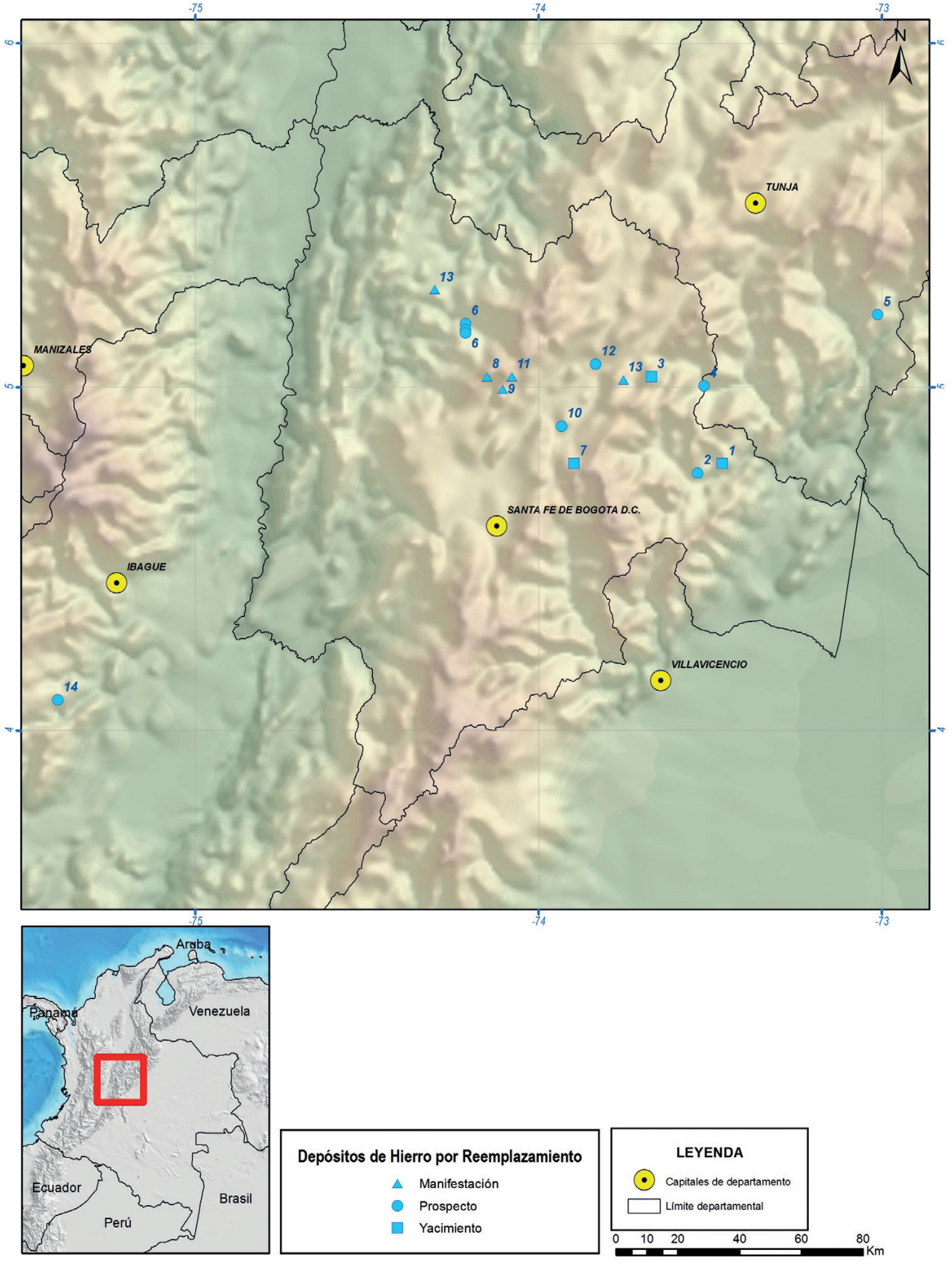


Figura 25. Depósitos de hierro por reemplazamiento

Fuente: tabla 14, tomado de Ulloa (1987)

En la Formación Fómeque, en los municipios de Manta, Tibirita y San Eduardo, se han reportado pequeñas manifestaciones de siderita emplazadas en calizas. Por alteración se originó limonita. Los contenidos de oscilan entre el 50 y el 74.83 % de Fe, y entre el 5.63 y el 9.60 % de CaO3 (Manjarrés, 1966; Rodríguez, 1971; Gil, 1976) (figura 26).

En la Formación Chipaque se encuentran varias manifestaciones de hierro en el departamento de Cundinamarca, en los municipios de Sopó, Zipaquirá, Nemocón, Sesquilé, Tabio, Guasca y Pacho.

Las manifestaciones de Sopó, en cerro Montenegro, y Guasca, en Pericos, corresponden a areniscas cuarzosas, impregnadas con óxidos de hierro, con contenidos de Fe del 48 al 58 %, y sílice del 10.25 al 39 %. En el cerro Montenegro el cálculo de reservas probables fue 200 millones de toneladas para el banco principal y 1000000 en otros bancos. En Pericos se calcularon 600 millones de reservas estimadas.

Esta manifestación fue explotada asumiendo que las capas de areniscas impregnadas de hierro eran de origen sedimentario y su continuidad en dirección al buzamiento era continua; sin embargo, en el momento de efectuar la minería se encontró que las capas con hierro se convertían en areniscas cuarzosas a los pocos metros de profundidad. Este fenómeno definió que la explotación solamente correspondía a muy pocos millones de toneladas; por tanto, la mina fue cerrada.

El resto de las manifestaciones de las áreas mencionadas corresponden a cuerpos tabulares de siderita que alteran superficialmente a limonita y goethita; los espesores de las manifestaciones oscilan entre 0.5 y 3.8 m. Estas manifestaciones se consideran, en unos casos, de origen sedimentario y, en otros, por reemplazamiento de calizas por aguas meteóricas ferruginosas (Alvarado, 1943; McLaughlin y Arce, 1972; Gil, 1976).

3.2.3. Lateritas

Depósitos lateríticos en Colombia se han reportado en la cordillera Occidental, en la Central; en Córdoba (Cerromatoso); Valle (Dagua); Antioquia (Morro Pelón, Medellín y Amagá), y en Meta (Serranía de la Macarena) (tabla 15 y figura 27).

La única mineralización en explotación es Cerromatoso, de donde se extraen níquel y ferroníquel. La mena de Cerromatoso proviene de la laterización de peridotitas, las cuales por enriquecimiento residual dan una capa superficial dura o canga, con espesores entre 5 y 12 m, y contienen un promedio del 47 % de Fe y del 12 al 14 % de SiO_2 (Garcés, 1995), y un promedio del 2 % de níquel (UPME, 2005).

Actualmente, la planta de Cerromatoso tiene una capacidad nominal de 55 kt al año, que la hacen la mayor productora de ferroníquel en el mundo (UPME, 2005). Es explotada como mena de níquel, el cual se exporta en su mayor parte; solamente un pequeño porcentaje es distribuido como ferroníquel a Paz de Río y a las otras acerías semintegradas del país.

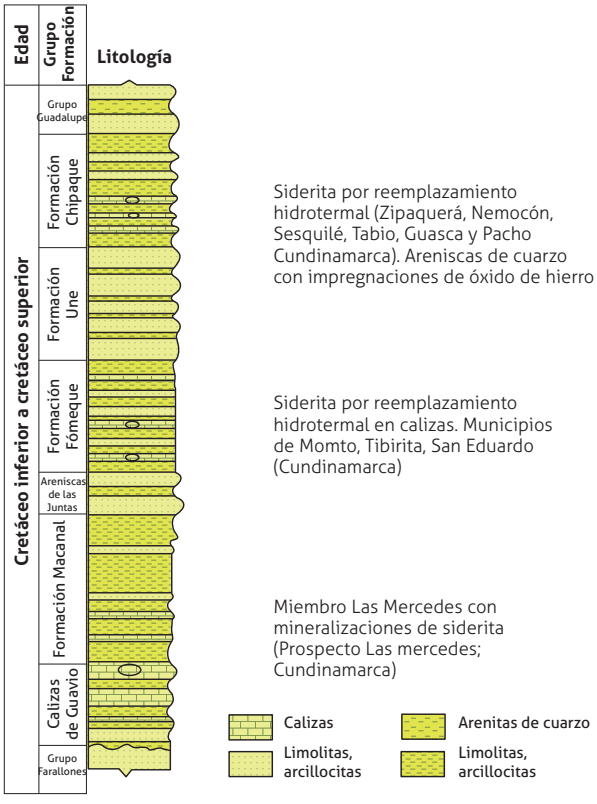


Figura 26. Columna estratigráfica generalizada del Cretáceo Inferior a Superior de la parte centroriental de la cordillera Oriental de Colombia
Muestra las mineralizaciones hidrotermales de hierro

Fuente: Manjarrés (1966); Rodríguez (1971); Gil (1976)

Tabla 15. Depósitos producidos por enriquecimiento en superficie o cerca de ella. Lateritas, minerales principales: limonita, goethita

N.º	Tipo de depósito	Localidad	Autor
1	Lateritas	Montelíbano, Cerromatoso, Córdoba	Cruz (1971)
2	Lateritas	Dagua, Valle	Manjarres (1958)
3	Lateritas	Campamento, Morro Pelón, Antioquia	Alvarado (1940)
4	Lateritas	Medellín, Antioquia	Restrepo (1959), Cock (1952)
5	Lateritas	Amagá, Antioquia	Cock (1952)
6	Lateritas	Serranía de la Macarena, Meta	Paba (1950)

Fuente: Gilart *et al.* (2007)



Figura 27. Depósitos de lateritas de hierro en Colombia

Fuente: tabla 15, tomado de Ulloa (1987)

3.3. Situación actual de la minería

A la fecha, en los registros de la Agencia Nacional de Minería (ANM, 2017), existen 76 títulos vigentes con hierro entre los minerales a concesionar, con una área de 115 524.40 ha, de los cuales 12 están en etapa de construcción y montaje, 12 en exploración, 51 en explotación y uno con par en la gobernación de Antioquia, los cuales se encuentran localizados en los departamentos de Boyacá, Bolívar, Cesar, Córdoba, Santander, Atlántico, Huila, Chocó, Tolima, Santander, Cauca, Caldas, Cundinamarca, Casanare, La Guajira y Antioquia; con respecto a solicitudes mineras se reportan 255 vigentes, con un área de 445 595.26 ha, en los departamentos de Bolívar, Cesar, Córdoba, Santander, Atlántico, Huila, Chocó, Tolima, Santander, Cauca, Caldas, Cundinamarca, Casanare, La Guajira, Antioquia, Guaviare, Meta, Putumayo, Magdalena, Guainía y Quindío, y finalmente hay 25 solicitudes de contrato de legalización minera que abracan un área de 11467.81 ha.

3.3.1. Potencial

En el marco de las Provincias Litosféricas Grenvilliana (PLCMG) y Continental Paleoproterozóica Amazónica (PLCPA), existen ambientes favorables para la mineralización de hierro, en las cordilleras Central y Oriental, la Sierra Nevada de Santa Marta y el Escudo de Guyana.

Los prospectos que por el momento presentan mayor interés corresponden a Sabanalarga en Casanare, que en trabajos recientes indican un buen potencial de reservas, lo que unido a una mejora sustancial en la infraestructura del territorio permite considerar viable su explotación en un futuro próximo. De confirmarse la extensión y el espesor de las capas de hierro bandeadas al suroeste de Mitú, constituirán la mayor reserva de hierro para el país.

El Servicio Geológico Colombiano en el año 2016 publica el *Atlas Geoquímico de Colombia, versión 2016*, con el cubrimiento aproximado del 35% del país; para el Hierro se basó en su concentración en sedimentos (%) de 32331 registros analizados (SGC, 2016a) (figura 28).

Así mismo, el *Mapa Metalogénico de Colombia.* Versión 2016 que muestra la distribución espacial y temporal de depósitos y ocurrencias o manifestaciones minerales en un contexto geológico, se presenta lo que a la fecha se encuentra validado (SGC, 2016b) (figura 28).

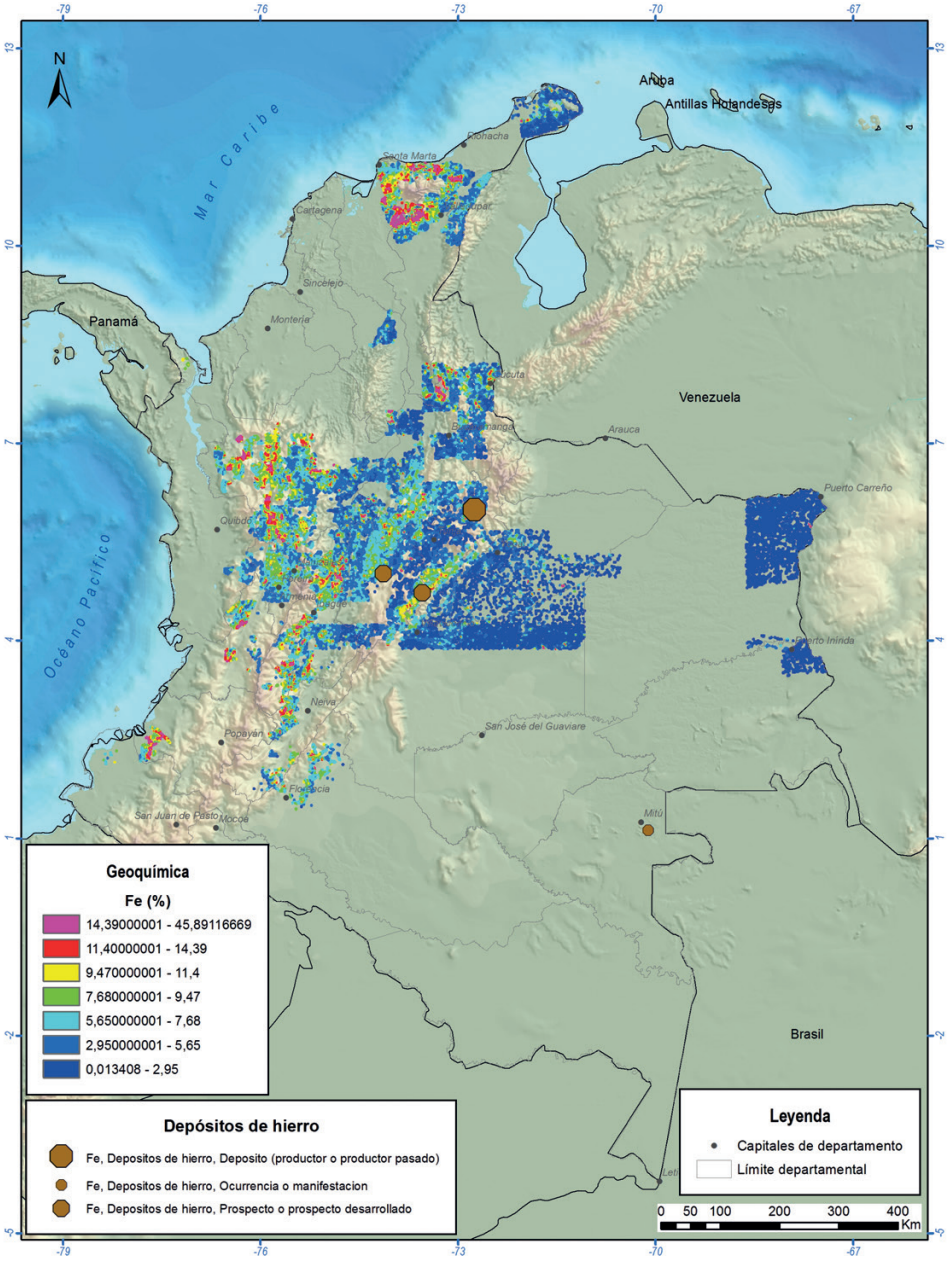


Figura 28. Distribución geoquímica del hierro en Colombia

Fuente: SGC (2016a y 2016b)

3.3.2. Comercio

La producción de concentrados y aglomerados de hierro en el periodo 1995-2016 promedia anualmente 595000 t (figura 29).

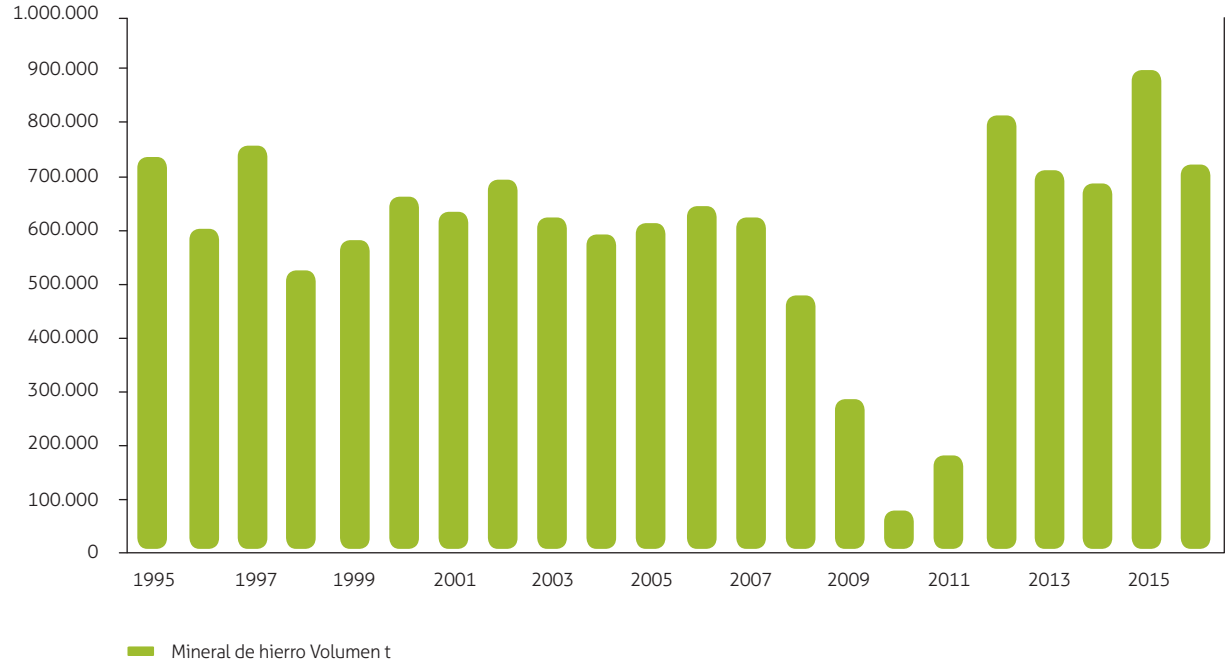


Figura 29. Producción de concentrados de hierro nacional, 1995-2016
Datos en miles de toneladas

Fuente: SIMCO (2017)

Sin embargo, la producción de acero creció en los últimos cinco años como consecuencia del desarrollo económico del país y la actual coyuntura internacional del crecimiento de la economía de China, que incrementa la demanda en el mercado internacional. En la tabla 16 se presenta la producción de acero crudo y terminado, en el periodo 2012-2016 (Alacero, 2016).

Tabla 16. Producción de acero crudo y terminado, 2012-2016

Producción	2012	2013	2014	2015	2016
Acero crudo	1302	1236	1208	1211	1259
Acero terminado	1726	1650	1804	1860	1820

Datos en miles de toneladas

Fuente: Alacero (2016)

Con respecto a la composición de la producción de acero terminado, los productos no planos que incluyen alambrón, barras y perfiles tienen la mayoría de la producción (50 %), lo que está acorde con la orientación que tiene el sector hacia la industria de la construcción, por su alta demanda. Las formas intermedias, que incluyen planchones, techos y palanquilla constituyen el 46 % de la producción; los productos planos que incluyen chapas y bobinas laminadas en caliente tienen el porcentaje más bajo de la producción total, con tan solo el 4 %. Los productos mencionados son absorbidos por la industria de la construcción y por el sector metalmecánico. En la tabla 17 se muestran las diferentes formas de producción de acero en el periodo 2012-2016.

Tabla 17. Composición de la producción de acero semiterminado y terminado, 2012-2016

Producción	2012	2013	2014	2015	2016
Aceros largos	1291	1297	1394	1420	1349
Aceros planos	435	353	410	440	471

Datos en miles de toneladas

Fuente: Alacero (2016)

La producción nacional no suple la demanda; por tanto, las importaciones de aceros terminados se hacen necesarias para complementar la oferta nacional, como se observa en la tabla 18. Este fenómeno probablemente se debe al menor costo y a la calidad de los aceros importados.

Tabla 18. Relación consumo frente a producción de acero en Colombia

Ítem	2012	2013	2014	2015	2016
Producción acero	1726	1650	1804	1860	1820
Demanda acero	3500	3500	4000	4000	4000

Datos en miles de toneladas

Fuente: Alacero (2016)

3.3.3. Perspectivas

Las perspectivas del mercado nacional estarán determinadas en gran medida por el comportamiento de los sectores industriales y de la construcción, así como por la definición de algunos factores de incertidumbre que pesan sobre la economía de Colombia, como el desarrollo del tratado de Libre Comercio (TLC) con Estados Unidos (Gilart, 2006).

Al observar la tabla 16 se puede deducir un mayor crecimiento de la producción de las acerías semintegradas, con respecto a los aceros por el proceso integrado. Este fenómeno se debe al menor costo en la inversión para la producción de aceros por el proceso semintegrado.

Además, para producir buenos aceros vía alto horno es necesario contar con depósitos de alta calidad, con los cuales no cuenta el país. En cambio, por el proceso semintegrado pueden obtenerse con la importación de hierro de buena calidad o con chatarra de acero.

Es necesario llevar a cabo estudios tendientes a incrementar la exploración de las reservas de mineral de hierro. A corto plazo es importante estudiar los prospectos de Sabanalarga en Boyacá y los de la quebrada El Hierro en la Sierra Nevada de Santa Marta; asimismo es pertinente efectuar estudios detallados en la región de Mitú, donde al parecer existen grandes manifestaciones de hierro de estratos de hierro oolítico y estratos de hierro bandeado.

En caso de no confirmarse los prospectos y los yacimientos en el país será necesario seguir importando hierro y chatarra, lo cual requeriría pensar en localizar nuevas siderúrgicas semintegradas en sitios estratégicos en la costa Pacífica y en la costa Atlántica.

4. Aspectos ambientales y sustitutos

Concentraciones de hierro superiores a 200 mg/l en el agua son tóxicas para los humanos; asimismo la disponibilidad de hierro en los suelos puede afectar considerablemente el crecimiento de algunas plantas, la cual depende del Ph, del contenido de fosfatos y el contenido de otros metales (como Co). Algunas plantas como la papa, el fríjol o el tomate son capaces de reducir la cantidad de hierro en los suelos. Por otra parte, concentraciones de 0.3 mg/l en el agua pueden producir pigmentación de color amarillo a café en las prendas de lavado y en los sanitarios.

Con respecto a los sustitutos, la única fuente primaria es el mineral de hierro, que se utiliza directamente como mineral en trozos, barras o concentrados; sin embargo, desde el 2003 la chatarra se está utilizando como materia prima para los productos de hierro o acero. Una pequeña cantidad de chatarra de hierro es reciclada (aproximadamente el 7 %), mientras que en la industria del acero se reciclan grandes cantidades (aproximadamente el 67 %).

Debido a sus características y abundancia el hierro no presenta grandes sustitutos de manera directa, pero sí presenta sustitutos de marea indirecta a través de su producto, el acero (Oyander y Shand, 2013).

Referencias

Agencia Nacional de Minería (ANM). (2017). *Estado actual de títulos y solicitudes mineras en Colombia*. Bogotá. Disponible en https://www.anm.gov.co

Alfonso, R. y González, L. (1990). *Geología y evaluación económica de los prospectos de ilmenita, magnetita y apatito en el sector de Don Diego, Sierra Nevada de Santa Marta*. Bogotá: Ingeominas.

Alvarado, B. (1940). *Informe sobre el yacimiento de hierro de Morro Pelón, municipio de Campamento, departamento de Antioquia*. Informe 8. Bogotá: Servicio Geológico Nacional.

Alvarado, B. (1943). *Informe geológico general sobre los yacimientos de hierro y carbón de Guasca*. Informe 45b. Bogotá: Servicio Geológico Nacional.

Arce, M. (1951). *Hierro de la región del alto El Rosario, Departamento de Bolívar*. Informe 73. Bogotá. Servicio Geológico Nacional.

Arndt, N., y Ganino, C. (2012). *Metals and Society. An Introduction to Economic Geology.* Berlin: Springer.

Asimet. (2005a). *Mineral de hierro en Latinoamérica. Brasil*. Disponible en http://www.asimet.cl/hierro_brasil.htm

Asimet. (2005b). *Mineral de hierro en Latinoamérica. Venezuela*. Disponible en http://www.asimet.cl/hierro_venezuela.htm

Asociación Latinoamericana de Acero (Alacero). (2016). *América Latina en cifras 2016*. Santiago de Chile.

Awrawik, S. (1977). Paleobiology of stromatolites. En *Chemical evolution of the early Precambrian*. Nueva York: Ponnamperuma.

Barbosa, F. (2015). *Las cinco mayores minas de mineral de hierro en Brasil.* Disponible en http://www.bnamericas.com/es/reportajes/mineria/las-cinco-mayores-minas-de-mineral-de-hierro-de-brasil

Bateman, A. (1957). *Yacimientos minerales de rendimiento económico.* Barcelona: Omega.

Bravo, E. (2013). *Minería: arco minero Orinoco.* Disponible en https://jfernandar.files.wordpress.com/2013/08/arco-minero-orinoco-emilio-bravo.pdf

Buenaventura, J. (1975). *Ocurrencias minerales en la región Norte del Departamento del Tolima*. Informe 1688. Bogotá: Ingeominas.

Buitrago, C. (1975). *Ocurrencias minerales en la región central del departamento del Tolima*. Bogotá: Ingeominas.

Buitrago, C. (1976). *Ocurrencias minerales en el departamento del Huila*. Informe 1698. Bogotá: Ingeominas.

Camacho, R., Nigrinis, R. y Ulloa, C. (1972). *Investigación geológica del depósito de hierro oolítico del municipio de Sabanalarga, Boyacá*. Informe 1618. Bogotá: Ingeominas.

Cock, J. (1952). *Reseña sobre los minerales de hierro del valle de Medellín*. Informe 1276. Bogotá: Ingeominas.

Cox, D. y Singer, D. (1992). *Mineral Deposit Models*. Denver: United States Geological Survey (USGS).

Cruz, J. (1971). *Yacimientos de hierro en Colombia y depósitos de hierro en Suramérica. Informe 1584.* Bogotá: Ingeominas.

Cruz, J. y Camacho, R. (1971). *Informe sobre las investigaciones geológico- mineras en el yacimiento de hierro de Ubalá, Cundinamarca*. (Informe). Bogotá: Ingeominas.

Edwards, R. y Atkinson, K. (1985). *Camburmne.* Londres-Nueva York: Chapman and Hull.

Ferrominera Orinoco. (s.f.). http://www.ferrominera.com.

Fersman, A. (1945). *Libros maravillosos*. *Geoquímica recreativa.* Disponible en http://www.librosmaravillosos.com/geoquimica/index.html

Frietsch, R. (1968). Precambrian iron ores of sedimentary origin in Sweden. En *Genesis of Precambrian iron and manganese deposits. Symposium*. Stockholm: Geological Survey of Sweden.

Frietsch, R. (1973). The origin of the Kiruna iron ores. *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 95(4), 375-380.

Galvis, J. y Gómez, L. (1998). Hierro bandeado en Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 22(85), 485-496.

Galvis, J., Hugett, A. y Ruge, P. (1979). Geología. En *La Amazonía colombiana y sus recursos. Proyecto radargramétrico del Amazonas*. Bogotá: Instituto de Investigaciones Geológico Mineras.

Garcés, H. (1995). *Geología económica de los yacimientos minerales - Yacimiento de Colombia - Minerales metálicos.* Medellin: Clave.

Garrels, R., Perry, E. y Mackenzie, F. (1973). Genesis of Precambrian iron formation and the development at atmospheric oxygen. *Economic Geology*, 68(7), 1173-1170.

Gaucher, C. (s. f.). Contexto geológico y económico de la minería de hierro en Uruguay y el mundo. *Sociedad Uruguaya de Geología.* Disponible en http://www.sugeologia.org/documentos/Gaucher_Jornada_Mineria_Fe.pdf

Geijer, P. (1919). Recent developments at Kiruna. *Sveriges Geologiska Undersokning*, (288), 1-22.

GeoColombia. (1968). *Exploraciones geológico-mineras de un yacimiento de mineral de hierro en Ubalá, Cundinamarca*. Bogotá.

Gil, E. (1976). *Ocurrencias minerales en el departamento de Cundinamarca*. Informe 1708. Bogotá: Ingeominas.

Gilart, R. (2006). *Situación del mercado nacional e internacional del hierro y acero.* Bogotá: GI Georecursos SAS.

Gilart, R., Ulloa, C., Ramos, A. y Domínguez, E. (2007). *Informe preliminar Exploración Hierro Sabanalarga.* Bogotá: GI Georecursos SAS.

Gómez, T., Nivia, G., Jiménez, M., Montes, R., Sepúlveda, O., Osorio, N. *et al*. (2006). *Mapa geológico de Colombia escala 1:2.800.000*. Bogotá: Ingeominas

González, L. (2000). Análisis financiero para mineralizaciones de ilmenita en la Sierra Nevada de Santa Marta. *Boletín Geológico*, 38(1-3), 1-8.

Gooddwin, A. (1973). Archean Iron formation and tectonic basin of Canadian Shield. *Economy Geology*, 68, (7), 915-933.

Gross, G., Gower, C. y Lefebure, D. (1997). Magmatic Ti-Fe±V Oxide Deposits. En *Geological Fieldwork* 1997, (1), 24J-1-24J-3.

Guilbert, J. y Park, J. (1985). *The Geology of Ore Deposits.* Dallas: Fremman and Company.

Hubach, E. (1940). *Exploración Geológica del yacimiento de hierro de El Codito, hacienda de La Pradera, Municipio de Subachoque*. Informe 439. Bogotá: Servicio Geológico Nacional.

Hubach, E. (1952). *Yacimiento de mineral de hierro, carbón y de Caliza en Colombia, como base de la industria siderúrgica*. Informe 874. Bogotá: Servicio Geológico Nacional.

Hubach, E. (1953). *El yacimiento de Limonita de "Cueva de Chulos". Municipio de Guatavita. Departamento de Cundinamarca*. Informe 909. Bogotá: Servicio Geológico Nacional.

InfoAcero. (s.f). *Historia del acero*. Disponible en http://www.infoacero.cl/acero/historia.htm

Invemar; Ingeominas; Ecopetrol; ICP y Geosearch (2007). *Geología de la plancha 12*. Bogotá: Ingeominas.

James, H. (1954). Sedimentary facies of iron formation. *Economy Geology*, 49(3), 235- 293.

Klemic, H., James, H. L. y Eberlein, G. (1973). United States Mineral Resources – Iron. *Geological Survey Paper*, 820, 291-306.

Lemoalle, J. y Dupont, B. (1973). *Iron bearing oolites and the present condition in Lake Chad (Africa).* Berlín: Amstutz and Bermanrd.

Linares, F. y Arraiz, D. (2015). *Geociencias aplicadas latinoamericanas. Mapa de anomalías de Bouguer de Venezuela derivado del modelo combinado EIGEN-6C4.* Disponible en https://www.researchgate.net/publication/291525880_Mapa_de_anomalias_de_Bouguer_de_Venezuela_derivado_del_modelo_combinado_EIGEN-6C4

Lunar, R. (1977). *Mineralogénesis de los yacimientos de hierro del nordeste de la peninsula.* Memoria. Madrid: Instituto Geológico y Minero de España.

Mackin, J. (1947). *Some estructural features of the instrusions in the iron spring district, Utah*. En *Guide Book to the Geology of Utah*. Salt Lake City: Utah Geological Association.

Manjarres, G. (1958). *Minerales de hierro en Cerro Chancos, municipio de Dagua, departamento del Valle del Cauca*. Informe 1285. Bogotá: Ingeominas.

Manjarrés, G. (1966). *Yacimiento de hierro de Tibirita*. Informe 1346. Bogotá: Ingeominas.

Mariño, J. (1976). *Ocurrencias Minerales en el departamento de Boyacá*. Compilación. Informe 1710. Bogotá: Ingeominas.

McLaughlin, D. y Arce, M. (1972). Recursos minerales de parte de los departamentos de Cundinamarca, Boyacá y Meta. *Boletín Geológico*, 19(1), 10-21.

Mutis, V. (1943). *El yacimiento de hierro del "Espíritu Santo" en el corregimiento de Sevilla*. Informe 269. Bogotá: Servicio Geológico Nacional.

Ohmoto, H., Watanabe, Y. y Yamaguehi, K. (2006). Chemical and biological evolution of early Earth: Constraints from banded iron formations. En *Evolution of Early Earth´s Atmosphere, Hydrosphere and Biosphere- Contraints from Ore Deposits* Colorado: T. G. America, S. Kesler y H. Ohmoto.

Otero, A. (1975). *Ocurrencias minerales en el Departamento de Santander. Informe 1686*. Bogotá: Ingeominas.

Oyander, J. y Shand, C. (2013). *Mercado Mundial de Hierro: Demanda*. Santiago de Chile: Universidad de Chile.

Paba, F. (1950). *Yacimientos de hierro de Rovira y el Valle. Departamento del Tolima*. Iinforme 629. Bogotá: Servicio Geológico Nacional.

Parak, T. (1975). *Kiruna iron ores are not "intrusive-magmatic ores of the Kiruna type"*. *Economic Geology*, 70(7), 1242-1258. Doi: 10.2113/gsecongeo.70.7.1242

Philpotts, A. (1967). *Origen of certain iron- titanium oxide and apatite rocks*. Economic Geology, 62(3), 303-315.

Restrepo, G., Cepeda, H. y Núñez, A. (1975). *Contribución al conocimiento de los yacimientos de hierro oolítico de Paz de Río (Petrogénesis y facies)*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.

Restrepo, H. (1959). *Mineral de hierro, lateritas, al norte de Medellín*. Informe 1329. Bogotá: Inventario Minero Nacional.

Reyes, I. y Valentino de Reyes, M. (1976*). Geología y características geológicas y geoquímicas del Banco Mineral de Hierro en el yacimiento de Buenos Aires*. Memoria del I Congreso Colombiano de Geología. Bogotá.

Reymond, C. (1942). *Yacimientos de magnetita de Espíritu Santo, corregimiento de Servilla, Ciénaga. Magdalena*. Informe 293. Bogotá: Servicio Geológico Nacional.

Rodríguez, E. (1971). *Ocurrencias minerales en el cuadrángulo K-12 y parte del K-11. Informe 1581*. Bogotá: Ingeominas.

Rodríguez, E. y Ulloa, C., (1979). *Geología de las planchas 170: Vélez y 190: Chiquinquirá*. Informe No. 1794. Bogotá: Ingeominas.

Salinas, R., Rodríguez, C., Lozano, H. y Solano, F. (1999). *Mapa metalogénico de Colombia*. Informe 2259. Bogotá: Ingeominas.

Sarmiento, R. y Alvarado, B. (1944). *Informe 468. Cuadrángulos I13, J13*. Bogotá. Ingeominas.

Servicio Geológico Colombiano (SGC). (2016a). *Atlas Geoquímico de Colombia. Versión 2016*. Concentración de Hierro (Fe). Bogotá.

Servicio Geológico Colombiano (SGC). (2016b). *Mapa Metalogénico de Colombia*. Bogotá.

Sistema de Información Minero Colombiano (SIMCO). (2017). *Producción de hierro*. Disponible en http://www1.upme.gov.co/simco/Reportes_SIMCO/Paginas/MSPH1.aspx.

Tchanz, C., Buenaventura, J. y Jimeno, J. (1970). Recursos minerales de la Sierra Nevada de Santa Marta. *Boletín Geológico*, 18(1).

Torres, E., López, M. y Nivia, A. (2013). *Geología de la plancha 229. Gachalá. Escala 1: 100 000*. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

Ulloa, C. (1979). Hierro oolítico en el Norte de Suramérica. *Memorias del IV Congreso Latinoamericano de Geología.* Trinidad y Tobago.

Ulloa, C. (1987). *Recursos minerales de Colombia*. Bogotá: Ingeominas.

Ulloa, C., Guerra, A., y Escovar, R. (1998). *Geología de la plancha 172: Paz del Río. Escala 1: 100 000*. Bogotá: Ingeominas.

Unidad de Planeación Minero Energética (UPME). (2005). *Boletín estadístico de minas y energía 1999-2005*. Disponible en: www.upme.gov.co/docs/boletin_estadistico_1999_2005.pdf. Bogotá: El Autor.

United States Geological Survey (USGS). (1997). *Mineral Commodity Summaries 1997* en Iron and Steel. Disponible en https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/iron_&_steel/350397.pdf

United States Geological Survey (USGS). (2017). *Mineral Commodity Summaries 2017. Chromium*. Disponible en https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/mcs/2017/mcs2017.pdf

Vesga, C. (1972). *Reconocimiento Geológico y Geoquímico preliminar del río Guaviare.* Informe 1631. Bogotá. Ingeominas.

Wikimedia. (2017). *Brazil map en 2004*. Wikimedia Commons. Disponible en https://commons.wikimedia.org/w/index.php?-title=File:Brazil_map_en_2004.png&oldid=258413866

Wopfner, H. y Schwarzbach, M. (1976). *Ore deposits in the light of paleoclimatology*. En *Handbook of strata-bound and Stratiform Ore Deposits*, 3, 43-92.

World Steel Association. (2016). *Steel Statistical Yearbook 2016*. Disponible en https://www.worldsteel.org/en/dam/jcr:37ad1117-fefc-4df3-b84f-6295478ae460/Steel+Statistical+Yearbook+2016.pdf Bruselas.



Siderita y hematita
Servicio Geológico Colombiano
Fotografía: Alejandra Cardona, SGC



Cromita
Servicio Geológico Colombiano
Fotografía: Alejandra Cardona, SGC

Cromo

Humberto González

Citación: González, H. (2019). Cromo. En: *Recursos minerales de Colombia*, vol. 2. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

El cromo es el elemento más abundante del grupo de los elementos de transición. Se encuentra en una concentración de 110 ppm en la corteza terrestre y tiene una densidad de 7.19 g/cm^3; su punto de fusión es 1875 °C y su punto de ebullición es 2665 °C. Sus principales características son la resistencia a la corrosión, al desgaste y al calor, condiciones aprovechadas principalmente en las industrias química, metalúrgica y refractaria.

El cromo no se encuentra libre en la naturaleza. Su mineral más importante, por abundancia y valor económico, es un óxido de cromo: la cromita ($FeCr_2O_4$). Las ocurrencias más importantes se encuentran en Turquía, Estados Unidos, Sudáfrica, Albania, Finlandia, Irán, Madagascar, Rusia, Rodesia Meridional, Cuba, Brasil, Japón, India, Pakistán y Filipinas. La crocoita ($PbCrO_4$) es también un mineral de cromo, de menor importancia, y se explota comercialmente en Rusia, Brasil, Estados Unidos y Tasmania.

En 1778 el francés Louis-Nicholas Vauquelin, tras analizar un mineral (crocoita $PbCrO_4$) descubierto por Peter Simón Pallas en 1770 en las minas de Beresof, en los Urales, consiguió producir un óxido (Cr_2O_3) del cual, al ser calentado con carbón vegetal, aisló trozos de un metal cuyo análisis posterior reveló un nuevo elemento metálico al que llamó cromo (de la palabra griega *chroma*, que quiere decir "color"), debido a los distintos colores que presentan los compuestos de este elemento. En 1798 Lowitz y Klaproth lo descubrieron independientemente en una muestra de una roca negra pesada, al norte de las minas de Beresof y en Tassaert, así como en un pequeño depósito en la región del Var, al sureste de Francia. Este mineral se determinó como el rubí sintético del cromo-hierro, ahora conocido como cromita ($FeOCr_2O_3$).

Dichos depósitos aumentaron fuertemente las fuentes de cromo, en ese entonces usado únicamente en la industria de la pintura. En 1827 Isaac Tyson identificó depósitos en la frontera de Maryland-Pensilvania, en Estados Unidos, que se convirtieron en los principales abastecedores mundiales. A partir de 1860 se explotaron los depósitos de Turquía, mientras que la explotación minera del mineral de cromo comenzó en India y África meridional alrededor de 1906.

Los pigmentos en pintura fueron el uso principal del cromo hasta finales del siglo XIX, cuando se comenzó a usar como aditivo en aceros y como material refractario. A principios del siglo XX se obtuvo el metal mediante aluminotermia; a partir de entonces comenzó el mayor uso de la cromita en la aleación ferrocromo y el cromo como ingrediente principal de los aceros inoxidables (Álvarez, 1987).

Existen dos tipos de depósitos: estratiformes y podiformes u ofiolíticos. En Colombia las manifestaciones de cromita son de tipo podiforme, asociadas a cinturones ofiolíticos. El principal depósito, asociado a la Dunita de Medellín, ya fue explotado; las demás manifestaciones no presentan condiciones de infraestructura favorables para su aprovechamiento económico y tienen pocas reservas de mineral (a pesar de demostrar concentraciones óptimas para ser usada en la industria refractaria). Dada su magnitud, en Colombia no se reporta oficialmente producción de cromo.

1. Usos

El cromo raramente se emplea como metal puro, ya que en frío es duro y quebradizo, y en caliente se oxida; por tanto, se utiliza como parte de muchas aleaciones. Sus principales características son la resistencia a la corrosión, al desgaste y al calor, así como su color. Estas propiedades lo convierten en un material indispensable y versátil en la industria moderna.

La fuente comercial primaria está bajo la forma del mineral cromita; sus usos principales están enfocados hacia las industrias de la metalurgia, refractarias y químicas; el porcentaje de su uso para el 2016 se muestra en la figura 1. La mayor parte de la cromita producida entra en los aceros; el resto se utiliza para aleaciones de acero

especiales, superaleaciones de metal cromo, productos químicos de cromo y productos refractarios basados en cromo. Estos porcentajes no han variado mucho en la última década, si se tiene en cuenta que en el 2005 eran del 93.4 % para grado metalúrgico; del 3.1 % para grado químico y del 3.5 %, para grado refractario y de la fundición.



Figura 1. Usos del mineral de cromo

Fuente: ICDA (2017)

Desde el punto de vista de la composición y el uso existen tres divisiones generales para los minerales de cromo (Thayer, 1973; Mikami, 1983, citados en Álvarez, 1987):

- Cromita alta en cromo (grado metalúrgico). Contiene un 46 % o más de Cr_2O_3 y una relación de Cr:Fe de 2:1 o más. Una composición estándar tiene un 48 % Cr_2O_3 y una razón de Cr:Fe de 3:1.
- Cromita alta en hierro (grado químico). Contiene del 40 a al 46 % (promedio ≥ 44 %) de Cr2O3. Una relación de Cr:Fe menor (generalmente 1.5) Cr:Si de 2:1 o más. Una composición estándar tiene un 48 % Cr_2O_3 y una razón de Cr:Fe de 3:1.
- Cromita alta en aluminio (grado refractario). Contiene del 30 al 40 % de Cr_2O_3, del 25 al 32 % de Al_2O_3 y una relación de Cr:Fe que varía de 2.0-2.5:1. El hierro total como FeO es menor al 15 %.

1.1. Aplicaciones metalúrgicas (cromita alta en cromo)

En metalurgia el cromo imprime resistencia, dureza y brillo como componente de aleaciones, las cuales son poco sensibles a las temperaturas elevadas y a la acción química como la corrosión (Papp, 2007).

La principal aleación es el ferrocromo (hierro y cromo), que proporciona alta resistencia a la corrosión y mejora la dureza. Se produce por reducción pirometalúrgica de la cromita con carbón o sílice, en hornos de arco voltaico a altas temperaturas.

El acero inoxidable contiene entre el 8 y el 12 % de cromo, que es el principal responsable de que sea inoxidable. Actualmente es utilizado en materiales de construcción, aplicaciones eléctricas, calentadores eléctricos de agua, utensilios de cocina, para moldear y en tanques de agua (Papp, 2007). El consumo de aceros inoxidables está aumentando con un índice de crecimiento anual del 5 %, y ha encontrado nuevos usos en el sector de los productos alimenticios y de las bebidas, la arquitectura, la explotación minera y la industria del automóvil.

Otra aplicación está en las superaleaciones, usadas en las industrias aeroespacial, automotora y eléctrica, en control de la contaminación, generación de energía y productos químicos y petroquímicos (Papp, 2007).

Molibdeno, cromo y níquel se utilizan en aleaciones para turbinas de motor de automóviles y *jets*. Otras aleaciones importantes del cromo son las de hierro y níquel (como resistencia en los aparatos de calefacción eléctrica), cobalto, aluminio, titanio y aleaciones no ferrosas (ICDA, 2017).

El cromo puede reciclarse con facilidad, pues tanto en el acero inoxidable como en su forma metálica no plantean ninguna amenaza al ambiente (ICDA, 2017).

1.2. Aplicaciones químicas (cromita alta en hierro)

Los productos químicos del cromo ofrecen dos características distintivas: estabilidad y permanencia del color; por tanto, es utilizado principalmente como catalizador y pigmento. Los cromatos y dicromatos ($K_2Cr_2O_7$) son inhibidores de la corrosión. Se usan para la preparación de colorantes, en fungicidas y esmaltes cerámicos.

El cromato de plomo ($PbCrO_4$), conocido como "amarillo de cromo", se usa como colorante. Al igual que el óxido de cromo (Cr_2O_3), conocido como "verde de cromo", se emplea en la coloración de vidrios y porcelanas, así como en pinturas esmaltadas.

El dióxido de cromo ($FeCr_2O_3$), por su parte, es un material ferromagnético utilizado para el recubrimiento de las cintas de casete de "cromo". El trióxido de cromo (CrO_3) se vende industrialmente como "ácido crómico". El dicro-

mato de potasio ($K_2Cr_2O_7$) es un oxidante utilizado para limpiar el material de vidrio en los laboratorios; también se utiliza como agente para fijar tintas en tela.

Por último, el bromuro de cromo (CrB) se emplea como conductor eléctrico de alta temperatura, y el sulfato de cromo ($Cr_2(SO_4)_3$) se utiliza como pigmento verde en pinturas, cerámica, barnices y tintas.

1.3. Aplicaciones refractarias (cromita alta en aluminio)

El punto de fusión elevado de la cromita ha sido aprovechado desde hace más de cien años en la industria de los refractarios. Se utiliza en hornos rotatorios de cemento Portland, ladrillos refractarios, arenas de fundición, cristalería, hornos para gasificación de carbón y calderas (Vélez, 2000).

1.4. Otras aplicaciones

El cromo disminuye las propiedades magnéticas, lo cual tiene importancia para la industria de la relojería. También aumenta la sonoridad (por ejemplo en trompetas, campanas, etc.). Se usa también para dar un color verde a las esmeraldas y un color rojo a los rubíes.

2. Ambiente geológico

El cromo es un elemento litófilo que se presenta íntimamente asociado al níquel y al magnesio en las rocas máficas y ultramáficas, en depósitos estratiformes y podiformes. A continuación se describen las principales características físicas y químicas del cromo, los tipos de depósitos en los que se encuentra y los métodos de prospección, explotación y proceso de beneficio, para su aplicación en las diferentes industrias.

2.1. Características

Las rocas fuente contienen un promedio que fluctúa de 1000 a 3000 ppm de cromo, concentraciones altas comparadas con 2000 ppm para peridotita, 200 ppm aproximadamente para gabro y 5 ppm para granito (smenet.org; Jensen y Bateman, 1981, citados en Álvarez, 1987). La cromita es el único mineral primario de cromo; no existe ningún mineral secundario de este elemento. En muchas de estas rocas se presentan trazas hasta del 1 % de Ti, V, Mn y Ni (Mikami, 1983, citado en Álvarez, 1987).

La cromita ($FeCr_2O_4$) es un óxido de cromo que corresponde a una variedad de la serie isomórfica del grupo de la espinela; contiene, teóricamente, un 67.9 % (en peso) de Cr_20_3 y varía en su composición según el contenido de Fe, Mg y Al. Los óxidos pueden variar entre los siguientes valores (tabla 1):

Tabla 1. Variación composicional de la cromita

Composición	Peso (%)
Fe	24.95
O	28.59
Cr	46.46

Fuente: Webmineral.com (s. f.)

En la figura 2 la composición de la cromita se representa con un prisma de seis extremos teóricos. El volumen señalado dentro del prisma corresponde a las cromitas naturales.

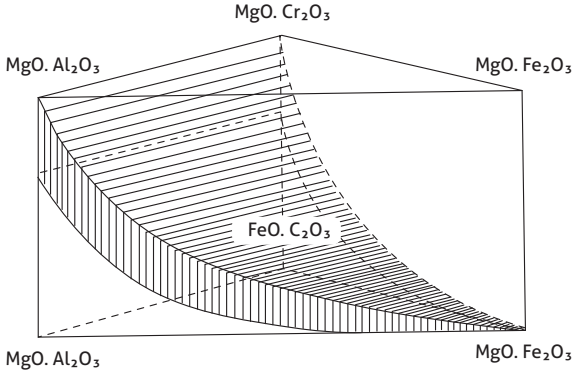


Figura 2. Prisma con la composición molecular de la cromita en términos de seis componentes extremos

Fuente: Mikami (1983, citado en Álvarez, 1987)

La composición depende de la profundidad a la que se forma en la columna de percolación. Los altos contenidos de Al se encuentran en la parte superior de los canales de percolación (a alta fugacidad de oxígeno) y los altos contenidos de Cr en la parte inferior (a baja fugacidad de oxígeno). Las cromitas con altos contenidos de Al se han formado a partir de un magma de afinidad de basaltos de "*back arc*", mientras que las cromitas con altos contenidos de Cr se forman a partir de un magma análogo a una boninita; por ejemplo, cromatinas podiformes en la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba) (Proenza *et al*., 1988).

Las cromitas de interés económico tienen un contenido de Cr_2O_3 que varía del 25 al 65 %, y están libres de ganga; sin embargo, esta se encuentra siempre presente y consiste principalmente en silicatos. Físicamente, son de color negro grisáceo oscuro, con un lustre que puede ser vítreo brillante, resinoso u opaco. Su dureza en la escala

de Mohs varía de 5.5 a 6.5, y la gravedad específica de 4.1 a 4.7 g/cm^3.

La mena ocurre generalmente como agregados masivos con granos de cromita de 0.05 a 30 mm, más frecuentemente de 1 a 5 mm. Cuando se incrementa el material de ganga la mena grada de masiva a diseminada. Los granos varían de euhedrales a anhedrales, redondeados o irregulares.

2.2. Tipos de depósitos

Los depósitos primarios de cromita ocurren en dos grandes grupos: estratiformes y podiformes, descritos a continuación:

2.2.1. Depósitos estratiformes

Forman capas en las zonas inferiores de los complejos ultramáficos estratificados. Se originan en una zona cratónica estable perturbada por una pluma de manto, en la que se inicia un magmatismo bimodal como producto de una cristalización fraccionada (estadio embrionario o *rift* continental) (Riba, 1997).

Estos depósitos se caracterizan por su gran extensión —frecuentemente de muchos kilómetros, gran tonelaje (centenas a miles de millones de toneladas)—, uniformidad lateral y posición estratigráfica consistente dentro de la secuencia litológica, características que facilitan la prospección minera. Poseen además estratificación rítmica y críptica, y se encuentran asociados principalmente a acumulaciones de gabro (Great Dyke, Zimbabue); gabro y anortosita, anortosita rica en minerales del grupo del platino (MGP), piroxenitas, piroxenitas y dunita (Bushveld, Sudáfrica), y piroxenitas con diques de diabasa (Stillwater, Estados Unidos).

Las capas son tabulares y paralelas a la estratificación magmática, y presentan textura cúmulus (asentamiento gravitatorio de cristales, como efecto de la precipitación de productos cristalinos magmáticos que ocurren en el piso de la cámara magmática); además se presentan otras fases metálicas como minerales accesorios, las más comunes son: ± ilmenita ± magnetita ± pirrotita ± pentlandita ± calcopirita ± MGP. En posición intersticial con respecto a los granos de cromita hay principalmente olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno y plagioclasa cálcica (Duke, 1988, citado en Álvarez, 1987).

Los complejos estratificados con depósitos de cromita se han formado a lo largo de todo el tiempo geológico, pero son más importantes en el Precámbrico (Jackson y Thayer, 1973, citados en Álvarez, 1987). Su génesis fue probablemente por sedimentación magmática, con la influencia, en mayor o menor grado, de corrientes de convección (Waier y Orown, 1967, citados en Álvarez, 1987). Como ejemplos se tienen el Complejo de Bushveld (Sudáfrica); Gran Dique y Complejo Hartley, Shurugw antes Seluke (Zimbabue); Stillwater (Estados Unidos); Campo Formoso (Brasil); Orissa (India), Rum Layered, Scattush Hebrides (Reino Unido) —que presentan abundantes MGP, asociados a cromitas—; Kuirajong (Australia) —en el que se tienen cromitas en komatiitas—, y Kemi y Vammala Ni-Belt (Finlandia). A continuación se describen algunas de las características generales de unos de los ejemplos mundiales más importantes de este tipo de depósitos (Garcés, 1995).

Gran Dique (Zimbabue). Corresponde a un intrusivo en un complejo granítico del Arcaico, que ocurrió hace por lo menos unos 2530 Ma. El dique está constituido, de base a techo, por dunitas serpentinizadas-harzburgitas, piroxenitas, gabros y noritas. Las capas de cromitas se encuentran en la parte inferior del intrusivo, entre dunitas y harzburgita. El yacimiento contiene hasta 11 capas de cromitas con espesores entre 16 y 72 cm, con separaciones entre sí de 6 m aproximadamente. La cromita contiene cerca del 50 % de Cr_2O_3 y hasta el 11 % de Fe_2O_3. Sus reservas se estiman entre 300 y 500 millones de toneladas.

2.2.2. Depósitos podiformes

Las cromitas podiformes o depósitos tipo alpino son principalmente lenticulares o *pods*, irregulares, en forma de lápiz o tabulares (Thayer, 1969, citado en Álvarez, 1987); se originan en el estadio de colisión (o estadio relicto) entre una margen continental y una zona de subducción, originando exhumación de depósitos de cromita, formados en la etapas anteriores de apertura de la cuenca oceánica.

En general, son de dimensiones pequeñas y varían de unas pocas toneladas a algunos millones de toneladas, con alto contenido de cromo o alto contenido de aluminio. Las masas no son continuas y se encuentran con frecuencia al azar en harzburgitas o dunitas que comúnmente están serpentinizadas, pertenecientes a complejos ofiolíticos. La mena de cromita va de masiva a diseminada, a veces con textura orbicular, nodular, néisica, y cúmulus que presentan lineación o foliación, que pueden también formar agregados masivos.

Los minerales ofiolíticos son cromita y olivino, otros minerales comunes en la matriz son: clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y anfíbol. Además, los granos de cromita pueden contener inclusiones de los siguientes minerales: olivino, anfíbol (pargasita), flogopita, clinopiroxeno, ortopiroxeno, albita, nefelina, sulfuros de Fe-Cu-Ni (pentlandita, heazlewoodita, calcopirita), fases portadoras de MGP

(laurita, sperrylita y minerales en aleaciones de Fe-Pt y de Ru-Ir). El emplazamiento de las series ofiolíticas tiene como resultado el desarrollo de texturas de deformación frágil, como las cataclásticas y texturas de *pull-apart* (Duke, 1988).

Como ejemplos de este tipo de depósitos en el mundo se tienen: Rulemán (Turquía); Kalimash-Kukes (Albania); Ofiolita de Tiébaghi y Massif du Sud (Nueva Caledonia); Acoje y Masinloc-Coto (Filipinas); Batamshinsk, Stepninsk y Tagashaisai (Rusia); Xeraivado y Skoumtsa (Grecia); Ofiolita Semail (Omán), y Luobusa, Donqiao, Sartohay, Yushi, Solun, Wudu y Hegenshan (China) (Ash, 1996). A continuación se describen las características generales de uno de los ejemplos mundiales más importantes de este tipo de depósitos (Garcés, 1995).

Acoje y Masinloc-Coto (Filipinas). Estos yacimientos se encuentran en el complejo ofiolítico Zambales de Luzón Occidental, que se considera levantado, en el Eoceno, hasta el nivel de la serie de rocas volcánicas que conforman el arco de islas. Las rocas ultramáficas comprenden dunitas cromíticas, harzburgitas (gabros) y piroxenitas serpentinizadas. Las rocas ígneas estratificadas incluyen anortosita, gabro, troctolita y norita. Todas las rocas muestran texturas cataclásticas de recristalización, formadas a temperaturas próximas al estado sólido. Diques de basaltos, diabasas y anfibolitas cortan las rocas ígneas y también las ultramáficas.

En la mina Acoje existen unos 27 cuerpos de cromita distribuidos en una faja de 1 km de largo y 350 m de profundidad. Las reservas se estiman en 2.5 millones de toneladas de cromita metalúrgica, con promedios del 35 % de Cr_2O_3 y del 0.8 % de Ni.

En la mina Masinloc la cromita se encuentra en forma de un gran lente (Coto) y doce lentes más pequeños, dentro de una franja de 2.5 km de largo. Contiene, en promedio, un 36 % de Cr_2O_3 y un 30 % de Al_2O_3.

2.2.3. Depósitos de placer

Estos depósitos se forman como resultado de la meteorización físico-mecánica de los minerales pesados y de las rocas en los que estos se encuentran; es el caso de la cromita en rocas ultramáficas. Los principales depósitos se encuentran en Indonesia, Papúa Nueva Guinea, Filipinas, Estados Unidos, Vietnam y Zimbabue (Papp, 2007).

2.3. Métodos de prospección

Los métodos de prospección para la cromita incluyen cuatro etapas: reconocimiento, prospección, exploración general y exploración detallada.

En la etapa de *reconocimiento* se identifican las áreas con potencial de mineralización a partir de los resultados de los estudios geológicos regionales, que incluyen comprobación de la fotointerpretación y de anomalías geoquímicas, ejecutando la inspección preliminar de campo, así como otros trabajos regionales que pueden ser estudios aerogeofísicos, en especial métodos magnéticos y gravimétricos.

La *prospección* se realiza con el fin de identificar el depósito para llevar a cabo la exploración, mediante trabajos de cartografía geológica, muestreos de roca y geoquímico de suelos, labores mineras superficiales (trincheras y apiques), y perforaciones aisladas para medir el comportamiento de la mineralización a profundidad. Se ejecutan trabajos geofísicos mediante métodos magnéticos y gravimétricos, que permiten obtener de manera preliminar las dimensiones y la morfología, así como los tenores y otras características esenciales de los cuerpos minerales. Según el grado de confiabilidad de los resultados obtenidos se calculan los recursos o reservas, cuya magnitud ofrecerá la posibilidad de continuar estudios más avanzados.

La *exploración general* permite la delimitación más confiable de los depósitos. Los métodos utilizados incluyen trabajos de cartografía geológica detallada; estudios estratigráficos; muestreos superficiales de roca; trabajos geofísicos complementarios que pueden incluir métodos magnéticos, gravimétricos y geoeléctricos más detallados, así como también la realización de apiques y perforaciones, los cuales conformarán una malla relativamente espaciada por toda el área de desarrollo del campo mineral. Se delimitan mejor los contornos de los cuerpos minerales, su situación estructural, sus tenores y demás características. También pueden llevarse a cabo estudios metalúrgicos preliminares y de prefactibilidad económica que permitan la toma de decisiones para la continuación hacia la etapa siguiente.

Por su parte, la *exploración detallada* permite la definición tridimensional del depósito mediante el muestreo de rocas, apiques, túneles y núcleos de perforaciones, así como la distribución detallada de los tenores y otras características importantes, tanto en lo referente a sus posibles usos como a la explotación y el beneficio mineral.

Para llevar a cabo la prospección de cromita se emplean métodos geoquímicos, geofísicos (en los que se buscan anomalías de gravedad) y cartografía geológica convencional. Actualmente se ha implementado el uso de sistemas de información geográfica (SIG).

La prospección por métodos geoquímicos es una tarea difícil debido al alto contenido de cromita accesoria en

todas las peridotitas (Álvarez, 1980). La cromita, como mineral resistente a la meteorización, forma en la superficie prominencias o se conserva como granos o pequeños fragmentos en el suelo residual, como resultado de la meteorización mecánica, cuando las rocas ultramáficas han sido sometidas a procesos de intemperismo. Este hecho puede utilizarse como guía de ocurrencias de cromita, pero depende de la presencia y abundancia de concentración de granos y fragmentos.

Asimismo, a causa de la acción erosiva de los agentes degradantes del relieve, la cromita es transportada por las corrientes como material sólido y depositada conjuntamente con otros minerales pesados. De esta manera la anomalía geoquímica es definida por granos detríticos o fragmentos, ya sea por observación visual directa en los cauces de las corrientes o utilizando la concentración del material aluvial (Álvarez, 1980). Para el área de Santa Elena-Medellín Álvarez y Muñoz (1981) concluyeron que dicho método es una herramienta útil, y mediante ella encontraron áreas anómalas para este mineral. (Thayer, 1969, citado en Álvarez, 1987) considera inaplicables los métodos geoquímicos y asigna una gran importancia a la cartografía geológica. Además, dice que la prospección en depósitos podiformes ha sido exitosa. Aunque la primera afirmación es discutible, la segunda parece ser muy importante en algunos casos (Álvarez, 1987).

En cuanto a los métodos geofísicos, la gravimetría ha sido de gran ayuda en algunos casos (Mikami, 1983). En Cuba y Yugoslavia fue utilizada en condiciones ideales de bajo relieve (Thayer, 1969, citado en Álvarez, 1987). En Santa Elena-Medellín, Antioquia, medidas gravimétricas dieron un buen resultado en la delimitación de ocurrencias de cromita en una zona de topografía ondulada (Geominas, 1973, 1975, citado en Álvarez, 1987). La magnetometría ha sido, en general, poco utilizada. Perforaciones, túneles o trincheras cerca de cuerpos conocidos son los métodos más corrientes para descubrir nuevos cuerpos (Mikami, 1983).

Es importante destacar que la prospección y la estimación de recursos en los complejos estratiformes están sujetas a la cartografía geológica convencional, porque existe una base genética para explicar y predecir la distribución de la cromita. Este tipo de depósitos, una vez encontrados, son comparativamente fáciles de explorar y desarrollar. Por ejemplo, en el Complejo Bushveld en Sudáfrica, donde la cromita se presenta en capas que tienen decenas de kilómetros de longitud y se extienden considerablemente sin sufrir perturbaciones mayores a profundidad. Sin embargo, el hallazgo de nuevas ocurrencias de mena no aflorante, como prolongaciones del cuerpo principal, requiere la experiencia y el conocimiento geológico que se tenga sobre el cuerpo. Las capas podrían acuñarse o ser más numerosas en una región con respecto a otra, y aunque el conocimiento geológico aumentaría las posibilidades de éxitos en hallarlas, se requerirán perforaciones, trincheras y túneles antes de tener certeza de su existencia y localización (Heiligman y Mikami, 1960, citados en Álvarez, 1987).

Los depósitos podiformes, sin embargo, presentan características diferentes de los estratiformes, en cuanto a tamaño, forma, arreglo espacial y distribución (Mikami, 1983). Esta última puede ser errática, al azar o impredecible, si se cumple la hipótesis petrogenética de Thayer 1969, citado en Álvarez, 1987, según la cual los depósitos podiformes son remanentes dislocados de depósitos estratiformes originales. No obstante, algunos depósitos parecen estar concentrados en peridotitas cerca al contacto con gabros. Mediante el estudio geológico en detalle en Cuba y Filipinas se encontró que los cuerpos de mena van de tabulares a lenticulares, paralelos al bandeamiento de la roca encajante y situados a unos cientos de metros del contacto peridotito-gabro (Flint *et al*., 1948; Bryner, 1969, citados en Álvarez, 1987). Por tanto, la relación estructural y los rasgos texturales de los depósitos de cromita, con respecto a los de la roca huésped, sirven de indicio en algunas partes para la localización de otros cuerpos. En resumen, los métodos estratigráficos tienen una mayor aplicación en depósitos estratiformes durante las fases de prospección y exploración.

2.4. Sistemas de explotación y procesamiento de minerales

Una variedad amplia de técnicas se aplica en la explotación de las cromitas, tanto a cielo abierto como subterránea. En los métodos a cielo abierto el tamaño, la forma y la posición de los cuerpos hace algunas veces indispensable este tipo de explotación. Por ejemplo, en el Complejo Bushveld (Sudáfrica) donde las capas explotables buzan 10° a 20° y su espesor es aproximadamente de 1.50 m, el mineral se ha extraído por varias centenas de metros en el sentido del rumbo. En este caso, las limitaciones en la explotación son únicamente de índole económica (Mikami, 1983, citado en Álvarez, 1987).

La mayor parte de los depósitos podiformes se explotan por medio de sistemas subterráneos, como los de Guleman Soridag en Turquía y Camagüey en Cuba. Si los cuerpos son relativamente grandes y están cerca de la superficie, de manera que el descapote sea económicamente factible,

el método de explotación a cielo abierto se podrá usar, como es el caso del depósito Coto en Luzón (Filipinas). En Colombia la explotación del cuerpo de Santa Elena-Medellín fue una combinación entre cielo abierto y subterránea, debido a que la mineralización era en forma de tachuela.

La producción final en sus diferentes usos químicos, metalúrgicos o refractarios incluye métodos neumáticos e hidráulicos en los procesos de clasificación, molienda, cocción y fundición en horno eléctrico (Papp, 2007). Aunque en muchas partes del mundo la cromita no es beneficiada para aumentar su concentración, cuando este proceso se efectúa los métodos utilizados son de carácter físico e incluyen flotación, mesas vibratorias, espirales, hidrociclones, separaciones electromagnéticas y electrostáticas (Mikami, 1983, citado en Álvarez, 1987).

Existen varios métodos químicos que enriquecen la cromita en Cr_2O_3, reduciendo el hierro y aumentando la relación Cr:Fe, lo cual ha sido importante para el empleo metalúrgico. En las aleaciones se prefiere que el cromo sea un metal libre de carbono, el cual se obtiene por el procedimiento aluminotérmico de Goldshmidt, remplazando los procedimientos químicos, electroquímicos y electrotérmicos que aún se usan en la obtención de ferrocromo.

En Colombia la cromita se ha beneficiado mediante separación por medios densos (tetrabromoetano y bromoformo), y por separación magnética en separador isodinámico Frantz.

2.5. Recursos, reservas y comercio

El Servicio Geológico de Estados Unidos (United States Geological Survey [USGS]) afirma que los recursos mundiales de cromita superan 12000 millones de toneladas, suficientes para satisfacer la demanda mundial durante muchos siglos. Los recursos están concentrados en el sur del continente africano (Sudáfrica y Zimbabue) y en Kazajistán (figura 3).

Sudáfrica y Zimbabue tienen las mayores reservas y recursos de cromita del mundo; Sudáfrica tiene reservas de aproximadamente 200 millones de toneladas y un recurso adicional estimado de 500 millones de toneladas, y Zimbabue tiene reservas de alrededor de 140 millones de toneladas, con otros 1000 millones de toneladas en recursos. Este último país es el único que explota depósitos estratiformes y podiformes. Los depósitos estratiformes ocurren en el Gran Dique, de aproximadamente 550 km de largo y 11 km de ancho, mientras que los depósitos podiformes se producen en las zonas Selukwe y Belingwe.

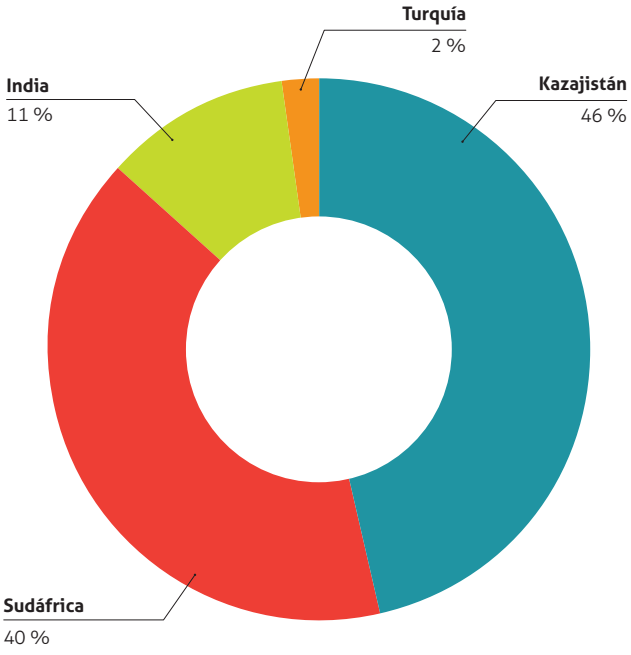


Figura 3. Porcentaje de participación de reservas de cromo por países, 2017

Fuente: USGS (2017)

Kazajistán tiene depósitos podiformes en la región montañosa de los Urales del sur, con reservas de 230 millones de toneladas y recursos adicionales de 320 millones de toneladas. Los minerales varían en gran medida en el contenido de cromo y en las proporciones de Cr: Fe.

En India las reservas se estiman en 54 millones de toneladas con un recurso adicional de 67 millones de toneladas; allí se presentan depósitos podiformes en la costa este del estado de Orissa.

Finlandia tiene depósitos podiformes cerca de Kemi, en el norte; aunque el contenido de Cr2O3 es muy bajo, el mineral ha sido extraído con éxito, concentrado y fundido a ferrocromo, para convertirlo luego en acero inoxidable en el sitio. Poseen 41 millones de toneladas de reservas y recursos de 120 millones de toneladas.

En la tabla 2 se puede observar la evolución de las reservas a nivel mundial a lo largo de los últimos veinte años según información del USGS; en términos generales, estas han incrementado levemente: para el 2003 el USGS realizó corrección sobre las reservas de Sudáfrica basado en nuevos estudios, por esta razón se observa la disminución drástica en el periodo 2001-2006.

Tabla 2. Evolución de las reservas de cromo por país

País	Reservas (toneladas)				
	1996	2001	2006	2011	2016
India	27000	26000	25000	54000	54000
Kazajistán	320000	320000	290000	220000	230000
Sudáfrica	3100000	3000000	160000	200000	200000
Turquía	8000	8000			12000
Otros	245000	250000			
Total	3700000	3604000	475000	474000	496000

Fuente: USGS (2017)

En Brasil la producción se concentra en Bahía y Minas Gerais; aunque se han identificado depósitos de cromita en otros estados, se trata principalmente de depósitos estratiformes con reservas de 14 millones de toneladas y recursos de 17 millones de toneladas.

Otros países con depósitos de cromita más pequeños incluyen Omán, Irán, Turquía y Albania: el total de las reservas y recursos de estos y otros países son 24 millones de toneladas y 538 millones de toneladas, respectivamente.

En cuanto a la producción mundial de cromo, los principales países productores se muestran en la figura 4. Los minerales de cromo son distribuidos y comercializados como cromita y ferrocromo, siendo mayor la producción de cromita, la cual se muestra, por países, en la figura 5. En el mundo, para el 2016, la producción de cromita era de casi 31 millones de toneladas; el mayor productor de cromita era Sudáfrica (46 %), seguido por Kazajistán (18 %) e India (11 %).

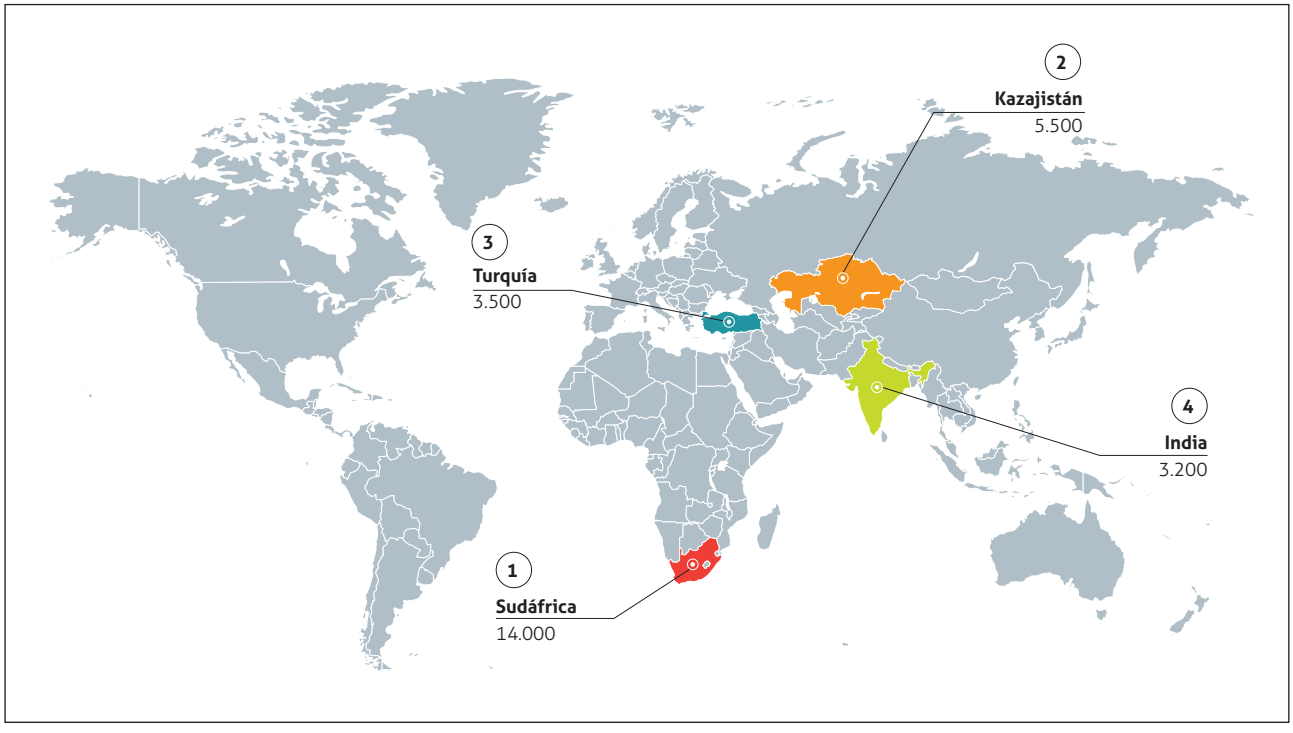


Figura 4. Principales países productores de cromo, 2017 (estimados)

Fuente: USGS (2017)

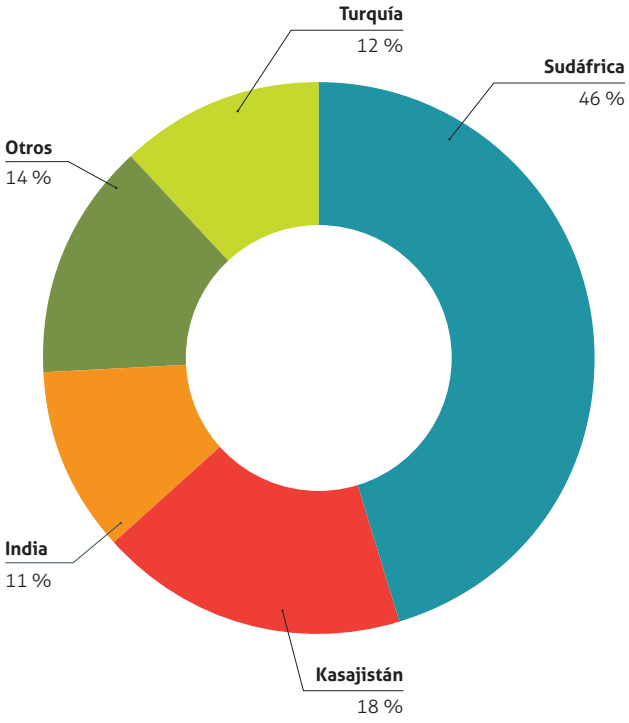


Figura 5. Participación de los principales países en la producción mundial de cromita, 2017

Fuente: USGS (2017)

En la tabla 3 se puede observar la evolución de la producción a nivel mundial a lo largo de los últimos veinte años, según información del USGS. Se observa que el volumen de producción se ha triplicado, pasando de 12000 a 30400 t/año, siendo notable la evolución de Sudáfrica y Turquía.

Tabla 3. Evolución de la producción de cromo por país

País	Producción (toneladas)				
	1996	2001	2006	2011	2016
India	1230	1500	3300	3800	3200
Kazajistán	2400	2300	3600	3900	5500
Sudáfrica	5100	5400	8000	11000	14000
Turquía	800	500			3500
Otros	2470	2300	5000	5300	4200
Total	12000	12000	19900	24000	30400

Fuente: USGS (2017)

En los últimos años se ha invertido la tendencia al alza que mostraba el precio del cromo desde el 2000 hasta el 2011, cuando alcanzó su máximo valor de USD$13/kg. Desde ese año, el precio del cromo comenzó a declinar, registrando una reducción constante para los últimos cinco años (figura 6).

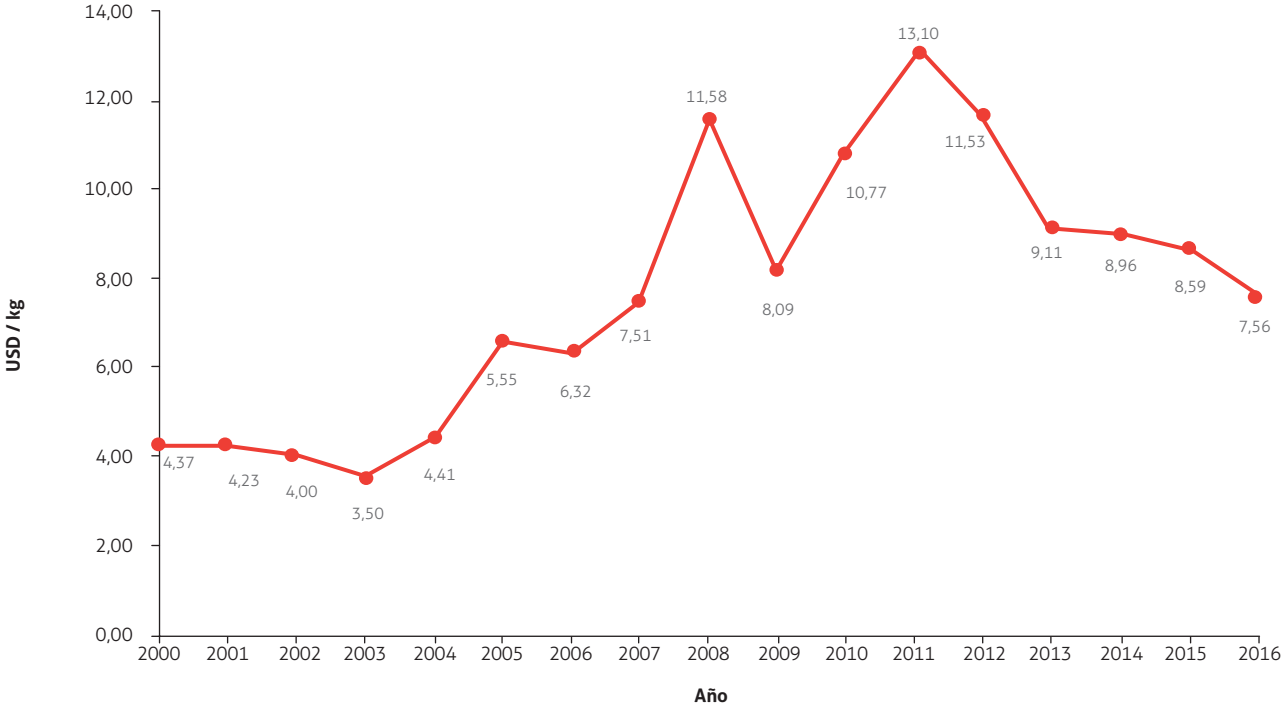


Figura 6. Comportamiento del precio promedio de cromo 99 %, 2000-2016

Fuente: MetalBulletin (2017)

2.6. Perspectivas

El consumo de cromo en el mundo está estrechamente relacionado con la producción de acero inoxidable, que es su uso fundamental, pues del total de mineral de cromo que se produce el 90 % es utilizado por la industria metalúrgica, y de este el 95 % se utiliza para fabricar acero inoxidable (Banerjee, 2006). La tendencia de proveer el cromo en forma de ferrocromo por parte de los países productores fue interrumpida cuando China se convirtió en un consumidor importante de cromita.

La capacidad de producción está actualmente en equilibrio con el consumo medio. Para mejorar la disponibilidad del mineral y para estabilizar el precio los productores del ferrocromo invierten en minas que producen cromita. Adicionalmente, debe tenerse en cuenta que la producción de ferroníquel es intensiva en energía eléctrica y, por tanto, limitaciones en el suministro de electricidad pueden generar producciones limitadas en el futuro.

3. Cromo en Colombia

Actualmente en Colombia no hay reportes oficiales de producción de cromo. En la región de Santa Elena-Medellín, departamento de Antioquia, se explotó un depósito podiforme de cromitas de grado refractario, asociado a la Dunita de Medellín.

3.1. Geología regional

En Colombia la cromita se puede encontrar asociada a depósitos podiformes en ultramáficas de complejos ofiolíticos. En la figura 7 se esquematiza la ocurrencia de rocas ultramáficas mesozoicas asociadas a ofiolitas en el sistema de fallas Cauca-Romeral.

Según Álvarez (1983, 1985) en Colombia existen tres fajas de rocas máficas y ultramáficas, entre las que se encuentran el Cinturón Ofiolítico Romeral (COR), el Cinturón Ultramáfico del Atrato (CUA) y el Cinturón Ofiolítico del Caribe (COC). Los cuerpos que los constituyen son numerosos en el COR y el CUA, pero solo en dos de ellos, Dunitas de Medellín y Serpentinitas de Parashi, La Guajira, se conocen ocurrencias de cromita, sobre la Provincia Metalogénica Andina Central y la Provincia Metalogénica Andina Oriental, específicamente en la Sierra Nevada de Santa Marta, respectivamente (figura 8). Únicamente la ocurrencia en las Dunitas de Medellín es comercialmente económica.



Figura 7. Sistema de fallas Cauca-Romeral con ofiolitas asociadas

Fuente: Ortiz (2006)

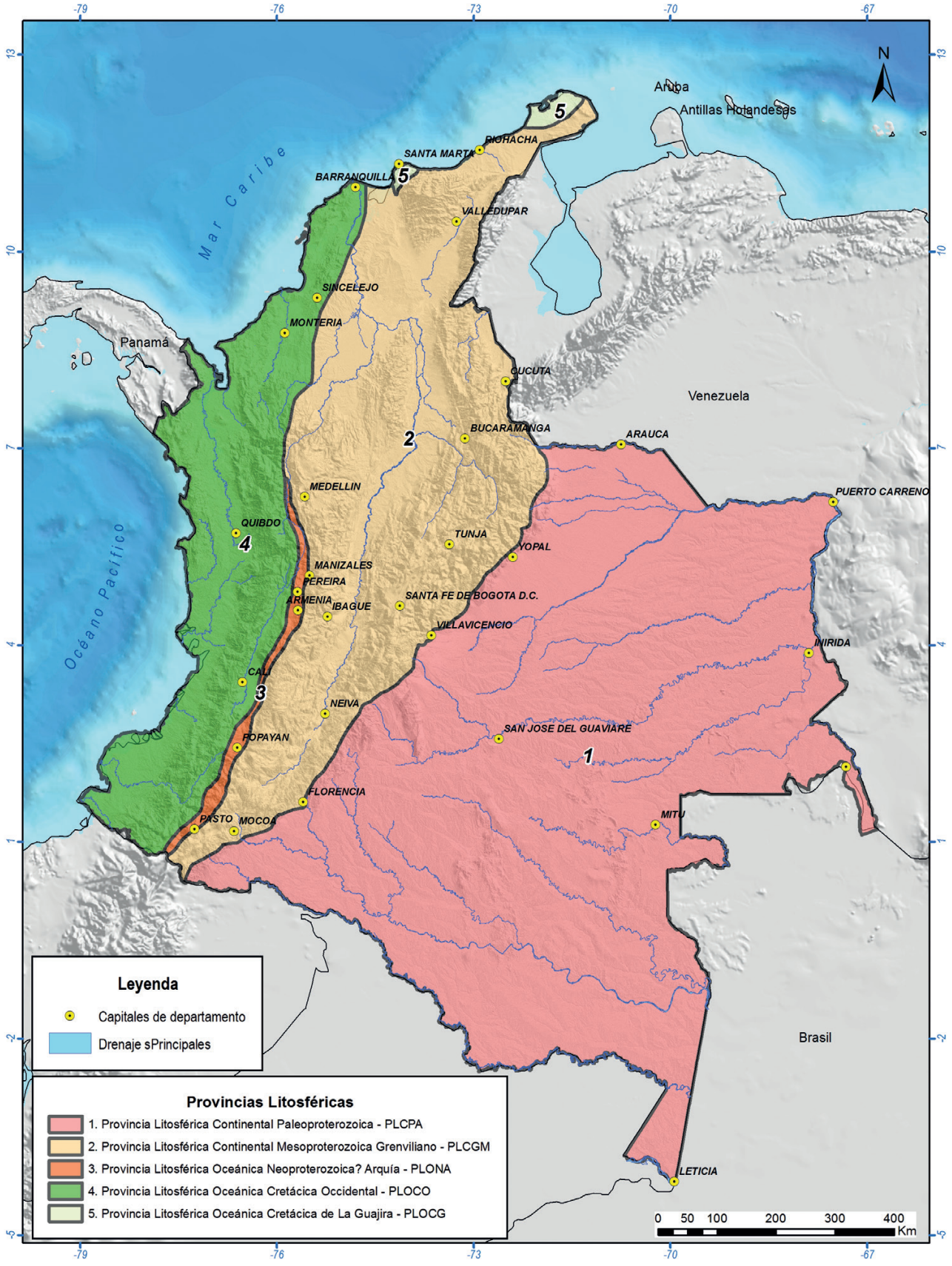


Figura 8. Provincias Litosféricas de Colombia

Fuente: Ingeominas (2006)

3.2. Geología local

Los cuerpos estudiados en Colombia son podiformes, de forma lenticular y bolsas irregulares; se encuentran dispersos y son de pequeñas dimensiones. El estudio de estos depósitos se ha hecho por geofísica (magnetometría y gravimetría), además de exploraciones superficiales.

En el departamento de Antioquia, en la zona central en la región de Santa Elena-Medellín, se explotó un depósito podiforme de grado refractario asociado al cuerpo dunítico de Medellín, conocido como Cromitas de Medellín (Jaramillo *et al*., 1974, citados en Álvarez, 1982). Para este cuerpo se determinaron contenidos anómalos de minerales del grupo del platino (MGP. Se estudió en la misma zona (vereda Cerezales), en el municipio de San Pedro de los Milagros, departamento de Antioquia, un cuerpo de cromita para el que se determinó, en laboratorio, mediante separación por medios densos y magnéticos, que estas son las indicadas para ser utilizadas como materia prima refractaria; sin embargo, a pesar de que existen otras manifestaciones semejantes, son de escaso valor económico, dadas sus dimensiones (González, 2001).

3.3. Situación actual de la minería

Los recursos relacionados con el cromo no se han divulgado; no se conocen en el país depósitos exclusivos de este mineral. Sin embargo, a la fecha, en los registros de la Agencia Nacional de Minería (ANM, 2017), existen cinco (5) títulos vigentes, con un área de 60612.36 ha, dos en etapa de explotación, dos en etapa de exploración y uno con par en la Gobernación de Antioquia, con cobalto entre los minerales a concesionar, las cuales se encuentran localizados en los departamentos de Córdoba, Santander, Cauca, Antioquia y Tolima. Con respecto a solicitudes mineras se reportan 29 vigentes, con un área de 30903.21 ha, en los departamentos de Antioquia, Santander, Huila, Valle, Cauca, Tolima, Chocó, Boyacá y Nariño (tablas 4 y 5) (figuras 9 y 10).

Tabla 4. Solicitudes de títulos mineros

Solicitudes	
Código Solicitud	**Estado**
JG1-11423	Solicitud vigente en curso
JK4-16096X	Solicitud vigente en curso
OG2-09311	Solicitud vigente en curso
KHP-14161	Solicitud archivada-Liberación de área
QCH-09271	Solicitud vigente en curso
JK4-16092X	Solicitud vigente en curso
GB3-091	Solicitud vigente en curso
LDE-09371	Solicitud vigente en curso
GLG-094	Solicitud vigente en curso
OGN-09581	Solicitud vigente en curso
QDA-08221	Solicitud vigente en curso
OHU-10091	Solicitud vigente en curso
OHU-09341	Solicitud vigente en curso
PJT-14081	Solicitud vigente en curso
OKM-11071	Solicitud vigente en curso
ICQ-080039X	Solicitud vigente en curso
JK4-16091	Solicitud vigente en curso
PHL-08371	Solicitud vigente en curso
OLD-11171	Solicitud vigente en curso
OLD-12092	Solicitud vigente en curso
PA3-09061	Solicitud vigente en curso
PA3-09421	Solicitud vigente en curso
OKM-09461	Solicitud vigente en curso
OKM-10272X	Solicitud vigente en curso
OKM-10273X	Solicitud vigente en curso
HIT-114910X	Solicitud archivada-Liberación de área
OLD-10541	Solicitud vigente en curso
OLD-10542X	Solicitud vigente en curso
OKM-10271	Solicitud vigente en curso
QJ1-10231	Solicitud vigente en curso

Fuente: ANM, 2017

Tabla 5. Títulos mineros otorgados

Títulos	
Codigo_exp	**Modalidad**
0047-73	Licencia de exploración
HC6-141	Contrato de concesión (L 685)
T258005	Licencia de exploración/Licencia de explotación
HGI-08106X	Contrato de concesión (L 685)
3452	Contrato de concesión (D 2655)
L853005	Contrato en virtud de aporte

Fuente: ANM, 2017

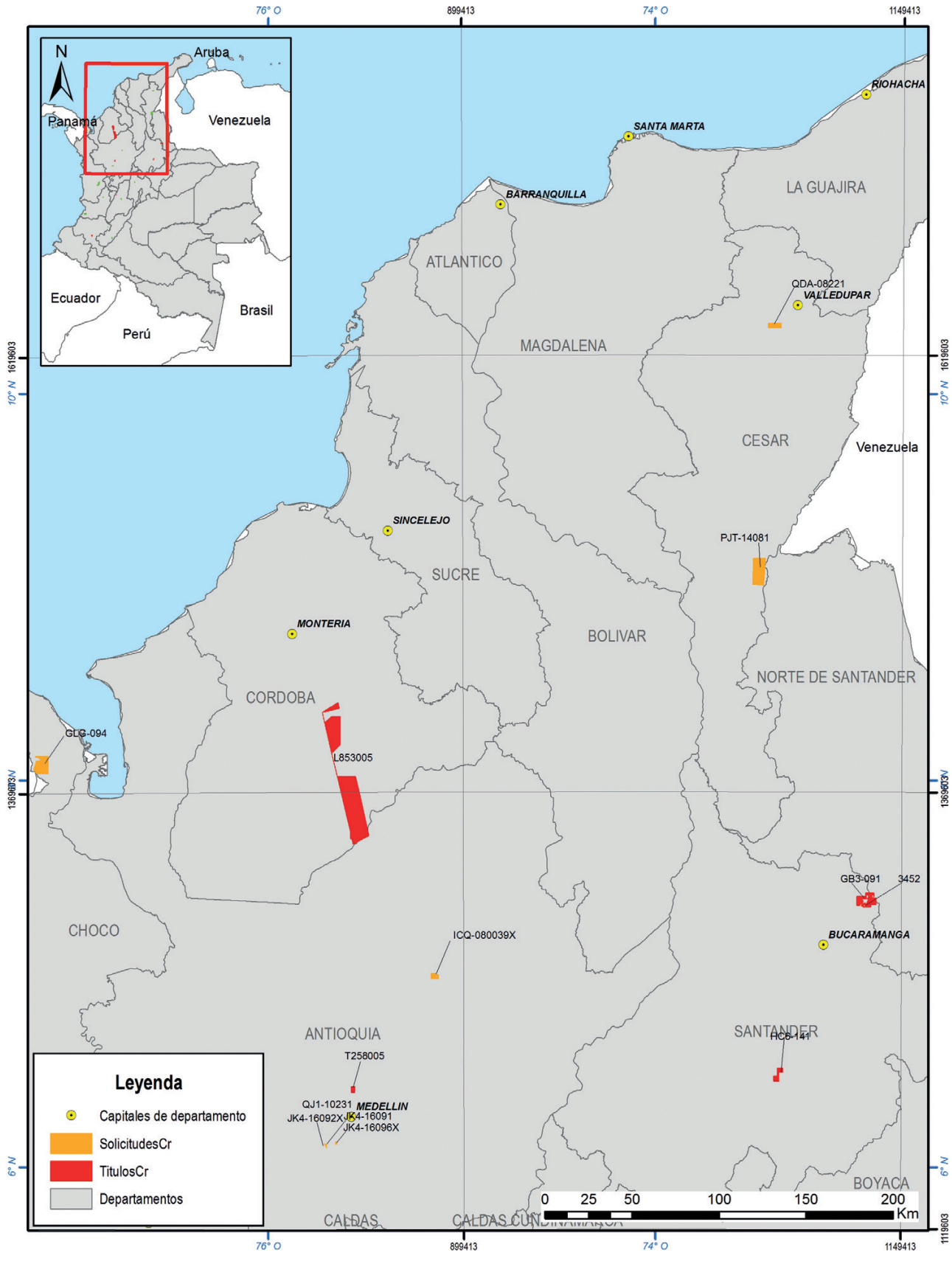


Figura 9. Títulos mineros vigentes y solicitudes de cromo en el sector Norte de Colombia, según Catastro Minero Colombiano

Fuente: Modificado de ANM (2017)

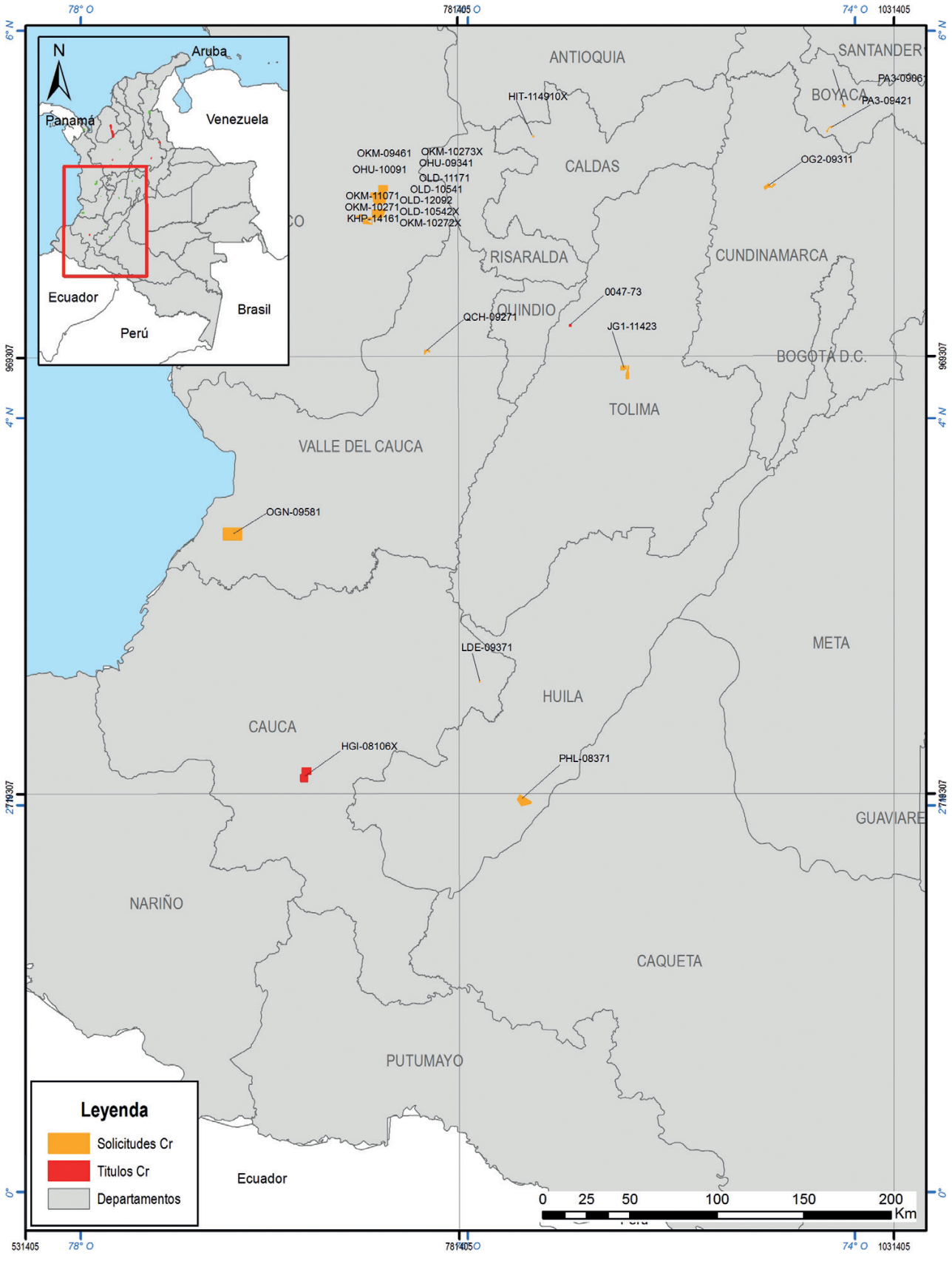


Figura 10. Títulos mineros vigentes y solicitudes de cromo en el sector occidental de Colombia, según Catastro Minero Colombiano

Fuente: Modificado de ANM (2017)

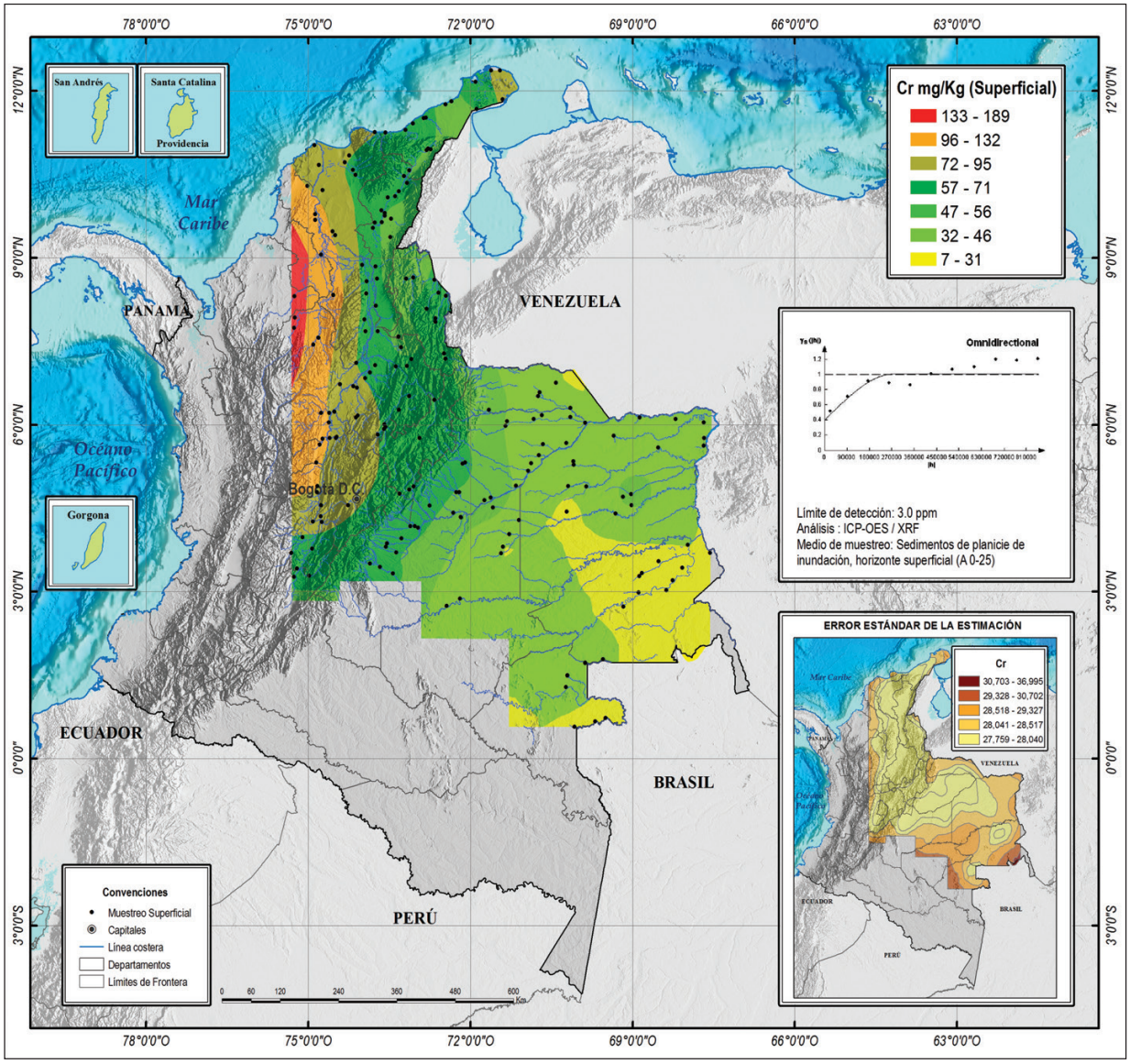
3.3.1. Potencial

Las únicas reservas identificadas en el país han sido las de Santa Elena-Medellín (calculadas por Geominas Ltda en Álvarez, 1987.), que en 1975 ascendían a 20000 t probadas, ya extraídas. No obstante, las posibilidades de encontrar nuevos depósitos se circunscriben a las zonas de rocas máficas-ultramáficas en el occidente de Colombia y en el Cinturón Ofiolítico del Caribe, en la costa norte del país (Álvarez, 1987).

En el 2005 Ingeominas publicó el *Atlas geoquímico de Colombia-Mapeo de Ultra Baja Densidad (UBD)* (Prieto y García, 2005), que fue realizado en las regiones Andina, Caribe, Orinoquía y Amazonía, en las grandes cuencas hidrográficas allí presentes. En relación con el cromo se muestra en la figura 11 su distribución espacial y las anomalías presentes, confirmando lo dicho sobre la existencia de las zonas anómalas en los departamentos de Antioquia, Córdoba y La Guajira.

El Servicio Geológico Colombiano en el año 2016 publica el Atlas Geoquímico de Colombia, versión 2016, con el cubrimiento aproximado del 35% del país; para el Cromo se basó en su concentración en sedimentos mg/kg de 41148 registros analizados. (Servicio Geológico Colombiano, 2016a) (Figura 12).

Así mismo, el Mapa Metalogénico de Colombia. Versión 2016 que muestra la distribución espacial y temporal de depósitos y ocurrencias o manifestaciones minerales en un contexto geológico, en la figura se evidencia la información validada a la fecha (Servicio Geológico Colombiano, 2016b). (Figura 12).



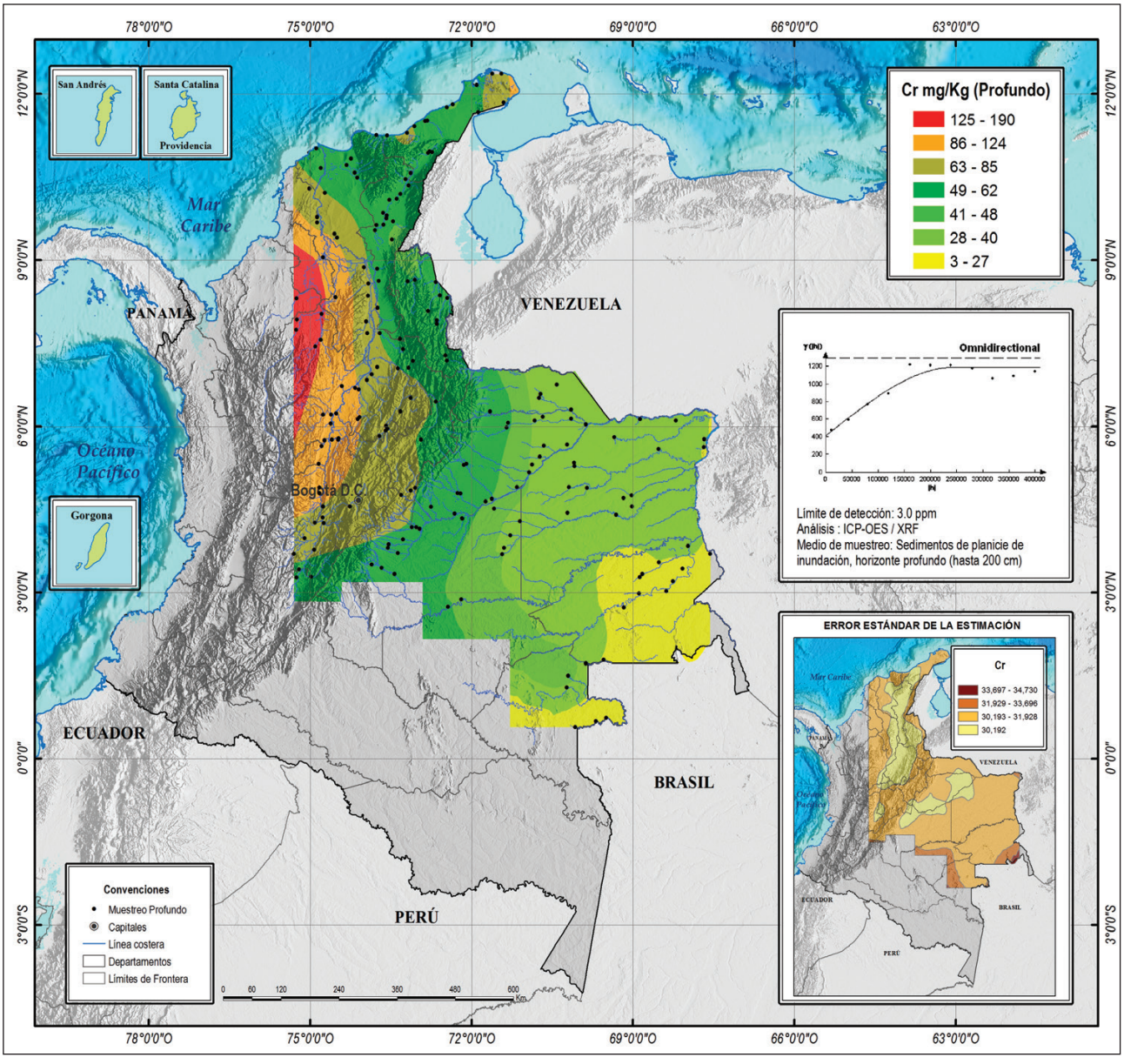


Figura 11. Distribución geoquímica del cromo en Colombia

Fuente: Prieto y García (2005)

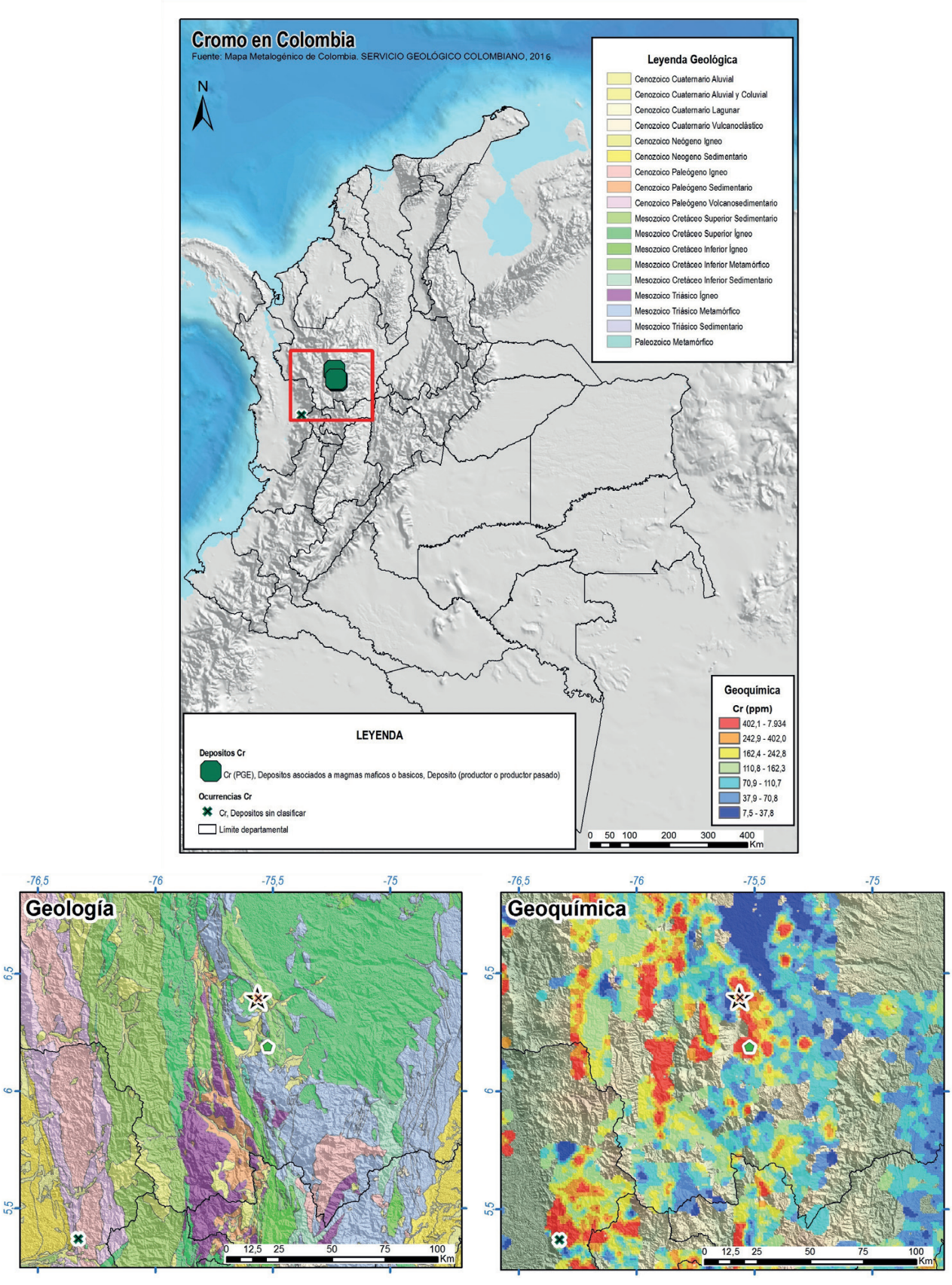


Figura 12. Distribución geoquímica del cromo en Colombia

Fuente: Servicio Geológico Colombiano (2016a y 2016b)

3.3.2. Comercio T2

Según la información suministrada por el Departamento Administrativo Nacional de Estadística (DANE, 2016) en Colombia eran pocas las importaciones hasta el 2009, cuando comienzan a aumentar gradualmente, hasta alcanzar su máximo, con una cifra de 20 millones de kilogramos, en el 2015 (figura 13). Se tiene que en los últimos cinco años los bajos precios del cromo han favorecido las importaciones.

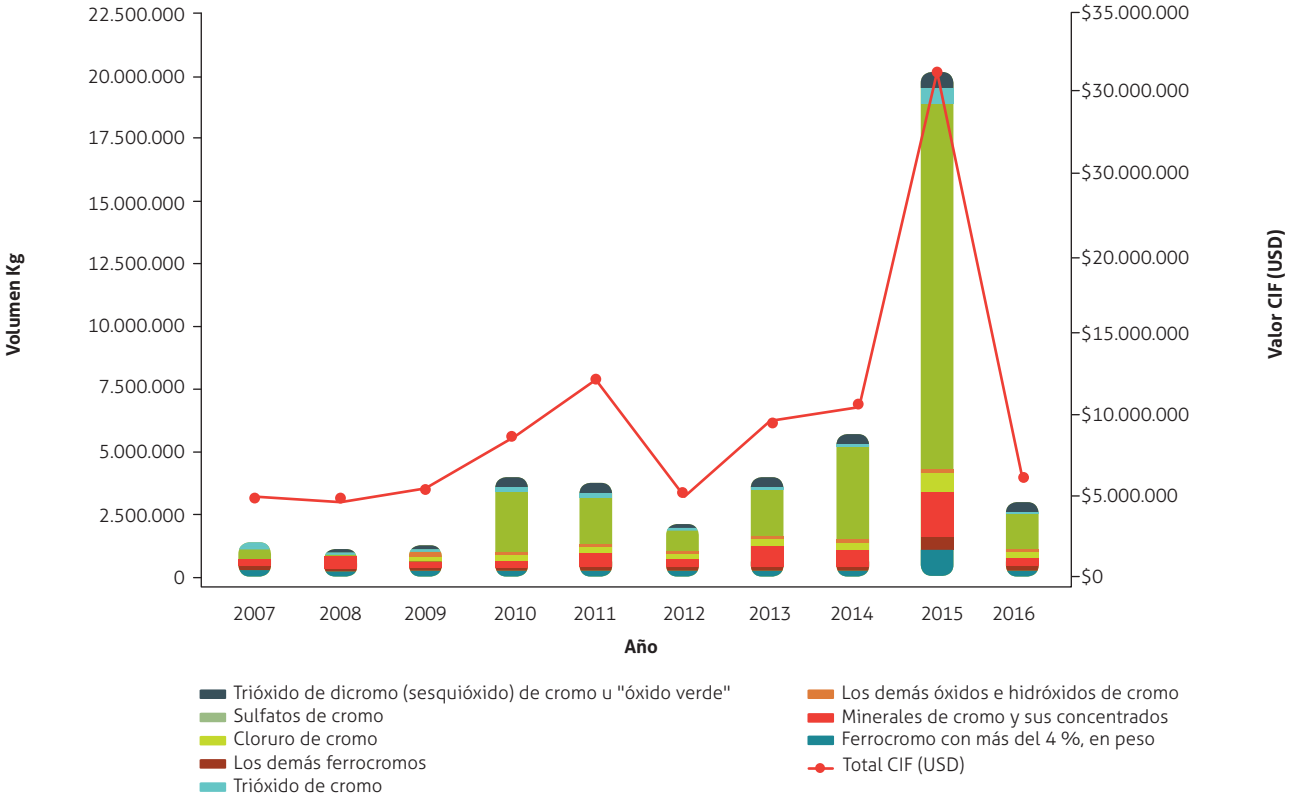


Figura 13. Importaciones colombianas de cromo en sus distintas presentaciones, 2007-2016

Fuente: DANE (2016)

El cromo en Colombia se comercializa como minerales de cromo y sus concentrados: trióxido de cromo; trióxido de dicromo (sesquióxido de cromo u "óxido verde"); los demás óxidos e hidróxidos de cromo (óxido de cromo I, óxido de cromo II, óxido de cromo III, óxido de cromo IV, óxido de cromo VI, peróxido de cromo VI); sulfatos de cromo; dicromato de sodio; los demás cromatos y dicromatos, y peroxocromatos.

En cuanto a la producción nacional, en los reportes de regalías del periodo 2012-2016 (ANM, 2016), se muestra en la tabla 6 la producción asociada a solo dos lugares: San Pedro (Antioquia) y Guapi (Cauca); para el 2016 no hay regalías generadas por este mineral en el país.

Tabla 6. Producción nacional y regalías periodo 2012-2016

Recurso mineral	2012		2013		2014		2015	
	Regalías ($)	Producción (kg)	Regalías ($)	Producción (kg)	Regalías ($)	Producción (kg)	Regalías ($)	Producción (kg)
Cromo-cromita	8703	17.1	17101	33.6	1188096	128.0	287728	30.0

Fuente: ANM (2016)

4. Aspectos ambientales y sustitutos

El isótopo Cr^{6+} es altamente tóxico y en algunos compuestos puede ser cancerígeno; el isótopo Cr^{3+} es inofensivo: en los suelos el Cr^{6+} es más móvil que el Cr^{3+}, pero generalmente se reduce a Cr^{3+} en pocas semanas. Por lo general la absorción del cromo es baja en la mayoría de los vegetales salvo en la espinaca; algunos árboles, líquenes y hongos pueden absorber y acumular cromo (Reimann y de Caritat, 1998).

La deficiencia de cromo ha provocado un crecimiento perturbado en animales de pruebas en los laboratorios. La Environmental Protection Agency (EPA), en Estados Unidos, sugiere que el agua potable que exceda los niveles permitidos puede provocar irritación o úlceras en la piel y dañar el hígado, así como los tejidos circulatorios y nerviosos de los riñones a largo plazo (Reimann y de Caritat, 1998).

En cuanto a las posibilidades de sustitución, según el Instituto Geológico y Minero de España, (1991), la cromita no tiene sustitutos para la producción de ferrocromo, cromo químico y refractario de cromita. La chatarra de acero inoxidable puede sustituir el ferrocromo en usos metalúrgicos.

Con mayores costos y menores rendimientos el cromo puede sustituirse con aluminio, titanio, boro, manganeso, molibdeno, níquel y silicio en aleaciones férreas; por circonio y manganeso en aleaciones no férreas, y por molibdeno y vanadio en aleaciones a base de titanio. En refractarios se puede sustituir por magnesita y en la fabricación de pigmentos el sustituto más común es el cadmio.



Cromita
Fotografía: Alejandra Cardona, SGC

Referencias

Álvarez, J. (1980). *Proyecto de investigación sobre petroquímica y depósitos minerales en ofiolitas.* Medellín: Ingeominas.

Álvarez, J. (1982). *Tectonitas Dunitas de Medellín.* Medellín: Ingeominas.

Álvarez, J. (1983). *Rocas ultramáficas en Colombia y depósitos minerales asociados.* Medellín: Ingeominas.

Álvarez, J. (1985). *Ofiolitas y evolución tectónica del occidente colombiano.* Medellín: Ingeominas.

Álvarez, J. (1987). Recursos minerales de Colombia. Minerales de cromo. En *Recursos minerales de Colombia*. Bogotá: Ingeominas.

Álvarez, J. y Muñoz, R. (1981). *Distribución de cromo, níquel y cobalto en la saprolita y en los concentrados de sedimentos fluviales derivados de las Dunitas de Medellín.* Medellín: Ingeominas.

Agencia Nacional de Minería (ANM). (2016). *Grupo de regalías y contraprestaciones económicas.* Documento interno. Bogotá.

Agencia Nacional de Minería (ANM). (26 de abril, 2017). *Estado actual de títulos y solicitudes mineras en Colombia*. Bogotá.

Ash, C. (1996). *Podiform Chromite* en Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 2 - Metallic Deposits. British Columbia Ministry of Employment and Investment, Open File 1996-13, 109-112

Banerjee, S. (2006). *The World of Chromite Ore.* Cape Town: International Chromium Development Association Meeting.

Departamento Administrativo Nacional de Estadística (DANE). (2016). *Información Estadística de Minerales.* Bogotá.

Duke, J.M. 1988. Magmatic Segregation Deposits of Chromite. En *Ore Deposit Models*. Geological Association of Canada.

Garcés, H. (1995). *Geología económica de los yacimientos minerales - Yacimiento de Colombia - Minerales metálicos.* Medellín: Clave.

González, H. (2001). *Memoria explicativa del Mapa geológico del departamento de Antioquia.* Técnico. Medellín: Ingeominas.

Instituto Geológico y Minero de España, IGME, (1991). *Cromo. Panorama nacional.* Disponible en http://www.igme.es/PANORAMAMINERO/Historico/1991/Cromo.pdf

Ingeominas. (2006). *Mapa geológico colombiano escala 1:2.800.000.* Bogotá.

International Chromiun Development Assosiation (ICDA). (2017). Disponible en http://www.icdacr.com/index.php?lang=en

MetalBulletin. (2017). https://www.metalbulletin.com/My-Price-Book.html?Tab=saved-prices

Mikami, M. (1983). *Industrial Minerals and Rocks.* Nueva York: American Institute Mining, Metallurgic and Petrology.

Ortiz, F. (2006). Guías para la localización de metales preciosos en ofiolitas colombianas. *DYNA*, 142, 11-23.

Papp, J. (2007). Chromium. En *Minerals Yearbook*. Virginia: United States Geological Survey.

Prieto, G. y García, G. (2005). *Atlas geoquímico de Colombia-Mapeo de ultra baja densidad (UBD).* Bogotá: Ingeominas.

Proenza, J., Melgarejo, J., Gervilla, F., Lawat, W., Revé, D., y Rodríguez, D. (1988). Cromititas podiformes en la Faja Ofiolitica Mayarí - Baracoa (Cuba). *Acta Geológica Hispánica*, 33(1-4), 153-177

Reimann, C. y Caritat, P. (1998). *Chemical Elements in the Environment - Factsheets for the Geochemist and Environmental Scientist.* Berlín: Springer-Verlag.

Riba, O. (1997). *Diccionario de geología.* Barcelona: Enciclopedia Catalana.

Servicio Geológico Colombiano (SGC). (2016a). *Atlas geoquímico de Colombia. Versión 2016. Concentración de Cromo (Cr)*. Bogotá.

Servicio Geológico Colombiano (SGC). (2016b). *Mapa metalogénico de Colombia.* Bogotá.

Thayer, T. (1969). Gravity differentiation and magmatic reemplacement of podiform chromite deposits. En *Magmatic ore deposits*. Lancaster: Society of Economic Geologists.

Thayer, T. (1972). Authigenic, polygenic and allogenic ultramafic and gabbroic rocks as hosts for magmatic ore deposits. En *Symposium on archean rocks*. Geological Society of Australia.

United States Geological Survey (USGS). (2017). *Chromiun. Mineral Commodity Summaries.* Disponible en https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/chromium/mcs-2017-chrom.pdf

Vélez, M. (2000). *Chromiun in refractories.* Missouri: University of Missouri.

Webmineral. (s. f.). *General Chromite Information.* Disponible en http://webmineral.com/data/Chromite.shtml#.Ww11VUgvxdg



Eritrina
Servicio Geológico Colombiano
Fotografía: Alejandra Cardona, SGC

Cobalto

Álvaro Murillo Rodríguez

Citación: Murillo, Á. (2019). Cobalto. En: *Recursos minerales de Colombia*, vol. 2. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.

El cobalto (Co) y los minerales que lo contienen son de interés estratégico[1] en Estados Unidos, Canadá, Alemania, República de Sudáfrica, Australia y Reino Unido. En Estados Unidos se cataloga, además, como crítico,[2] porque solo produce 3200 t (incluye minería y reciclaje) e importa 11.500 t para atender sus necesidades industriales (USGS, 2016). Es vital para la vida animal (humana y no humana) por ser el componente esencial de la vitamina B_{12}.

El contenido promedio de cobalto en rocas y minerales de la corteza terrestre es bajo, del orden de 20 ppm (Rubio Navas, 2003). En la actualidad, los países productores, en orden de importancia, son: República Democrática del Congo, China, Canadá, Rusia, Australia, Zambia, Filipinas y Cuba (USGS, 2016).

El uso del cobalto como pigmento es antiquísimo y se remonta a los inicios de la civilización humana en Mesopotamia, donde se han encontrado sustancias minerales de cobalto en la elaboración de objetos de vidrio y cerámica; también en tumbas funerarias de Egipto, hace aproximadamente 2300 años; en objetos de la república y del Imperio Romano de Occidente y de la dinastía Ming de China entre 1368 y 1644. En la actualidad el uso principal es industrial, en el campo de las aleaciones, superaleaciones, aceros especiales y baterías.

El cobalto obtiene su nombre del término alemán *kobalt*, voz derivada de *kobold* (duende), llamado así por los mineros de Sajonia en la Edad Media, porque su presencia en las minas de plata y de cobre causaba problemas de toxicidad (Aguilar Malavia, 1999). Este elemento fue identificado por el médico, investigador, químico y mineralogista sueco Jorge Brandt en el periodo 1735 a 1737, quien descubrió sus propiedades de ser atraído por un imán y de dar el color azul a los objetos de vidrio y de cerámica de las antiguas civilizaciones, en vez del bismuto, elemento al cual se le atribuía esa propiedad.

Olof Bergman estableció en 1780 su posición en el sistema periódico. El número atómico del cobalto es 27, su símbolo químico Co, su masa atómica relativa 58.9332 g, y es un metal no radiactivo en la naturaleza, a diferencia del isótopo Co^{60} que es inestable y radiactivo, y producido por el hombre.

1. Usos

El empleo del cobalto como metal se inicia en aplicaciones de aceros de alta velocidad de corte, cuando Elwood Haynes, en 1907, patentó el producto Stellite® en Estados Unidos (patente 873745) para las aleaciones cobalto-cromo (Cobalt Development Institute, 2017), por sus características de resistencia a la corrosión, abrasión y descamación en la superficie.

El gran desarrollo de aleaciones magnéticas con base de cobalto lo iniciaron en 1920 las compañías Saito y Honda de Japón, cuando publicaron los resultados obtenidos en aceros fabricados con este metal, y en 1930 la compañía Mishima, en lo referente al magnetismo permanente adquirido por los productos de hierro, aluminio y níquel (Álvarez, 1987).

En 1936 Austenal desarrolla el Vitallium para prótesis dentales (por sus propiedades de elasticidad e inalterabilidad); en 1948 se inicia la aplicación del isótopo radiactivo Co^{60} o cobalto 60 en el diagnóstico y la terapéutica de enfermedades oncológicas (cobaltoterapia), y en 1958 es empleado en la esterilización de utensilios quirúrgicos, desinfección de residuos hospitalarios y tratamiento de alimentos perecederos (Cobalt Development Institute, 2017).

Durante la Segunda Guerra Mundial se crearon las aleaciones Alnico-hierro (Al-Ni-Co-Fe) y luego las de

1 Un mineral estratégico contiene un elemento químico que interviene en aplicaciones militares, industriales y civiles, y es de urgente necesidad e imprescindible utilización en casos de emergencia nacional. Cada país define qué minerales son estratégicos.

2 Un mineral crítico, además de ser estratégico, es aquel que no existe en el país, es escaso o es limitada la producción nacional del elemento químico que se obtiene de su procesamiento para atender la demanda interna en situación normal o de emergencia.

Fe-Co-Mo, Fe-Ni-Co-Mn, Fe-Ni-Cu-Co y Co-Pt. Recientemente se desarrollaron las aleaciones magnéticas de baja intensidad (imanes blandos), con base en Fe-Ni-Co y Fe-Co-V, que se usan en "pequeños motores, transformadores estáticos o cintas magnéticas de grabación de imagen y sonido" (Rubio Navas, 2003). Las aleaciones de varios componentes basadas en cobalto, relacionadas con sus cualidades de adherencia, sellado y aislamiento, permiten uniones vidrio-metal de gran utilidad en la producción de dispositivos eléctricos o electrónicos (tubos de vacío, rectificadores).

A partir de 1994 se desarrolla uno de los usos más extendidos del cobalto en aleaciones con Ni/Cd y con Li para la fabricación de pilas o baterías recargables (Cobalt Development Institute, 2017). El empleo del cobalto en la fabricación de pinturas, esmaltes, barnices, pigmentos inorgánicos y tintas; en los procesos de catálisis de petróleo y fabricación de productos de plástico; en la elaboración de combustibles sintéticos, lubricantes, gomas, decolorantes, oxidantes y en el esmalte de cobalto, es notable y alcanza el 25 % del total producido de cobalto. En el 2003 el cobalto, como materia prima, se usó más como metal y su principal aplicación fue en la fabricación de superaleaciones de Ni/Co/Fe (tabla 1).

El cobalto es un componente fundamental de la vitamina cobalamina o vitamina B_{12}, esencial en los seres vivos, la cual interviene en el metabolismo y en la producción de glóbulos rojos en la sangre. La deficiencia de cobalto en los organismos vivos está acompañada de anemia; no obstante, su ingestión excesiva es tóxica.

Tabla 1. Usos del cobalto como materia prima y campo de aplicación

Usos (%)	Materia prima	Campo de aplicación
26	Cobalto metal	Superaleaciones Ni/Co/Fe
14.3	Polvo fino y extrafino de cobalto	Herramientas de metal duro y diamante para corte, fresado y pulimentado
12	Óxido de cobalto y, en menor medida, en sulfato, hidróxido o carbonato de cobalto	Productos colorantes para vidrios, esmaltes, plásticos, cerámica, pinturas o tejidos
9.8	Cobalto metal, polvo de cobalto, reciclados de aleaciones de cobalto	Imanes cerámicos, cintas u otros soportes para grabación de sonido y video
9.4	Compuestos químicos de cobalto	Adhesivos para gomas y neumáticos; jabones, secativos para pinturas; barnices, lacas, tintas, otros productos
8.5	Sales, acetatos y otros	(%) Catálisis industrial
	Sales de cobalto (carbonato ($CoCO_3$), sulfato ($CoSO_4 \bullet H_2O$), nitrato ($Co(NO_3)_2$)	(4.0) Proceso Comox
	Acetato de cobalto	(3.3) Producción de terileno
	Sales de cobalto (carbonato, sulfato, nitrato)	(1.0) Proceso Oxo
	Cobalto metal, sales de cobalto	(0.2) Otros procesos
7.5	Cobalto metal en polvo, hidróxido de cobalto $Co(OH)_2$, $LiCoO_2$	Baterías o acumuladores eléctricos de tipo metal-hidruro (radio, telefonía celular o móvil, informática, automotriz, industria aerospacial)
7	Cobalto metal, polvo de cobalto, reciclados de aleaciones de cobalto	Metal duro y otras aleaciones
5	Sulfato de cobalto, preferentemente, pero también carbonato e hidróxido	Baños electrolíticos, ánodos de cobalto, cobaltado superficial de cobre o acero

Fuente: Rubio Navas (2003)

El mayor consumo de cobalto en aleaciones se debe a la gama de cualidades físicas que adquieren los productos, desde un alto grado de ductilidad cuando se emplea con Ni, Mn, Ti, hasta un alto grado de rigidez con Cr, Mo, Si, W, pasando por una alta resistencia al desgaste y a la corrosión a altas temperaturas (800 °C) con Ni, Cr, Mo, W, C, Si, Fe. Esta última superaleación es fundamental en la industria aeronáutica (fuselaje, turbo-compresores para motores) y en la construcción de turbinas de vapor o de gas (Rubio Navas, 2003), donde es irremplazable el cobalto.

Con el pasar del tiempo, los usos del cobalto han cambiado; se estima que desde el 2014 la demanda mundial de

cobalto en aplicaciones químicas alcanzó el 62 % y el 38 % restante corresponde a las aplicaciones metalúrgicas. En el futuro, el uso de cobalto en aplicaciones químicas continuará aumentando como resultado de la fuerte y creciente demanda de baterías recargables. Esta tendencia está muy marcada por el comportamiento de China, líder mundial en consumo de cobalto, donde cerca del 75 % de dicho consumo es usado por la industria de baterías.

Las perspectivas actuales de utilización se orientan, por un lado, a las aleaciones de cobalto-cerámicas para la fabricación de componentes de vehículos aeroespaciales, estaciones orbitales, recubrimientos de hornos de altas temperaturas y cámaras de combustión de reactores, baterías y catalizadores y, por otro lado, al incremento de la gama de productos de cobalto en el automóvil (pinturas y autopartes), la electrónica (memoria en disco y circuitos), llantas y cauchos, fibras sintéticas, aditivos para gasolinas, lubricantes y grasas, entre otros productos (tabla 2 y figura 1).

Tabla 2. Demanda de cobalto por usos, 2014

Demanda por uso final	(%)
Baterías	42
Superaleaciones	16
Catalizadores	7
Carburos	10
Pigmentos	5
Adhesivos para llantas y secado	4
Soldaduras y otras aleaciones	7
Imanes	5
Materiales para grabación	4

Fuente: Cobalt Development Institute (2017)

Es notable el avance registrado entre 1986 y el 2014 en el uso del cobalto para la producción de baterías. En 1986 se desconocía su empleo como insumo para dicho fin (Álvarez, 1987) y, en ese entonces, el primer lugar lo ocupaba su utilización en las superaleaciones; en los quince años siguientes el uso del cobalto evolucionó hasta llegar, en el 2014, a ser utilizado mayoritariamente en la industria de las baterías, relegando su uso en las superaleaciones, de lejos, al segundo lugar.

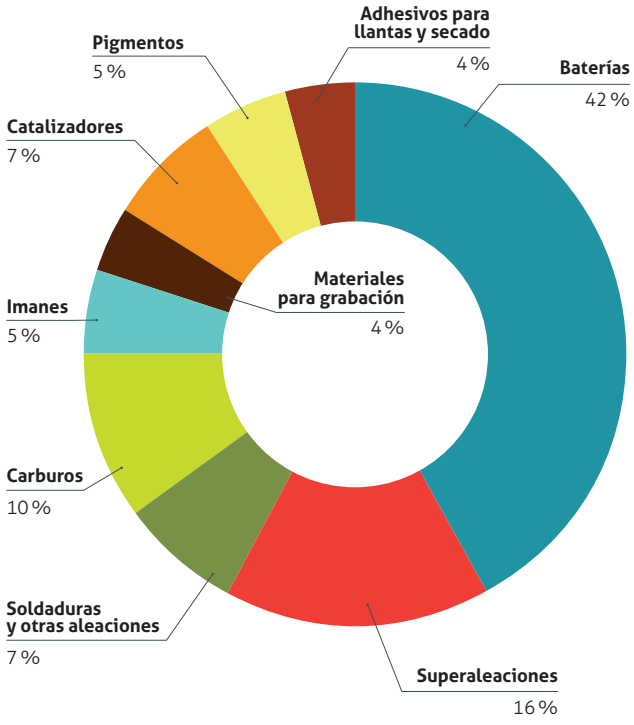


Figura 1. Demanda de cobalto por usos, 2014

Fuente: Cobalt Development Institute (2017)

2. Ambiente geológico

El cobalto (Co) se encuentra naturalmente en más de setenta especies minerales; no existe en la Tierra como metal libre y los hallazgos en este estado están asociados a cantidades mínimas detectables en la fase metálica de los meteoritos. El contenido de cobalto en las rocas y minerales de la litosfera ha sido establecido en 20 ppm (Rubio Navas, 2003) y se halla asociado a rocas máficas y ultramáficas. El cobalto, junto con el níquel y el cromo, es indicativo de rocas máficas. Se obtiene como subproducto en la explotación de las minas de níquel y cobre, principalmente, y también de hierro, cromo, plomo, zinc, uranio y magnesio.

2.1. Características

El cobalto es un metal de transición del grupo 9, periodo 4, de la clasificación periódica de los elementos, que incluye al hierro y al níquel; es dúctil y maleable, presenta brillo lustroso, color plateado; tiene una densidad media a 25 °C de 8.85 g/cm^3, punto de ebullición a 2800 ± 50 °C, punto de fusión a 1495 °C y se encuentra en la forma estable de cobalto 59 (Co^{59}). El cobalto 60, Co^{60}, es el isótopo más importante, el cual tiene una vida media (t½) de 1925.1 días (aproximadamente 5 años, 100 días).

Las siguientes son algunas de las características geoquímicas del cobalto: a temperatura ambiente, es estable en el aire; solo se oxida cuando se calienta y se quema al rojo blanco formando Co_3O_4; su solubilidad depende del pH, por tanto, en suelos ácidos, se produce un mayor deslavado y está ligado, fundamentalmente, a los óxidos de manganeso y hierro, de modo que solo una pequeña parte del cobalto permanece libre y, por tanto, móvil.

En la revisión de la geoquímica de este elemento, adelantada por Hamilton (1994), se postula que el comportamiento geoquímico del cobalto por lo general despliega propiedades calcófilas y siderófilas; su concentración en los sedimentos se controla principalmente por reacciones de adsorción[3] y coprecipitación en presencia de minerales de óxidos de hierro y de manganeso. Artificialmente se han creado 32 radioisótopos que tienen número de masa comprendidos entre el 48 y el 75, la mayoría con vida media promedio de horas o fracciones de segundo, con excepción del cobalto 59, variedad estable; los isótopos cobalto 56, 57, 58, con duraciones de días y cobalto 60, de años.

El radio iónico del Co es 0.72Å[4] para Co^{2+} y 0.63Å para Co^{3+}, estrechamente relacionados con los radios iónicos del Fe^{2+}, Mg^{2+}, Ni^{2+}, Zn^{2+}, del Fe^{3+} y del Mn^{4+} (Álvarez, 1987). Por tanto, en los estadios tempranos de los procesos magmáticos, el Co^{2+} sustituye al Fe^{2+} y al Mg^{2+}; por ello se encuentra enriquecido en las rocas ígneas máficas en relación con las félsicas. También puede estar asociado a los sulfuros de hierro pirita, arsenopirita y pirrotita, y en los minerales accesorios de los óxidos, como la magnetita (Wedephol, 1995).

En la tabla 3 se ilustra el contenido promedio de cobalto en ppm, en la corteza terrestre (Reimann y de Caritat, 1998).

Tabla 3. Contenido promedio de cobalto en la corteza terrestre (ppm)

Tipo de roca	Contenido de Co (ppm)
Promedio corteza continental	24-29
Corteza continental superior	11.6-10.0
Rocas ultramáficas	110
Rocas basálticas	45
Rocas graníticas	4
Areniscas	0.3
Grawuaca	15
Shale, esquistos	20
Caliza	0.1
Carbón	10

Fuente: Reimann y de Caritat (1998)

El cobalto se encuentra en 61 especies minerales de las siguientes clases mineralógicas: sulfatos, carbonatos, arseniatos, cromatos, vanadatos, silicatos, tiocianatos, sulfuros, arseniuros, sulfoarseniuros, seleniuros, selenitos, antimoniuros, teleruros y óxidos; sin embargo, tan solo 14 de ellos son los minerales de mena donde el cobalto es el elemento principal (tabla 4). Entre los minerales restantes que poseen cobalto algunos son de rara ocurrencia: esmaltita $(Co,Ni)As_{2-2.5}$, cobaltita (Co,Fe)AsS y linneíta $Co^{+2}Co^{+3}{}_2S_4$. Otros, como la arsenopirita, cobaltopentlandita, cobalto pirita o cobalto-níquel pirita, pirita cobaltífera y pirrotina pueden tener concentraciones de cobalto que los conviertan en minerales menas de Co.

La Cobaltita y Eritrita (figura 2), que es un sullfuro compuesto por cobalto, arsénico, azufre,hierro y cantidades variables de niquel. Es común encontarlo con aritrina (arseniato de cobalto hidratado) producto de la meteorización, su color rojo es muy característico, tanto como los cristales aciculares (flor de cobalto).



Figura 2. Cobaltita (arriba), fórmula química: CoAsS. Eritrita (abajo), fórmula Química Co3(AsO4)2 8H2O.

Fuente: Servicio Geológico Colombiano.
Fotografía: Alejandra Cardona, SGC

[3] La incorporación y adhesión de un gas, un líquido o una sustancia disuelta a una fina capa de moléculas de la superficie de un sólido.

[4] Unidad de medida Ángstrom, equivalente a la diez mil millonésima parte del metro.

Tabla 4. Principales minerales de mena del cobalto

Mineral	Clase mineral	Fórmula química	Porcentajes de cobalto y otros elementos		
			Co	S	As
Heterogenita	Óxido	CoO(OH)	64.1	-	-
Linneíta	Sulfuro	$Co^{+2}Co^{+3}{}_2S_4$	57.9	42.1	-
Esferocobaltita/cobaltocalcita	Carbonato	$CoCO_3$	49.6	-	-
Carrollita	Sulfuro	$CuCo_2S_4$	38.7	41.1	-
Cobaltina	Sulfoarseniuro	CoAsS	35.5	19.3	45.2
Asbolana	Óxido	$m(Co, Ni)O.MnO_2.nH_2O$	4.0-35.0	-	-
Tirolita	Arseniato	$Ca(Co_3, Co_5)(AsO_4)_2(OH)_4 .2H_2O$	35.0	-	-
Eritrina	Arseniato	$3CoO.As_2O_3.8H_2O$	29.5	-	25.0
Cloantita	Arseniuro	$CoAs_2$; $\{(Ni, Co)As_2\}$	28.3	-	71.7
Esmaltina	Arseniuro	$\{(Co, Fe,Ni)As_2\}$; $\{(Co, Fe,Ni)As_3\}$	28.2	-	71.8
Safflorita	Arseniuro	$CoAs_2$; $\{(Co, Fe)As_2\}$	28.0	-	72.08
Siegenita	Sulfuro	$(Co, Ni)_3S_4$	26.0	-	-
Skutterudita	Arseniuro	$CoAs_3$	20.8	-	79.2
Glaucodoto	Sulfoarseniuro	(Co, Fe)AsS	12.0-31.6	-	-
Roselita	Arseniato	$Ca_2(Co, Mg)(AsO_4)_2.2H_2O$	10.0-35.0	-	-

Fuente: Barthelmy (2007); Rubio Navas (2003); Álvarez (1987)

2.2. Tipo de depósito

Los minerales de cobalto se hallan estrechamente ligados geoquímicamente a los minerales de cobre, níquel, manganeso, hierro, plata, zinc y de otros metales. Por tanto, los depósitos de cobalto se encuentran clasificados en los yacimientos típicos de estos metales. De las clasificaciones de estos depósitos relacionados con el cobalto, que tienen en cuenta el ambiente de formación, se sigue en este texto la de Rubio Navas, quien los agrupa en:

- Depósitos ortomagmáticos, subdivididos en complejos plutónicos básicos y cuerpos máficos y ultramáficos estratiformes con sulfuros masivos.
- Depósitos hidrotermales y de metasomatismo de contacto.
- Depósitos de ambiente sedimentario que reúnen a los estratiformes volcano-sedimentarios, los lateríticos, los sedimentarios de concentración residual y los de precipitación química en los pisos marinos actuales, correspondientes a nódulos de manganeso, costras de cobalto y sulfuros metalíferos exhalativos.

El Servicio Geológico Británico los clasifica en depósitos estratiformes de cobre, depósitos de sulfuros de níquel-cobre, depósitos de sulfoarseniuros de plata-cobalto y lateritas niquelíferas. Algunos de los depósitos mencionados en este documento y su localización en el mundo se ilustran en la figura 3.

2.2.1. Depósitos ortomagmáticos

En los depósitos ortomagmáticos el proceso genético predominante es la diferenciación magmática en una cámara compuesta por dos fases separadas: magma rico en sulfuros (color oscuro) y magma rico en silicatos/óxidos (color claro), que al cristalizarse dan una apariencia estratiforme a los yacimientos, por lo cual se denominan cuerpos máficos y ultramáficos estratiformes. En las paragénesis[5] de tales depósitos los minerales más abundantes son níquel, cromo, cobre, metales preciosos y el accesorio o subordinado, así como los del cobalto, que únicamente permiten su recuperación con fines rentables como subproducto.

En estos casos los tenores de cobalto usualmente son del 0.10 %, y las estructuras geológicas predominantes donde se encuentran los minerales de mena y de cobalto son lopolitos de composición máfica. Los depósitos ortomagmáticos más representativos son los complejos de Bushveld (República de Sudáfrica), Mount Keith (Australia Occidental), Timiskaming (Canadá), Duluth (Minnesota, Estados Unidos), Norilsk (Siberia) y Pechenga (Urales). El cobalto se obtiene como subproducto en Rusia, Selibwi Phikwe (Botsuana) y Trojan (Zimbabue).

[5] Grupo de asociaciones de minerales relacionadas en espacio y tiempo, de carácter estable, que reflejan la composición química original del magma.



Figura 3. Localización de algunos yacimientos de cobalto

Fuente: modificado de Worldatlas.com (2016)

El complejo ígneo de Bushveld (CIB), localizado en Pretoria, es considerado como uno de los depósitos minerales más ricos (tiene más de un siglo de haber sido descubierto, por la presencia del platino en 1906). Además de los minerales del grupo del platino contiene, como minerales metálicos, cromita, vanadio, hierro, titanio, fluorita, níquel, cobre, cobalto, rutenio, iridio y, entre los no metálicos, materiales de construcción (*dimension stone*) y arcillas refractarias.

La litología del CIB en su fase máfica consta de peridotita ultramáfica, harzburgita, cromitita y bronzitita en su parte basal, y norita máfica, anortosita y gabro en su parte superior, a la cual sigue la fase félsica denominada Granito de Lebowa. El complejo ha sido datado por métodos radiométricos en 2054 millones de años (Ma). En Rusia los depósitos de Norilsk están asociados a un evento de flujo volcánico basáltico que en la actualidad cubre aproximadamente 2.000.000 km^2 en Siberia Oriental, y los de Pechenga se asocian con un desarrollo en ambiente tipo arco de islas.

2.2.2. Depósitos hidrotermales y de metasomatismo de contacto

En los depósitos hidrotermales y de metasomatismo de contacto ocurren concentraciones minerales metálicas, entre las cuales se pueden encontrar las de cobalto, debido a la acción de fluidos hidrotermales de origen ígneo o metamórfico. En el ambiente ígneo el metasomatismo puede crear rocas metamórficas tipo *skarn* o rocas ígneas severamente alteradas, llamadas *greisen* o *endoskarn*. Estos depósitos metasomáticos se caracterizan por presentar una zonación mineralógica que consta de las siguientes aureolas de alteración: propilítica (causada por fluidos ricos en hierro y sulfuros), albita-epidota (fluidos ricos en silicatos de calcio y magnesio) y potásica (que produce minerales potásicos micáceos y adularia).

El yacimiento de origen hidrotermal, que contiene cobalto como mineral de mena principal, está en el complejo minero de cobalto-níquel de Bou Azzer de Ourzazate en Marruecos (Smartminerals, 2017). En este yacimiento filoniano la mineralización ocurre en venas de rocas precámbricas, en el contacto entre serpentina y una diorita rica en cuarzo. Las más importantes están relacionadas con el sistema de fallas principal: tienen un tenor promedio del 1 % de cobalto y registran una producción media anual de 100.000 t de mineral (Mohammed *et al.*, 2016). Para finales del 2013 se reportó una producción de 86.1 kt de cobalto refinado y reservas totales de 7.2 Mt (Audion *et al.*, 2014, 69). También contienen Au, Ag, As y Mo.

El yacimiento de origen hidrotermal, donde el cobalto es accesorio y se explota como subproducto, es la mina de

plata-níquel-cobalto de la población de Cobalt en el distrito de Timiskaming en el sureste de la provincia de Ontario en Canadá. Otros yacimientos hidrotermales se encuentran en Estados Unidos, en la región de Sajonia en Alemania, Finlandia, Rusia, Uganda y Myanmar (antes Birmania).

Las mineralizaciones metasomáticas de tipo *skarn* con cobalto se encuentran en el distrito minero de Outokumpu en Finlandia, en rocas de cuarzo y de calco-silicatos con serpentinita, que presentan metamorfismo de facies anfibolita con edad radiométrica de 1960 Ma (Rubio, 2003, 86-87). La alteración produce serpentinización y carbonatación de las rocas ultramáficas; los minerales de mena son sulfuros de Cu, Zn, Co, Ni, Au, con recursos totales de 50.000.000 t y tenores del 2.8 % de Cu, 1 % de Zn y 0.2 % de Co. Este depósito se clasifica como sulfuro masivo volcanogénico ofiolítico metamorfizado de Cu-Zn ± Co (Chipre-Omán, Outokumpu): Cu, Zn, Co, (Au, Ag, Sn, Cd). También se reportan yacimientos de esta clase, con pentlandita cobaltífera, en Namibia.

2.2.3. Depósitos de ambiente sedimentario

Entre los depósitos de ambiente sedimentario con minerales de mena de cobalto se encuentran los estratiformes de sulfuros volcano-sedimentarios, representados en el Cinturón Cuprífero Centroafricano, que se extiende por la República Democrática del Congo y zonas limítrofes con Zambia (Rubio Navas, 2003). En esta región y dentro de Zambia se encuentra el yacimiento de Nchanga (Chingola), donde se explotan Cu y Co. En estos yacimientos el mineral de cobalto es la linneíta. La paragénesis típica incluye, además, la calcopirita, pirrotina y pirita, con tenores entre el 0.1 % y el 0.4 % de cobalto, en rocas con edades del Precámbrico superior-Paleozoico y relacionadas con zonas tectónicas de margen continental.

Los depósitos polimetálicos submarinos formados como precipitados químicos en un ambiente sedimentario, que se originaron mediante procesos de precipitación controlados por cambios físicoquímicos, corrientes submarinas y otros factores diversos de metales disueltos en las aguas oceánicas, están representados por los nódulos de manganeso o ferromanganeso, y las costras de cobalto o costras de hierro-manganeso o costras de óxidos metálicos.

Los nódulos de manganeso se han clasificado, de acuerdo con su génesis y composición, en hidrogénicos (de precipitación de hierro y manganeso disueltos en el mar), hidrotermales (derivados de actividad volcánica submarina), halmyrolíticos (resultantes de alteración del substrato marino), diagenéticos (debidos a movilización y reprecipitación de metales por cambios de un ambiente reductor a oxidante) (Rubio Navas, 2003, p. 89).

Reciben la calificación de "nódulos de buena calidad" los que alcanzan los contenidos de Ni entre el 1.25 % y el 1.5 %; de Cu entre el 1.0 % y el 1.4 %; de Co entre el 0.20 % y el 0.25 % y de Mn entre el 27 % y el 30 %.

Los nódulos contienen principalmente óxidos e hidróxidos hidratados de manganeso y hierro; en menor proporción, se encuentran cobalto, cobre, níquel, molibdeno, vanadio, zirconio o metales preciosos (Au), entre otros. Los recursos estimados por extrapolación ascienden a más de un trillón de toneladas de metales, de las cuales el 0.2 %, correspondería a cobalto.

En las costras de cobalto, a diferencia de los nódulos de manganeso, los tenores de cobalto son mayores del 1.0 %; se mantiene la misma proporción de Fe y Mn en el total, y aparecen otros metales en proporciones significativas: platino, titanio, cerio, níquel, fósforo, talio, telurio, wolframio, bismuto o molibdeno. Se localizan principalmente en las laderas y cimas de las montañas submarinas y a profundidades entre 800 y 2400 m, a diferencia de los nódulos, que se encuentran en llanuras profundas de piso oceánico entre 4000 y 7000 m de profundidad (Rubio Navas, 2003).

Los depósitos de sulfuros marinos exhalativos están relacionados con las chimeneas de las áreas volcánicas oceánicas activas, los bordes de placa intraoceánica o las zonas de cordillera de arco de isla interno, y los minerales de neoformación que precipitan, comprenden pirita, esfalerita y calcopirita, con elevados contenidos en zinc, plomo, cobre, cobalto, bario u otros metales. Entre ellos el oro llega a alcanzar en algunos muestreos valores medios de 24 g/t, con máximos hasta de 230 g/t. (Rubio Navas, 2003, p. 96)

Los cálculos iniciales de estos recursos parten de estimaciones entre un millón y cien millones de toneladas de metales; de llegarse a explotar esta clase tan especial de recursos se tendrían, por primera vez, recursos minerales renovables, en periodos históricos.

Otra clase de depósitos son los lateríticos (variedades "clima seco" y "tropical húmedo"), que cubren grandes extensiones y pueden alcanzar hasta un centenar de metros de espesor (Rubio Navas, 2003). En las lateritas la mayor acumulación de cobalto, hierro y níquel ocurre en la superficie y a profundidades someras; los minerales típicos son asbolana o lodo negro de cobalto, la heterogenita, la esferocobaltina y la eritrea (cobalto rojo), los cuales se forman por la alteración de las rocas máficas-ultramáficas, debido a la prevalencia del clima seco o tropical húmedo y los microorganismos del suelo durante un periodo largo. Los tenores de cobalto se encuentran en el rango del 0.05 %

al 0.15 %, que pueden ser económicamente explotables debido a los bajos costos de laboreo, a los grandes espesores y a las extensas áreas que suelen tener.

Lateritas con níquel y tenores significativos de cobalto se encuentran en Australia, Canadá, Cuba, Filipinas, Nueva Caledonia (Francia, Océano Pacífico Sur), Guatemala, Indonesia, Rusia, Madagascar, Grecia y Venezuela. En la actualidad se explotan los yacimientos localizados en Cuba y Australia occidental. En Cuba los depósitos lateríticos de Fe-Ni-Co más importantes se localizan, en su mayor parte, en el nordeste de la región oriental de la isla (Moa-Baracoa, provincia de Holguín y Pinares de Mayarí). Algunos significativos se hallan en el extremo occidental en las Lomas de Cajálbana en Pinar del Río; también aparecen recursos significativos de lateritas en la meseta de San Felipe en Camagüey y, en menor proporción, en San Miguel de los Baños en Matanzas (Iturralde-Vinent, 2007).

Una variedad de estos yacimientos lateríticos son depósitos residuales originados por la disgregación química y mecánica de las lateritas, y el posterior acarreo hasta pequeñas depresiones donde se acumulan en una matriz arcillosa. Suelen ocurrir en el Cinturón Cuprífero Centroafricano y en la isla de Nueva Caledonia (Francia), ubicada en el Océano Pacífico Sur.

2.3. Métodos de prospección

La prospección es la búsqueda sistemática de mineralizaciones y depósitos minerales —en este caso de cobalto— por medio de métodos geológicos, geoquímicos o geofísicos, y la exploración es el estudio de las mineralizaciones encontradas que conduzca a delimitar el cuerpo mineralizado (modelo tridimensional), la naturaleza de la mineralización y establecer la distribución geoestadística de tenores, tonelajes y valores de corte (tenor y tonelaje), con el fin de decidir si es un depósito mineral explotable económicamente. Tanto la prospección como la exploración son fundamentos del proceso científico (conocimiento) y técnico (saber hacer: lo práctico + lo tecnológico) de la investigación geológica y minera; por consiguiente, son actividades diferentes.

En el informe de la Organización de las Naciones Unidas (ONU), *UN-Task Force on Reserves/Resources for Solid Fuels and Mineral Commodities* (UN, 1997, 2001), se describen en profundidad las etapas de reconocimiento (*Reconnaissance*), previa a la de prospección (*Prospecting*), exploración general (*General Exploration*) y de exploración detallada (*Detailed Exploration*), posteriores a la prospección, que generan un marco estándar (*framework*) para todos los países en el desarrollo de un estudio geológico, con fines de obtener la clasificación de reservas/recursos de un depósito mineral.

La prospección del cobalto se engloba entre las utilizadas en la búsqueda de depósitos minerales de metales de gran interés industrial, como cobre, níquel o hierro, dado el carácter accesorio o subordinado que tiene en estos depósitos. A raíz de que han sido descubiertos en su mayor parte los existentes en superficie, se requiere emprender su búsqueda en el subsuelo, partiendo de un conocimiento geológico regional, donde los métodos de prospección se aplican en estudios que generalmente comprenden tres fases.

La primera fase se inicia con el establecimiento de las hipótesis geológicas (o modelos) para el hallazgo de nuevos depósitos minerales (Murillo, 1987). En el caso del cobalto, se relaciona con el grado de prospectividad o de existencia potencial de ambientes geológicos favorables en el área de estudio, sea local, regional o nacional.

La *prospección* se establece con base en el análisis de informes; mapas geológicos, geoquímicos, geofísicos y mineros; inventarios mineros, e interpretación de datos de sensores remotos satelitales y de fotos aéreas, así como de búsquedas exhaustivas (*data mining*) en bases de datos georreferenciadas (sistemas de información geográfica) y alfanuméricas de temática geológica, geoquímica, geofísica, ambiental y minera, según criterios geológicos (litologías, edades, estructuras, minerales de mena y de ganga, paragénesis, zonación, paleogeográficos, geotectónicos, entre otros), geofísicos (contrastes), geoquímicos (anomalías), ambientales (vegetación, fauna, aguas, suelos, aire, clima) y mineros (existencia de manifestaciones, mineralizaciones, prospectos, minas activas o inactivas, morfología, dimensiones, tonelajes, tenores, etc.).

De ese completo análisis se obtiene un área o un conjunto de áreas que posiblemente cumplen el modelo establecido. En estas se pueden realizar visitas de campo con el fin de desarrollar estudios geológicos preliminares, entre otros, que corresponden a la fase de *reconocimiento* (*Reconnaissance*), según el marco estándar (*framework*) de Naciones Unidas.

En el caso del cobalto, las áreas potenciales están relacionadas, en el medio continental, con los ambientes ortomagmáticos de rocas máficas y ultramáficas —con presencia de sulfuros masivos—, con los estratiformes volcano-sedimentarios, los de alteración hidrotermal y metasomatitas, y las lateritas, acompañadas o no de placeres minerales. En el medio marino están relacionadas con los nódulos de manganeso, las costras de cobalto y los sulfuros metalíferos.

La segunda fase o prospección *sensu stricto* inicia una vez ha sido identificada el área potencial, o áreas *target*, y establecido el ambiente geológico; durante esta fase se aplican los métodos de prospección terrestre, marino o aéreo.

El método terrestre incluye trabajos de campo, en los que se utilizan la cartografía geológica, la geoquímica y la geofísica. En la cartografía geológica los levantamientos producen datos e información que se registra en informes, mapas geológicos, cortes, columnas, resultados de laboratorio geológico, con sólidas observaciones sobre litología; zonas de alteración; presencia de minerales indicadores (*pathfinders*); tectónica; estructuras y microestructuras; estratigrafía y cronoestratigrafía; petrografía (luz polarizada, reflejada); microscopía electrónica, entre otros factores.

Grandes masas de sulfuros masivos, y por consiguiente de cobalto, se pueden identificar con el procesamiento digital de datos de sensores remotos. También pueden detectarse las zonas de alteración y de *gossan* que suelen acompañar estos yacimientos, que se delimitan luego con levantamientos geológicos convencionales. Estos depósitos prácticamente han sido descubiertos a la fecha.

La geoquímica (composición química y mediciones de los contenidos de uno o más elementos presentes en las muestras), como método de prospección, involucra la toma de muestras de rocas en afloramiento y de cantos rodados conspicuos, sedimentos activos, agua, gases, vegetación, concentrados en batea y suelos para análisis preliminares de campo y analíticos en el laboratorio (rayos X, espectrometría por absorción atómica o de masa, plasma inductivo acoplado [*inductively coupled plasma*] o ICP, por sus siglas en inglés), ensayo químico o al fuego. El tratamiento de sus datos permite establecer los valores normales y los umbrales (*thresholds*), e identificar anomalías.

La geoquímica aplicada a la detección de variaciones en la composición de los materiales (rocas, suelos, sedimentos activos, entre otros), relacionados con la posible presencia de o proximidad a un depósito de sulfuros masivos, que es una de las fuentes principales de cobalto, es la herramienta adecuada para su prospección. Esta se inicia, usualmente, con los estudios de orientación geoquímica, realizados con la finalidad de establecer los valores umbrales para la clasificación de los datos geoquímicos (anómalos, si superan estos valores) y evaluar el significado económico de los elementos de interés industrial presentes en ellos, como Cu, Ni, Fe, que están acompañados de otros elementos enriquecidos como el cobalto (motivo de este artículo), junto con As, B, Au, Ag, Ba y Mn, en contraste con Ca y Na, que presentan contenidos bajos en sedimentos activos (Höy, 1995). De igual manera, estos depósitos se asocian a valores anómalos de Ag y altos contenidos de Ni, Bi, Co, As, U, Fe en muestras de roca (Lefebure, 1996). En lateritas niquelíferas y depósitos residuales, la técnica del concentrado en batea para la obtención de la muestra es la más utilizada en prospección.

En la prospección minera la geofísica (mide propiedades físicas de los cuerpos de roca y mineralizaciones del subsuelo) utiliza métodos magnéticos, radiométricos y electromagnéticos en perfiles y sondeos, empleando magnetómetros, centilómetros, equipos de polarización espontánea o inducida, con los cuales se detectan metales no ferrosos (Au, Ag, Al), metales ferrosos, minerales magnéticos y minerales conductores de electricidad. En menor proporción, se utilizan los métodos sísmicos en la prospección, debido al tamaño relativamente pequeño y a la geología complicada que poseen los depósitos minerales, en general, y al elevado costo de los trabajos con estos métodos.

Dado que el cobalto se encuentra como mineral secundario en depósitos de sulfuros, estos minerales interconectados producen zonas conductivas eléctricas que pueden localizarse con los métodos de polarización inducida, electromagnéticos y magnetotelúricos. En algunos casos es útil la magnetometría, dada la presencia de abundante magnetita; en otros, la gravimetría, porque los cuerpos máficos y ultramáficos se asocian a excesos de masa, que producen buen contraste con las zonas no mineralizadas, finalmente, los cuerpos masivos extensos pueden localizarse con sísmica de refracción.

En el medio marino la búsqueda de los depósitos polimetálicos submarinos implica el empleo de la teledetección, porque no existe contacto entre el observador y el objeto de estudio, para lo cual se emplean las técnicas geofísicas radiométricas de detección de rayos gamma, la sísmica y el sonar (Rubio Navas, 2003). Por otra parte, en el medio aéreo la prospección se ejecuta con técnicas geofísicas como gravimetría (densidades), magnetometría, radiometría, electromagnetismo (conductividad) y sensores remotos.

Las perforaciones, los apiques y las trincheras suelen considerarse métodos de exploración minera o fases de exploración general y de exploración (UN, 2001), y se llevan a cabo en áreas donde se han obtenido resultados satisfactorios en las fases de prospección descritas, acompañadas de una densificación de la malla del muestreo geológico, geoquímico y geofísico, y de estudios económicos, financieros, ambientales, legales e investigación de mercados. Según el marco estándar o *framework* de la ONU (UN, 1997), el grado de precisión del estudio de *exploración*

general debería ser suficiente para decidir si un estudio de prefactibilidad (*Prefeasibility Study*) y de exploración detallada están garantizados para desarrollarlos en el área de estudio. El estudio de *exploración detallada* debe proveer la información, en cantidad y calidad suficiente, para sustentar la toma de decisión sobre llevar o no a cabo un *estudio de factibilidad* (*Feasibility Study*).

2.4. Sistemas de explotación y procesamiento de minerales

Los sistemas de explotación del cobalto están directamente relacionados con los utilizados en la explotación de los yacimientos de cobre, níquel y hierro, de donde se obtiene como subproducto o coproducto[6], de acuerdo con su localización (continental o marino). En el ámbito continental, en los depósitos lateríticos, se utiliza el método de cielo abierto, porque se encuentra en la superficie o cerca de ella un gran volumen de material relativamente homogéneo, al cual se le trata por hidrolixiviación para la obtención de cobalto y de sus elementos asociados.

En los yacimientos estratiformes y de metamorfismo de contacto se utilizan los desarrollos mineros subterráneos, mediante la construcción de túneles, en especial cuando son profundas las zonas mineralizadas, a través de los métodos, entre otros, de *block caving* (los bloques de roca mineralizada caen por gravedad a través de tolvas y luego son transportados hasta el molino) y *cut and fill* (corte y relleno: se excava la roca capa por capa hacia arriba en espesores entre 0.90 y 2.80 m y se hace explotar controladamente para luego transportar estos materiales hasta el molino).

También se emplean los sistemas mixtos, subterráneos y de cielo abierto, debido a que este último se utiliza para remover y aprovechar las capas de moderado espesor de lateritas, junto con sus minerales de mena o de suelo no mineralizado con su vegetación. En los yacimientos ortomagmáticos el método de explotación es a cielo abierto en niveles de 3 a 6 m con paredes de ángulo variable; se emplea cuando los minerales de mena se encuentran cerca de la superficie.

En el ámbito marino, en la explotación de los depósitos polimetálicos submarinos, se han considerado los sistemas de dragado por arrastre y por aspiración, los cuales se evalúan a la luz de su impacto ambiental en el fondo oceánico, el agua y la fauna marina.

En la extracción de cobalto el procesamiento de los minerales está relacionado con el metal al cual se asocia y, en términos generales, se basa en los siguientes principios (Wang, 2006):

- Incluir el beneficio de los minerales de cobalto dentro de los de producción de Cu y Ni, acorde con los depósitos de sulfuros donde se encuentra.
- Concentrar los materiales cobaltíferos a través de las operaciones hidrometalúrgicas y pirometalúrgicas del Cu y Ni (concentrado cobaltífero).
- Afinar el electrolito/solución de cobalto mediante el empleo de las técnicas de separación y refinación, como precipitación selectiva, extracción de solventes e intercambio iónico.
- Producir el cobalto en sus variedades comerciales: metal, polvo o químicos, mediante procesos independientes seleccionados, tipo electrorrefinado[7] (*electrowinning*) o electroextracción y precipitación por reducción (por ejemplo, reducción acuosa de óxido cobáltico-cobalto en un medio amoniacal usando sulfito de amonio como agente de reducción a presión atmosférica, o con ácido sulfúrico a alta presión).

En el beneficio de los depósitos de cobre y níquel con cobalto los sulfuros son tratados inicialmente hasta obtener el concentrado metálico que luego se refina mediante un proceso de tostación-lixiviación-purificación-electroextracción. El concentrado se tuesta y luego se lixivia con ácido sulfúrico; de esta solución se precipita el cobalto como hidróxido de cobalto, una vez que se han extraído los metales acompañantes. Este hidróxido se redisuelve en ácido y el cobalto se recupera por electrólisis (electroextracción).

En el tratamiento de depósitos de sulfoarseniuros de cobalto el procesamiento se inicia con una etapa de separación magnética para retirar los óxidos, continúa con la tostación y luego con fusión en alto horno, que proporciona el *matte* que contiene cobalto y níquel —principalmente—, y hierro, que se remueve por tostación y lixiviación en presencia de cal y clorato sódico (Rubio Navas, 2003). El cobalto se extrae finalmente con un tratamiento químico.

En las lateritas se inicia el tratamiento con una etapa de preconcentración, que comprende molienda, separación de lo mineralizado, trituración y secado. Siguen los

6 Se entiende por coproducto dos o más productos obtenidos de la misma unidad del proceso.

7 Electroextracción es la electrodepositación de metales a partir de sus minerales de mena en estado de solución o sometido a licuefacción (paso del estado sólido a líquido). Electrorrefinado es electroplateado o galvanoplastia a escala industrial.

procesos de pirometalurgia (fundición), reducción por tostación, hidrometalurgia (lixiviación) o biolixiviación, y refinación. En el procesamiento de los nódulos polimetálicos submarinos se aplican las técnicas descritas de hidrometalurgia y pirometalurgia.

Obtenido el concentrado cobaltífero la purificación consta de las fases de separación y refinación. La separación se hace mediante fundición con procesos de pirometalurgia acompañada de sustancias químicas en los que el *matte*, que contiene cobalto, se deposita en el fondo y se conduce a la refinadora, donde la escoria silicatada (*slag*) asciende hacia el techo del horno de fusión, para recibir un tratamiento especial para la extracción de los metales principales (Cu, Ni). En los casos de menas con bajo tenor de cobalto, su concentración mejora con el empleo de técnicas de hidrometalurgia (utilización de tratamientos químicos a bajas temperaturas) y biolixiviación[8] (Rubio Navas, 2003). En esta etapa se alcanzan purezas entre el 75 y el 85 % del metal principal, y del 65 al 75 % en cobalto (electrolito/solución).

La afinación del electrolito/solución, hasta obtener un grado de pureza del cátodo del 99.98 % de cobalto, tiene dos etapas: purificación de la solución y electrorrefinado, que se describen a continuación (Wang, 2006). La purificación de la solución requiere los procesos de precipitación química, extracción del solvente e intercambio iónico.

- Por medio de la precipitación química (técnicas de neutralización de oxidación y electrólisis) se remueven el hierro y el arsénico, según las siguientes reacciones:

$$6FeSO_4 + NaClO_3 + 3H_2SO_4 \rightarrow 3Fe_2(SO_4)_3 + NaCl + 3H_2O$$
$$2Fe(OH)_3 + 3H_2SO_4 \rightarrow Fe2(SO_4)_3 + 6H_2O$$
$$2H_3AsO_4 + Fe_2(SO_4)_3 \rightarrow 2FeAsO_4 + 3H_2SO_4$$
$$2H_3AsO_4 + 8Fe(OH)_3 \rightarrow (Fe_2O_3)_4{\cdot}As_2O_5\downarrow + 15H_2O$$

Luego se procede a remover el manganeso, mediante el empleo de la técnica de la hidrólisis oxidativa, de acuerdo con las siguientes reacciones:

$$MnSO_4 + NaClO + H_2O \rightarrow MnO_2\downarrow + NaCl + H_2SO_4$$
$$MnSO_4 + NaClO + Na_2CO_3 \rightarrow MnO_2\downarrow + NaCl + Na_2SO_4 + CO_2$$

Posteriormente, el níquel:

$$2CoSO_4 + NaClO + 5H_2O \rightarrow 2Co(OH)_3\downarrow + NaCl + 2H_2SO_4$$
$$2NiSO_4 + NaClO + 2Na_2CO_3 + 3H_2O \rightarrow 2Ni(OH)_3\downarrow + 2Na_2SO_4 + NaCl + CO_2$$

Con un exceso de Co^{+2}, se produce la siguiente reacción:

$$CoSO_4 + Ni(OH)_3\downarrow \rightarrow Co(OH)_3\downarrow + NiSO_4$$

En la etapa de la extracción del solvente se usa P_5O_7 (similar al PC-88 y SME-418), y Cyanex 272 para separar cobalto y níquel de los medios con sulfato y cloruro:

$$\text{Extracción: } nRH + Men+ \rightarrow RnMe + nH^+$$
$$\text{Remoción: } RnMe + nH^+ \rightarrow nRH + Me^{n+}$$

- Con el proceso de intercambio iónico, el Lewatit® TP 207 (resina macroporosa de intercambio catiónico) puede remover cobre y zinc de la solución de níquel y cobalto, que a su vez puede separar níquel de cobalto, o viceversa. El Lewatit® Monoplus TP 207 se utiliza para separar magnesio y calcio de la solución de níquel y cobalto, y el SuperLig® 241 se usa para extraer níquel de la solución de cobalto. También se emplea SuperLig® 241 para la remoción combinada de cobre y Fe[3], junto con níquel, del electrolito electroextractado de cobalto.

En la recuperación de cobalto en un proceso con sulfuros de cobre, este elemento es removido vía electroextracción; el Fe, junto con el Zn, precipita aumentando el pH de la solución.

En el electrorrefinado el cobalto se obtiene por electroextracción a partir del electrolito de cobalto en medio cloruro o sulfato, utilizando ánodos insolubles:

$$\text{Cátodo: } Co^{2+} + 2e^- \rightarrow Co$$
$$\text{Ánodo: } 2Cl^- \rightarrow Cl_2 + 2e^- \text{ (medio cloruro)}$$
$$H_2O \rightarrow 1/2O_2 + 2H^+ + 2e^- \text{ (medio sulfato)}$$

Durante el electrorrefinado el Co es disuelto electroquímicamente del ánodo (> 95 % Co, < 0.45 % Ni, < 0.05 % Cu, y < 1 % Zn) en un electrolito, produciendo cationes de Co^{2+} y electrones.

En el tratamiento de los lodos que resultan de los procesos anteriores, la tecnología del fluoborato se reconoce como un lixiviador efectivo en condiciones de temperatura ambiente o elevada, donde la reacción de oxidación solubiliza los metales base en el sistema fluoborato:

$$2Fe(BF_4)_3 + M \rightarrow 2Fe(BF_4)_2 + M(BF_4)_2$$

[8] Es un proceso hidrometalúrgico que utiliza microorganismos para liberar los metales en solución, para luego continuar su tratamiento con electrólisis u otros métodos.

2.5. Recursos, reservas y comercio

El cobalto, a pesar de ocupar el puesto 33 por su abundancia en la corteza terrestre, es un metal ampliamente diseminado el cual, como se ha mencionado en el documento, se obtiene mayoritariamente como subproducto o coproducto de la extracción de otros metales, especialmente níquel y cobre. Anterior a la década de los años 90, la oferta de cobalto estaba ligada principalmente al continente africano, en los países de la República Democrática del Congo y Zambia; sin embargo, en los últimos años han ocurrido cambios en el escenario de oferta de cobalto, entrando a desempeñar un papel importante como productores países como Australia, Brasil, Rusia, China, Canadá, Cuba y Madagascar. Con el desarrollo de tecnologías innovadoras de extracción existe en la actualidad una gran posibilidad de obtener el cobalto como metal primario. En la figura 4 se ilustra una distribución aproximada de los flujos de producción de cobalto actuales.

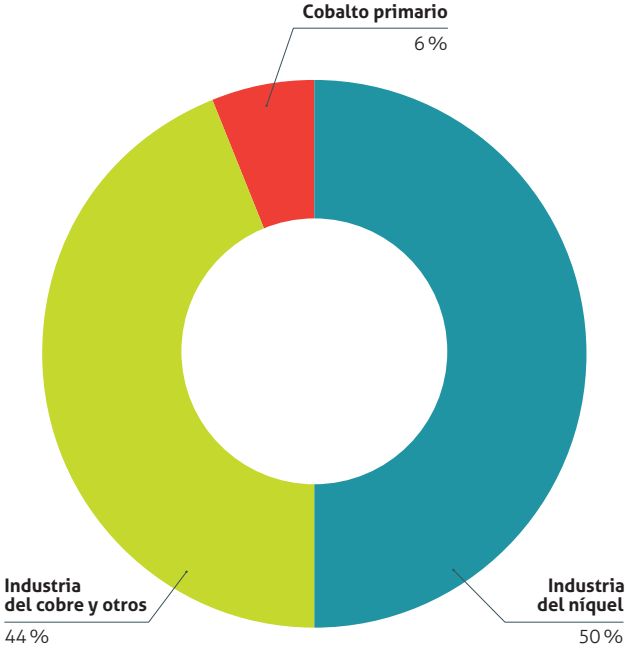


Figura 4. Distribución de la producción de cobalto (%)

Fuente: Cobalt Development Institute (2017)

Como el cobalto es un mineral estratégico y crítico, las estadísticas sobre recursos, reservas y comercio (producción, consumo, precios) son importantes, dada la dependencia que los países industrializados tienen de este metal, en especial Estados Unidos, China y Japón.

Los datos de reservas y producción minera se han tomado de los anuarios publicados en línea en los portales del United States Geological Survey (USGS) y del Cobalt Development Institute, los cuales reportan información histórica consolidada hasta el 2014 y estimada para el 2015.

Las reservas globales de cobalto, según el USGS (2016), son del orden de 7.100.000 t (cifra estimada para el 2015) y su distribución en las regiones mundiales se ilustra en la figura 5.

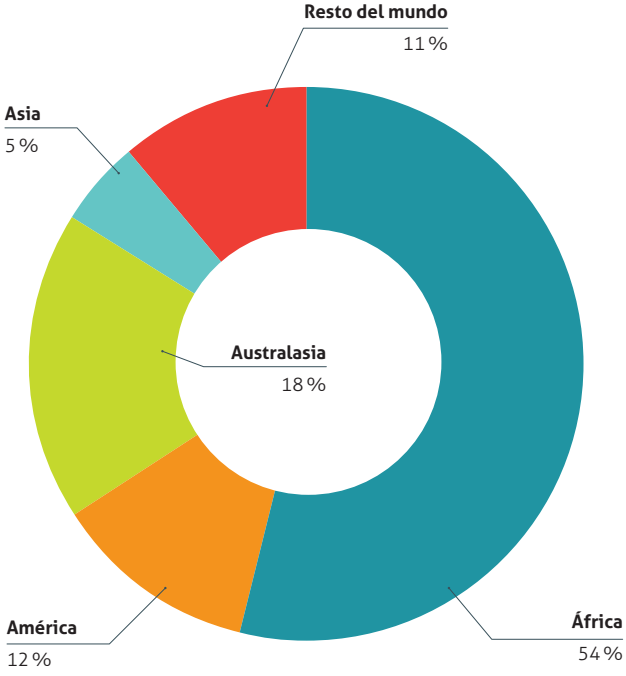


Figura 5. Distribución de las reservas mundiales de cobalto, 2015

Fuente: USGS (2016)

La información sobre reservas es dinámica; en la tabla 5 y la figura 6 se ilustra la evolución de las reservas de cobalto en el periodo de análisis, 1995-2015(e), reportada para los principales países.

La cifra de reservas aumentó considerablemente entre 1995 y el 2005, pasando de 4.000.000 a 7.000.000 t, lo cual representó un incremento del 75 %. En los últimos años estos valores se han mantenido en orden de magnitud, con pequeñas variaciones, reportándose una cifra de 7.1 millones de toneladas estimadas para el 2015 (USGS, 2016).

Tabla 5. Evolución de las reservas de cobalto por país

País	Reservas (toneladas)				
	1995	2000	2005	2010	2015e
Estados Unidos				33.000	23.000
Australia	23.000	880.000	1.300.000	1.400.000	1.100.000
Brasil			35.000	89.000	78.000
Canadá	45.000	45.000	130.000	150.000	240.000
China				80.000	80.000
Congo	2.000.000	2.000.000	3.400.000	3.400.000	3.400.000
Cuba	1.000.000	1.000.000	1.000.000	500.000	500.000
Madagascar					130.000
Nueva Caledonia	230.000	230.000	230.000	370.000	200.000
Filipinas					250.000
Rusia	140.000	140.000	250.000	250.000	250.000
Sudáfrica					31.000
Zambia	360.000	360.000	270.000	270.000	270.000
Otros1	90.000	90.000	220.000	760.000	610.000
Total	3.888.000	4.745.000	6.835.000	7.302.000	7.162.000
Ajustado USGS	4.000.000	4.700.000	7.000.000	7.300.000	7.100.000

[1] Se incluyen Costa de Marfil, Mauritania, Tanzania, Uganda, en África; México, Colombia, en América, e Indonesia, Papúa Nueva Guinea, en el Sudeste Asiático; [e] estimado.

Fuente: USGS (2016)

Entre los países mineros de cobalto tradicionales, con reservas de cobalto que hacen posible el aumento y el mantenimiento de estas, entre 1995 y el 2015, pueden mencionarse Australia, que las incrementó aproximadamente 50 veces; Canadá, 5 veces; y República Democrática del Congo y Rusia, 1.7 veces.

En el 2005 Brasil, con 35.000 t y en el 2010 China, con 80.000 t, emergieron como países mineros de cobalto. Es notable el caso de Canadá, que ha continuado el incremento de sus reservas hasta alcanzar el valor estimado de 240.000 t en el 2015, lo cual ha contrarrestado con el descenso de las reservas en otros países. Tan solo dos países, Congo y Australia, representan el 63 % de las reservas reportadas en el 2015.

La siguiente relación de países (tabla 6) ilustra esquemáticamente dónde, en la actualidad, existe producción minera o refinación de cobalto.

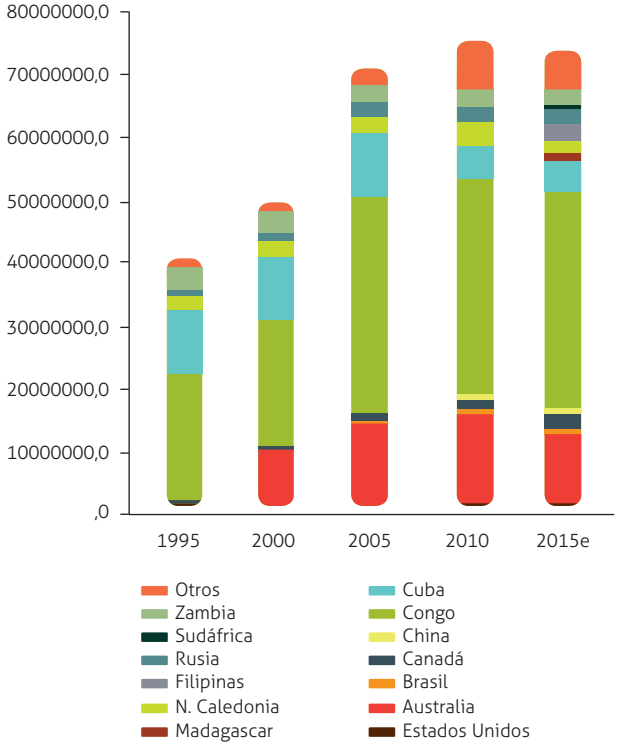


Figura 6. Evolución de las reservas de cobalto por país (toneladas)

Fuente: USGS (2016)

Tabla 6. Países con minería o refinación de cobalto

País	Min.	Ref.	País	Min.	Ref.
Australia	✔	✔	Japón		✔
Bélgica		✔	Madagascar	✔	✔
Botsuana	✔		Marruecos	✔	✔
Brasil	✔	✔	Nueva Caledonia	✔	
Canadá	✔	✔	Noruega		✔
China	✔	✔	Rusia	✔	✔
Cuba	✔		Sudáfrica	✔	✔
Finlandia			Congo	✔	✔
Francia			Uganda		✔
			Zambia	✔	✔

Fuente: Cobalt Development Institute (2017)

Los volúmenes de cobalto producidos en el 2015 (valores estimados), están representados en la figura 7 donde se observa que, en la actualidad, los mayores productores mineros de cobalto son la República Democrática del Congo, China, Australia, Canadá y Rusia. Al relacionar algunos de estos países tradicionales en la minería de cobalto con el tipo de depósito que explotan, se sabe que Australia lo extrae de las lateritas, donde la proporción níquel-cobalto es 10:1; Canadá, de los depósitos ortomagmáticos ultramáficos y máficos; República Democrática del Congo, en los depósitos estratiformes representados en el Cinturón Cuprífero Centroafricano, y Rusia de las lavas basálticas ubicadas en Siberia oriental (*Siberian Traps igneous province)*, que representan los depósitos con tonelaje más alto en minerales de la asociación sulfuros Ni-(Cu-Co).

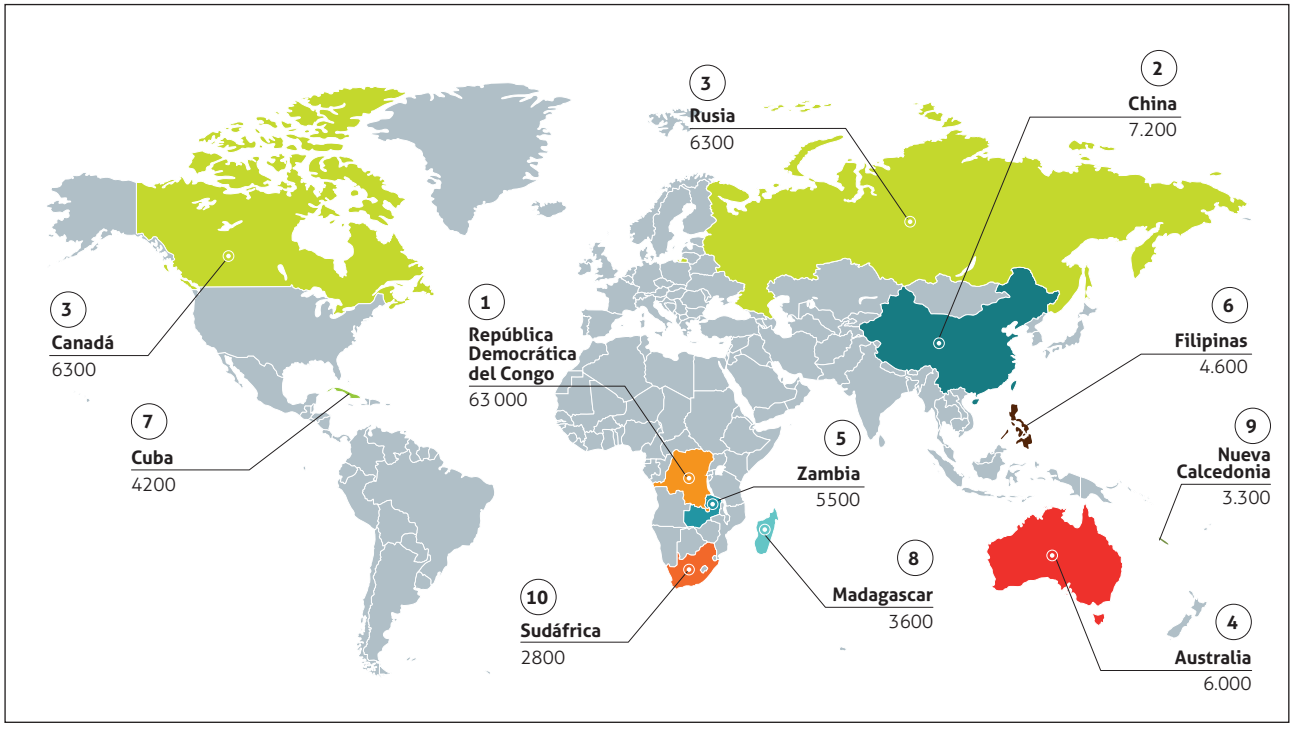


Figura 7. Producción minera de cobalto por países, estimada para el 2015 (toneladas)

Fuente: USGS (2016)

Las cifras que muestran la evolución de la producción minera mundial de cobalto, en el periodo 1995-2015, se ilustran en la tabla 7 y de manera esquemática, por país, en la figura 8. La producción mundial ha venido creciendo desde 1995, cuando solo alcanzaba las 22.100 t, hasta llegar, en la actualidad, a 124.000 (cifra estimada), lo cual significa que en los últimos 20 años la producción se ha quintuplicado. Un solo país, República Democrática del Congo, responde por el 51 % de la producción mundial.

Tabla 7. Producción minera de cobalto por país

País	Producción minera (toneladas)				
	1995	2000	2005	2010	2015e
Estados Unidos					700
Australia	2500	5600	6000	3850	6000
Brasil			1200	1600	2600
Canadá	5270	5300	5500	4600	6300
China			1300	6500	7200
Congo	1650	7000	22.000	47.400	63.000
Cuba	1560	2400	3600	3600	4200
Madagascar					3600
Nueva Caledonia	800	1100	1200	1000	3300
Filipinas					4600
Rusia	3500	3600	5000	6200	6300
Sudáfrica					2800
Zambia	5000	4600	9300	5700	5500
Otros	1810	3700	2800	9000	7700
Total	22.090	33.300	57.900	89.450	123.800
Ajustado USGS	22.100	33.300	57.900	89.500	124.000

Fuente: USGS (2016)

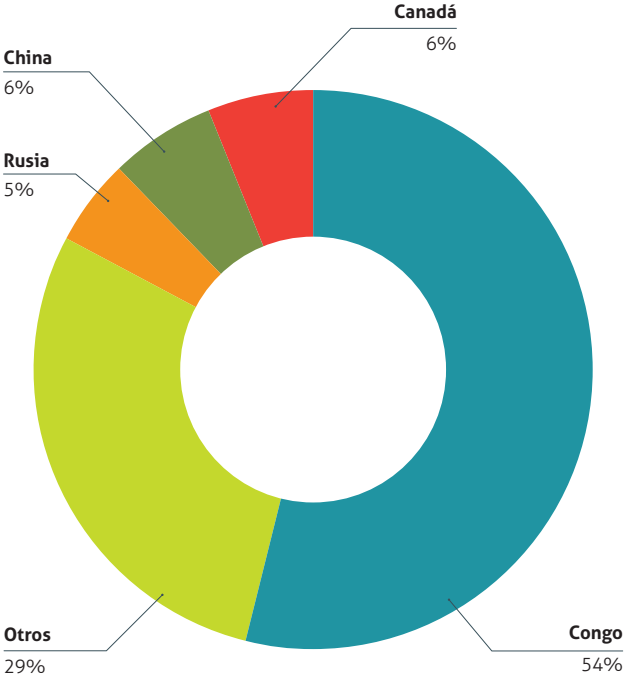


Figura 8. Producción minera de cobalto por país (toneladas)

Fuente: USGS (2016)

Es evidente el liderazgo que ha ganado la República Democrática del Congo desde hace 15 años, pues cuando los demás países productores no superan, en ningún caso, las 10.000 t anuales, este país sobrepasa, en la actualidad, las 60.000 t por año.

2.6. Perspectivas

Las perspectivas sobre las fuentes de minerales de cobalto se centran actualmente, como también lo señaló Álvarez (1987), en los depósitos submarinos de nódulos de manganeso, costras de cobalto y exhalativos. Más recientemente, en el procesamiento de chatarras, escombreras y en el reciclaje, dado que el metal es "usado pero no consumido" en muchos procesos y aplicaciones, y podría, teóricamente, reciclarse infinitamente, lo cual es particularmente cierto en aplicaciones metalúrgicas.

Los depósitos submarinos de moderada profundidad, con tonelajes superiores a mil millones de toneladas y tenores significativos de metales vitales, estratégicos y críticos para la humanidad, serán los yacimientos a explotar sosteniblemente en el futuro, durante al menos tres siglos, tiempo que se estima duraría su explotación antes de agotarse sus reservas. La energía para los sistemas de explotación provendría de la energía atómica, para los métodos de procesamiento de los minerales en las plantas mineralúrgicas de la fusión nuclear. Acerca de la organización del trabajo operativo en el fondo oceánico, este se haría con robots teledirigidos.

Las perspectivas en materia de precio no son fácilmente predecibles, pues son muchos los factores que inciden en la definición del precio, entre los cuales se pueden mencionar: nivel de escasez, balance oferta-demanda, inventarios

y rata de uso, desempeño del mercado, expectativas y nivel de inversión. Otros factores que inciden están relacionados con la globalización, las políticas de comercio de los países, la geopolítica y las tendencias de crecimiento nacionales.

Los precios del cobalto (figura 9) entre 1995 y el 2015 presentaron, en general, un comportamiento a la baja, con dos incrementos que alcanzaron máximos cercanos a los 30 y 50 USD $/lb entre los años 2004-2005 y 2008-2009, respectivamente. Se observa también el comportamiento entre 1995 y el 2003, cuando el precio promedio anual *spot* del cátodo de cobalto 99.8 % cayó desde USD $30 a USD $7/lb, aproximadamente (disminución del 76 %) convirtiéndose, este último, en el menor precio alcanzado en el periodo.

Las expectativas sobre la producción y el consumo, a corto y mediano plazo, se estiman cubiertas con las minas que actualmente se explotan en el mundo, al menos en los próximos cien años, lo que hace innecesarias las explotaciones de los depósitos submarinos. La tendencia del consumo es al alza, debido a las crecientes demandas de la industria aeroespacial, de los fabricantes de turbinas, de baterías recargables y de los laboratorios productores de catalizadores.

Las perspectivas en el mercado internacional para el cobalto seguirán siendo de primer orden, pues todavía es un mineral estratégico. La demanda global ha mantenido un crecimiento sostenido en los últimos 15 años, si se tiene en cuenta que para 1998 era de 33.000 t, cifra que alcanzó en el 2005 las 55.000 t; en la actualidad la información publicada sugiere que la demanda mundial de cobalto en el 2015 fue de 87.000 t, lo que representó un incremento del 7.5 % en relación con el año anterior (Cobalt Development Institute, 2017).

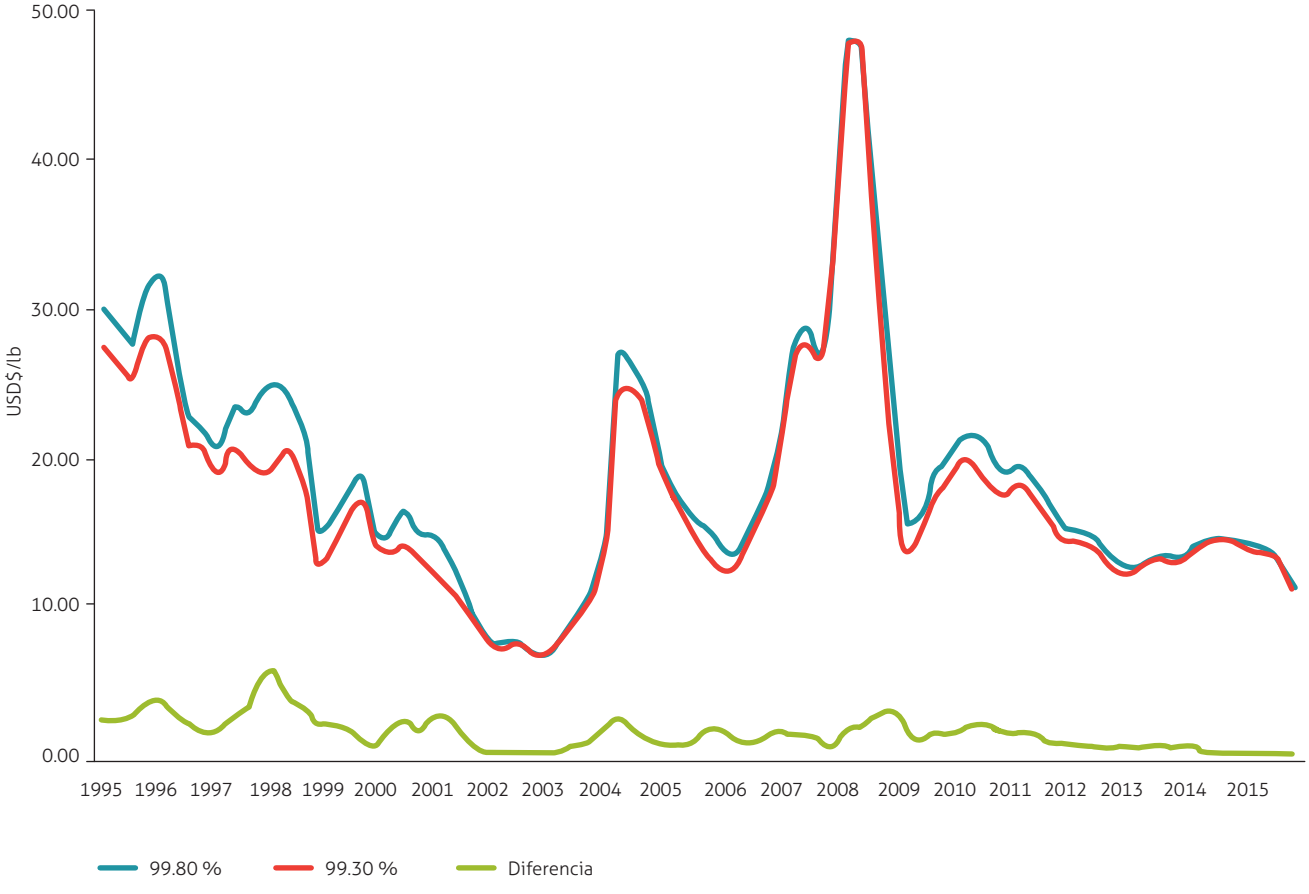


Figura 9. Precio *spot* del cátodo de cobalto 99.8 % y 99.3 % (USD $/lb)

Fuente: Cobalt Development Institute (2017)

3. Cobalto en Colombia

Actualmente en Colombia no hay reportes oficiales de producción de cobalto. A continuación se relacionan los aspectos más importantes de este mineral en el territorio nacional.

3.1. Geología regional

Los minerales de cobalto en mena principal son desconocidos en depósitos de Colombia. Las referencias sobre depósitos minerales con cobalto subordinado se clasifican en el grupo de los ortomagmáticos, tipo sulfuros masivos, en la región costa Pacífica norte (Chocó biogeográfico), ubicada en el ambiente geotectónico de la Cordillera Occidental; en las lateritas niquelíferas al norte de Colombia (departamento de Córdoba) y en "algunas minas del Distrito Minero de California y Vetas en Santander" (Álvarez, 1987), al norte de la Cordillera Oriental.

Lo destacable actualmente, en relación con el cobalto, son las lateritas niquelíferas de origen secundario, producto de alteración de rocas ultrabásicas de edad Cretácica, localizadas en Cerromatoso, municipio de Montelíbano, departamento de Córdoba. El marco geológico regional de estos depósitos y de los sulfuros masivos del Chocó se encuadran en la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental (PLOCO), mientras que las minas de origen hidrotermal del distrito de Vetas y California, en Santander, se incluyen en la Provincia Litosférica Continental Mesoproterozoica Grenvilliana (PLCMG), ambas descritas en el *Mapa geológico de Colombia* (Gómez *et al*., 2006).

Según Gómez *et al*. (2006) la PLOCO "consiste en complejos de rocas ultramáficas, gabros asociados a tonalitas, basaltos asociados a dacitas y riolitas, komatiitas, picritas y rocas sedimentarias de origen marino" (p. 2). A su vez, Nivia (2001), al referirse al fallamiento de la PLOCO, expresa que esta exhibe una "estructura cortical determinada esencialmente por la interacción de un sistema complejo de fallas regionales en las que predominan tres direcciones de fallamiento: N 20-30 E, N 60-70 E y N 40-50 W" (p. 103). A estos fallamientos, al considerarse sistemas, Lozano (1986) los denomina Palestina, Salento y Cucuana, respectivamente.

En cuanto a la edad geológica, se deben tener en cuenta dos aspectos: la edad del conjunto litológico que forma la PLOCO y la edad de acreción de la PLOCO a la margen occidental de Colombia en ese tiempo. No existen edades definitivas al respecto, pero sí acuerdos científicos en torno a lo siguiente:

- La edad de los cuerpos ultramáficos y máficos, soportada en el método K/Ar separados de hornblenda, es 84 ± 2 Ma y 83 ± 2 Ma, según Brook (1984).
- La edad de las rocas hipoabisales y volcánicas básicas, por asociación geoespacial con la isla de Gorgona y con base en cuatro dataciones por el método $^{40}Ar - ^{39}Ar$, está en el rango comprendido entre 86 ± 4.6 Ma y 88 ± 2.1 Ma, y promedio 87.4 Ma (Nivia, 2001).
- La edad del Complejo Estructural Dagua, con base en fósiles, manifiesta que "se formaron probablemente en el intervalo estratigráfico Albiano-Maestrichtiano y con mayor seguridad entre el Turoniano y el Maestrichtiano" (Nivia, 2001, p. 74).
- La edad de acreción se fija en el Eoceno (Gómez *et al*., 2006).

La PLCMG es un zócalo cristalino que consta de esquistos, neises, anfibolitas y granulitas. Está limitado al oeste por la Falla de San Jerónimo y al este por la Provincia Litosférica Continental Paleoproterozoica Amazónica (PLCPA), y se extiende desde los límites de Colombia con Ecuador en el sur, hasta la Alta Guajira, al norte, donde limita con bloques que forman parte de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica de la Guajira (PLOCG) o con el mar Caribe (Gómez *et al*., 2006). En la PLCMG se alojan granitoides jurásicos, afloran rocas vulcano-sedimentarias a manera de cobertura jura-cretácica sobre el zócalo cristalino y sedimentitas depositadas en una cuenca intracontinental que evolucionó durante el Jurásico y el Cretácico. Esta cuenca fue lentamente invadida por el mar en el Cretácico temprano y la sedimentación estuvo controlada por la actividad de fallas normales por lo menos hasta el Albiano inferior y por variaciones en el nivel eustático entre el Albiano medio y el Maastrichtiano (Gómez *et al*., 2006).

3.2. Geología local

El catálogo elaborado por Mutis (1983) registra la presencia de cobalto en el departamento de Cundinamarca, en los municipios de Gachalá y de Junín; en el departamento del Quindío, en Salento; en el departamento del Tolima, en Rovira, y en el departamento del Valle, en Vijes (figura 10).

En la región costa Pacífica el cobalto se obtiene como subproducto (Álvarez, 1987) en el departamento del Chocó, en la mina El Roble, ubicada a 4 km al norte del municipio de Carmen de Atrato, la cual Calle y Salinas (1986) clasificaron como un depósito de sulfuros masivos de Cu-Au-Ag, y en la mina La Equis, al este del corregimiento

de Tutunendo del municipio de Quibdó. Estos autores plantean dos hipótesis para explicar su origen: hidrotermal o exhalativo submarino de secuencia incompleta de sulfuros masivos tipo Kuroko de Zn-Pb-Au-Ag.

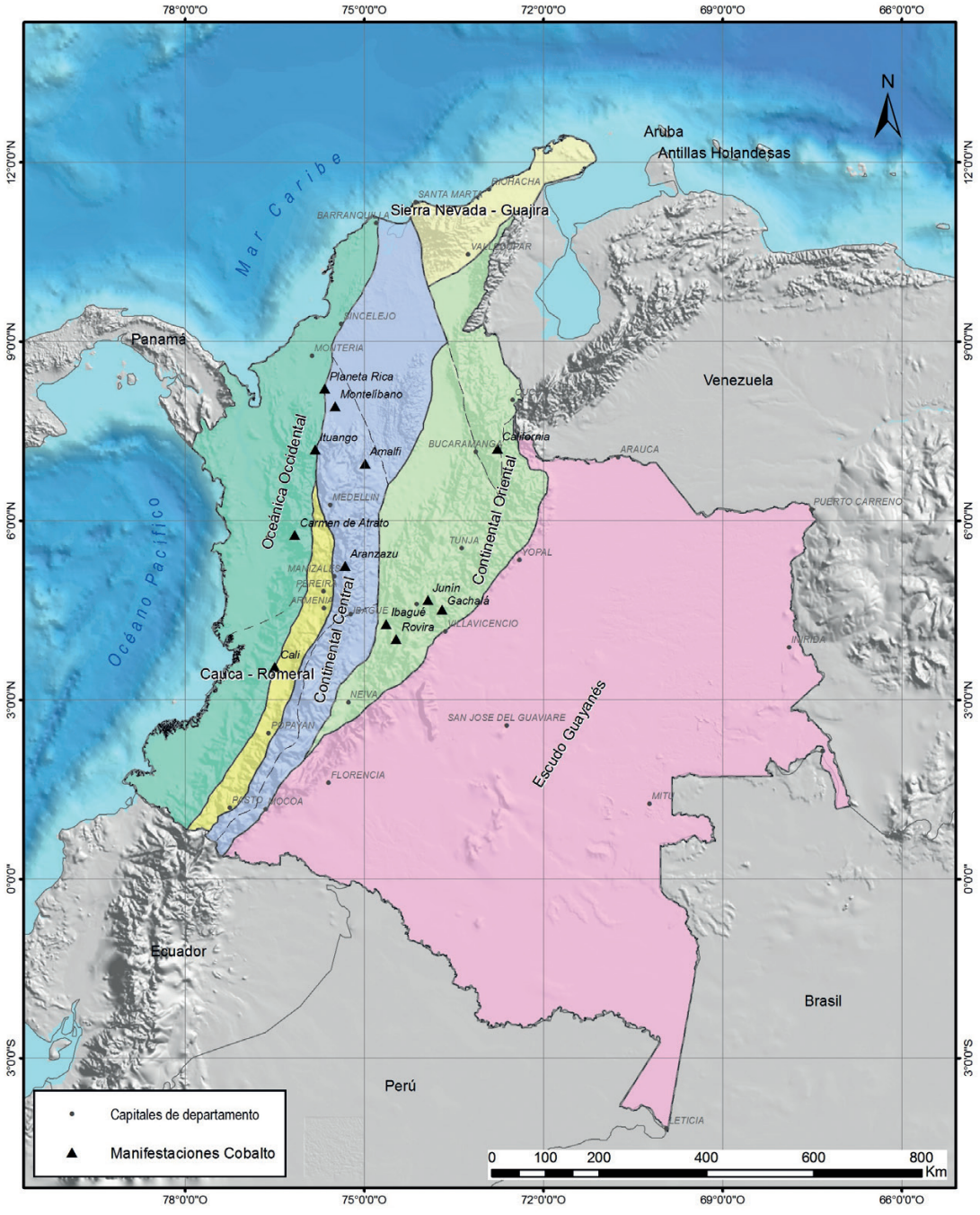


Figura 10. Mapa de manifestaciones de cobalto

Fuente: Mutis (1983), Álvarez, 1987 y Calle y Salinas (1986)

En la Cordillera Central Álvarez (1987) también menciona la mina La Bramadora, en el departamento de Antioquia, y "algunas explotaciones aisladas de sulfuros en los departamentos de Cauca y Nariño" (p. 119). En el distrito minero de Vetas y California en Santander los minerales de mena están relacionados con oro y plata en asociaciones minerales de cuarzo, pirita, calcopirita, arsenopirita, galena, esfalerita y tetraedrita. En algunas minas se observa uraninita (Lozano y Pulido, 1986).

El cobalto en lateritas niquelíferas está plenamente comprobado en los municipios de Montelíbano, Uré y Planeta Rica del departamento de Córdoba. En la actualidad y desde el 2015 la empresa South 32 (antes la angloaustraliana BHP Billiton) explota la mina de Cerromatoso en Montelíbano, la cual lo obtiene como subproducto del procesamiento del ferroníquel. Álvarez (1987) señala, al referirse a este depósito, que cuenta "con unos 60 millones de toneladas de mineral de 0.05 % promedio de cobalto, valor muy aproximado" (p. 119); sobre las de Planeta Rica, indica que el "promedio aproximado en cobalto es de 0.03 %)" (p. 119).

3.3. Situación actual de la minería

En Colombia el cobalto no se explota directamente. Lo que se puede obtener proviene como subproducto o coproducto del procesamiento de las lateritas niquelíferas de Cerromatoso o de los concentrados de cobre, que no han sido publicados. La demanda del mercado se satisface con importaciones.

3.3.1. Potencial

Los recursos relacionados con el cobalto no se han divulgado; no se conocen en el país depósitos exclusivos de este mineral. Sin embargo, a la fecha, en los registros de la Agencia Nacional de Minería (ANM y CMC, s.f), existen dos (2) títulos vigentes en etapa de explotación con cobalto entre los minerales a concesionar, los cuales se encuentran localizados en los departamentos de Córdoba y Tolima; con respecto a solicitudes mineras se reportan dos (2) vigentes en los departamentos de Antioquia y Cauca, y una solicitud de legalización en Bolívar.

La potencialidad minera de cobalto en Colombia está relacionada directamente con las lateritas niquelíferas, donde los minerales de cobalto son subordinados. Actualmente la empresa South 32 explota una de estas mineralizaciones en el área de Cerromatoso, departamento de Córdoba, operación que es una de las mayores del mundo en producción de ferroníquel de alta pureza y cuya concesión está autorizada hasta el 2029.

Colombia no cuenta con registros de producción de cobalto; sin embargo, en productos como el concentrado de cobre y el ferroníquel pueden existir contenidos de cobalto en niveles bajos, y puede extraerse como subproducto durante la refinación de los concentrados mencionados.

En el 2005 Ingeominas publicó el *Atlas geoquímico de Colombia-Mapeo de ultra baja densidad (UBD)*, que fue realizado en las zonas Andina, Caribe, Orinoquía y Amazonía; en las grandes cuencas hidrográficas allí presentes, con relación al cobalto, se muestra en la figura 11 su distribución espacial y las anomalías presentes, confirmando lo enunciado sobre la existencia de las zonas anómalas en el departamento de Córdoba (Prieto y García, 2005).

El Servicio Geológico Colombiano en el año 2016 publica el Atlas Geoquímico de Colombia, versión 2016, con el cubrimiento aproximado del 35% del país; para el Cobalto se basó en su concentración en sedimentos mg/kg de 30.405 registros analizados (SGC, 2016) (figura 12).

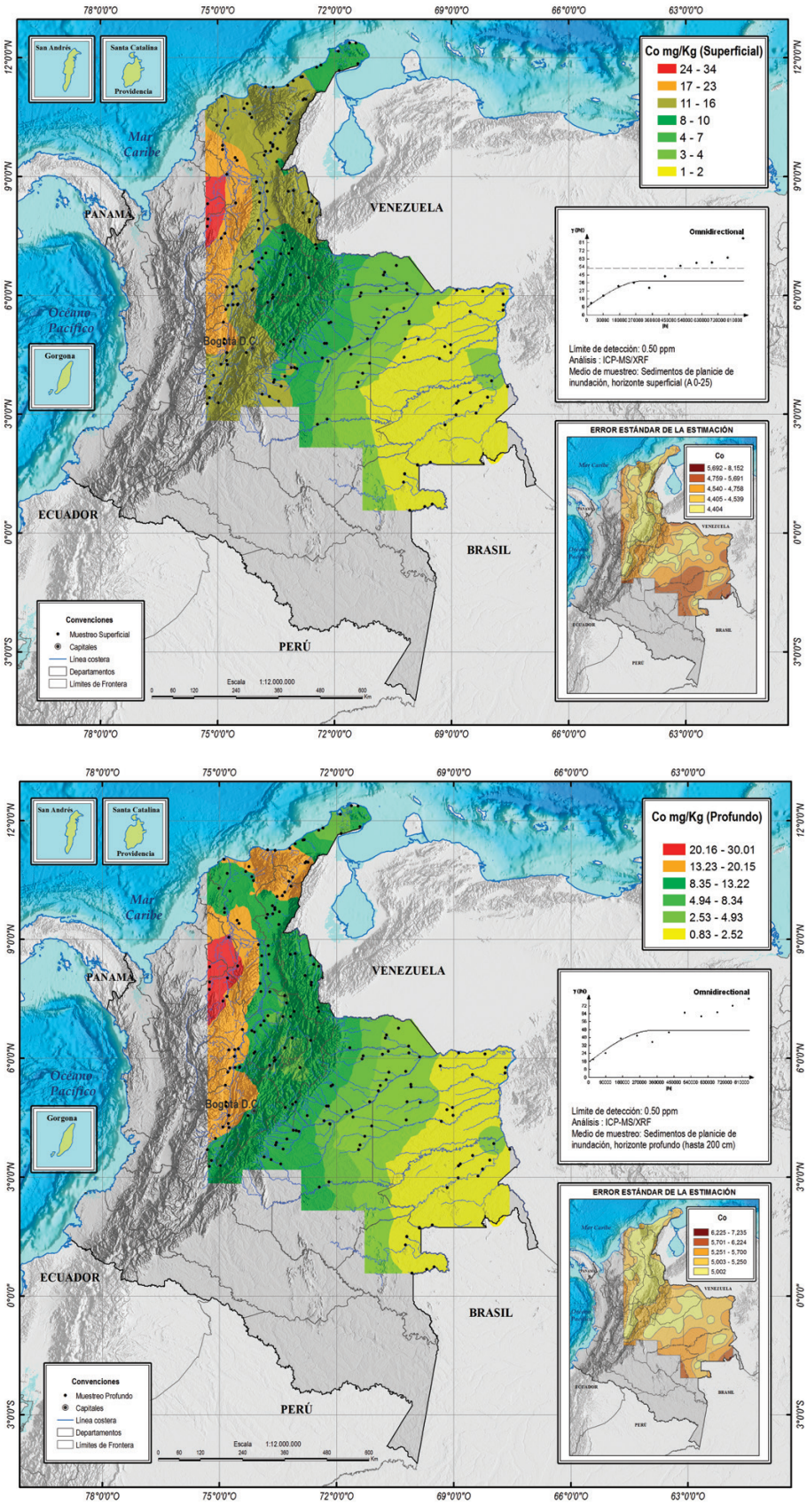


Figura 11. Distribución geoquímica del cobalto en Colombia

Fuente: Prieto y García (2005)

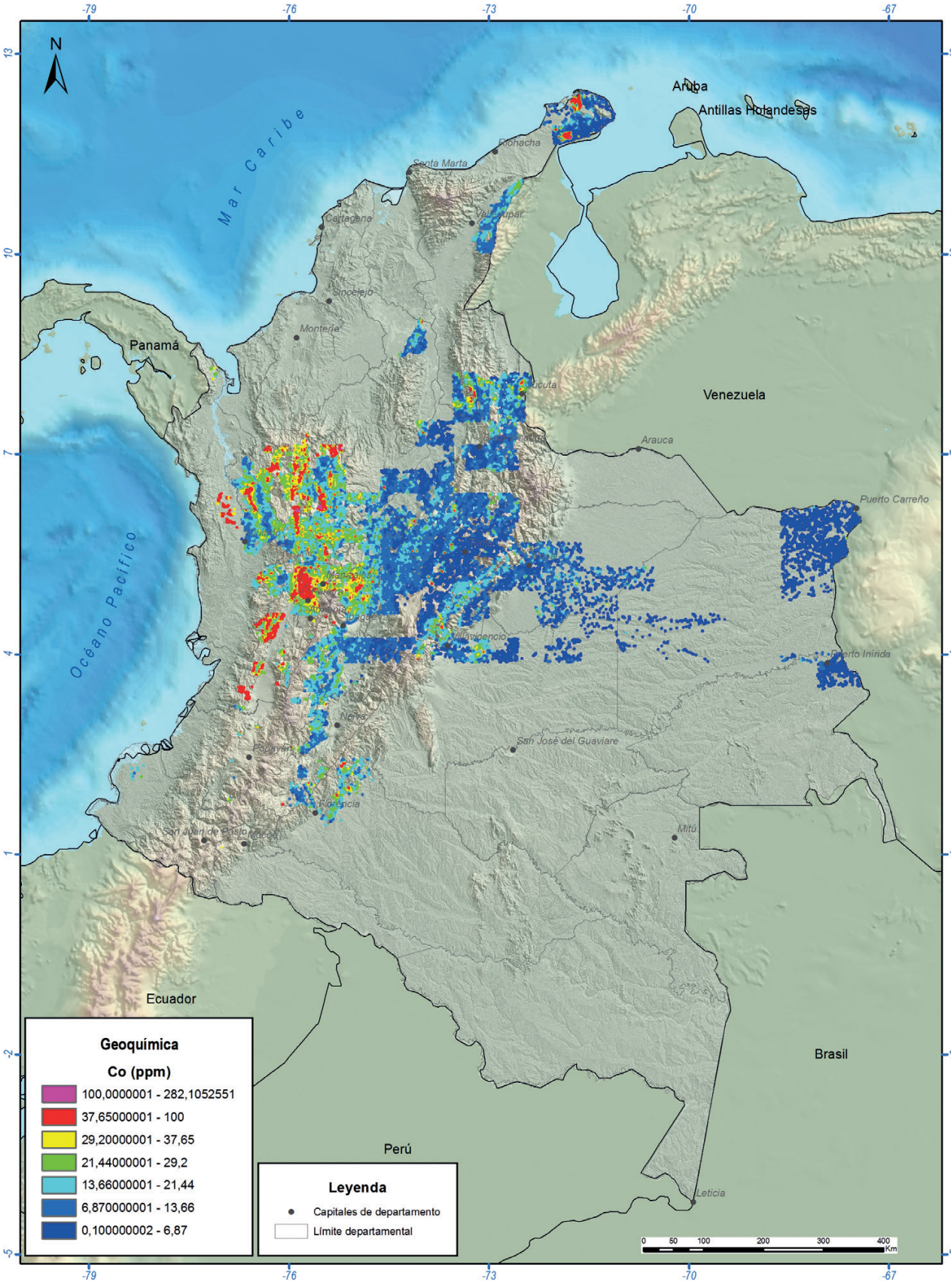


Figura 12. Distribución geoquímica del cobalto en Colombia

Fuente: SGC (2016)

3.3.2. Comercio

La demanda nacional se satisface con importaciones, controladas y restringidas por el Gobierno nacional en cualquiera de sus formas. Las exportaciones en la actualidad se hacen de manera indirecta, debido a que seguramente el elemento se obtiene como subproducto de la refinación de concentrados de sulfuros de Cu o del ferroníquel que se exporta. En los anuarios de Comercio Exterior del Departamento Administrativo Nacional de Estadística (DANE, 2016), correspondientes al periodo 2007-2016 (figura 13), Colombia importó cobalto en sus presentaciones de acetato de cobalto, carbonato de cobalto, minerales de cobalto y sus concentrados, óxidos e hidróxidos de cobalto comerciales, entre otros. En la figura se muestran los totales anuales, discriminando la participación de los diferentes productos importados, de donde se deduce que las importaciones colombianas de cobalto son fluctuantes, con un crecimiento importante entre el 2014 y el 2015.

El valor CIF (por sus siglas en inglés, Cost, Insurance and Freight) en dólares de las importaciones en el 2015 ascendió a USD $4.500.000, año en el cual se alcanzó el pico más alto de las importaciones, aprovechando los precios bajos del mercado. Situación contraria ocurrió en el 2008, cuando se presentó un incremento en el valor CIF de las importaciones, a pesar de ser bajo el volumen importado, lo cual se explica por los altos niveles de precios que se presentaban en ese entonces (triplicaban los del 2015).

Las estadísticas sobre producción minera nacional, en lo referente a minerales metálicos que administra el Gobierno nacional, solo reportan los grupos Ni contenido en ferroníquel y cobre (concentrados). Por tanto, los volúmenes de producción de cobalto en Colombia se desconocen; de existir, provienen como subproducto o coproducto del procesamiento de las lateritas niquelíferas de Cerromatoso en Montelíbano (Córdoba) y de los concentrados de cobre.

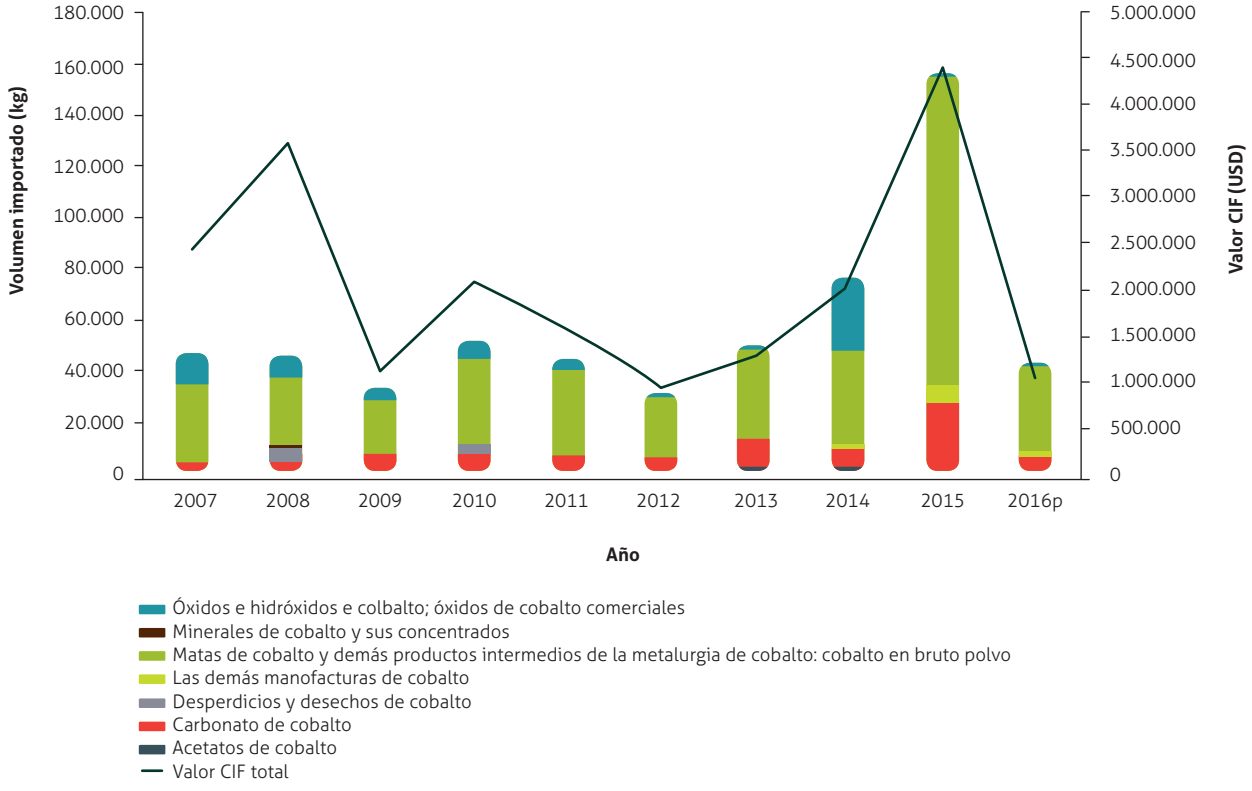


Figura 13. Importaciones colombianas de cobalto en sus distintas presentaciones, 2007-2016

Fuente: DANE (2016)

Cerro Matoso es la de mina de níquel más grande de Latinoamérica, produce cerca de 350.000 libras de níquel por día, convirtiéndose en el primer productor de este mineral en América Latina, superando a Cuba y Brasil y ocupa el 8° puesto a nivel mundial (Bermudez *et al.*, 2012).

4. Aspectos ambientales y sustitutos

En lo referente al tema ambiental, el estudio del ciclo de las rocas y los minerales, en relación con el sistema biótico (seres humanos, animales y plantas), ha dado lugar a una ciencia interdisciplinaria nueva o especialidad emergente (Selinus, 2004) llamada geología médica, que incluye los procesos del ciclo de investigación-explotación minera, con el propósito de conocer la relación entre los factores geológicos y la salud, para entender la influencia que los factores ambientales comunes tienen en la distribución geográfica de los problemas de salud.

Con base en esta nueva disciplina se han estudiado detenidamente el cobalto y sus minerales. Se ha observado que el cobalto tiene efectos beneficiosos o perjudiciales para la salud animal, humana y no humana. Es beneficioso porque forma parte de la vitamina B_{12}, esencial para mantener buena salud; es perjudicial cuando el cuerpo absorbe demasiado cobalto, lo que produce dificultades para respirar, asma y daños graves en los pulmones (ATSDR, 2004). Por otra parte, su carencia produce avitaminosis y, en dosis diarias de 25 mg o más, el cobalto es tóxico.

La exposición al cobalto radiactivo puede ser muy peligrosa para la salud; por este motivo se clasifica como sustancia peligrosa y se le considera precursor carcinogénico. El cobalto afecta los sistemas glandular y cardiovascular.

La deficiencia del cobalto en los suelos agrícolas es un problema creciente; un suelo se considera deficiente en cobalto cuando cuenta con proporciones menores a 5 mg/kg; al usar fertilizantes ricos en cobalto pueden remediarse estas deficiencias, pero un uso en exceso puede resultar en una deficiencia de Fe y Cu (Reimann y de Caritat, 1998).

Las perspectivas políticas, en lo que atañe a este metal en el aspecto ambiental, son de incremento en los controles. A partir del 1º de junio del 2007 en los países de la Unión Europea se aplica la norma Registration, Evaluation and Authorisation of Chemicals (REACH), aprobada por la Comisión Europea desde el 29 de octubre del 2003, que involucra a todos los productores e importadores de materiales químicos, incluido el cobalto, con mercado en los países de la Unión (European Comission, 2007).

Por virtud de esta norma los productores e importadores deben colectar y suministrar datos sobre las propiedades de las sustancias químicas (expediente técnico), y se les obliga a registrarlos en una base de datos centralizada a cargo de la Agencia Europea de Sustancias y Preparados Químicos, cuando las cantidades producidas o importadas sean iguales o superiores a una tonelada. A partir de las diez toneladas se les exige la presentación de un informe sobre la seguridad química en la que se basan las medidas adoptadas para la gestión de los riesgos.

La norma propende, por un lado, por proteger la salud humana y el ambiente a través de la mejor y temprana identificación de las propiedades químicas de las sustancias y preparados, mediante un conocimiento adecuado de estos y, por otro, garantizar que los riesgos que dichas sustancias puedan representar se gestionen de manera responsable, basándose en información fidedigna. Al mismo tiempo, será reconocida la capacidad innovativa y el grado de competitividad de las industrias químicas de la Unión Europea y hace un llamado para la progresiva sustitución de los químicos más peligrosos cuando hayan sido identificadas alternativas disponibles en el mercado.

En cuanto a la sustitución del cobalto, en la mayoría de las aplicaciones donde se ha efectuado por lo general causa una pérdida en el desempeño del producto. Los sustitutos potenciales (USGS, 2016) incluyen ferritas de bario o de estroncio, niodimium-hierro-boro o níquel-hierro en imanes; níquel o cerámicas en materiales resistentes al uso o en cortadoras; aleaciones con base en níquel o de cerámica en motores de avión a propulsión; níquel en catalizadores del petróleo; cobalto-manganeso-níquel en baterías ion-litio, y cerio, hierro, plomo, manganeso o vanadio en pinturas. Las industrias de las baterías y de los carburos que usan ampliamente el cobalto en sus productos realizan serios y numerosos estudios de investigación y desarrollo, con el principal objetivo de encontrarle sustituto, debido a los altos precios y a la incertidumbre en el lado de los suministros del mercado en el futuro próximo (inestabilidad política).

Referencias

Aguilar Malavia, J. M. (1999). *Historia del cobalto*. Disponible en http://www.uv.es/~jaguilar/elementos/co.html

Álvarez, E. (1987). Minerales metálicos. Minerales de Cobalto. En *Recursos minerales de Colombia*. Tomo I. Bogotá: Ingeominas.

Agencia Nacional de Minería (ANM) y Catrasto Minero Colombiano (CMC). (s.f). *Consulta de expedientes.* Disponible en: http://www.cmc.gov.co:8080/CmcFrontEnd/consulta/busqueda.cmc. Bogotá: ANM, CMC

Agency for Toxic Substances and Disease Registry (ATSDR). (2004). *Resúmenes de salud pública - Cobalto (Cobalt)*. Disponible en https://www.atsdr.cdc.gov/es/phs/es_phs33.html

Audion, A. S., Hocquard, C., Labbé, J. F., y Dupuy, J. J. (2014). Panorama mondial 2013 du marché du cobalt. *Rapport public. BRGM/RP-63626-FR*. Disponible en http://www.mineralinfo.fr/sites/default/files/upload/documents/Plaquettes/rp-63626-fr-cobalt.pdf

Barthelmy, D. (2007). Dana Classification. Disponible en http://webmineral.com/danaclass.shtml

Bermudez, G; Arango, M, Rodríguez, G, García, G y Ramírez, C. (2012). *Cartografía geológica de las planchas 72 Pueblo Nuevo y 82 Montelíbano (Departamento de Córdoba)*. Medellín: Ingeominas

Brook, M. (1984). *New radiometric age data from S. W. Colombia.* Cali: Ingeominas-British Geological Survey.

Calle, B. y Salinas, R. (1986). *Geología y geoquímica de la Plancha 165 Carmen de Atrato.* Bogotá: Ingeominas

Cobalt Development Institute. (2017). *Cobalt Institute. Promoting the sustainable and responsible use of cobalt in all forms.* Disponible en https://www.cobaltinstitute.org/

Departamento Administrativo Nacional de Estadística (DANE). (2016). *Estadística de importaciones*. Disponible en websiex.dian.gov.co

European Comission. (2007). *European Comission*. REACH Pre-registration & Registration - Questions and Answers. Disponible en http://europa.eu/rapid/press-release_MEMO-08-240_en.htm

Gómez, T., Nivia, G., Jiménez, M., Montes, R., Sepúlveda, O., Osorio, N. *et al.* (2006). *Mapa geológico de Colombia escala 1:2.800.000.* Bogotá: Ingeominas.

Hamilton, E. I. (1994). The geobiochemistry of cobalt. *Science of The Total Environment*, 150(1-3), 7-39. Disponible en http://www.sciencedirect.com/science?_ob=ArticleURL&_udi=B6V78-48XV2W0-Y6&_user=10&_coverDate=06%2F30%2F1994&_rdoc=4&_fmt=summary&_orig=browse&_srch=docinfo(%23toc%235836%231994%23998499998%23437994%23FLP%23display%23Volume)&_cdi=5836&_sort=d&_docanchor=&

Höy, T. (1995). Noranda/Kuroko Massive Sulphide Cu-Pb-Zn. En *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles*, Vol. 1, Open File 1995-20. British Columbia: Ministry of Energy of Employment and Investment.

Iturralde-Vinent, M. (2009). *Geología de Cuba para todos.* La Habana: Científico-Técnico. Disponible en http://www.redciencia.cu/cdorigen/arca/paper/2009_Iturralde_GeoCubaParaTodosFormat_preview.pdf

Lefebure, D. (1996). I - Vein, Breccia, and Stockwork. *British Columbia, Ministry of Energy and Mines*. Disponible en http://www.empr.gov.bc.ca/Mining/Geoscience/MineralDepositProfiles/ListbyDepositGroup/Pages/IVeinBrecciaStockwork.aspx#i14

Lozano, Q. H. (1986). Oro y plata en Colombia-Áreas promisorias. *I Taller latinoamericano sobre la exploración y explotación del oro aluvial*). Bogotá: Ingeominas

Lozano, Q. y Pulido, O. (1986). Situación actual de la minería del oro y la plata en Colombia. *Boletín Geológico* 27(3), 6-56.

Mohammed, B., Lhou, M., Gilles, L., y Saddiqi, O. (2016). The Bou Azzer Co-Ni-Fe-As(±Au ± Ag) District of Central Anti-Atlas (Morocco): A Long-Lived Late Hercynian to Triassic Magmatic-Hydrothermal to Low-Sulphidation Epithermal System. En M. Bouabdellah y J. Slack (Eds.), *Mineral Deposits of North Africa. Mineral Resource Reviews*. (pp. 229-247). Berlin: Springer. Disponible en https://link.springer.com/chapter/10.1007%2F978-3-319-31733-5_8

Murillo, R. A. (1987). Minerales metálicos. Niobio y Tantalio. En *Recursos minerales de Colombia.* Bogotá: Ingeominas.

Mutis, J. (1983). *Catálogo de los yacimientos, prospectos y manifestaciones minerales de Colombia*. Publicación especial n.º 13. Bogotá: Ingeominas.

Nivia, G. (2001). *Mapa geológico del departamento del Valle escala 1:250.000*. Memoria explicativa. Bogotá: Ingeominas.

Prieto, G. y García, G. (2005). *Atlas geoquímico de Colombia-Mapeo de ultra baja densidad (UBD).* Bogotá: Ingeominas.

Reimann, C. y Caritat, P. (1998). *Chemical elements in the environment - Factsheets for the geochemist and environmental scientist.* Berlín: Springer-Verlag.

Rubio, G. (2003). *Monografía de mienrales de cobalto en España*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Serie Recursos Minerales 4. Disponible en https://dokumen.tips/documents/monografia-sobre-recursos-minerales-de-cobalto-en-espana.html. Madrid: IGME.

Smartminerals. (2017). *The Bou Azzer Co - Ni Mining Complex*. Disponible en www.smartminerals.com/morocco2004/articoli/marocco_bou_azzer_ingl.htm

United Nations (UN). (1997). *Classification for Reserves/Resources-Solid Fuels and Mineral Commodities of 1997. International Framework*. Nueva York.

United Nations (UN). (2001). *Guidelines to the United Nations International Framework Classification for Reserves/Resources-Solid Fuels and Mineral Commodities*. Nueva York: UN-ECE Committee on Sustainable Energy.

United States Geological Survey (USGS). (2016). *Cobalt*. Disponible en https://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/cobalt/mcs-2016-cobal.pdf

Wang, S. (2006). *Cobalt-Its Recovery, Recycling, and Application*. The Minerals, Metals and Materials Society. Disponible en http://www.tms.org/pubs/journals/jom/0610/wang-0610.html

Wedephol, K. H. (1995). The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(7), 1217-1239.

Worldatlas.com. (2016). World Map Mercator Projection No Borders in North America. *Worldatlas.com*. Disponible en http://www.worldatlas.com/aatlas/wrldnanb.htm









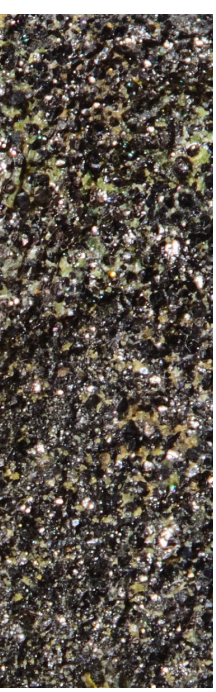
Recursos minerales de Colombia
se terminó de imprimir
en la Imprenta Nacional de Colombia,
en octubre de 2019.

Para su composición se utilizaron
las tipografías MinionPro para el cuerpo de texto.
Aller y Trump Gothic East para la titulación.

Bogotá, Colombia

El Servicio Geológico Colombiano, entidad de ciencia y tecnología adscrita al Ministerio de Minas y Energía, desde hace algunos años viene adelantando la labor de actualizar la información sobre recursos minerales de Colombia, razón por la cual ha elaborado publicaciones dedicadas a minerales o a grupos de minerales específicos, tales como el carbón y las calizas, sobre los cuales se han entregado reportes que ya han sido divulgados. En esta ocasión, como producto del trabajo de varios años de profesionales con estudios y experiencia en diversas disciplinas, la Dirección de Recursos Minerales hace entrega de dos volúmenes en los que se presentan otros minerales de interés que se encuentran en el territorio colombiano.

El subsuelo colombiano posee diversos recursos minerales, que la naturaleza generosamente ha otorgado a este territorio, como resultado de procesos endógenos y exógenos, de naturaleza geológica, geoquímica, geofísica y metalogénica, que unidos a las cambiantes condiciones climáticas ocurridas a lo largo de millones de años, han modelado la fisiografía y los depósitos minerales existentes actualmente en Colombia.





ISBN: 978-958-52469-5-9