

Contenido

Introducción	3
Metodología	7
Mapas litológicos	7
Descripción litológica	8
Rocas volcánicas con afinidad oceánica	10
Complejo de Nicoya.....	10
Formación Tulín.....	14
Complejo de Quepos	15
Melánge de Quepos.....	16
Calizas	16
Formación Golfito.....	16
Formación Fila de Cal.....	17
Sedimentario Paleoceno - Neógeno	18
Formación Arío	18
Formación Descartes.....	18
Formación Punta Serrucho.....	20
Formación Térraba	21
Formación Carraigres	21
Formación Curré	23
Formación Punta Carballo.....	23
Formación Punta Judas	27
Formación Pacacua	25
Formación Brechas Verdes Coyolar	26
Formación Peña Negra.....	29
Formación Tivives	30
Formación Tigre.....	33

Formación Esparta	33
Formación Paso Real.....	31
Lacustre Alto San Juan.....	30
Lavas Neógeno.....	35
Grupo Aguacate	35
Formación La Cruz	36
Formación Grifo Alto.....	36
Hidrotermalismo	37
Grupo comagmático Tamanca	37
Unidad Lohmann.....	39
Unidad Kámuk	39
Unidad Dúrika.....	40
Intrusivos Neógeno	41
Formación Puerto Nuevo	41
Intrusivo de Tamanca	42
Stock Chirripó.....	42
Eventos piroclásticos del Cuaternario.....	43
Ignimbrita Surubres.....	43
Depósitos de Avalancha Ardiente / Formación Tiribí	44
Formación Orotina	44
Depósitos cuaternarios	45
Formación Valle de El General.....	34
Depósitos Recientes	Error! Bookmark not defined.
Conclusiones y recomendaciones	48
Referencias bibliográficas.....	49
Archivos digitales.....	58
Mapas digitales.....	58
Shapefiles	59
Mapas impresos.....	60

Introducción

El monitoreo de información hidrogeológica ha sido desarrollada por la Dirección de Agua del Ministerio del Ambiente y Energía (MINAE), ente que ha realizado esfuerzos en el pasado y presente para la obtención de información sobre acuíferos a nivel nacional. Sin embargo, la mayor cantidad de información de monitoreo se encuentra dispersa y poco integrada, por tanto se limita a zonas muy específicas.

Debido a esta problemática la Dirección de Agua, desarrolla desde el 2015 el proyecto: *Sistema de Monitoreo de Agua Subterránea en Tiempo Real* (SIMASTIR). El objetivo de este proyecto es el desarrollo de una red de monitoreo, para el registro de diferentes variables (nivel de agua subterránea, temperatura del agua y conductividad eléctrica) en sitios previamente seleccionados bajo criterios hidrogeológicos, con el fin de conocer el comportamiento, en tiempo real, de posibles variables influyentes en el acuífero como: la toma de decisiones referentes al aprovechamiento de agua, comprobar la influencia de fenómenos meteorológicos en el agua subterránea y el impacto generado por el cambio climático.

Algunos factores que podrán ser analizados una vez se culmine la construcción de una red de monitoreo serán:

- Conocer con mayor certeza la oferta hídrica que proporcionan los acuíferos.
- Monitorear la posible intrusión salina.
- Conocer las variaciones de niveles de las masas de agua contenidas en los acuíferos.
- Calcular indicadores que permitan la toma de decisión fundamentada en datos estadísticos.
- Realizar proyecciones de disponibilidad de agua.
- Gestionar de manera eficiente el recurso hídrico.
- Conocer el impacto de fenómenos meteorológicos como el fenómeno ENOS (El Niño-La Niña) y su impacto en la disponibilidad de agua.

El desarrollo del proyecto implica la necesidad del establecimiento de parámetros para la adecuada expansión de la red de sitios de monitoreo. El parámetro inicial para esta expansión es

la preparación de *mapas litológicos aplicados a la hidrogeología*, a partir de la información disponible y su posterior corroboración en campo. Sumado a la presentación de los mapas, se llevará a cabo la elaboración de perfiles y un análisis de pozos existentes para priorizar los candidatos a ampliar la red y delimitar áreas convenientes para elaborar nuevos piezómetros.

El Centro de Investigación en Ciencias Geológicas (CICG), es una dependencia adscrita directamente a la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad de Costa Rica (UCR), cuya misión es investigar los procesos geológicos que han dado origen al planeta y lo continúan modificando, esto con el propósito de brindar a partir de la Investigación, Docencia y Acción Social, los insumos necesarios para una gestión adecuada de los recursos geológicos, del territorio y del riesgo.

El CICG se ha encargado de la generación de mapas geológicos a escala 1:50.000, desde un punto de vista académico. Estos mapas conforman la península de Nicoya y algunas otras hojas cartográficas. Actualmente el CICG desarrolla los mapas geológicos al norte de la provincia de Guanacaste y otras regiones. La simplificación de estos mapas permite su aplicabilidad en el marco del proyecto SIMASTIR de la Dirección de Agua (DA).

Por tanto, el CICG aporta los mapas litológicos enfocados en hidrogeología, y posteriormente aportará sus respectivos perfiles representativos, la identificación de los acuíferos existentes, la selección de pozos a ser usados en el proyecto SIMASTIR y las recomendaciones para la mejora de la red de monitoreo.

Según el contrato 0432017000100096-00 firmado entre el MINAE y la Universidad de Costa Rica, a través del SICOP, para la realización del *Estudio geológico para la selección de pozos para SIMASTIR* y la *Oferta Académica Financiera* que presentó la Universidad de Costa Rica, a través del CICG, se presenta un programa de trabajo por 4 años (2017-2020), donde se incluye un cronograma anual por hojas cartográficas según el Cuadro 1 y Figura 1.

Esta información será fundamental para aportar criterios técnicos a las políticas que mejoren la gestión del recurso hídrico nacional. Se presenta (Figura 1) una distribución del avance de la cartografía acorde con las fases de avance definidas en la Estrategia del proyecto SIMASTIR.

El objetivo de este primer informe de avance es aportar el conocimiento básico geológico de las hojas cartográficas para el año 2019, mediante los *Mapas litológicos aplicados a la Hidrogeología* y su descripción geológica, para la posterior confección de perfiles asociados y clasificación de pozos en el marco del proyecto *Sistema de Monitoreo de Agua Subterránea en Tiempo Real (SIMASTIR)*.

Cuadro 1. Distribución de hojas cartográficas por año

Año	Hojas cartográficas
2017	Belén, Carrillo Norte, Matambú, Matapalo, Punta Gorda y Villarreal.
2018	Abangares, Ahogados, Berrugate, Cabuya, Cañas, Cerro Azul, Chapernal, Cerro Brujo, Curubandé, Golfo, Diríá, Garza, Juntas, Marbella, Monteverde, Murciélago, Santa Elena, Puerto Coyote, Río Ario, Talolinga, Tambor, Tempisque, Tierras Morenas, Tilarán y Venado.
2019	Barranca, Buenos Aires, Cabagra, Candelaria, Changena, Coronado, Coto Brus, Dominical, Dota, General, Herradura, Parrita, Quepos, Piedras Blancas, Repunta, Savegre, San Isidro, Tárcoles y Terraba.
2020	Burica, Canoas, Cañas Gordas, Carate, Golfito, Golfo Dulce, Laurel, Llorona, Madrigal, Pavón, Puerto Armuelles, Rincón, Río Caña Blanca y Sierpe.

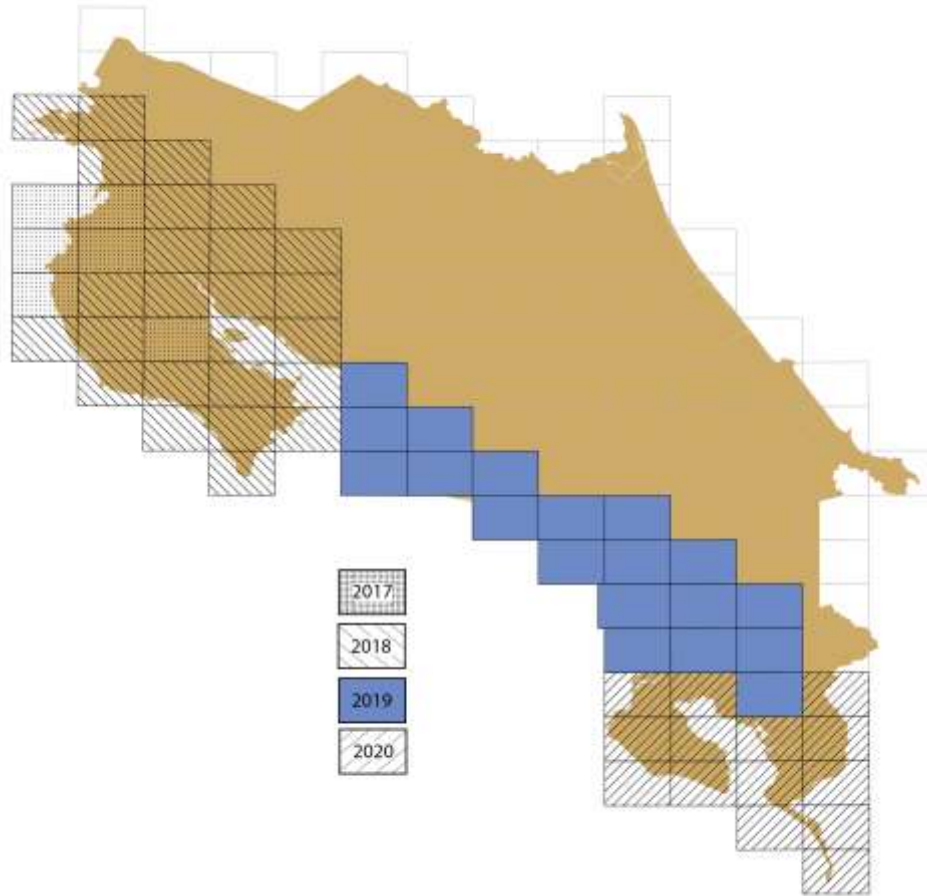


Figura 1. Ubicación de hojas cartográficas por año.

Metodología

A continuación, se describe la metodología para la elaboración de los insumos producidos en esta primera entrega, que corresponde con la descripción litológica y los Mapas litológicos de las 19 hojas cartográficas correspondientes.

Mapas litológicos

Los mapas geológicos de las hojas cartográficas Barranca, Buenos Aires, Cabagra, Candelaria, Dota, General, Herradura, Parrita, San Isidro y Tárcoles fueron recopilados de la Revista Geológica de América Central, algunos proyectos finales de graduación de licenciatura y doctorado, e informes finales del curso Campaña Geológica. Este último, representa uno de los cursos de mayor importancia en la formación de profesionales en Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica. La información geológica de las restantes hojas cartográficas (Changena, Coronado, Coto Brus, Dominical, Quepos, Piedras Blancas, Repunta, Savegre, y Terraba), mientras que los restantes mapas forman parte de insumos de proyectos actuales del CICG o fueron recopilados a partir de la información geológica disponible de diferentes autores.

Una vez conocida la información geológica a detalle de los mapas geológicos, se procedió a la simplificación de los mismos y la obtención de los *mapas litológicos aplicados a la hidrogeología*. Por este medio se establecieron las siguientes unidades litológicas:

- Rocas volcánicas con afinidad oceánica
- Calizas
- Sedimentario Paleoceno-Neógeno
- Lavas Neógeno
- Intrusivos Neógeno
- Eventos piroclásticos del Cuaternario
- Depósitos cuaternarios

Además, se incluyen los rasgos tectónicos principales: fallas, pliegues, buzamientos medidos en el campo y tendencias fotogeológicas.

En reunión con la geóloga de la Dirección de Agua del MINAE se acordó que la escala más conveniente de presentación de la información es la misma de la base cartográfica de Costa Rica 1:50 000.

Se usó la base cartográfica del proyecto TERRA y del Centro Nacional de Información Geoambiental (CENIGA) del Minae. Se unieron las hojas para que correspondiera exactamente con el área de las hojas escala 1:50 000 del Instituto Geográfico Nacional. Algunos caminos fueron actualizados con base en los “tracks” de GPS que se obtuvieron durante el trabajo de campo.

Descripción litológica

Como se indicó en la metodología, los mapas que contienen los aspectos geológicos, se denominaron *Mapa Litológico Aplicado a la Hidrogeología* y representan una visión simplificada de la Geología que ha sido utilizada para fines hidrogeológicos. Se clasificaron estas unidades de lo más antiguo a lo más joven de la siguiente manera (Figura 2):

- Rocas volcánicas con afinidad oceánica: Complejo de Nicoya, Formación Tulín, Complejo de Quepos y Melánge de Quepos.
- Calizas: formaciones Golfito y Fila de Cal.
- Sedimentario Paleoceno-Neógeno: formaciones Arío, Descartes, Punta Serrucho, Térraba, Carraigres, Curré, Punta Carballo, Punta Judas, Pacacua, Brechas Verdes Coyolar, Peña Negra, Tivives, Tigre, Esparta, Paso Real y el Lacustre Alto San Juan.
- Lavas Neógeno: Grupo Aguacate (formaciones La Cruz y Grifo Alto, y su hidrotermalismo) y el Grupo Comagmático Talamanca (unidades Lohmann, Kámuk y Dúrika).
- Intrusivos Neógeno: Formación Puerto Nuevo, Intrusivo de Talamanca y Stock Chirripó.
- Eventos piroclásticos del Cuaternario: Ignimbrita Surubres, Depósitos de Avalancha Ardiente / Formación Tiribí y Formación Orotina.
- Depósitos cuaternarios: Formación Valle de El General y depósitos recientes (depósitos de playa arenosa, depósitos coluviales, depósitos aluviales, terrazas aluviales y manglares).

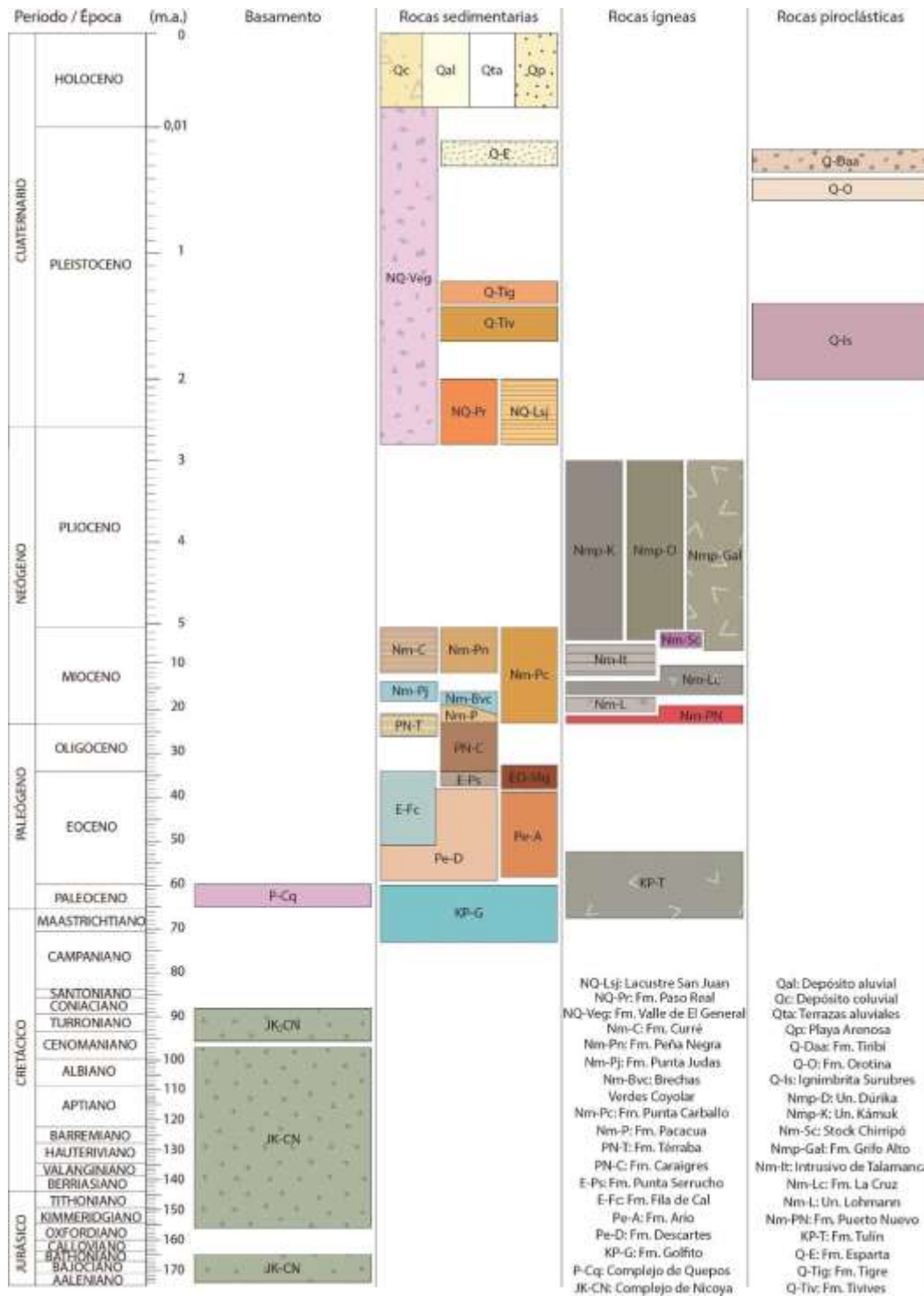


Figura 2. Marco geológico regional.

Rocas volcánicas con afinidad oceánica Complejo de Nicoya

Dengo (1962b) utiliza el nombre de Complejo de Nicoya para describir esta unidad, y Kuijpers (1979) la redefinió en cuanto a criterios litológicos. Es una secuencia de afinidad oceánica, compuesta por rocas ígneas, tanto volcánicas como intrusivas, y radiolaritas que conforman el basamento regional, y son parte de una secuencia ígnea que forma parte del CLIP (*Caribbean Large Igneous Province*), de la misma forma como es considerado por Denyer, Aguilar & Montero, (2014).

Descripción

Corresponde con una secuencia de afinidad oceánica compuesta principalmente de basaltos polimíticos (masivos y en *pillows*), diques, brechas de hialoclastita, gabros, ferrogabros, picritas y plagiogranitos, incluyendo granófiros con hedembergita y ferrodiabasas con fayalita (Tournon, 1984; Wildberg, 1984). Asociado a esta secuencia ígnea se encuentran radiolaritas, que fueron depositadas en el fondo oceánico, y pedernales.

Aspectos regionales

Se puede estimar un espesor de más de 1000 m, con base en el espesor aflorante en la península de Nicoya, pero sin considerar la tectónica, Denyer & Arias (1991) mencionan 1500 m de espesor aflorante.

Edad

Se considera que el término Complejo de Nicoya debe restringirse a las rocas oceánicas originalmente descritas por Dengo (1962b) que son más antiguas que el Campaniano Inferior-Santoniano (≥ 83 Ma; Denyer & Gazel, 2009).

Génesis

Se considera que estas rocas tienen una afinidad con el punto caliente de las Galápagos, que era la hipótesis que manejaba Sinton et al. (1997), basado en Duncan & Hargraves (1984). Hauff et al. (1997; 2000) también ven la afinidad con el punto caliente de las Galápagos y sus diferentes emisiones magmáticas. Después de estas publicaciones se puede considerar, al menos el Complejo de Nicoya *sensu stricto*, como parte del CLIP (*Caribbean Large Igneous Province*).

Antecedentes

Las primeras referencias de rocas pertenecientes al Complejo de Nicoya provienen de Sapper (1905), que menciona rocas que pueden correlacionarse con las radiolaritas. Romanes (1912) describe pedernales radiolaríticos, doleritas y posibles basaltos en diferentes localidades de la península de Nicoya. MacDonald (1920) se refiere a “lavas de la península de Nicoya”. Otros autores como Sears (1919), Webber (1942) y Roberts (1944) al describir las mineralizaciones de manganeso hacen descripciones rápidas de la roca encajante.

Dengo (1962a-b) nombra formalmente al Complejo de Nicoya, indicando que era el nombre usado por la Compañía Petrolera. Kuijpers (1979; 1980) describe la estratigrafía con base en dos unidades litoestratigráficas, la Unidad Matapalo (Cretácico Inferior) y Unidad Esperanza (Cretácico Superior). Schmidt-Effing (1979, 1980a-b) diferencia 6 subcomplejos datados como xenolitos radiolaríticos y calcáreos. Baumgartner (1984) presenta columnas y una interpretación tectónica desde el Jurásico Inferior al Terciario.

Bourgeois et al. (1984) y Ázema et al. (1985) presentan columnas y un mapa regional del norte de la península de Nicoya en el que la Unidad Matapalo sobreyace tectónicamente a la Unidad Esperanza, previamente definidas por Kuijpers (1979). Wildberg (1987) y Wildberg & Baumann (1987) hacen distinciones geoquímicas en las rocas ígneas del Complejo. Meschede et al. (1988) presentan un modelo geodinámico y relacionan el origen del Complejo al *sill event*, (actualmente conocido como el CLIP). Gursky (1988) detalla 4 fases tectónicas en la península. Frisch et al. (1992) presentan el origen de las ofiolitas basados en estudios paleomagnéticos en basaltos. Sick (1989) y Frisch et al. (1992) elaboran un modelo fijista, en que el origen del Complejo se da en la posición actual.

Meschede & Frisch (1994) presentan un abundante conjunto de datos geoquímicos, en que describen basaltos de dorsal medio-oceánica, toleítas de arco de islas, toleítas de intraplaca y basaltos alcalinos.

Análisis geoquímicos modernos, que incluyen análisis de elementos traza, elementos tierras raras e isótopos fueron realizados por autores como Hauff et al. (1997), Sinton et al. (1997), Beccaluva et al. (1999), Hauff et al. (2000), Hoernle et al. (2002) y Hoernle et al. (2004).

Sinton et al. (1997), Hauff et al. (2000), Hoernle et al. (2002; 2004) generaron el primer grupo de datos de datación radiométrica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Denyer & Baumgartner (2006) combinan los datos radiométricos, la bioestratigrafía y la geoquímica para desarrollar un modelo integrado que explica inconsistencias de la edad de las radiolaritas con las edades del material ígneo. Denyer & Gazel (2009) hacen una síntesis sobre el origen y las relaciones tectónicas del Complejo de Nicoya y otras ocurrencias de rocas oceánicas.

Aspectos geo-estructurales

Dengo (1962b), al denominar al "Complejo de Nicoya", establece por primera vez un marco geo-estructural de la península de Nicoya. Actualmente existen diferentes modelos estructurales sobre el Complejo de Nicoya, algunos de los cuales coinciden en la mecánica de emplazamiento. Galli-Olivier (1979), Schmidt-Effing (1980), Bourgois et al. (1984) y Baumgartner (1987) entre otros; consideran válido el modelo de prisma acrecional en el cual "tajadas" de corteza oceánica forman las diferentes unidades del Complejo de Nicoya.

Galli-Olivier (1977-1979), propone el origen de la península de Nicoya como un prisma acrecional a partir de la colisión de la placa Pacífica con la placa Caribe, en el Santoniano Superior o Campaniano inferior. Tal acreción se vio facilitada por fallas transcurrentes normales a la fosa.

Kuijpers (1979-1980) propone tres fases tectónicas, la primera compresiva, la que dio origen a un plegamiento de tipo isoclinal, cuyos pliegues se caracterizaron por poseer amplitudes de varias decenas de metros, en las radiolaritas de la unidad Matapalo. En este mismo evento se da la formación de pliegues *chevron*, en el que los rumbos de los planos axiales varían entre N25°W y N10°E. La segunda fase también compresiva pero frágil, se caracterizó por la formación de planos "S" y pliegues de amplitudes hectométricas. El plegamiento de los planos secundarios produce pliegues con planos axiales predominantemente NW-SW, E-W y N-S hasta NNW-SSE. La tercera y última de las fases se caracteriza por un predominio de fallamiento normal, afectando principalmente a las rocas plegadas.

Schmidt-Effing (1980) propone un origen de la península de Nicoya a partir de la dorsal asísmica "Nicoya-Azuero", que se desarrolló después del Jurásico.

Auboin et al. (1982) proponen una compresión N-S durante el Cretácico inferior producto de los movimientos entre Norte América y Sur América. Lundberg (1982) compara el origen del Complejo de Nicoya con un frente de arco tipo Mariana.

Baumgartner et al. (1984) dividen la historia geológica del litoral pacífico en dos fases. La primera pre-campaniana, que consiste en una compresión N-S la cual produjo el sobrecorrimiento del Complejo de Nicoya. La segunda fue post-santoniana en la cual se establece la fosa Mesoamericana como margen convergente extensional; a partir de este momento los plegamientos y fallamientos son moderados, con ausencia de estructuras de acreción. Baumgartner (1987) coloca a la unidad Esperanza que Kuijpers consideraba la unidad cabalgante como el autóctono relativo.

Gursky et al. (1982) y Gursky (1988) proponen cuatro eventos compresivos ortogonales entre sí. El primero en el post-Albiano pre-Campaniano con sentido NW-SE, un segundo evento con rumbo NE-SW en el Campaniano, el tercero con dirección NW-SE en el Eoceno y el último del Mioceno con rumbo NE-SW. Las compresiones con dirección NE están relacionados con el movimiento de placas, que está todavía activo y con respecto a las compresiones NW pueden ser originadas por esfuerzos suprarregionales (Gursky, 1990). Gursky et al. (1984) presentan cuatro mapas de la península de Nicoya, que incluyen los aspectos estratigráficos, petrológicos, geoquímicos y estructurales, este último lo constituye principalmente el trazado de lineamentos y su análisis estadístico, mediante la representación gráfica de la rosa de lineamentos.

Meschede et al. (1988) consideran que el Complejo de Nicoya se originó en una dorsal activa del Pacífico, la cual fue emplazada hasta una posición aproximada a la actual por el desplazamiento del fondo oceánico. Basaltos alcalinos originados en regiones intraplaca están relacionados con el fenómeno del "*Sill event*" que causó el engrosamiento de la corteza por inyección de diques basálticos y que originó la Placa Caribe; así como la fragmentación de la misma con respecto a la Placa Farallón; precursora de la Placa Pacífica.

Sick (1989) con base en estudios paleomagnéticos, llega a la conclusión de que los complejos ofiolíticos analizados se formaron a partir del Jurásico en una posición ecuatorial.

Denyer & Baumgartner (2006) presentan un modelo que involucra la evolución geoquímica, vulcanológica, petrológica, sedimentológica y el paradigma paleontológico. En su modelo conjuntan la biocronología de radiolarios del NW de la península de Nicoya con las dataciones radiométricas realizadas por Sinton et al. (1997), Hauff et al. (1997) y Hauff et al. (2000), dentro del marco de las relaciones ígneo-sedimentarias, estudiando los contactos y la

tectónica presente en cada afloramiento. En su trabajo concluyen, como ya había sido confirmado por Sinton (1996) y Hauff et al. (1997) y Denyer et al. (2006) que las rocas ígneas tienen una signatura geoquímica que corresponde con el evento del CLIP (*Caribbean Large Igneous Province*), con edades entre 139 y 82 Ma. Se percatan de que esto contrasta y no es coherente con las dataciones de las radiolaritas, las cuales re-examinan para adecuarlas a las nuevas reglas biocronológicas, siendo las edades más antiguas del Jurásico Medio. Con base en estas comparaciones consideran que no existe un basamento de suficiente edad para sustentar a las radiolaritas. Por lo anterior concluyen que varios eventos magmáticos asociados al CLIP, levantaron y englobaron a las radiolaritas, todavía no litificadas. Esto provocó el despegue de dichas rocas como xenolitos. Lo cual es correspondiente con el tipo de contactos que se observan en el campo (p.e. Flamingo, Conchal).

Formación Tulín

Definida por Malavassi (1967). Arias (2000) retoma la definición para hacer mención a rocas producto de vulcanismo intraplaca distribuidas en las hojas cartográficas Tárcoles, Candelaria, Herradura, Parrita y Dota para este estudio.

Descripción

La Campaña Geológica de 1985 reúne un trabajo geológico en el cual se describen basaltos masivos y en almohadilla, y doleritas de esta Formación. Los basaltos son gris verdosos de textura afírica a afanítica porfirítica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno con textura reloj de arena y olivino en una matriz con microlitos de plagioclasa, piroxeno, opacos y olivino (Herrera, 1985; Cervantes, 1985). Además, presentan minerales de alteración como: clorita, ceolitas, calcita, calcedonia y cuarzo; vetas de calcita, cuarzo y ceolitas; y geodas de cuarzo (Ávila, 1985; Cervantes, 1985; Herrera, 1985; Leandro, 1985; Soto, 1985). Soto (1985) reporta doleritas.

Por otra parte, Arias (2000) ubica dentro de esta formación basaltos vesiculares tipo almohadilla con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, opacos y olivino; gabros, gabros cumulosos y cumulitas de olivino con una tectónica muy escasa.

Aspectos regionales

Sobreyace al Complejo de Nicoya y la Formación Golfito y se encuentra sobreyacida por las formaciones Fila de Cal y Parritilla (Denyer y Arias, 1991; Arias, 2000). Campos (2001) le atribuye un espesor de al menos 2000 m.

Edad

Arias (2000) a partir de asociación faunística de sedimentos intercalados asigna una edad Maastrichtiano Medio – Superior a Eoceno Inferior.

Génesis

Vulcanismo intraplaca (Arias, 2000).

Complejo de Quepos

Baumgartner et al. (1984) se refieren a este basamento y el observado en Osa como Complejos Básicos post-Santonianos, por ser más jóvenes que el Complejo de Nicoya. Arias (2000) considera que estas corresponden a la Formación Tulín, con base en la similitud geoquímica de ambas litologías e indica que debía estudiarse si estas provenían de un sistema de acreción o un sistema transcompresivo. Durán (2013) es quien la define formalmente como Complejo de Quepos.

Esta unidad aflora, en el área estudiada en la hoja cartográfica Quepos.

Descripción

Se tienen diferentes litologías, basaltos de textura afanítica-porfirítica con fenocristales de olivino, plagioclasa y vetas rellenas de ceolita, basaltos picríticos, doleritas que intruyen brechas basálticas, gabros, gabros analcímicos, ankaramitas, brechas y conglomerados basálticos (Durán, 2013).

Edad

Hoernle et al. (2002) datan 65-59.4 Ma a partir de dataciones radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

Génesis

Corresponde a un monte submarino acrecionado en el margen pacífico de Costa Rica (Durán, 2013).

Melánge de Quepos

Definida por Baumgartner et al. (1984) como Formación Caótica Punta Quepos donde se incluye las Calizas de Quepos, Espadilla y otras litologías que presentan deformación sinsedimentaria y están mezcladas junto con las calizas. Durán (2013) propone sustituir ese nombre por el de Melánge de Quepos.

Esta unidad aflora, en el área estudiada en la hoja cartográfica Quepos.

Descripción

Las litologías que presentan deformación sinsedimentaria y se encuentran mezcladas corresponden con las calizas hemipelágicas y las lutitas y areniscas de la Formación Arío.

Génesis

Este se originó debido a la acreción del monte submarino en el Eoceno medio, lo que produjo la desestabilización de los sedimentos inconsolidados y semiconsolidados del talud y su deslizamiento (Durán, 2013).

Se definen 3 fases de deformación, la primera corresponde con deformación frágil de estilo compresivo constituido por fallamiento inverso que inicia con la acreción del monte submarino y finaliza con el levantamiento del Promontorio de Quepos. La segunda fase de deformación corresponde con extensión radial por fallamiento normal y fracturas tensionales producto de la relajación de las rocas posterior a la acreción y el levantamiento, esta finaliza en el Oligoceno Superior o Mioceno Inferior a Medio. El fallamiento de desplazamiento de rumbo es la tercera fase que se presenta en el Mioceno Medio o Mioceno Superior al presente (Durán, 2013).

Calizas

Formación Golfito

Definida por Dengo (1962a) y redefinida por Baumgartner et al. (1984). Este último la restringe a las calizas hemipelágicas y pelágicas del Cretácico superior al Paleoceno Basal que sobreyacen el Complejo de Nicoya.

Esta unidad aflora, en el área estudiada en las hojas cartográficas Parrita, Piedras Blancas, Herradura y Quepos.

Descripción

Secuencia de calcilitas hemipelágicas y pelágicas con areniscas de color rosado a beige y gris claro, contienen foraminíferos planctónicos, Globotruncana entre otros (Baumgartner et al., 1984).

Aspectos Regionales

Según Baumgartner et al. (1984), tiene un espesor muy variable espacialmente, desde 850 m a pocos metros, se encuentra asociada a basaltos y brechas basálticas. En el sector de Herradura, estas rocas contienen bajo contenido microfósilífero (menor a 1%) (Arias, 2000).

Edad

Baumgartner et al. (1984) y Bolz & Calvo (2003) dataron estas calizas como del Paleoceno temprano con base en microfósiles. Arias (2000) data Campaniano-Maastrichtiano, utilizando radiolarios. Por lo que tendría edad Campaniano a Paleoceno temprano.

Génesis

Corresponde con la sedimentación hemipelágica y pelágica carbonatada que fue interrumpida abruptamente por sedimentación volcanoclástica (Arias, 2000).

Formación Fila de Cal

Mora (1979), es el primero en referirse a estas rocas como Unidad Cajón, después fue renombrada y elevada a Formación Fila de Cal por Sprechmann et al. (1993).

Piedras Blancas, Changuena, Coto Brus, Coronado, Dota, Quepos, Savegre, Tárcoles y Térraba son las hojas cartográficas en las que aflora para el presente estudio.

Descripción

Mora (1979), divide a la Formación Fila de Cal en dos subunidades: Subunidad arrecifal: Petrográficamente es un *Boundstone* algáceo amarillo claro a blanco con abundantes foraminíferos orbitoides y estratificación gruesa. Subunidad detrítica: Se presentan facies de biomicrita, bioesparita, ooesparita e intraesparita con fragmentos de algas, orbitoides, textularias, globigerinas, miliólidos, radiolarios y algunos oolitos. Ambas subunidades con un espesor máximo de 200 m.

Edad y paleontología

Hoffstetter et al. (1960), realiza una compilación de datos paleontológicos de especies de foraminíferos recalcando que corresponden a fauna del Eoceno Superior. Mientras que, Malavassi (1961) indica una edad Eoceno Superior para las calizas del pueblo de Cajón, y Sprechmann et al. (1993; 1994) le dan una edad Eoceno Medio – Superior con base en el amplio registro de foraminíferos que presenta esta litología.

Génesis

Fueron grandes arrecifes generados por el cambio en las condiciones de sedimentación, las cuales variaron a una débil actividad volcánica, que permitió una disminución en el aporte de sedimentos, por lo que las aguas costeras fueron más limpias y no hubo cambios en las condiciones de luz y salinidad (Linkimer & Aguilar, 2000)

Mora (1979), propone diferentes génesis para las subunidades; para la subunidad arrecifal un arrecife tipo “cordón costanero” y para la subunidad detrítica un frente arrecifal con materiales depositados en ambientes de energía variable con predominancia de aguas tranquilas y profundas.

En el área de estudio, estas rocas son descritas por Calvo (1987) en el área de Mal País y su origen está dado por una rampa marginalmente inclinada con complejo de barra arenosa proximal.

Sedimentario Paleoceno - Neógeno

Formación Descartes

Esta unidad corresponde con los sedimentos turbidíticos volcanoclásticos y carbonatados definidos por Astorga (1987).

Aflora específicamente en las hojas cartográficas Piedras Blancas, Dota y Quepos.

Descripción

Dengo, (1962), menciona que los sedimentos incluidos en esta formación, pueden ser parcialmente equivalentes en edad a la Formación Las Palmas, que se compone de areniscas y limolitas de color pardo y gris verdusco, con muchos componentes volcánicos, bien estratificadas, espesor aproximado de 600 m (península Descartes) y que aflora en el centro de

un anticlinal. La parte superior está expuesta en el centro de un sinclinal en Bahía Salinas y al sur en Junquillal. Son areniscas bien estratificadas, poco seleccionadas, color pardo claro y oscuro.

Edad

Con base en Dengo (1962b), Pizarro (1993) y Astorga (1987) se le asigna una edad Paleoceno Superior a Eoceno Inferior.

Génesis

Astorga (1987) integra dentro de esta formación los sedimentos turbidíticos volcanoclásticos y carbonatados. Distingue cinco facies: depósitos de flujos turbulentos lodo arenosos, depósitos pelágicos-hemipelágicos, depósitos de flujos turbulentos arenosos, depósitos de flujos turbulentos gravosos, depósitos de flujos de escombros y depósitos turbidíticos retrabajados.

Formación Arío

Lundberg (1982) menciona la Unidad Informal *Sandstone and mudstone of Cabo Blanco* para referirse a turbiditas de capas finas, que Astorga (1987), elevó al rango de Formación, nombrándolas Formación Arío.

Esta Unidad geológica aflora en la hoja cartográfica Quepos.

Descripción

Dentro de esta Formación Astorga (1987) detalla cuatro facies diferentes:

1. Facies de depósitos de corrientes de turbidez: Agrupa sedimentos de baja concentración de tipo lodoso y arenoso.
2. Facies de depósitos pelágicos – hemipelágicos: Pelitas ricas en materia orgánica con estratificación fina a media. Irregularmente se intercalan con la facies de turbiditas de grano fino.
3. Facies de depósitos de flujos turbulentos: Turbiditas arenosas, bioclásticas de grano medio a grueso y estratificación gruesa a muy gruesa. Composicionalmente son calcarenitas con abundantes macroforaminíferos y fragmentos de erizos.
4. Facies de depósitos de flujos turbulentos arenogravosos: Conglomerados areno-arcillosos con clastos de composición basáltica, areniscas turbidíticas y calcilitas pelágicas resedimentadas.

Edad y paleontología

Lundberg (1982) a partir de nanoplancton menciona una edad Paleoceno. Sin embargo, Malavassi (1961) considera una edad Paleoceno Superior basado en las especies

Pseudogloborotalia velascoensis, *Globigerina* y *Chilostomella*, y Astorga (1987) menciona una edad Paleoceno Superior – Eoceno Superior / Oligoceno Inferior, asociada al sistema deposicional.

Génesis

Se asocia a intercalaciones de turbiditas calcilutíticas con depósitos pelágicos – hemipelágicos y depósitos de turbiditas arenosas, afectados por depósitos canalizados aislados (Astorga, 1987). Por otra parte, Obando (1983) interpreta estas rocas como las capas Td-e y Tb-c de la secuencia de Bouma de una turbidita distal con aporte de sedimentación hemipelágica pelágica y clástica, esta última por corrientes de turbidez.

Formación Punta Serrucho

Definida como formación por Baumgartner et al. (1984), posteriormente Sprechmann et al. (1994) y Barboza et al. (1995) establecen que es un miembro de la Formación Descartes.

Esta unidad aflora, en el área estudiada en las hojas cartográficas Candelaria, Parrita y Quepos.

Descripción

Denyer & Arias (1991) describen interestratificaciones centimétricas y esporádicamente decimétricas de areniscas de grano fino a grueso con clastos guijarrosos, en el sector de la hoja Candelaria y Parrita.

En el sector de Quepos, presenta conglomerados gruesos en la base, compuestos por clastos subangulares y angulares de lutita silíceo-verde, calizas pelágicas, calizas someras y basaltos picríticos. Presentan también areniscas finas y medias, que contienen clastos carbonatados y volcánicos, plagioclasa, clinopiroxenos y cuarzo y fósiles retrabajados como micro y macroforaminíferos y algas (Durán, 2013).

Aspectos Regionales

En el sector de la hoja Candelaria y Parrita se calcula un espesor de 400 m en forma tabular (Denyer & Arias, 1991). Baumgartner et al. (1984) estiman un espesor entre 100 y 200 m para los conglomerados basales ubicados en Quepos.

Edad y Paleontología

A pesar de la falta de datos cronológicos Denyer & Arias (1991) con base en correlaciones litológicas estiman que corresponde al Eoceno, esto coincide con la interpretación de Baumgartner et al. (1984) que utilizando también correlaciones litológicas estima una edad de Eoceno Superior.

Génesis

Baumgartner et al. (1984) establece que la sedimentación luego del conglomerado basal baja su energía, pero aún sigue estando dominada por corrientes de turbidez distales interrumpidas ocasionalmente por eventos de flujos densos.

Formación Carraigres

Definida por Denyer y Arias (1991) donde la identifican en las hojas cartográficas Carraigres y Candelaria.

En el presente estudio esta Formación fue reconocida en las hojas cartográficas Candelaria y Dota.

Descripción

Denyer y Arias (1991) delimitan litológicamente a esta Formación como interestratificaciones de areniscas verdosas y brechas, donde los clastos son de composición basáltica. Mientras que, Obando (2011) describe intercalaciones de lutitas y areniscas medias negras a gris claro (sin meteorizar) y café claro a gris claro (meteorizadas).

Aspectos regionales

Su localidad tipo se encuentra al sur – suroeste del cerro Carraigres y presenta un espesor máximo de 1200 m (Denyer y Arias, 1991). Obando (2011) asume que la Formación Descartes subyace esta unidad y que el contacto entre ambas es transicional.

Edad y paleontología

Según el análisis de dataciones anteriores Denyer y Arias (1991) la ubican del Oligoceno al Mioceno Inferior basal.

Génesis

Depósito marino de la zona sublitoral (Castillo, 1988).

Formación Térraba

Definida por Dengo (1962), posteriormente Mora (1979) la interpreta como una secuencia turbidítica y con base en esto la divide en 2 unidades, Unidad Zapote (facies intermedia de turbiditas) y Unidad Lagarto (facies proximal de turbiditas).

Esta unidad aflora, en el área estudiada en las hojas cartográficas Parrita, Dota, Quepos, Savegre, San Isidro, Dominical, Repunta, Coronado, General, Térraba, Changuena, Coto Brus y Piedras Blancas.

Descripción

Corresponde con Lutitas grises a negras, a veces calcáreas y menos frecuentemente silíceas y piríticas, algunos estratos delgados de calizas (Dengo, 1962a).

-Unidad Zapote:

Alternancia de lutitas, limolitas y arcillolitas con intercalaciones de productos de vulcanismo submarino (aglomerados, brechas, vulcarenitas y conglomerados volcánicos), en esta se observan ondulitas y otras marcas de corrientes. Su matriz es arcillosa y el cemento carbonático es poco usual. El espesor de los estratos de las areniscas varía entre 5 y 15 cm, mientras que el de las limolitas y arcillolitas varía de 2 a 5 cm (Mora, 1979).

Unidad Lagarto:

Compuesta de conglomerados y areniscas, además de depósitos de canales turbidíticos, presenta laminaciones cruzadas, ondulitas, entre otras estructuras sedimentarias. El espesor de los estratos varía entre 10 y 30 cm y los clastos son predominantemente de origen vulcanoclástico (Mora, 1979).

Aspectos Regionales

Mora (1979) establece que el espesor de la Unidad Zapote es de aproximadamente 1200 m y es sobreyacida concordantemente por la Unidad Lagarto que tiene un espesor estimado entre 1200 y 1500 m. Esta última es sobreyacida concordantemente por la Formación Curré.

Edad y Paleontología

Mora (1979) con base en asociación faunística indica que se depositó durante el Oligoceno Superior al Mioceno Inferior, Alvarado et al. (2009) añaden que debe ser más antigua que las intrusiones de Puerto Nuevo (11-17.5 Ma).

Presenta foraminíferos planctónicos, moluscos, icnofósiles y restos de carbón (Mora, 1979).

Génesis

Según Mora (1979) corresponde con la fase de relleno de la cuenca sedimentaria por procesos turbidíticos, fase influenciada por el vulcanismo activo tanto submarino como subáreo. El autor especifica que la cuenca turbidítica fue subdividida en facies proximal, canales, intermedia en ambiente nerítico y distal.

Formación Punta Carballo

Dengo (1962), la define formalmente como Formación Punta Carballo y la ubica desde el río Barranca hasta el pueblo Las Agujas, ubicadas al norte de la Bahía de Herradura.

Para efectos del presente estudio se reconoció en las hojas cartográficas Tárcoles, Candelaria, Dota, Parrita, Herradura y Barranca.

Descripción

La propuesta estratigráfica más reciente es de Denyer et al. (2003) para esta Formación, y la dividen en cuatro miembros.

- Miembro Ícaco: Corresponde a intercalaciones de areniscas fosilíferas y lutitas; en las primeras se reconocen *Thalassinoides* y *Ophiomorpha nodosa* (Denyer et al., 2003).
- Miembro Mata de Limón: Madrigal (1970), establece dos localidades importantes, una entre la quebrada Barbudal y el poblado de Artieda y la otra localidad la ubica en el litoral sur del estero de Mata de Limón. Se ubican dentro de este Miembro una variedad de rocas volcánicas, epiclásticas y piroclásticas entre las que están: brechas conglomerádicas, areniscas, limolitas, tobetas blancuzcas y tobetas con lapilli acrecional (Denyer et al., 2003; Zacek et al., 2012).
- Miembro Roca Carballo: Se ubica en los acantilados situados al oeste de Caldera (Madrigal, 1970). Es una secuencia de lutitas, areniscas, conglomerados, brechas y tobetas, agrupadas entre litofacies: Caldera, Doña Ana y Río Paires (Denyer et al., 2003; Zacek et al., 2012).
- Miembro Paires: descrita como intercalaciones de areniscas calcáreas con laminación cruzada y paralela, e *icnofósiles*, tobetas violáceas, brechas finas y brechas volcánicas verdosas (Denyer et al., 2003).

Edad y paleontología

Denyer et al. (2003) refieren edades para cada Miembro de esta Formación contenidas dentro del Mioceno.

Génesis

A continuación se detallan los ambientes en que se formaron los diferentes miembros de esta Formación. Miembro Ícaco: Litoral somero de alta energía (Denyer et al., 2003). Miembro Mata de Limón: Se identifican varios ambientes desde uno fluvial con una componente volcánica (Kuijpers, 1979) a un abanico deltaico mareal (Laurito, 1988). Miembro Roca Carballo: Denyer et al. (2003) interpretan una zona de transgresión desde un ambiente marino somero a uno continental. Miembro Paires: Denyer et al. (2003) reconocen este Miembro como la colmatación de la cuenca con sedimentos aluviales influenciados por una fuente volcánica activa.

Antecedentes

El primer estudio realizado corresponde con Romanes (1912), en el que se refiere a sedimentos de color morado con gran cantidad de fósiles, ubicados al sureste del río Barranca y los nombra como Carballo. Otro nombre dado fue el de Serie de la arenisca caliza de Punta Carballo, la cual fue ubicada entre los ríos Jesús María y Barranca y presentada en forma de acantilados (Hoffstetter et al., 1960). Dengo (1962), la define formalmente como Formación y la ubica desde el río Barranca hasta Las Agujas, ubicadas al norte de la Bahía de Herradura.

La localidad tipo de esta formación, está compuesta de areniscas finas calcáreas, de color gris a verde, con un espesor aproximado de 200 m y abundancia de megafósiles (Dengo, 1962). Madrigal (1970), redefine la litología tipo correspondiente con la Formación Punta Carballo, con los estratos aflorantes en los ríos Esparta y Paires, además define dos miembros: Miembro Inferior Mata de Limón, caracterizado por una secuencia de sedimentos volcánicos estratificados, y Miembro Superior Punta Carballo, mientras que Baxter (1975), eleva el rango de los miembros Mata de Limón y Roca Carballo (él lo nombra como Punta Carballo) a formación y les da un espesor aproximado de 100 y 120 m respectivamente.

Los miembros son redefinidos por Kuijpers (1979), refiriéndose a las formaciones puntualizadas por Baxter (1975), además le cambia el nombre al miembro superior ya antes establecido por Madrigal (1970), como Miembro Roca Carballo. Mediante el estudio de fósiles pertenecientes a la Formación Punta Carballo se sabe que el Miembro Mata de Limón sobreyace al Miembro Roca Carballo, Laurito (1988).

Otros miembros establecidos para esta Formación son el Miembro Cerro Lagarto, el cual tiene la característica de tener una influencia volcánica muy marcada, establecido por Denyer et al. (1987) y el Miembro Caletas definido por Laurito (1988), el cual está compuesto de areniscas muy finas y limos alternados, con tempestitas de orden centimétrico.

Denyer et al. (2003), proponen un modelo estratigráfico de la Formación Punta Carballo.

Formación Pacacua

Definida por Castillo (1969) como una secuencia vulcanoclástica. En 1991, Denyer & Arias la redefinen y excluyen la sección de lutitas y areniscas finas, estas pasarían a llamarse Formación Peña Negra.

Esta unidad aflora, en el área estudiada en las hojas cartográficas Candelaria, Savegre, San Isidro, Buenos Aires y Cabagra.

Descripción

Está compuesta por areniscas volcaniclásticas (finas, gruesas y guijarrosas), tobas, tobetas, brechas finas y gruesas con contacto de fragmentos por matriz. Se presenta en tonalidades rojas, moradas y verdes. Presenta laminación paralela y ondulada, gradación positiva e inversa (Denyer & Arias, 1991).

Petrográficamente, Sojo et al. (2017) encuentran un dominio de componentes alóctonos, mayoritariamente clastos angulosos de rocas volcánicas, cristales de plagioclasa, cuarzo, glauconita, entre otros.

Aspectos Regionales

Según Denyer & Arias (1991) posee entre 1200 y 2000 m de espesor y presenta dos tipos de contacto superior. Transicional de 300 m con Brechas Verdes Coyolar y un contacto neto con la Formación Peña Negra. Posee estratificación decimétrica a masiva y las brechas se presentan hacia el techo de la secuencia (Sojo et al., 2017).

Alfaro et al. (2018) considera que esta formación es un equivalente temporal de la Unidad Lohmann identificada en la Cordillera Talamanca.

Edad y Paleontología

Con base en relaciones estratigráficas, se considera que su depositación inició en el Mioceno Inferior (Denyer & Arias, 1991). Los autores mencionan la presencia de troncos fósiles, bivalvos y gasterópodos.

Génesis

Se depositó en un ambiente somero (sublitoral) con tasas de subsidencia y aporte sedimentario importantes y constantes junto a la influencia de un vulcanismo continental activo y pulsante durante la depositación (Denyer & Arias, 1991). Sojo et al. (2017) refuerzan esta interpretación con base en la granulometría de volcarenitas, la abundancia de materia orgánica, entre otros criterios.

Formación Brechas Verdes Coyolar

Definida por Denyer & Arias (1991) como un miembro de la Formación Pacacua, interpretado como la evidencia litológica de la reactivación de la falla Candelaria.

Esta unidad aflora, en el área estudiada en la hoja cartográfica Candelaria.

Descripción

Compuesta por brechas de composición volcánica y sedimentaria silíceas con gradación positiva, posee clastos de basaltos y andesitas de 2 a 40 cm en una matriz arenosa. Tanto los clastos como la matriz se caracterizan por tener tonalidades verdes (Denyer & Arias, 1991).

Aspectos Regionales

Según Denyer & Arias (1991) su estratificación es masiva con intercalaciones de areniscas, estas aumentan hacia el techo de la secuencia. Su espesor máximo de 750 m y presenta una forma acunada relacionada al fallamiento del área. Tanto el contacto superior con la Formación Peña Negra e inferior con la Formación Pacacua son graduales.

Edad y Paleontología

Con base en relaciones estratigráficas, se considera que su depositación inició al final del Mioceno Inferior e inicios del Mioceno Medio (Denyer & Arias, 1991). Los autores mencionan la presencia de moldes de bivalvos mal preservados.

Génesis

Se depositó en un ambiente marino muy somero, los paquetes brechosos son de origen tectónico como resultado de la reactivación de la falla Candelaria (Denyer & Arias, 1991).

Formación Punta Judas

Descrita detalladamente por Seyfried et al. (1985), su estratotipo está ubicado en Punta Judas en la provincia de Puntarenas.

Esta unidad aflora, en el área estudiada en las hojas cartográficas Herradura, Parrita y Dota.

Descripción

Corresponde con sedimentos siliciclásticos a vulcaniclásticos, dentro de los cuales predominan areniscas y conglomerados intercalados con lutitas y lodolitas, caracterizadas por alto contenido fósil (Campos, 2001).

En la localidad de Parrita, Matamoros (2010) describe areniscas de color café, de granulometría media, en algunos sectores se encuentra poco consolidada con presencia de fósiles de moluscos, diaclasada y meteorizadas (laminar y esferoidal).

Aspectos Regionales

Seyfried et al. (1985) reportan un espesor estimado de 1300 m.

Edad y Paleontología

Datada a partir de los foraminíferos planctónicos encontrados por Seyfried et al. (1985) y las asociaciones de moluscos realizadas por los autores, que indican edad Langhiniense tardío, es decir Mioceno Medio bajo.

Seyfried et al. (1985) reportan fósiles de moluscos, equinodermos e icnofósiles. Laurito (2004) describe los fósiles de peces óseos y cartilaginosos encontrados en esta unidad.

Génesis

Se depositó en ambientes costeros con aporte vulcaniclástico constante y muy alto (Seyfried et al., 1985).

Formación Curré

Definida como unidad formal por primera vez por Dengo (1962a), Mora (1979) la incorpora como miembro dentro de la Formación Gatún, posteriormente Granados & Aguilar (1983) y Alán (1983) coinciden en devolverle el grado de Formación con base en sus observaciones.

Esta unidad aflora, en el área estudiada en las hojas cartográficas Dota, Quepos, Savegre, Dominical, Repunta, Coronado, General, Térraba, Changuena, Coto Brus y Piedras Blancas.

Descripción

Mora (1979) la subdivide en dos unidades, la inferior con alto contenido fósil y predominio de conglomerados y areniscas mayormente volcánicas depositados en la transición entre un delta y una playa, la superior corresponde con lutitas negras depositadas en un ambiente parálico interestratificadas con estratos de arenisca y conglomerados.

Según Alán (1983) la base de la formación está compuesta por conglomerados, areniscas en parte conglomeráticas, brechas y pocas veces lutitas de color grisáceo a verde debido a cloritización y cuando se encuentran meteorizadas tienen tonos pardos a violáceos. Se encuentran de manera masiva y con predominio de clastos de origen volcánico.

La sección superior corresponde con lutitas, limolitas, areniscas y con menor frecuencia conglomerados, estos presentan tonalidades grisáceas a verdosas, los clastos dominantes son feldespáticos en menor cantidad fragmentos de cuarzo, líticos, máficos y minerales opacos en matriz arcillosa y poco calcárea. Regularmente masivas y conforme se sube en la secuencia tiende a presentar más características tobáceas (M. Alán, 1983).

Aspectos Regionales

Mora (1979) describe que la unidad inferior alcanza un espesor de 1000 a 1400 m y la unidad superior puede variar entre 300 y 150 m.

Edad y Paleontología

Mora (1979) las data Mioceno medio a superior, e indica que la fauna observada permite asociar la depositación con un ambiente marino de poca profundidad, salinidad normal.

Alán (1983) describe la parte inferior como altamente fosilífera con bivalvos y en menor proporción gasterópodos y bioperforaciones. En la sección superior describe que posee pocos microfósiles.

Granados & Aguilar (1983) coinciden en la observación anterior, la presencia de microfósiles en la sección superior es mínima, sin embargo, existe abundancia de microfósiles observables en sección delgada.

Génesis

Su depositación ocurre en un ambiente marino somero durante un levantamiento regional importante, contemporánea a las intrusiones de Talamanca y al plegamiento y formación de la Fila Costeña, no se descarta la actividad de vulcanismo tanto subaéreo como submarino (Mora, 1979). Ramirez (1998) la interpreta como un frente deltáico.

Formación Peña Negra

Denyer & Arias (1991) la definen formalmente y lo asocian a un periodo de calma tectónica, volcánica donde la tasa de subsidencia fue constante posterior a la depositación de Brechas Verdes Coyolar. Anteriormente se le incluía dentro de la Formación Terraba o como una unidad superior de Formación Pacacua. Los autores deciden separarla debido a la clara diferencia litológica con Formación Pacacua, lo que implica un ambiente de sedimentación distinto.

Esta unidad aflora, en el área estudiada en las hojas cartográficas Candelaria, San Isidro, Repunta y Buenos Aires.

Descripción

Según Denyer & Arias (1991) posee un espesor de 1200 m y se pueden diferenciar las siguientes tres unidades:

- Unidad Inferior: secuencia de areniscas medias y finas de color pardo y estratos decimétricos, su espesor es de 200m.
- Unidad Media: lutitas y areniscas finas negras (con pirita) en estratos centimétricos a decimétricos, esporádicamente se encuentran estratos de 10 a 20 cm de tobas intercalados, su espesor es de 500 a 700 m.

- Unidad Superior: areniscas medias a gruesas mal estratificadas de color pardo con estratos aislados de caliza, su espesor es de 200 a 300 m.

Sojo et al. (2017) describe que las areniscas presentan clastos subredondeados a angulosos y cemento calcáreo, es posible encontrar plagioclasa hipidiomórfica y minerales opacos.

Edad y Paleontología

Macroscópicamente, Sojo et al. (2017) describe moldes de bivalvos y concreciones calcáreas, a nivel microscópico foraminíferos y fragmentos de moluscos. A partir de una datación paleontológica (*Chlamys* aff. *Levicostatus*), se le asigna edad Mioceno Medio a Superior.

Génesis

Alvarado (1982), Denyer & Arias (1991) y Sojo et al. (2017) coinciden en que esta se depositó en condiciones anóxicas con influencia de episodios volcánicos y poca influencia mareal. Durante la depositación de la parte superior, la actividad volcánica aumentó.

Lacustre Alto San Juan

Definidos y descritos en la hoja cartográfica Dota por Obando (2011).

Descripción

Obando (2011) describe depósitos arcillosos café anaranjado intercalados con areniscas finas.

Aspectos regionales

Se reconocen en Alto San Juan y Alto Chiral en las cercanías de San Marcos de Tarrazú; además, se encuentran sobre la Formación Descartes (Obando, 2011).

Edad

Obando (2011) asume una edad Plio-Pleistoceno.

Génesis

Producto de paleo-lagos locales generados por las fallas Río Blanco y Zapote según datos aportados por Obando (2011).

Formación Paso Real

Definida por Dengo (1961) como conjunto de sedimentos piroclásticos depositados en un ambiente subacuático asociados a aglomerados con lavas. Posteriormente Mora (1979) y A. Alán (1998) describen las subunidades de esta formación.

Esta unidad aflora, en el área estudiada en las hojas cartográficas Cabagra y Coto Brus.

Descripción

Unidad El Brujo:

Compuesta por conglomerados, fanglomerados y areniscas en estratos gruesos de 0.7 a 2 m, depositados en ambiente continental fluvio lacustre, con bloques de hasta 1 m y composición variable (lavas e intrusiones), en esta predominan los materiales sedimentarios (Mora, 1979).

Unidad Mano de Tigre:

Predominancia de aglomerados y tobas. Es posible encontrar restos de coladas de basaltos olivínicos (Mora, 1979).

Unidad Río Boquilla:

Según A. Alán (1998) esta unidad está compuesta por areniscas que van de finas a medias intercaladas con lodolitas y en un nivel de conglomerados en el techo de la sección.

Las areniscas son predominantes y afloran en forma tabular con espesor decimétrico y con granulometría variable, compuestas por cuarzo piriboles, magnetita y en baja proporción pirita (Ramirez, 1998).

En cuanto a las lodolitas, Ramirez (1998) describe que se presenta en forma tabular y que en algunos estratos contienen contenido orgánico carbonizado (troncos y ramas de 1 a 5 cm).

El autor establece que contiene 2 tipos de conglomerados, uno de guijarros y otro de guijas, ambos se presentan de forma tabular, acuñada y en lentes, compuestos por clastos de basaltos, andesitas y materiales sedimentarios.

Aspectos Regionales

La unidad El brujo posee entre 300 y 500 m de espesor y la Unidad Mano de Tigre posee entre 800 y 900 m (Mora, 1979). Para la unidad Río Boquilla se estima un espesor máximo de 1700 m (A. Alán, 1998).

Edad y Paleontología

Mora (1979) con base en las relaciones estratigráficas interpreta edad Plioceno a Pleistoceno Inferior. La unidad Mano de Tigre según dataciones K-Ar tiene 5 Ma (Kesel, 1983).

Génesis

Según Mora (1979) corresponde con la depositación de los materiales erosionados de la Cordillera de Talamanca depositados en un ambiente fluvio-lacustre, lo que coincide con lo mencionado por Ramirez (1998) y A. Alán (1998). La unidad Mano de Tigre está asociada según Mora (1979) a actividad stromboliana del volcán Mano de Tigre.

Formación Tivives

Descrita como Formación por Madrigal (1970) para hacer referencia al aglomerado volcánico propuesto por Romanes (1912) y al lahar mencionado por Dengo (1961).

En el presente estudio esta formación fue visualizada en las hojas cartográficas Barranca y Tárcoles.

Descripción

Campo II, (1997; 1998) la caracterizan como una mesobrecha volcánica con clastos de pómez, *fiammes*, plagioclasa, piroxenos, anfíboles, cuarzo, micas y líticos andesíticos e ignimbríticos en una matriz litocristalina. Es típico de esta unidad observar lapilli acrecional.

Aspectos regionales

Madrigal (1970) le da un espesor de 100 m. Estratigráficamente se ubica sobre la Formación Punta Carballo, la Ignimbrita Surubres y el Grupo Aguacate, y es sobreyacida discordantemente por las formaciones Tigre, Avalancha Ardiente – Tiribí y Orotina (Denyer et al, 2003). Los mejores afloramientos de esta Formación son los acantilados cercanos a la desembocadura del río Jesús María y el Peñón de Bajamar en playa Guacalillo (Madrigal, 1970; Denyer et al, 2003).

Edad

Según dataciones de tipo $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ Marshall et al. (2003) estiman una edad entre 1,7 y 1,12 Ma.

Génesis

Según las características presentadas a escala de afloramiento Denyer et al. (2003) interpretan esta unidad como un *debris avalanche* que por las condiciones *in situ* varió a un *debris flow*.

Formación Tigre

Denominada por Denyer et al. (2003) haciendo referencia a arenitas y conglomerados volcánicos.

Para este estudio se identificó su presencia en la hoja cartográfica Barranca.

Descripción

Denyer et al. (2003) describen esta Formación como conglomerados con clastos de pómez y escoria en una matriz de arenita amarilla con tonos grisáceos. Algunas estructuras sedimentarias reconocibles son laminación paralela, cruzada y ondulada, canales de erosión e improntas de hojas (Campo II, 1998; Denyer et al., 2003).

Aspectos regionales

Se estima un espesor cercano a los 50 m; es sobreyacida por la Formación Tiribí y sobreyace a la Formación Orotina; y presenta una extensión localizada (Denyer et al., 2003).

Edad y paleontología

Mediante la recopilación de dataciones (Pérez, 2000; Marshall, 2000) y correlación estratigráfica Denyer et al. (2003) establecen que debe ser menor a los 1,4 Ma.

Génesis

Retrabajo fluvial producto de la desestabilización de los drenajes por el emplazamiento de flujos piroclásticos de la Formación Orotina (Denyer et al., 2003).

Formación Esparta

Definida formalmente por Madrigal (1970) como una lavina con dominancia de fragmentos subredondeados a subangulares de basalto ricos en fenocristales de augita y basaltos de textura más fina.

Esta unidad aflora, en el área estudiada en las hojas cartográficas Barranca y Tárcoles.

Descripción

Compuesta por clastos centimétricos, angulosos a subredondeados de lavas andesíticas porfiríticas con megacristales de plagioclasa o piroxenos, lavas vesiculares, cuarzo lechoso y tobas en una matriz arcillosa (Denyer et al., 2003).

Aspectos Regionales

Denyer et al. (2003) reportan que puede alcanzar un espesor de hasta 50 m pero que también puede llegar a tener tan solo 1 o 2 m.

Edad y Paleontología

Esta compuesta de 2 niveles, Marshall (2000) realizó dataciones radiométricas y determinó que el nivel inferior tiene entre 100 000 y 200 000 años, el nivel superior tiene entre 60 000 y 125 000 años.

Génesis

Se formó como un depósito hiperconcentrado hasta un debris Flow (Campo II, 1997).

Formación Valle de El General

Estos depósitos fueron estudiados por diversos autores, Mora (1979) es quien le asigna el nombre Formación El General, identifica varias generaciones de abanicos, e indica que su tamaño disminuye para los depósitos más recientes.

Esta unidad aflora, en el área estudiada en las hojas cartográficas San Isidro, Repunta, Buenos Aires, General, Cabagra y Coto Brus.

Descripción

Los abanicos se componen de fanglomerados que contienen bloques de hasta 6 y 4 m en una matriz areno-limosa (Mora, 1979).

Los fanglomerados están compuestos por rocas intrusivas principalmente félsicas y andesitas porfídicas de grano medio a fino y rocas afaníticas máficas. Los componentes son angulares a subredondeados de tamaño granular a métrico, mal clasificados y dentro de una matriz de arena, limo y arcilla (M. Alán, 1983).

Aspectos Regionales

Mora (1979) describe que algunos sectores poseen altos grados de laterización bauxítica, además reportó espesores observables de 400 m.

Edad

Kesel (1983) le asigna edad Plio-Pleistocena. Con base en dataciones de carbono 14 en arcillas lacustres y confirma la edad Cuaternaria.

Génesis

Su origen es el producto de la erosión de la Cordillera de Talamanca durante los diferentes episodios de emplazamiento y el deshielo de los glaciares (Mora, 1979).

Lavas Neógeno Grupo Aguacate

Este grupo ha sido ampliamente estudiado y correlacionado con estudios a detalle desde el siglo XIX. Romanes (1912) nombra estas rocas como el Complejo Volcánico de los Montes del Aguacate / Serie del Aguacate. Seguidamente, Dengo y Chaverri (1951) recalcan el nombre de Complejo Volcánico Aguacate proporcionado por Schaufelberger. Los primeros análisis químicos son presentados por Weyl (1959). Hoffstetter, Dengo y Weyl (1960) ubican al Grupo Aguacate dentro de la Serie Volcánica Talamanca. Dengo (1962b) lo ubica en el rango temporal del Mioceno Superior al Plioceno y lo caracteriza con litologías como basaltos, andesitas, aglomerados y tobas. Malavassi (1967) lo caracteriza bajo el nombre de Formación Volcánica del Aguacate y estima un espesor de 1200 m. Castillo (1970) lo denota como Formación Aguacate.

Los estudios de tipo geoquímico, radiométrico y petrológico más relevantes son los de Sáenz y Coto (1971), Weyl y Pichler (1976), Bellon y Tournon (1978), Kussmaul, Paniagua y Gainza (1982) y Amos y Rogers (1983).

Se consideraron referencias anteriores a 1991, debido a que al estudio de Denyer y Arias (1991) representa un hito en la caracterización del Grupo Aguacate. Denyer y Arias (1991) establecen una estratigrafía definida a partir de la identificación de dos vulcanismos discordantes entre sí marcado en el límite Mioceno – Plioceno. La estratigrafía propuesta se compone de las formaciones La Cruz y Grifo Alto. En el presente estudio solo se reconoció la Formación La Cruz.

Formación La Cruz

Definida por Denyer y Arias (1991) para rocas toleíticas masivas hacia la parte superior de la secuencia sedimentaria del Valle Central. Alfaro (2017) separa la Unidad Lohmann de esta Formación según valores de tierras raras livianas.

En el presente estudio se identificó en las hojas cartográficas Buenos Aires, Cabagra, Candelaria, General, Repunta, Savegre y San Isidro.

Descripción

Denyer y Arias (1991) agrupan lavas principalmente basálticas y tobas, mientras que Alfaro (2017) y Alfaro et al. (2018) determinan que las lavas se encuentran asociadas a brechas volcánicas.

Denyer y Arias (1991), Alfaro (2017) y Alfaro et al. (2018) describen las lavas como basaltos y andesitas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y opacos, en una matriz intergranular con plagioclasa, piroxeno y opacos. Algunos minerales de alteración típicos son ceolitas, calcita, clorita azul y epidota.

Las brechas poseen bloques de composición volcánica y fragmentos de madera de hasta 35 cm en una matriz andesítica (Alfaro, 2017; Alfaro et al., 2018).

Aspectos regionales

Los mejores afloramientos dentro del área de estudio se ubican al oeste de los cerros Cuericí y en el cerro Buenavista (Alfaro, 2017; Alfaro, 2018).

Edad

Alfaro (2017) según reportes anteriores marca una edad variable entre 16,87 y 10,50 Ma.

Génesis

Las brechas volcánicas son producto de lavas que asimilaron rocas ajenas del sustrato o el conducto volcánico (Alfaro, 2017). Por otra parte las lavas se identifican como productos lávicos de rápido emplazamiento y fluidez (Denyer y Arias, 1991).

Formación Grifo Alto

Denyer & Arias (1991) definen y agrupan dentro de esta Formación las rocas ígneas emplazadas después del basculamiento en la Región Central de Costa Rica.

Descripción

Dentro de esta Formación se han descrito episodios efusivos y depósitos piroclásticos (Denyer & Arias, 1991). Los episodios efusivos se conforman de lavas andesíticas con clinopiroxeno y ortopiroxeno, sin embargo, también se reconocen basaltos y dacitas de forma aislada. Los depósitos piroclásticos llegan a tener gran espesor y se diferencian por la presencia de bloques lávicos y escoriáceos de orden decimétrico, que varían a tobas blancas.

Aspectos regionales, contactos y espesores

El estratotipo de esta Formación se considera el Tajo Grifo Alto (206500/494500) y un espesor mayor a 1 km (Denyer & Arias, 1991). Corresponde con una unidad ampliamente extendida dentro del territorio nacional, reconocida en la fila Costeña, montes del Aguacate, cordillera de Tilarán y en la llanura de San Carlos (Alvarado & Gans, 2012).

Edad y paleontología

En sitios dentro del área de estudio se dató esta Formación entre 8,7 y 2,97 Ma (Alvarado & Gans, 2012).

Génesis

Corresponde a un vulcanismo en la transición del eje magmático de Costa Rica, probablemente producto del choque de la cordillera del Coco con la fosa Mesoamericana (Denyer et al., 2014).

Hidrotermalismo

Representan zonas de la hoja cartográfica San Isidro donde se reconocieron rocas con fuertes grados de alteración tipificada con minerales como epidota, clorita y cuarzo; y sitios totalmente silicificados (Alfaro, 2017).

Grupo comagmático Talamanca

El Grupo Comagmático de Talamanca ha representado uno de los grandes retos de la geología en Costa Rica siendo de interés desde el siglo XIX. Gabb (1874) es el primero en realizar un cartografiado regional. Weyl (1956) llevo a cabo estudios de petrografía a detalle en cortes de la carretera interamericana sur y algunos pueblos cercanos. Dengo (1962) es el primero en delimitar seis stocks intrusivos y agruparlos bajo el nombre de Serie Comagmática de

Talamanca. Seguidamente se reconocen los estudios de Fisher y Pessagno (1965), ONU (1975), OEA (1977), Ballmann (1976) y Cities Service Minerals S.A. (1977), en los cuales se presentan reconocimientos geológicos de sitios específicos y mapas de detalle variable. El estudio de mayor detalle cartográfico de los intrusivos en Talamanca obtenido es el de SAMCOSA (Swiss Aluminium Mining of Costa Rica S.A., 1975) por Alfaro (2017). Sin embargo, reporta que la mayor parte de estos mapas no se encuentra disponibles.

A partir de los años setenta se comienzan a presentar investigaciones de índole geoquímica y petrológica acerca del Grupo Comagmático de Talamanca, nombre propuesto por Berrangé y Whittaker (1977) quienes realizan la primera datación de este grupo. Kussmaul (1987) lo denomina Serie Magmática Grupo Granito – Gabro Talamanca según un estudio petrográfico y cronoestratigráfico. Algunos estudios de índole geoquímica son los de Tournon (1984), Appel (1990), Drummond et al. (1995), Abratis (1998), Gräfe (1998), MacMillan et al. (2004) y Vogel et al. (2004) donde de estos resalta la conclusión de Drummond et al. (1995), donde proponen una variabilidad geológica alta, indicando que hubo un volcanismo efusivo contemporáneo y más reciente a la actividad plutónica.

Para finales de la primera década del siglo XXI se publicaron trabajos enfocados en la cartografía de la zona baja de la cordillera: Alvarado et al. (2009), Obando y Kussmaul, (2009), y Ulloa y Delgado, (2009). Además, se continuaron los estudios de tipo geoquímico y radiométrico: Gazel et al. (2009; 2011; 2015), Morell et al. (2012) y Morell (2015), y se presentan dos estudios de tipo geofísico como Lücke (2014) y Lücke y Arroyo (2016).

Los estudios más recientes de Alfaro (2017) y Alfaro et al. (2018) son en el margen pacífico y presentan una recopilación de los datos previamente mencionados y la comparación de estos con datos nuevos que permiten esclarecer una propuesta estratigráfica actualizada a los conceptos geológicos, geoquímicos, radiométricos y petrológicos actuales. La propuesta estratigráfica más reciente incluye: Unidad Lohmann, Formación La Cruz, Intrusivo de Talamanca, Stock Chirripó, Unidad Kámuk, Unidad Dúrika y Unidad Río Lori. La última unidad fuera del área de estudio.

Unidad Lohmann

Definida por Alfaro (2017) para agrupar rocas basálticas de afinidad toleítica y según su comportamiento en el diagrama de roca – condritos de Sun & McDonough (1989). Esta Unidad es mencionada por Cities Service Minerals (1977), Escalante (1978), Calvo (1987) y Wunsch (1987).

Es visible en las hojas cartográficas Buenos Aires, Cabagra, General y San Isidro.

Descripción

Alfaro (2017) describe coladas de lava o cuerpos hipoabisales grises a negros con fenocristales de plagioclasa y piroxeno expuestas en bloques irregulares. Petrográficamente las ubica como basaltos y andesitas con textura holocristalina porfirítica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y opacos.

Aspectos regionales

Alfaro (2017) establece como uno de sus mejores afloramientos la cima del cerro Lohmann. Además, la considera como parte de las rocas ígneas intercaladas en la Formación Pacacua.

Edad

Según reinterpretación de análisis geoquímicos y dataciones radiométricas de Denfant et al. (1992), Gazel et al. (2005) y Alvarado y Gans (2012), Alfaro (2017) diferencia esta Unidad de la Formación La Cruz y sugiere una edad de $21,61 \pm 1,08$ Ma.

Génesis

Alfaro (2017) propone una génesis intrusiva y/o subvolcánica.

Unidad Kámuk

Unidad definida por Alfaro (2017) para hacer referencia a lavas calcoalcalinas postintrusivas.

Esta Unidad se reconoce en las hojas cartográficas Cabagra y San Isidro.

Descripción

Andesitas y basaltos masivos a blocosos con textura afanítica porfirítica con fenocristales de plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno, ortopiroxeno y opacos en una matriz intergranular con plagioclasa, piroxeno y opacos (Alfaro, 2017).

Aspectos regionales

El estratotipo de esta Unidad es la cima del Cerro Kámuk (Alfaro, 2017). Alfaro et al. (2018) ubican a la Unidad Kámuk contemporánea a la Unidad Dúrika, ambas sobreyaciendo al Stock Chirripó y sobreyacidas por la Unidad Río Lori por edad.

Edad

Alfaro (2017) correlaciona esta unidad con las formaciones Paso Real y Grifo Alto a partir de datos e interpretaciones geoquímicas, por ende indica una edad Mioceno Superior-Plioceno.

Génesis

Corresponden a rocas subvolcánicas producto de criptodomas o cristalización somera (Alfaro, 2017).

Unidad Dúrika

Agrupadas por Alfaro (2017) para hacer referencia a rocas con tendencia alcalina en la cordillera de Tamanca.

Reconocida en las hojas cartográficas Buenos Aires y San Isidro.

Descripción

Andesitas gris oscuro a muy claro con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, biotita, clinopiroxeno y opacos; en una matriz intergranular a hialopilitica con microlitos de feldespato, biotita y opacos (Alfaro, 2017). Estas rocas evidencian alteración hidrotermal debido a la presencia de calcita, epidota, clorita azul, nontronita y ceolitas (Alfaro et al., 2018).

Aspectos regionales

El estratotipo propuesto es la cima del cerro Dúrika, aunque también aflora en los cerros Akó, Surí y Utyum (Alfaro, 2017). En cuanto a las relaciones estratigráficas Alfaro et al. (2018) las consideran similares a la Unidad Kámuk.

Edad

Alfaro et al. (2018) la ubica contemporánea a la Unidad Kámuk según sus relaciones estratigráficas.

Génesis

Rocas emplazadas como criptodomas y cuerpos subvolcánicos (Alfaro, 2017).

Intrusivos Neógeno

Formación Puerto Nuevo

Definida por Dengo (1962b), posteriormente Henningsen (1965) realizó análisis químicos en muestras de esta formación y posteriormente, Mora (1979) hace la primera representación en un mapa de la formación .

Esta unidad aflora, en el área estudiada en las hojas cartográficas Buenos Aires, General, y Changuena.

Descripción

Compuesta por diques, sills y un stock de composición gabrodiorítica que presentan colores gris oscuro a gris pardo oscuro (Mora, 1979). El autor describe que en la cercanía a los contactos y en los cuerpos pequeños es normal encontrar textura porfirítica lo que favorece la confusión de estas con andesitas y basaltos, también menciona que el metamorfismo de contacto es poco evidente, a diferencia del plegamiento y el cizallamiento por compresión.

Aspectos Regionales

Según Argüello et al. (2016) se encuentran *stocks* de hasta 50 m de ancho con contactos enfriados y *sills* con espesores que varían entre 3 y 35 m.

Edad

Se estima una edad de emplazamiento Mioceno Inferior o más joven, esto debido a que las rocas de esta edad y más antiguas se encuentran intruídas (Mora, 1979).

Génesis

Según Argüello et al. (2016) corresponden a la segunda fase de magmatismo toleítico al Sur de Costa Rica, manifestado por un episodio de debilidad cortical hace 14-11 millones de años.

Intrusivo de Talamanca

Estas rocas han sido ampliamente mencionadas desde Gabb (1874). Alfaro (2017) redefine esta unidad a los intrusivos del Mioceno Medio a Superior de la cordillera de Talamanca.

Esta unidad se visualiza en las hojas cartográficas Buenos Aires, Cabagra, Repunta y San Isidro.

Descripción

Se compone de rocas intrusivas zonadas, donde hacia la parte inferior de la cordillera de Talamanca se facilita la visualización de monzonitas, monzonitas cuarzosas y monzodioritas, y hacia la parte superior se identifican gabros, dioritas y tonalitas (Alfaro, 2017).

Aspectos regionales

Algunos de los sitios más representativos de esta unidad son al norte de Buenos Aires, en Tres Colinas y los cerros Akó, Apri, Chirripó y Echandi (Alfaro, 2017). Alfaro et al. (2018) según su propuesta estratigráfica establecen que esta unidad sobryace a las formaciones La Cruz y Curré, y a areniscas y lutitas estratificadas. A su vez, se encuentra sobreyacida por la Formación Paso Real, el Stock de Chirripó y las unidades Dúrika y Kámuk.

Edad

Alfaro et al. (2018) a partir de la recopilación de datos geocronológicos le otorgan una edad entre 12,5 y 7,5 Ma.

Génesis

Se trata de intrusiones epizonales de temperatura variable entre 805 y 860°C ubicados a profundidades someras (entre 5 y 3 km; Drummond et al., 1995; Gräfe, 1998).

Stock Chirripó

Delimitado por Alfaro (2017) para rocas plutónicas de edad más reciente que el Intrusivo de Talamanca.

En este estudio se identificó esta unidad en la hoja cartográfica San Isidro.

Descripción

Weyl (1957) reporta monzodioritas cuarzosas y Abratis (1998) tonalitas según geoquímica. Alfaro (2017) identificó leucogabros cuarzosos con hornblenda verde y basaltos o andesitas basálticas de textura afírica a afanítica porfirítica con fenocristales de plagioclasa y opacos.

Aspectos regionales

Alfaro (2017) propone como estratotipo la cima del macizo Chirripó. Según la propuesta estratigráfica de Alfaro et al. (2018) esta unidad corresponde a un evento posterior al Intrusivo de Talamanca y ulterior al Stock Chirripó se emplazaron los basaltos y andesitas de las unidades Dúrika y Kámuk.

Edad

Presenta una edad de $7,81 \pm 0,31$ Ma según la recopilación de datos radiométricos y la correlación litológica de estudios anteriores (ONU, 1975; de Boer et al., 1995; Drummond et al., 1995; Ulloa y Delgado, 2010).

Génesis

Eventos intrusivos en la cima del cerro Chirripó.

Eventos piroclásticos del Cuaternario

Ignimbrita Surubres

Definida como una unidad informal por Denyer et al. (2003) y correlacionada con una ignimbrita referenciada por Madrigal (1970).

Esta unidad solo fue reconocida en la hoja cartográfica Barranca.

Descripción

Es un depósito piroclástico con clastos de biotita, anfíbol, plagioclasa, líticos no reconocibles, *fiammes* y pómez amarillas en una matriz vidriosa bien soldada (Denyer et al., 2003).

Aspectos regionales

Su estratotipo es visible sobre el río Surubres (473950/215500 LN) con un espesor máximo de 15 m (Denyer et al., 2003). En cuanto a las relaciones estratigráficas Denyer et al.

(2003) establecen que esta unidad se ubica subyaciendo a las formaciones Tigre y Esparta, su contacto inferior no ha sido identificado. Además, presumen mediante la edad asignada que esta ignimbrita es sobreyacida por las formaciones Tivives, Orotina y Tiribí y sobreyace a la Formación Punta Carballo y el Grupo Aguacate.

Edad

Según correlación estratigráfica Denyer et al. (2003) interpretan una edad entre 2 y 1,4 Ma.

Génesis

Producto de erupciones volcánicas explosivas (Denyer et al. 2003).

Formación Orotina

Definida por Dengo (1961) y redefinida por Denyer et al. (2003) agrupan varios flujos piroclásticos según los conceptos petrográficos, geoquímicos y petrológicos de Pérez (2000) y Marshall (2000).

En el presente estudio solo fue reconocida en la hoja cartográfica Barranca.

Descripción

Pérez (2000) reconoce una ignimbrita gris celeste con clastos de *fiammes* de obsidiana, escoria, pómez amarilla, plagioclasa y piroxenos en una matriz fina.

Aspectos regionales

Presenta un espesor visible de 42 m (Pérez, 2000). Algunos afloramientos representativos son los cauces de los ríos Jesús María y Machuca (Dengo, 1961), y la quebrada Honda de la hoja Río Grande (Pérez, 2000). Sobreyace a las formaciones Punta Carballo y el Grupo Aguacate y es sobreyacida por las formaciones Tigre, Tiribí y Esparta (Denyer et al., 2003).

Edad

Marshall (2000) dató esta formación en 0,4 Ma mediante dataciones radiométricas.

Génesis

Se reconoce como un depósito producto del emplazamiento y posterior litificación de diferentes flujos piroclásticos (Denyer et al., 2003).

Depósitos de Avalancha Ardiente / Formación Tiribí

Autores como Alfaro (1913), Schaufelberger (1931), Crosby (1945) y Dengo y Chaverri (1951) hacen mención a la presencia de tobas en el Valle Central. Sin embargo, Williams (1952) es el primero en denominar esta toba como Depósitos de Avalancha Ardiente y Fernández (1968) la define como Formación Tiribí.

Este trabajo ubica esta Formación en la hoja cartográfica Barranca.

Descripción

Dentro de la hoja Barranca es descrita como ignimbritas grises con *fiammes* y pómez negras, y líticos no reconocibles (Denyer et al., 2003).

Esta es correlacionada por Denyer et al. (2003) a la litofacies tipo Valle Central de Pérez (2000). Caracterizada como una toba con *fiammes* de obsidiana y lavas. Al microscopio presenta *fiammes* de vidrio pardo oscuro, líticos y cristaloclastos de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos.

Aspectos regionales

El estratotipo de esta Formación se ubica en la planta eléctrica Electronia (Fernández, 1968). En el área de estudio sobreyace a las Formaciones Punta Carballo, Tivives y Orotina (Denyer et al., 2003). Presenta un espesor de 100 m (Denyer et al., 2003).

Edad

Pérez (2000) recopila y analiza las dataciones existentes de esta Formación, donde determina una edad promedio de 330 ka.

Génesis

Depósito de un flujo piroclástico encañonado a través del valle del río Grande de Tárcoles y que rellenó un sistema fluvial meándrico previo (Pérez, 2000; Marshall, 2000; Denyer et al., 2003).

Depósitos recientes

Dentro de esta unidad se agrupan depósitos de playa arenosa, depósitos coluviales, manglares, terrazas aluviales y depósitos aluviales.

Depósitos de Playa Arenosa

La interacción de los aluviones en costeros al contacto con el mar, en general presentan el desarrollo de playas arenosas. Al ser un sistema muy dinámico y controlado por los levantamientos costeros (tectónica) y los cambios del nivel del mar, es muy difícil estimar su contacto real, y deberían hacerse estudios específicos en cada sitio para poder determinar sus características específicas. En los mapas geológicos se ha hecho una estimación de su extensión, más desde un punto de vista conceptual que de contacto verificado.

Depósitos Coluviales

Corresponde con depósitos cuaternarios poco consolidados, producto de la acción de la gravedad en sitios de fuerte pendiente. Su origen es local, producto de la alteración *in situ* de las rocas y posterior transporte como derrubios de ladera. Frecuentemente están asociados a masas inestables. Su composición depende de la roca de la que proceden, estando formados por fragmentos angulares y heterométricos, generalmente de tamaño grueso, englobados en una matriz limo arcillosa. Su espesor suele ser escaso, aunque puede ser muy variable. La resistencia de estos materiales es baja, sobre todo en la zona de contacto con el sustrato rocoso, y cuando se desarrollan altas presiones intersticiales como consecuencia de lluvias intensas, se derrumban. Generalmente son brechas de bloques de diferente tamaño, llegando a ser métricos y flotando en una matriz areno-arcillosa. Sus propiedades son muy variables dependiendo de la granulometría y la constitución litológica. Su continuidad es sumamente irregular.

Depósitos Aluviales

Son materiales transportados y depositados por el agua. Su tamaño varía desde la arcilla hasta las gravas gruesas, cantos y bloques. Las facies más gruesas presentan redondeamiento. Se distribuyen en forma estratiforme, con cierta clasificación, variando mucho su densidad. Su distribución está controlada por los cauces del drenaje actual y valles fluviales, llanuras y abanicos aluviales, terrazas y paleocauces. Producen suelos muy anisotrópicos en su distribución, sus propiedades están estrechamente relacionadas con la granulometría. Su continuidad es irregular, pudiendo tener altos contenidos en materia orgánica en determinados medios. La permeabilidad depende de la granulometría y generalmente presentan un nivel freático alto.

En general no presentan un gran espesor, alcanzando valores altos de alrededor de 50 m.

Terrazas aluviales

Corresponden con materiales de tamaño variable transportados y depositados por agua a la orilla de los cauces de los ríos. Su composición varía según las rocas circundantes a donde se encuentran y la capacidad de arrastre de los cauces de los ríos. Algunas pueden ser disectadas por erosión y otras están colgadas por el rompimiento de niveles base de ríos (Obando y Kussmaul, 2009; Denyer et al., 2014). Su espesor es variable y depende de las condiciones de geodinámica externa actuales de cada sitio.

Conclusiones y recomendaciones

La recopilación bibliográfica realizada para el presente informe permitió desarrollar los *Mapas litológicos aplicados a la Hidrogeología* y permitirá desarrollar en una siguiente etapa sus perfiles asociados.

Primeramente con el desarrollo de los mapas geológicos a escala 1:50.000, para la etapa 2019 del proyecto, se abarcaron las hojas cartográficas: Barranca, Buenos Aires, Cabagra, Candelaria, Changena, Coronado, Coto Brus, Dominical, Dota, General, Herradura, Parrita, Quepos, Piedras Blancas, Repunta, Savegre, San Isidro, Tárcoles y Terraba.

A partir de los mapas geológicos se reconocen 38 unidades geológicas divididas según el tipo de roca en lavas, intrusivos, calizas, rocas sedimentarias, eventos piroclásticos y depósitos recientes.

Referencias bibliográficas

- Abratis, M. (1998). *Geochemical variations in magmatic rocks from southern Costa Rica as a consequence of Cocos Ridge subduction and uplift of the Cordillera de Talamanca*. (Doctoral dissertation, Verlag nicht ermittelbar).
- Alán, A. (1998). *Estudio Geológico de Filablanca y Comunidad Palma, Cantón de Coto Brus, Pacífico Sur, Provincia de Puntarenas*. (Informe Campaña Geológica). San José.
- Alán, M. (1983). *Geología y Estudio de Lateritas en el extremo noroeste del Valle del General, Costa Rica*. Universidad de Costa Rica.
- Alfaro, G. (1913). Comprobaciones geológicas. *Boletín de Fomento Costa Rica*, 1(2), 123-131.
- Alfaro, A. (2017). *Caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas ígneas en el sector Pacífico de la cordillera de Talamanca, Costa Rica*. Universidad de Costa Rica (Tesis de Licenciatura).
- Alfaro, A., Denyer, P., Alvarado, G. E., Gazel, E., & Chamorro, C. (2018). Estratigrafía y petrografía de las rocas ígneas en la Cordillera de Talamanca, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 58, 7–36. <https://doi.org/10.15517/rgac.v58i0.32669>
- Alvarado, G. E., Barquero, R., Taylor, W., López, A., Cerdas, A., & Murillo, J. (2009). Geología de la hoja General, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 40, 97–107.
- Alvarado, M. E. (1982). *Estudios sedimentológicos en la Formación Pacacua (Mioceno, Costa Rica)*. Universidad de Costa Rica.
- Alvarado, G. E., & Gans, P. B. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. *Revista Geológica de America Central*, 46, 7–122.
- Appel, H. (1990). *Geochemie und K/Ar-Datierung on Magmatiten in Costa Rica, Zentralamerika*. (Tesis de Doctorado), Universidad de Mainz.
- Argüello, A., Arrieta, F., Arroyo, M., Blanco, J., Brenes, M., Carmona, S., ... Vega, J. (2016). *Geología de un sector de la Fila Costeña (Puntarenas, Costa Rica)* (Informe Campaña Geológica). San José.
- Arias, O. (2000). *Geología y petrología magmática del Bloque Herradura (Cretácico Superior – Eoceno, Costa Rica)*. (Tesis de Doctorado), UNIL-Universite de Lausanne.
- Astorga, A. (1987). *El Cretácico Superior y el Paleógeno de la vertiente pacífica de Nicaragua meridional y Costa Rica septentrional: origen, evolución y dinámica de las cuencas profundas relacionadas al margen convergente de Centroamérica*. (Tesis de Licenciatura), Universidad de Costa Rica.
- Auboin, J., Azema, J., Carfantan, J. C., Rangin, C., Tardy, M. & Tournon, J., 1982: The Middle America Trench in the geological Framework of Central America. *Washington: Initials Report DSDP*, 67, 747-755.
- Ávila, G. (1985). *Geología de Punta Leona, cerros Chiquero y alrededores*. (Informe de Campaña Geológica). San José.
- Azéma, J., Burgois, J., Tournon, J., Baumgartner, P. O., & Desmet, A. (1985). L'Orogène pré-sénnonien supérieur de la marge pacifique du Costa Rica (Amérique Centrale). *Bulletin Société Géologique de France*, 1(2), 173-179.

- Ballman, P. (1976). Eine geologische Traverse des Ostteils der Cordillera de Talamanca, Costa Rica (Mittelamerika). *Neues Jahrbuch Geologische und Paläontologische Mitteilungen*, 502-512.
- Barboza, G., Barrientos, J., & Astorga, A. (1995). Tectonic evolution and sequence stratigraphy of the Central Pacific Margin of Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 18, 46–63.
- Baumgartner, P. O. (1984). El complejo ofiolítico de Nicoya (Costa Rica): Modelos estructurales analizados en función de las edades de los Radiolarios (Calloviense a Santoniense). *Manual de geología de Costa Rica*, 1, 115-123.
- Baumgartner, P. O., Mora, C. R., Buterling, J., Sigal, J., Glacon, G., Azéma, J., & Bourgois, J. (1984). Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral Pacífico de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 1, 57–136.
- Baumgartner, P. O. (1987). Tectónica y sedimentación del Cretácico superior en la zona pacífica de Costa Rica (América Central). El Cretácico de México Y America Central. *Actas Facultad de Ciencias de la Tierra*, 2, 251-260.
- Baxter, S. (1975). *Geología de una parte de las hojas Esparta y Tivives*. (Informe de Campaña Geológica). San José.
- Beccaluva, L., Chinchilla-Chaves, A. L., Coltorti, M., Giunta, G., Sienna, F., & Vaccaro, C. (1999). Petrological and structural significance of the Santa Elena-Nicoya ophiolitic complex in Costa Rica and geodynamic implications. *European Journal of Mineralogy*, 11(6), 1091-1107.
- Bellon, H., & Tournon, J. (1978). Contribution de la geochronometrie K-Ar a l'etude du magmatisme de Costa Rica, Amerique Centrale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(6), 955-959.
- Berrangé, J. P. & Wittaker, J. E. (1977). *Reconnaissance Geology of the Tapantí Quadrangle, Talamanca Cordillera, Costa Rica*. Londres: Institute of Geological Sciences, Overseas Division.
- Bolz, A., & Calvo, C. (2003). Nuevos datos bioestratigráficos y sedimentológicos sobre el origen del Complejo Básico de Quepos, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 28, 31–45.
- Bourgois, J., Azema, J., Baumgartner, P. O., Tournon, J., Desmet, A., & Aubouin, J. (1984). The geologic history of the Caribbean-Cocos plate boundary with special reference to the Nicoya ophiolite complex (Costa Rica) and DSDP results (Legs 67 and 84 off Guatemala): A synthesis. *Tectonophysics*, 108(1-2), 1-32.
- Calvo, G. (1987). *Geología del macizo de Chirripó, cordillera de Talamanca, Costa Rica*. (Inf. Camp. Geol.), San José.
- Campo II. (1997). *Propuesta estratigráfica para la Formación Punta Carballo (Mioceno) y su relación con la cobertura volcánica (Plio-Pleistoceno), Pacífico Central, Costa Rica* (Informe del curso Geología de Campo II). San José.
- Campo II. (1998). *Estratigrafía de las formaciones Plio-pleistocénicas de la hoja Barranca, Puntarenas, Costa Rica*. (Informe del curso Geología de Campo II). San José.
- Campos, L. (2001). *Geology and Basins History of Middle Costa Rica: An Intraoceanic Island Arc in the Convergence Between the Caribbean and the Central Pacific Plates*. University of Tuebingen.

- Castillo, R. (1969). Geología de los mapas básicos de Abra y parte de Río Grande, Costa Rica. Informes técnicos y notas geológicas. *Ministerio de Industria y Comercio, Dirección de Geología, Minas y Petróleo*, 33(1–40).
- Castillo, M. (1970). Geología del mapa básico Río Grande Costa Rica. Informes técnicos y notas geológicas. *Ministerio de Industria y Comercio, Dirección de Geología, Minas y Petróleo*, 9(39).
- Castillo, M. (1988). *Estudio geológico del área comprendida entre Quebrada Grande y quebrada Achiote, cantón de Acosta, provincia de San José*. (Informe de Campaña Geológica). San José.
- Cervantes, J. (1985). *Estudio geológico de la zona de Tárcoles y alrededores, provincia de Puntarenas, Costa Rica*. (Informe de Campaña Geológica). San José.
- Cities Service Minerals S.A. (1977). Geologic map Talamanca Cordillera, Province of Limon (incluye las hojas Río Banano, Siola, Namaki, Sukut, Telire, Estrella, Kamuk, Durika, Matama y Chirripó). (Informe Interno). San José.
- Crosby, I. B. (1945). Geología del cañón del río Virilla, en la Meseta central occidental de Costa Rica. *Boletín Técnico del Departamento Nacional de Agronomía*, 45, 1-19.
- Bellon, H., De Boer, J., Bordelon, M., Defant, M., Drummond, M., Mann, P. I., & Maury, R. (1995). Cenozoic magmatic phases of the Costa Rican island arc (Cordillera de Talamanca). *Geological Society of America Special Paper*, 35-citation_lastpage.
- Defant, M. J., Jackson, T. E., Drummond, M. S., De Boer, J. Z., Bellon, H., Feigenson, M. D., ... & Stewart, R. H. (1992). The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview. *Journal of the Geological Society*, 149(4), 569-579.
- Dengo, G. & Chaverri, G. (1951). Reseña geológica de la región Sudoeste de la Meseta Central de Costa Rica. *Revista de la Universidad de Costa Rica*, 5, 313-326.
- Dengo, G. (1961). *Notas sobre la Geología de la parte central del litoral pacífico de Costa Rica* (No. Informe Semestral de Julio a Diciembre 1960). San José.
- Dengo, G. (1962a). *Estudio geológico de la región de Guanacaste, Costa Rica*. (I. del I. Geográfico, Ed.). San José.
- Dengo, G. (1962b). Tectonic-igneous sequence in Costa Rica. In *Petrologic Studies* (pp. 132–160). Geologic Society of America. <https://doi.org/https://doi.org/10.1130/Petrologic.1962.133>
- Denyer, P., Montero, W., Soto, G., Quezada, A., Leandro, L., Pérez, C., & Rodríguez, D. (1987). Geología y tectónica de la margen oriental del golfo de Nicoya, Costa Rica. *Ciencia y Tecnología*, 11(2), 17-31.
- Denyer, P., Aguilar, T., & Alvarado, G. E. (2003). Geología y estratigrafía de la hoja Barranca, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 29, 105–125.
- Denyer, P., & Arias, O. (1991). Estratigrafía de la Región Central de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 12, 1–59.
- Denyer, P. & Baumgartner, P.O. (2006). Emplacement of Jurassic-Lower Cretaceous radiolarites of the Nicoya Complex (Costa Rica). *Geológica Acta*, 4(1-2), 203-218.
- Denyer, P., Baumgartner, P.O. & Gazel, E. (2006). Characterization and tectonic implications of Mesozoic-Cenozoic oceanic assemblages of Costa Rica and Western Panama. *Geológica Acta*, 4(1-2), 219-235.

- Denyer, P., & Gazel, E. (2009). The Costa Rican Jurassic to Miocene oceanic complexes: Origin, tectonics and relations. *Journal of South American Earth Sciences*, 28(4), 429–442. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.04.010>
- Denyer, P., Aguilar, T., & Montero, W. (2014). *Cartografía Geológica de la península de Nicoya, Costa Rica*. (G. Fonseca, Ed.) (Percy Denyer). San José: Editorial UCR.
- Drummond, M. S., Bordelon, M., De Boer, J. Z., Defant, M. J., Bellon, H., & Feigenson, M. D. (1995). Igneous petrogenesis and tectonic setting of plutonic and volcanic rocks of the Cordillera de Talamanca, Costa Rica-Panama, Central American arc. *American Journal of Science*, 295(7), 875.
- Duncan, R. A. & HARGRAVES, R.B. (1984). Plate-tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame. The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. En: bonini, W.E, Hargraves & Shagam, R. (Eds.): The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. *Geological Society of America, Memoir 162*, 81-93.
- Durán, P. (2013). *Estudio vulcano-estructural y sedimentario del Mélange en el Promontorio de Quepos, Pacífico Central, Costa Rica*. Universidad de Costa Rica.
- Escalante, G. (1978). *Mapa geológico preliminar del área suroeste de Costa Rica (Cordillera de Talamanca y zonas adyacentes)*. Escala 1: 200 000. CASTILLO, R., Geología de Costa Rica: una sinópsis, Editorial UCR.
- Fernández, M. (1968). Las unidades hidrogeológicas y los manantiales de la vertiente norte de la cuenca del río Virilla. (Informe técnico), San José.
- Fisher, S. & Pessagno, E. (1965). Upper Cretaceous strata of northwestern Panamá. *Bulletin of AAPG*, 49(4), 433-444.
- Frisch, W., Meschede, M., & Sick, M. (1992). Origin of the Central American ophiolites: Evidence from paleomagnetic results. *Geological Society of America Bulletin*, 104(10), 1301-1314.
- Gabb, W. (1874). On the Geology of the Republic of Costa Rica, año 1874. Transcripción de LÜCKE, O. H., GUTIÉRREZ, V. & SOTO, G., 2007 [del original del manuscrito de la biblioteca del U.S. Geological Survey, bajo la signatura 203(386)Gg20]. *Revista Geológica de América Central*, 37, 103-118.
- Galli-Olivier, C. (1977). Edad de emplazamiento y periodo de acumulación de la ofiolita de Costa Rica. *Rev. Ciencia Tecnol., Univ. Costa Rica*, 1, 81-86.
- Galli-Olivier, C. (1979). Ophiolite and island-arc volcanism in Costa Rica. *Geological Society of America Bulletin*, 90(5), 444-452.
- Gazel, E., Alvarado, G. E., Obando, J., & Alfaro, A. (2005). Geología y evolución magmática del arco de Sarapiquí, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 32, 13-31.
- Gazel, E., Carr, M. J., Hoernle, K., Feigenson, M. D., Szymanski, D., Hauff, F., & van den Bogaard, P. (2009). Galapagos-OIB signature in southern Central America: Mantle refertilization by arc-hot spot interaction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(2).
- Gazel, E., Hoernle, K., Carr, M. J., Herzberg, C., Saginor, I., Van den Bogaard, P., ... & Swisher III, C. (2011). Plume-subduction interaction in southern Central America: Mantle upwelling and slab melting. *Lithos*, 121(1-4), 117-134.
- Gazel, E., Hayes, J. L., Hoernle, K., Kelemen, P., Everson, E., Holbrook, W. S., ... & Calvert, A. J. (2015). Continental crust generated in oceanic arcs. *Nature Geoscience*, 8(4), 321.
- Granados, R., & Aguilar, T. (1983). Geopaleontología de la cuenca baja del río Savegre, Costa

- Rica. *Brenesia*, 21, 229–260.
- Gräfe, K. (1998). Exhumation and thermal evolution of the Cordillera de Talamanca (Costa Rica): constraints from fission track analysis, ^{40}Ar - ^{39}Ar , and ^{87}Rb - ^{87}Sr chronology. *Inst. und Museum für Geologie und Paläontologie*.
- Gursky, H. J., Schmidt-Effing, R., Strebin, M., & Wildberg, H. (1982). The ophiolite sequence in northwestern Costa Rica (Nicoya complex): outlines of stratigraphical, geochemical, sedimentological, and tectonical data. In Congreso Latinoamericano de Geología. V. *Actas (Vol. 3)*.
- Gursky, H. J. (1990). Radiolarian petrographic preservation types in Jurassic to lower Tertiary cherts of Costa Rica. *Marine Micropaleontology*, 15(3-4), 249-263.
- Gursky, H. J., Gursky, M., Schmidt-Effing, R., & Wildberg, H. (1984). Karten zur Geologie von Nordwest-Costa Rica (Mittelamerika) mit Erläuterungen. *Geologica et Palaeontologica*.
- Gursky, M. M. (1988). Análisis tectónico de la Península de Nicoya (Costa Rica) y su significado para el desarrollo estructural-geodinámico de América Central meridional. *Revista Geologica de America Central* 8, 19-75.
- Hauff, F., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Alvarado, G., & Garbe-Schönberg, D. (2000). Age and geochemistry of basaltic complexes in western Costa Rica: Contributions to the geotectonic evolution of Central America. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(5).
- Hauff, F., Hoernle, K., Schmincke, H. U., & Werner, R. (1997). A Mid Cretaceous origin for the Galapagos hotspot: volcanological, petrological and geochemical evidence from Costa Rican oceanic crustal segments. *Geologische Rundschau*, 86(1), 141-155.
- Henningsen, D. (1965). La Fila Costeña del Pacífico en Costa Rica, su posición dentro del Sistema Montañoso Centroamericano Meridional. San José.
- Herrera, D. (1985). *Estudio geológico de la zona comprendida entre el pueblo Quebrada Ganado y cerros Chiquero, provincial de Puntarenas*. (Informe de Campaña Geológica). San José.
- Hoernle, K., Van Den Boogard, P., Werner, R., Lissina, B., Hauff, F., Alvarado, G. E., & Garbe-Schönberg, D. (2002). Missing history (16-71 Ma) of the Galápagos Hotspot: Implications for the tectonic and biological evolution of the Americas. *Geology*, 30(9), 795–798.
- Hoernle, K., Hauff, F., & van den Bogaard, P. (2004). 70 my history (139–69 Ma) for the Caribbean large igneous province. *Geology*, 32(8), 697-700.
- Hoffstetter, R. (1960). *Costa Rica: Lexique Stratigraphique International, vol. 5. Fascicule II-a, Amerique Central, Centre National de la Recherche Scientifique*, Paris, 225-306.
- Kesel, R. H. (1983). Quaternary History of the Río General Valle, Costa Rica. *Research Reports, National Geographic Society*, 15, 339–358.
- Kuijpers, E. (1979). La Geología del Complejo Ofiolítico de Nicoya, Costa Rica. *Instituto Geográfico Nacional*, 25, 15-75.
- Kuijpers, E. P. (1980). The geologic history of the Nicoya Ophiolite Complex, Costa Rica, and its geotectonic significance. *Tectonophysics*, 68(3-4), 233-255.
- Kussmaul, S., Paniagua, S., & Gainza, J. (1982). Recopilación, clasificación e interpretación petroquímica de las rocas ígneas de Costa Rica. *Instituto Geográfico Nacional Informe Semestral julio–diciembre*, 28, 17-79.

- Kussmaul, S. (1987). Petrología de las rocas intrusivas neógenas de Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 7, 83-111.
- Laurito, C. (1988). *Análisis sedimentológico de las Formaciones El Fraile, en la costa suroeste de Nicaragua, Carmen y Punta Carballo, en la costa Pacífica de Costa Rica* (Doctoral dissertation, Tesis Lic. Esc. Centroamer. Geología, Universidad de Costa Rica, San Pedro).
- Laurito, C. (2004). Ictiofauna de la Formación Punta Judas, Mioceno Medio, Provincia de Puntarenas, Costa Rica. *Brenesia*, 62, 57–74.
- Leandro, C. (1985). *Geología del cerro Rincón Vellaco, valle de Herradura y alrededores*. (Informe de Campaña Geológica). San José.
- Linkimer, L. & Aguilar, T. (2000). *Estratigrafía sedimentaria*. En Denyer, P., & Kussmaul, S. (2000). *Geología de Costa Rica*. Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- Lücke, O. H. (2014). Moho structure of Central America based on three-dimensional lithospheric density modelling of satellite-derived gravity data. *International Journal of Earth Sciences*, 103(7), 1733-1745.
- Lücke, O. H., & Arroyo, I. G. (2015). Density structure and geometry of the Costa Rican subduction zone from 3-D gravity modeling and local earthquake data. *Solid Earth*, 6(4), 1169-1183.
- Lundberg, N. (1982). Evolution of the slope landward of the Middle America Trench, Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Geological Society, London, Special Publications*, 10(1), 131-147.
- Mac Donald, D. F. (1920). Informe final geológico y geográfico de Costa Rica. *Revista Costa Rica, San José*.
- MacMillan, I., Gans, P. B., & Alvarado, G. (2004). Middle Miocene to present plate tectonic history of the southern Central American Volcanic Arc. *Tectonophysics*, 392(1-4), 325-348.
- Malavassi, E. (1961). Some Costa Rican larger foraminiferal localities. *Journal of Paleontology*, 498-501.
- Malavassi, E. (1967). *Informe geológico de la hoja Candelaria*. (Informe Interno). San José.
- Madrigal, R. (1970). Geología del mapa básico “Barranca”, Costa Rica. *Informe Técnico y Notas Geológicas, Dirección de Geología, Minas y Petróleo*, 9(37), 1–59.
- Marshall, J. (2000). *Active tectonics and Quaternary landscape evolution across the western Panama block, Costa Rica, Central America*. Pennsylvania State University.
- Marshall, J. S., Idleman, B. D., Gardner, T. W., & Fisher, D. M. (2003). Landscape evolution within a retreating volcanic arc, Costa Rica, Central America. *Geology*, 31(5), 419-422.
- Matamoros, R. (2010). *Evaluación Hidrogeológica del acuífero Parrita, Pacífico Central de Costa Rica*. Universidad de Costa Rica.
- Meschede, M., & Frisch, W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296(3-4), 269-291.
- Meschede, M., & Frisch, W. (1994). Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Central American ophiolites. *Profil* 7, 71-85.
- Mora, S. (1979). *Estudio geológico de una parte de la región sureste del Valle de El General, Provincia de Puntarenas, Costa Rica*. Universidad de Costa Rica.

- Morell, K. D., Kirby, E., Fisher, D. M., & Soest, M. (2012). Geomorphic and exhumational response of the Central American Volcanic Arc to Cocos Ridge subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4).
- Morell, K.D. (2015). Late Miocene to recent plate tectonic history of the southern Central America convergent margin. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, DOI: 10.1002/2015GC005971.
- Obando, J. (1983). *Geología de la zona del “Peñón de Arío”, “Quebrada Carmen”, Quebrada Negro y alrededores. Provincia de Puntarenas, Costa Rica.* (Informe Campaña Geológica), San José.
- Obando, L. G., & Kussmaul, S. (2009). Geología de la hoja Buenos Aires, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 41, 123-136.
- OEA, (1978). *Diagnóstico del sector minero.* (Informe Interno), San José.
- ONU, (1975). *Proyecto de investigación minera, Talamanca, Costa Rica.* (Informe Interno), Nueva York.
- Pérez, W. (2000). Vulcanología y petroquímica del evento ingimbrítico del Pleistoceno Medio (0,33 M.a.) del Valle Central de Costa Rica. Universidad de Costa Rica.
- Pizarro, D. (1993). Los pozos profundos perforados en Costa Rica: Aspectos litológicos y bioestratigráficos. *Rev. Geol. Amér. Central*, 15, 81-85.
- Ramirez, N. (1998). *Geología integral de los alrededores del poblado de Jabillo, Zona sur de Costa Rica* (Informe Campaña Geológica). San José.
- Roberts, R.J. (1944). Manganese deposits in Costa Rica. *United States Geological Survey Bulletin*, 935, 387-414.
- Romanes, J. (1912). IV.—Geological Notes on the Peninsula of Nicoya, Costa Rica. *Geological Magazine*, 9(6), 258-265.
- Sapper, K. (1905). Gebirgsbau und Boden des südlichen Mittelamerika. *Justus Perthes en Gotha*, 151:1-82.
- Sáenz, R. & Coto, Q.A. (1971). Análisis químicos, rocas ígneas de Costa Rica. *Informe técnico de notas geológicas*, 46, 23.
- Schaufelberger, P. (1931). Costa Rica. San José: Imprenta y Litografía Universal.
- Schmidt-Effing, R. (1979). Alter und Genese des Nicoya-Komplexes, einer ozeanischen Paläokruste (Oberjura bis Eozän) in südlichen Zentralamerika. *Geol. Rundschau*, 68(2), 457-494.
- Schmidt-Effing, R. (1980). Rasgos fundamentales en la historia del Complejo de Nicoya (América Central Meridional). *Brenesia*, 18, 231-252.
- Schmidt-Effing, R. (1980). Radiolarien der Mittel-Kreide aus dem Santa Elena-Massiv von Costa Rica. Mid-cretaceous radiolaria from the Santa Elena massif of Costa Rica. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie. Abhandlungen.*, 160(2), 241-257.
- Sears, J.D. (1919). Deposits of manganese ore in Costa Rica and Panamá. *Bulletin United States Geological Survey*. 710c, 61-91.
- Seyfried, H., Sprechmann, P., & Aguilar, T. (1985). Sedimentología y paleoecología de un estuario del litoral pacífico del Istmo Centroamericano primordial (Mioceno Medio, Costa Rica). *Revista Geológica de América Central*, 3, 1–68.
- Sick, M. (1989). *Paleomagnetism of the Ophiolite Complexes from the Southern Middle American Landbridge (Costa Rica and Western Panama):* 3 Tab (Doctoral dissertation).

- Sinton (1996). *A tale of two large igneous provinces: geochronological and geochemical studies of the North Atlantic Volcanic Province and the Caribbean Oceanic Plateau*. (Tesis de doctorado, Oregon State University).
- Sinton, C. W., Duncan, R. A., & Denyer, P. (1997). Nicoya Peninsula, Costa Rica: A single suite of Caribbean oceanic plateau magmas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7), 15507-15520.
- Sojo, D., Denyer, P., Gazel, E., & Alvarado, G. E. (2017). Geología del cuadrante Tapantí (1:50 000), Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 56, 83–116.
- Soto, G. (1985). *Estudio geológico entre La Pita y río Camaronal, provincia de Puntarenas y San José*. (Informe Campaña Geológica), San José.
- Sprechmann, P., Astorga, A., Calvo, C., & Fernández, A. (1994). Stratigraphic chart of the sedimentary basin of Costa Rica, Central America. *Profil*, 7, 427–433.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313-345.
- Tournon, J. (1984). *Magmatismes du Mésozoïque à l'actuel en Amérique Centrale: L'exemple de Costa Rica, Des Ophiolites aux Andésites*. (Tesis de Doctorado), Université Pierre et Marie Curie.
- Ulloa-Carmioli, A., & Delgado-Segura, C. E. (2010). *Características geoquímicas y mineralogía de las rocas magmáticas del flanco Pacífico Central de la Cordillera de Talamanca: implicaciones para la evolución de una corteza continental*. (Tesis de Licenciatura), Universidad de Costa Rica.
- Vogel, T. A., Patino, L. C., Alvarado, G. E., & Gans, P. B. (2004). Silicic ignimbrites within the Costa Rican volcanic front: Evidence for the formation of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 226, 149–159.
- Webber, B. N. (1942). Manganese deposits of Costa Rica, Central America. *Amer. Inst. Min. Metallurg. Eng., Techn. Publ*, 1445, 339-345.
- Weyl, R. (1956). Excursiones geológicas en Costa Rica, partes 1, 2 y 3. *Informe trimestral, Instituto Geográfico Nacional*, 18-53.
- Weyl, R. (1957). *Contribución a la geología de la Cordillera de Talamanca de Costa Rica (Centro America)*. Instituto Geográfico de Costa Rica.
- Weyl, R. (1959). Contribución al conocimiento de las rocas magmáticas de Costa Rica. *Informe trimestral, Instituto Geográfico Nacional*, 19-23.
- Weyl, R. & Pichler, H. (1976). Magmatism and crustal evolution in Costa Rica (Central America). *Publicación Geológica ICAITI*, 5, 56-70.
- Wildberg, H. G. (1984). Der Nicoya-Komplex, Costa Rica, Zentralamerika: Magmatismus und Genese eines polygenetischen Ophiolit-Komplexes. *Verein d. Geologie-Studenten in Münster*.
- Wildberg, H. G. (1987). High level and low level plagiogranites from the Nicoya ophiolite complex, Costa Rica, Central America. *Geologische Rundschau*, 76(1), 285-301.
- Wildberg, H. & Baumann, A. (1987). Composición de isótopos de Sr de las rocas magmáticas del Complejo Ofiolítico de Nicoya, Costa Rica, América Central. *Instituto de Colaboración Científica*, 18-24.

- Williams, H. (1952). Volcanic history of the Meseta Central Occidental, Costa Rica. *Geological Sciences* 29(4), 145-180.
- Wunsch, O. (1987). *Geologie gebiet Chirripó*. (Mapa geológico escala 1:12 500), Berlín.
- Žáček, V., Vorel, T., Kycl, P., Huapaya, S., Mixa, P., Grygar, R., ... & Ševčík, J. (2012). Geología y estratigrafía de la hoja 3246-ii miramar, costa rica. *Revista Geológica de América Central*, 47, 7-54.

Archivos digitales

Mapas digitales

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Barranca

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Buenos Aires

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Cabagra

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Candelaria

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Coronado

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Coto Brus

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Dominical

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Dota

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – General

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Herradura

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Parrita

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Quepos

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Piedras Blancas

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Repunta

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Savegre

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – San Isidro

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Tárcoles

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Térraba

Mapa de acuíferos con pozos calificados según matriz CIPS – Belén

Shapefiles

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Barranca

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Buenos Aires

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Cabagra

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Candelaria

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Coronado

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Coto Brus

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Dominical

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Dota

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – General

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Herradura

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Parrita

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Quepos

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Piedras Blancas

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Repunta

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Savegre

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – San Isidro

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Tárcoles

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Térraba

Mapa de acuíferos con pozos calificados según matriz CIPS – Belén

Mapas impresos

Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Barranca
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Buenos Aires
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Cabagra
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Candelaria
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Coronado
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Coto Brus
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Dominical
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Dota
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – General
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Herradura
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Parrita
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Quepos
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Piedras Blancas
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Repunta
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Savegre
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – San Isidro
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Tárcoles
Mapa litológico aplicado a la hidrogeología – Térraba