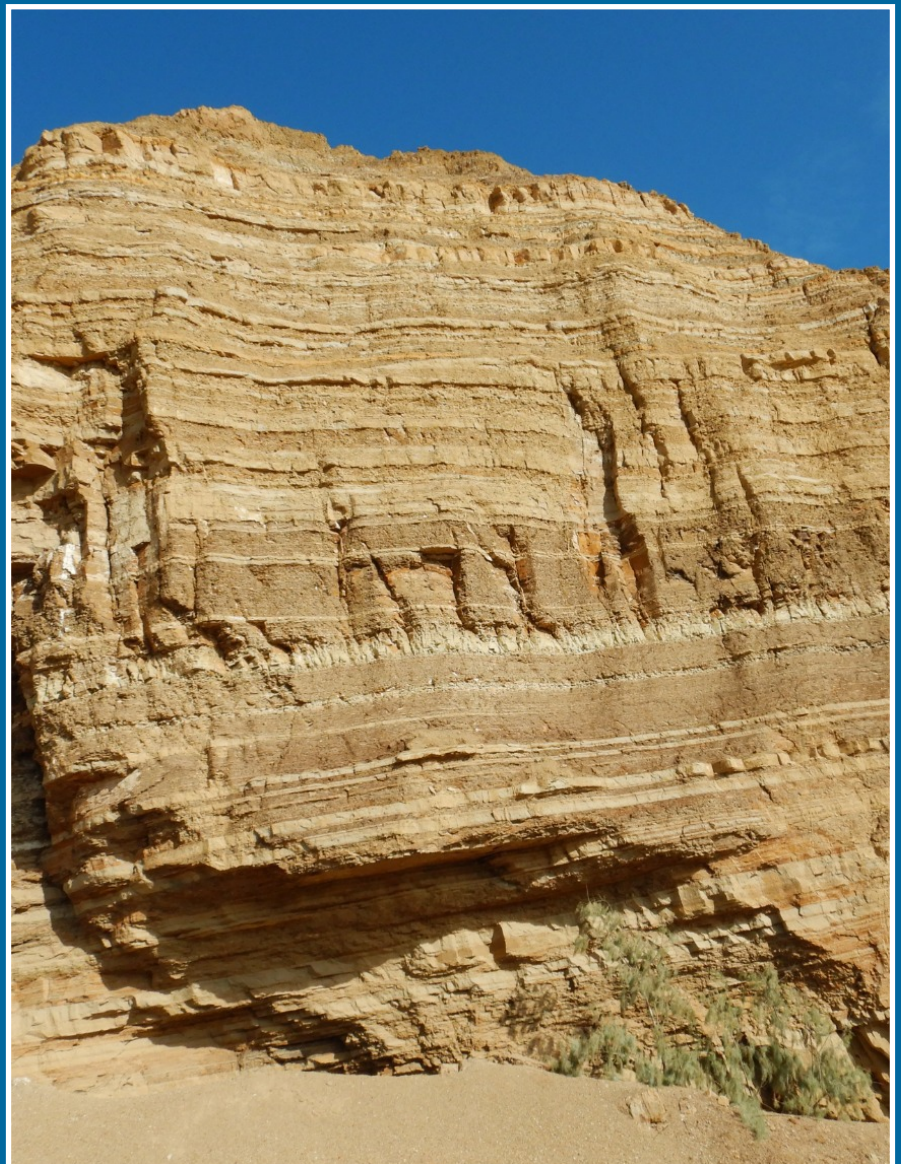


**INGEMMET, Boletín Serie D: Estudios Regionales
N° 40**



**Geoquímica Orgánica del Cretácico de la
Cuenca Talara**

**Lima, Perú
2023**



INGEMMET, Boletín Serie D: Estudios Regionales
N° 40

Geoquímica Orgánica del Cretácico de la Cuenca Talara

Dirección de Geología Regional

Equipo de Investigación:

Fredy Jaimes Salcedo
Kiko Valencia Cárdenas

Lima, Perú
2023

Geoquímica Orgánica del Cretácico de la Cuenca Talara
INGEMMET, Boletín Serie D: Estudios Regionales
N° 40

Hecho el Depósito Legal en la Biblioteca Nacional del Perú N° 2023-03507

Nombre del autor(es). "Esta es una obra colectiva"

Razón Social: Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (INGEMMET)
Domicilio: Av. Canadá N° 1470, San Borja, Lima, Perú
Primera edición, mayo de 2023

© INGEMMET

Presidente Ejecutivo: Henry Luna Córdova.

Gerente General: Esteban Mario Bertarelli Bustamante.

Comité Editor: César Chacaltana Budiel, Carlos Miranda Vargas.

Dirección encargada del estudio

Dirección de Geología Regional: César Chacaltana Budiel.

Unidad encargada de edición

Unidad de Relaciones Institucionales: Carlos Miranda Vargas.

Revisión Técnica: Rildo Rodríguez Mejía.

Revisor Externo: Darwin Romero Fernández.

Corrección gramatical y de estilo: Ana Bravo Hernández.

Diagramación: Erick Rodríguez Zelada.

Fotografía de la carátula: Intercalación de areniscas y lutitas de la Formación Mirador en la quebrada Charanal (UTM: 501838, 9473654).

Referencia bibliográfica

Jaimes, F. & Valencia, K. (2023) - Geoquímica orgánica del cretácico de la cuenca Talara. *INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Regionales*, 40, 161 p., 1 mapa.

Publicación disponible en libre acceso en el Repositorio Institucional del INGEMMET. La utilización, traducción y creación de obras derivadas de la presente publicación están autorizadas, a condición de que se cite la fuente original ya sea contenida en medio impreso o digital y no se haga uso con propósitos comerciales <https://repositorio.ingemmet.gob.pe>.

Los términos empleados en esta publicación y la presentación de los datos que en ella aparecen, son de exclusiva responsabilidad del equipo de investigación.

Contenido

RESUMEN.....	5
ABSTRACT.....	7
CAPÍTULO I.....	9
INTRODUCCIÓN.....	9
1.1 ANTECEDENTES.....	9
1.2 OBJETIVOS.....	10
1.3 AGRADECIMIENTOS.....	10
CAPÍTULO II.....	11
GENERALIDADES.....	11
2.1 UBICACIÓN Y ACCESO.....	11
2.2 CLIMA Y VEGETACIÓN.....	13
2.3 VEGETACIÓN.....	13
2.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	14
CAPÍTULO III.....	15
CONTEXTO GEOLÓGICO.....	15
3.1 PALEOZOICO (CUENCA TALARA NORTE Y SUR).....	21
3.1.1 Formación Cerro Negro.....	21
3.1.2 Formación Chaleco de Paño.....	21
3.1.3 Formación Cerro Prieto.....	22
3.1.4 Formación Palaus.....	22
3.1.5 Unidad Puesto Figueroa.....	24
3.1.6 Unidad Quebrada Cotrina.....	24
3.1.7 Unidad Higueros.....	24
3.2 MESOZOICO (CUENCAS TALARA Y LANCONES).....	25
3.2.1 Formación Gigantal (Albiano inferior).....	25
3.2.2 La Formación Pananga (Albiano inferior).....	25
3.2.3 La Formación Muerto (Albiano).....	25
3.2.4 Formación Huamisa (Albiano superior Cenomaniano).....	26
3.2.5 Formación Jahuay Negro (Cenomaniano superior Turoniano).....	26
3.2.6 Formación Encuentros (Turoniano).....	26
3.2.7 Formación Tablones-Sandino (Campaniano inferior).....	26
3.2.8 Formación La Mesa (Campaniano).....	26
3.2.9 Formación Tortuga (Campaniano).....	27
3.2.10 Formación Pazul (Maastrichtiano–Daniano).....	27
3.2.11 Formación Redondo (Campaniano-Maastrichtiano).....	27
3.3 CENOZOICO.....	27
3.3.1 Ciclo A del Campaniano al Paleoceno.....	28
3.3.2 Ciclo B de la primera mitad del Eoceno inferior.....	28
3.3.3 Ciclo C de la segunda mitad del Eoceno inferior.....	28

3.3.4	Ciclo D del Eoceno medio	29
3.3.5	Ciclo E del Eoceno superior	30
3.4	CENOZOICO (CUENCA PROGRESO)	30
3.5	CENOZOICO (CUENCA LANCONES)	31
3.5.1	Formación Miramar (Mioceno superior)	31
3.5.2	Formación Tambogrande	31
CAPÍTULO IV	35
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA	35
CAPÍTULO V	41
GEOQUÍMICA ORGÁNICA DE ROCAS DE LA CUENCA TALARA	41
5.1	BASES TEÓRICAS	41
5.1.1	Geoquímica Orgánica	41
5.1.2	Definición de roca madre o roca generadora	41
5.1.3	Kerógeno	41
5.1.4	Caracterización de la roca madre o roca generadora	43
5.1.5	Biomarcadores o marcadores biológicos	47
5.2	TRABAJOS ANTERIORES SOBRE LA GEOQUÍMICA DE LA CUENCA TALARA	48
5.3	CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LA FORMACIÓN MUERTO: ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y DISTRIBUCIÓN REGIONAL.....	49
5.4	CANTIDAD DE MATERIA ORGÁNICA EN LA FORMACIÓN MUERTO	50
5.5	CALIDAD DE MATERIA ORGÁNICA	53
5.6	MADUREZ TÉRMICA DE LA MATERIA ORGÁNICA	54
5.7	CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LA FORMACIÓN REDONDO: ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y DISTRIBUCIÓN REGIONAL.....	57
5.8	CANTIDAD DE MATERIA ORGÁNICA	58
5.9	CALIDAD DE MATERIA ORGÁNICA	61
5.10	MADUREZ TÉRMICA DE LA MATERIA ORGÁNICA	62
CONCLUSIONES	65
RECOMENDACIONES	67
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	69
ANEXOS	73
RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES	85

RESUMEN

La cuenca Talara se ubica en el noroeste del Perú y tiene una dimensión aproximada de 360 km de largo y 80 km de ancho, y un área de 32 120 km². Limita por el este con los flancos de la cadena montañosa de los cerros de Amotape, su prolongación hacia el sur con los cerros Paita e Illescas, y por el norte, con la cuenca Tumbes–Progreso.

El clima en la región es, en general, cálido y húmedo con un ecosistema de montañas y desiertos como el de Sechura.

Estratigráficamente, el área de las Montañas de la Brea en la cuenca Talara presenta como basamento rocas metamórficas como esquistos micáceos, cuarcitas y pizarras de la Formación Cerro Negro (Devónico–Pensilvaniano); cuarcitas, pizarras argiláceas de la Formación Chaleco de Paño (Misipiano); calizas fosilíferas, areniscas cuarzosas y conglomerados de la Formación Cerro Prieto (Pensilvaniano); calizas, areniscas, limolitas, conglomerados y lutitas de la Formación Palaus (Pensilvaniano). En las Montañas de Amotape y los macizos de Paita e Illescas afloran pizarras y esquistos de la Unidad Puesto Figueroa (Devónico); filitas esquistosas, metaarenitas de la Unidad Quebrada Cotrina (Devónico); y migmatitas y granitoides migmatíticos de la Unidad Higuerón (Triásico medio a superior).

El Mesozoico en la cuenca Talara está representado por calizas de la Formación Pananga (Albiano inferior) y calizas micríticas negras con olor a hidrocarburo de la Formación Muerto (Albiano). Estas dos últimas unidades se prolongan a la cuenca Lancones, donde aflora toda la secuencia Mesozoica que inicia con conglomerados, areniscas cuarzosas y delgados niveles de lutitas de la Formación Gigantal (Aptiano-Albiano); calizas fosilíferas de la Formación Pananga (Albiano inferior), y calizas negras bituminosas con manchas de petróleo de la Formación Muerto (Albiano). Las formaciones Pananga y Muerto se prolongan a la cuenca Talara. Luego se tiene lutitas negras y areniscas con slumps de la Formación Huasimal (Valanginiano-Aptiano); areniscas feldespáticas intercaladas con limo-arcillas de la Formación Jahuay Negro en Perú (Cenomaniano superior-Turoniano); alternancia de areniscas, limos de ambiente turbidítico correspondientes a la Formación Encuentros (Cenomaniano inferior); conglomerados y areniscas cuarzosas de la Formación Tablones (Campaniano-Maastrichtiano); lutitas

con nódulos calcáreos de la Formación Pazul (Maastrichtiano-Daniano); y conglomerados y lutitas de la Formación Redondo (Campaniano-Maastrichtiano).

El Cenozoico está comprendido por areniscas tobáceas abigarradas de la Formación Miramar (Mioceno superior) y conglomerados con cenizas de la Formación Tambogrande (Neógeno).

El Meso-Cenozoico está relleno por secuencias fluvio-deltaicas del Campaniano al Eoceno superior, definidas en cinco ciclos de sedimentación (A, B, C, D y E), de secuencias grano creciente y progradación fluvial. El ciclo A del Campaniano al Paleoceno, inicia con conglomerados y sedimentos finos de la Formación Redondo y turbiditas de la Formación Malpaso. El Paleoceno, que cierra el ciclo A, inicia con limos, areniscas de ambiente prodelta de la Formación Balcones. El Ciclo B de la Primera Mitad del Eoceno inferior inicia con conglomerados de la Formación Basal Salina, areniscas de la Formación San Cristóbal, y conglomerados fluviales de la Formación Mogollón. El ciclo C, concordante sobre el ciclo B, inicia con conglomerados y limos de la Formación Óstrea, limos de la Formación Palegreda, conglomerados con troncos fosilizados de la Formación Pariñas, y conglomerados de la Formación Echinocyamus. El Ciclo D del Eoceno medio está compuesto por conglomerados, areniscas, limolitas y arcillas del Grupo Talara. El ciclo E inicia al norte de la cuenca con areniscas y conglomerados de la Formación Chira, limos y arcillas de la Formación Verdún concordante con la Formación Pozo de areniscas y limolitas. Otras unidades no consideradas dentro de estos ciclos lo conforman areniscas tobáceas de la Formación Mirador; lutitas, calizas y margas de la Formación Cone Hill; y cerca al límite con la cuenca Progreso afloran la Formación Carpitás y la Formación Miramar.

El Pleistoceno, que forma parte de la cuenca Tumbes, está constituido por areniscas, conglomerados con contenido de carbón y concreciones ferruginosas de la Formación Máncora; areniscas, lutitas de la Formación Heath; lutitas marrones, lentes de areniscas y lutitas bentónicas de la Formación Zorritos; y areniscas de la Formación Cardalitos.

Estructural y tectónicamente, la cuenca Talara corresponde a una cuenca de antearco asociada a una zona de subducción donde se registran varios eventos tectónicos importantes como: la fase neo-Herciniana de carácter compresivo; la tectónica nevadiana (pre-Cretácico/Cretácico), que provocó el levantamiento y erosión regional; la tectónica de la fase peruana (Cretácico superior) donde se produce un intenso fracturamiento que evidencia el levantamiento de varias zonas de la cuenca; la tectónica del pre-Eoceno, que fue dominada por un sistema de extensión; y la tectónica de la fase Inca (Eoceno medio), evidenciada por el relleno de las partes bajas. Durante el Mioceno se depositan sedimentos al sur de la cuenca. Actualmente se produce extensión continua generalizada y algo de contracción localizada.

Geoquímicamente, se determinó la cantidad de materia orgánica de la Formación Muerto y la Formación Redondo. El contenido TOC entre 1.0 % y 2.00 % de peso indica una roca madre buena; de 1 % a 5 % roca madre muy buena que corresponde a la Formación Muerto; y valores 0.5 % a 1.0 % de peso indica una roca madre regular o moderada para la Formación Redondo. En el mapa de tendencia de materia

orgánica de la Formación Muerto, se observa un incremento con un rango regular hacia el oeste, entre el norte de Talara y el norte de Paita, y para la Formación Redondo el incremento es hacia el oeste, entre Lobitos y el sur de Paita, también con rango de regular. La calidad de la materia orgánica fue evaluada mediante de relaciones de datos de pirólisis Rock-Eval, donde la gran mayoría de kerógenos presentes en las formaciones Muerto y Redondo de las cuencas Talara, Lancones y Laguna, Negritos y una parte de la bahía de Sechura es principalmente tipo I y II, mientras que en el resto sería del tipo II. El potencial de generación de las rocas es variable. Se encuentran principalmente distribuidas entre rocas madre de la Formación Muerto, como buenas a regulares, y como moderadas a pobres en la Formación Redondo. Los valores de madurez térmica de la materia orgánica sugieren termalmente maduras en lo que se denomina ventana de petróleo tanto en la Formación Muerto como en la Formación Redondo, excepto en la zona de Lagunitos. El análisis de Reflectancia de Vitrinita (Ro) para la Formación Muerto varía en un rango de 0.45 % - 1.0 % y de 0.45 % – 1.3 % para la Formación Redondo. En ambos casos indica una zona inmadura tardía.

ABSTRACT

The Talara basin is located in the Northwest of Peru, which has an approximate dimension of 360 km long and 80 km wide and an area of 32,120 km², limited to the east by the flanks of the mountain chain of the hills of Amotape and its extension to the south to the Paita and Illescas hills, to the north it limits with the Tumbes - Progreso basin.

The climate in the region is generally hot and humid with an ecosystem of mountains and deserts such as Sechura.

Stratigraphically, the area of the La Brea Mountains in the Talara basin has metamorphic rocks such as micaceous schists, quartzites and shales from the Cerro Negro Formation (Devonian - Pennsylvania) as its base; quartzites, argillaceous shales of the Vestian Cloth Formation (Mississippi); fossiliferous limestones, quartz sandstones and conglomerates of the Cerro Prieto Formation (Pennsylvanian); Limestones, sandstones, siltstones, conglomerates and shales of the Palau Formation (Pennsylvania). In the Amotape Mountains and the Paita and Illescas massifs slate and schists emerge from the Figueroa Post Unit (Devonian); schistose phyllites, metarenites from the Quebrada Cotrina Unit (Devonian); migmatites, migmatitic granitoids from the Higuero Unit (Middle to Upper Triassic).

The Mesozoic in the Talara basin is represented by limestones from the Pananga Formation (lower Albian); Black micritic limestones with a hydrocarbon odor from the Muerto Formation (Albian): These last two units extend to the Lancones basin, where the entire Mesozoic sequence outcrops that begins with conglomerates, quartz sandstones and thin levels of shales of the Gigantal Formation (Aptian - Albian); Fossiliferous limestones from the Pananga Formation (lower Albian), black bituminous limestones with oil slicks from the Muerto Formation (Albian). The Pananga and Muerto formations extend to the Talara Basin; then there are black shales and sandstones with slumps from the Huasimal Formation (Valanginian - Aptian); feldspathic sandstones interspersed with silt-clays from the Jahuay Negro Formation in Peru (Upper Cenomanian - Turonian); alternating sandstones, silts of turbiditic environment corresponding to the Encuentros Formation (lower Cenomanian); conglomerates and quartz sandstones of the Tablones Formation (Campanian - Maastrichtian); shales with calcareous nodules from the Pazul Formation (Maastrichtian - Danian); conglomerates and shales of the Redondo Formation (Campanian-Maastrichtian).

The Cenozoic, is comprised of variegated tuff sandstones of the Miramar Formation (upper Miocene); conglomerates with ash from the Tambogrande Formation (Neogene).

The Meso-Cenozoic is filled by fluvio-deltaic sequences from Campanian to Upper Eocene, defined in five sedimentation cycles (A, B, C, D, E), with increasing grain sequences and fluvial progradation. Cycle A from Campanian to Paleocene begins with conglomerates and fine sediments of the Redondo Formation; turbidites from the Malpaso Formation. The Paleocene, which closes cycle A, begins with silts, sandstones with a pro-delta environment from the Balcones Formation. Cycle B of the First Half of the Lower Eocene begins with conglomerates of the Basal Salina Formation; sandstones of the San Cristobal Formation; Fluvial conglomerates of the Mogollón Formation. The concordant cycle C on the cycle B, begins by conglomerates and silts of the Ostrea Formation, silts of the Palegreda Formation; conglomerates with fossilized trunks from the Pariñas Formation; conglomerates of the Echinocyamus Formation. Cycle D of the middle Eocene is composed of conglomerates, sandstones, siltstones and clays of the Talara Group. Cycle E begins to the north of the basin with sandstones and conglomerates of the Chira Formation; Silts and clays of the Verdún Formation concordant with the Pozo Formation of sandstones and siltstones. Other units not considered within these cycles are made up of the tobaceous sandstones of the Mirador Formation; Shales, limestones and marls of the Cone Hill Formation and near the limit with the Progreso Basin, outcrops the Carpitás Formation and the Miramar Formation.

The Pleistocene that is part of the Tumbes basin, consists of sandstones, conglomerates with carbon content and ferruginous concretions of the Máncora Formation; sandstones, shales of the Heath Formation; brown shales, sandstone lenses, and benthic shales from the Zorritos Formation; sandstones of the Cardalitos Formation.

Structurally and tectonically, the Talara basin corresponds to an ante-arc basin associated with a subduction zone, where several important tectonic events are recorded, such as the Neo-Hercynian phase of a compressive nature. Nevadian tectonics (pre-Cretaceous / Cretaceous), which caused uplift and regional erosion. The tectonics of the Peruvian phase (Upper

Cretaceous) where there is an intense fracturing that shows the uplift of several areas of the basin. Pre-Eocene tectonics that was dominated by an extension system. The tectonics of the Inca phase (Middle Eocene) evidenced by the filling of the lower parts. During the Miocene, sediments were deposited to the south of the basin. Currently there is a continuous generalized extension and some localized contraction.

Geochemically, the amount of organic matter in the Muerto Formation and the Redondo Formation was determined. The TOC content between 1.0 and 2.00% weight indicates a good source rock and 1 to 5% very good source rock that corresponds to the Muerto Formation and values 0.5 to 1.0% weight indicate a regular or moderate source rock for the Redondo Formation. In the organic matter trend map of the Muerto Formation, it shows an increase towards the west between the north of Talara and the north of Paita with a regular range and for the Redondo Formation

the increase is towards the west between Lobitos and the south of Paita with regular rank. The quality of organic matter was evaluated through rock eval pyrolysis data relationships, where the vast majority of kerogens present in the Muerto and Redondo Formations of the Talara, Lancones and Laguna basins, Negritos and a part of Sechura Bay respectively it is mainly Type I and II, while in the rest it would be Type II. The generation potential of the rocks is variable, being mainly distributed among the source rocks of the Muerto Formation as good to fair and moderate to poor in the Redondo Formation. The thermal maturity values of the organic matter suggest thermally mature in what is called the oil window in both the Muerto Formation and the Redondo Formation, except in the Lagunitos zone. The Vitrinite (Ro) Reflectance analysis for the Muerto Formation varies in a range of 0.45 -1.0% and 0.45 - 1.3% for the Redondo Formation, indicating in both cases a late immature zone.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

A pesar de la importancia económico-energética que tiene la cuenca Talara, cuya producción acumulada de hidrocarburos supera los 1500 millones de barriles de petróleo y 2 billones de pies cúbicos de gas natural a partir de la producción de muchos campos de petróleo y gas, se conoce poco de la(s) roca(s) madre(s) que han generado dichos hidrocarburos. Ello debido a que existen escasos pozos que perforaron unidades estratigráficas con características geoquímicas ideales y/o comprobadas de roca madre o generadora. También, debido a la restricción de datos de geoquímica orgánica a nivel regional, ya sea por el mismo motivo, pocos pozos perforando roca generadora, o porque no se ha planificado hasta ahora un estudio completo sobre ello que implique una evaluación geoquímica más compleja y detallada e incluya trabajos de nuevos muestreos sobre afloramientos de rocas de superficie.

Los trabajos publicados que mencionan o incluyen evaluaciones de geoquímica orgánica no involucran toda la cuenca y por ello, las potenciales rocas generadoras no están rigurosamente documentadas. Estos pocos trabajos anteriores fueron revisados con el objetivo de preparar una base de datos de las unidades cretácicas de la cuenca Talara y, sobre dicha información, evaluar la importancia en cuanto a cantidad y calidad de materia orgánica de las posibles rocas generadoras cretácicas, así como su estado de madurez térmica. Para ello, dicha información ha sido recopilada en una base de datos sobre la cual se preparó diagramas interpretativos, referidos al contenido de carbono orgánico total (TOC), datos de pirólisis Rock-Eval y mediciones de reflectancia de vitrinita (Ro).

Los trabajos anteriores revisados tienen orígenes y niveles de complejidad diferentes. Van desde simples estudios analíticos sobre unas pocas muestras hasta informes con mayor detalle que incluyen algunas decenas de muestras de rocas y petróleos, además de también incluir datos y análisis de rocas cenozoicas que no son objeto del presente informe.

Fildani et al. (2005) publicó un trabajo basado en análisis geoquímico de rocas y análisis de biomarcadores sobre 6 extractos de fluidos de rocas y 30 muestras de petróleo recolectadas, donde se concluye que la Formación Heath del Oligoceno generó la mayor parte del petróleo de la cuenca Talara.

Sin embargo, esta interpretación considera hipótesis complejas como una migración desde un depocentro ubicado al norte (cuenca Tumbes) hacia los reservorios del Eoceno Talara antes de que las barreras estructurales se hicieran efectivas, lo cual implicaría una migración lateral muy extensa y no explicaría el petróleo comercial en altos muy recientes como toda el área de Negritos, y otros altos estructurales actuales.

Por otra parte, existen algunos trabajos anteriores que consideran a la Formación Redondo del Cretácico Superior como una Roca Madre efectiva en la cuenca, sobre la base de estudios geoquímicos de pirólisis Rock-Eval, petrografía orgánica de rocas y algunos análisis de biomarcadores sobre muestras de petróleo.

El presente boletín corresponde a una evaluación de geoquímica orgánica de las formaciones Muerto y Redondo del Cretácico, basada en análisis de muestras de rocas de afloramientos y pozos perforados en la cuenca, integrada con la cartografía geológica actualizada de los cuadrángulos involucrados en el área de estudio. Esta se viene realizando mediante el proyecto GR96A "Geología de la cuenca Talara" desde el año 2021 y forma parte de los proyectos de la Dirección de Geología Regional del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico (Ingemmet).

Se incluyen mapas temáticos, mapas geológicos, mapas de propiedades geoquímicas a escala 1:250 000, así como la base de datos mencionada. Esta última fue organizada con la información y el detalle pertinente de las muestras de roca, sobre cuya base se realizó la evaluación geoquímica correspondiente a las unidades geológicas cretácicas correspondientes a la Formación Redondo y la Formación Muerto. Ambas son consideradas como posibles rocas generadoras de hidrocarburos de la cuenca Talara.

1.1 ANTECEDENTES

La cuenca Talara fue motivo de numerosos estudios de investigación geológica, principalmente por compañías petroleras en busca de petróleo desde el siglo XIX, habiéndose llevado a cabo un intenso programa de exploración cuyos resultados son conocidos. La información geológica de estos

estudios ha sido reservada, quedando muchos trabajos inéditos en los archivos de las compañías petroleras. Sin embargo, mucha información de estas investigaciones se encuentra en los archivos de Perupetro. Entre los trabajos más resaltantes y pioneros publicados cabe mencionar los siguientes: “Desarrollo Geológico del Noroeste del Perú durante el Mesozoico” por Fischer (1956); “Estudio Geológico Preliminar de la Región Sullana-Lancones” por Chalco (1955); “Geología del Noroeste del Perú” compilación INGEMMET (1979); “Geología de los cuadrángulos de Bayóvar, Sechura, La Redonda, Punta La Negra, Lobos de Tierra, Las Salinas y Mórrope”, por Caldas et al. (1980); “Geología de los cuadrángulos de Las Playas, La Tina, Las Lomas, Ayabaca, San Antonio, Chulucanas, Morropón, Huancabamba, Olmos y Pomahuaca”, por Reyes y Caldas (1987); y “Geología de los cuadrángulos de Paita, Piura, Talara, Sullana, Lobitos, Quebrada Seca, Zorritos, Tumbes y Zarumilla”, por Palacios (1994).

La perforación en la cuenca Talara se inició a fines del siglo XIX. A fines de la mitad del siglo XX, las empresas activas fueron la Compañía Petrolera Lobitos, la Compañía Petrolera Fiscal y Exxon's International Petroleum Company hasta 1970.

IPC adquirió la mayor parte de las “Concesiones Lima” de la Compañía Petrolera Lobitos en los años 50. La petrolera estatal Petróleos del Perú S. A. (Petroperú S. A.) se hizo cargo de las operaciones tanto de exploración, perforación y extracción como de refinamiento, distribución y mercadeo en tierra en el noroeste de Perú a principios de los años 70. Petroperú abandonó el negocio de la exploración, perforación y extracción de hidrocarburos en los años 90. OXY también operó varios campos de petróleo en tierra entre 1978 y 1996.

La mayor producción proviene exclusivamente de la costa afuera (mar) de la cuenca Talara y la menor, de pequeños campos en tierra de la cuenca Tumbes.

Los viejos campos en tierra estaban compartimentados como unidades de producción más pequeñas en los años 80 y 90 y actualmente los bloques: X, VI, VII, I, V, II, XV, IX, IV, III son operados por varias compañías petroleras, incluyendo el bloque costa afuera Z-2B, y bloque XIV en tierra de la cuenca Tumbes.

La extensión costa afuera (mar) de la cuenca Talara ha estado en exploración y producción desde los años 70 como la primera operación costa afuera (mar) en América del Sur. Belco Petroleum Corporation originalmente operaba costa afuera de la cuenca Talara; Petromar S. A. lo siguió desde finales de los 80 y Petrotech Peruana S. A. desde mediados de los 90. La sísmica 2D total asciende a 12 004 km de 2D y 1584 km de sísmica 3D.

Savia Perú S. A. (antes Petrotech Peruana S. A.) tiene actualmente la única operación de producción de hidrocarburos costa afuera en Perú en el Bloque Z-2B y posee una licencia de exploración sin producción en el Bloque Z-6 en la cuenca sur de Talara.

1.2 OBJETIVOS

Los objetivos están relacionados a las aplicaciones de información que van desde los aspectos científicos y técnicos hasta las exploraciones de los recursos geológicos de hidrocarburos. Sin embargo, el objetivo más importante es poner en conocimiento la Geoquímica Orgánica de Rocas Generadoras de la Cuenca Talara, nuevas áreas potenciales para futuras exploraciones de yacimientos de hidrocarburos. Esta información se pone a disposición de científicos y exploradores.

1.3 AGRADECIMIENTOS

Nuestro profundo agradecimiento a las personas que colaboraron en la realización del presente boletín y a quienes ayudaron en los trabajos. También, a quienes participaron activamente en las labores de la redacción del presente boletín y, en especial, a Anthony Quilca Huanca por participar en las labores finales de este manuscrito.

CAPÍTULO II

GENERALIDADES

2.1 UBICACIÓN Y ACCESO

La cuenca Talara está ubicada en el noroeste del Perú (figura 2.1). Es una cuenca de antearco de rumbo NO-SE. Mide aproximadamente 360 km de largo y 80 km de ancho, tiene un área aproximada de 32 120 km². Tectónicamente está localizada en un margen continental activo, cercano a la zona de subducción de la placa de Nazca, contra la placa sudamericana y en un ambiente tectónico extensional.

La cuenca Talara limita hacia el este por los flancos de la cadena montañosa de los cerros de Amotape y su prolongación hacia

el sur hacia los cerros de Paita e Illescas; hacia el norte limita estructuralmente con la cuenca Tumbes-Progreso a través del sistema de fallas transcurrentes Dolores-Guayaquil, por el sur se prolonga mar adentro hacia el sur de los cerros de Illescas y por el oeste se prolonga en mar hacia la fosa Perú-Chile.

Es accesible por la carretera asfaltada de la Panamericana Norte que va desde la ciudad de Lima y se desarrolla muy cerca del litoral peruano. Los centros poblados más importantes del área son Paita, Talara y El Alto.

Coordenadas del Área de Estudio				
Geográficas	Longitud Oeste		Latitud Sur	
		81° 25' 57"	80° 40' 29"	04° 08' 37"
UTM (WGS-84, ZO- NA17S)	Este		Norte	
	452000		9542000	
	536000		9542000	
	536000		9352000	
	452000		9352000	

Los trabajos en la zona de estudio fueron realizados en el Sistema Geodésico Mundial del año 1984 (WGS 1984),

proporcionando la información en cuadrículas cada 8 km en zona 17 sur del esferoide internacional, (WGS-84, zona 17 sur).

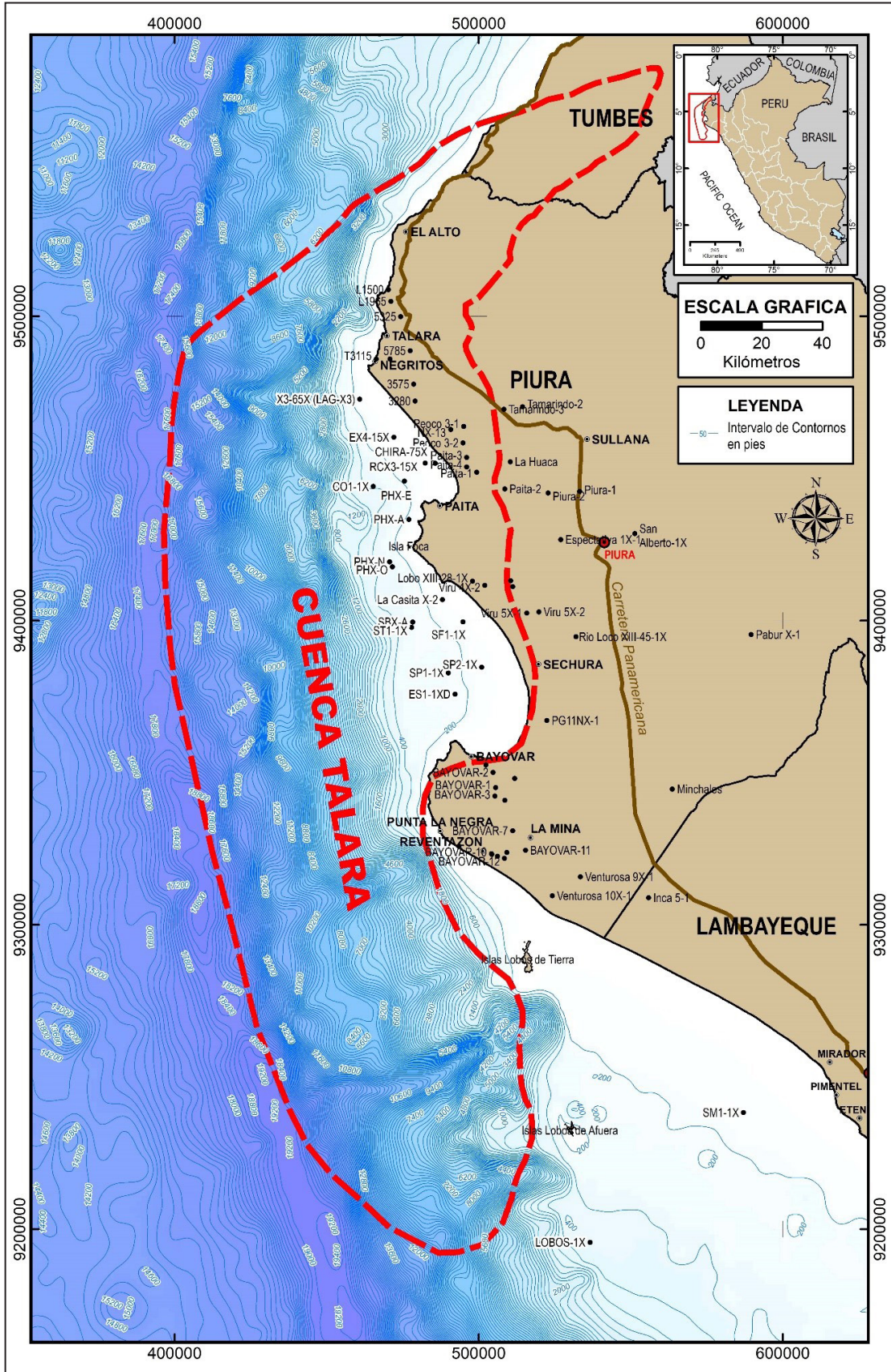


Figura 2.1 Mapa de ubicación de la cuenca Talara

2.2 CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima en la región, en general, es cálido y húmedo como corresponde a un área cercana a la zona tropical, con una temperatura promedio por encima de los 24 °C y lluvias durante el verano. Sin embargo, se puede notar algunas variaciones en áreas como los tablazos y llanuras que se encuentran entre Paita, Piura, Talara, donde el clima es caluroso y desértico, por el gran potencial térmico que almacenan las arenas y que se debe a la radiación solar con intensa evaporación en el día. Entre Talara y Tumbes se da la transición entre el régimen tropical húmedo que caracteriza la región ecuatoriana y el desierto de la costa peruana.

En la región de Talara el clima es tropical seco con períodos de invierno y otoño muy secos con temperaturas entre los 20 °C y 30 °C, y veranos con presencia de lluvias de diciembre a marzo y temperaturas entre los 30 °C y 40 °C. Tiene precipitaciones de 100 mm en el sur a 500 mm en el norte. La cantidad de lluvia aumenta con la presencia del Fenómeno El Niño. Tiene una altitud variable considerada desde los 1000, 1600 o 2800 m s. n. m. y una temperatura media de 23 °C a 27 °C (tabla 2.1).

En los cerros Amotape, el clima es caluroso con lluvias, que dan lugar a una abundante forestación y vegetación propia de las zonas tropicales.

La temperatura anual promedio para la costa entre Talara y Tumbes es de 27.8 °C, y entre Piura y Paita de 23 °C a 21 °C.

En El Alto y en Talara, la velocidad de los vientos varía entre 6 y 9.7 m por segundo. Eso es mucho mayor que la velocidad de los vientos en Tumbes y en Piura. La presión atmosférica varía entre 999 y 1.003 milibares.

El clima es subtropical desértico, clasificación BWh, con una temperatura media anual de 22 °C y una precipitación promedio de 26 mm.

En Talara, la precipitación anual promedio es de 207 mm. Excepcionalmente, cuando se presenta el Fenómeno del Niño, llueve en forma torrencial.

<https://es.climate-data.org/americadel-sur/peru/piura/piura-3403/#climate-table>

Tabla 2.1

Parámetros climáticos promedio de Talara

Mes	Ene.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ago.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.	Anual
Temp. máx. media (°C)	30.1	31.4	31.6	30.5	28.4	26.6	25.1	24.7	25	25.3	26.2	28.3	27.8
Temp. media (°C)	24.6	26	26	24.8	23	21.3	19.9	19.4	19.5	19.9	20.7	22.8	22.3
Temp. mín. media (°C)	19.2	20.6	20.5	19.2	17.7	16	14.7	14.2	14	14.5	15.3	17.3	16.9

Fuente: climate-data.org (1999 a 2019)

2.3 VEGETACIÓN

La ecorregión forma parte de la costa del Pacífico. Limita por el este con ecosistemas de montaña (Andes) y por el sur con el xerófilo desierto de Sechura. Presenta un alto grado de endemismo, por lo que tiene gran importancia su conservación.

El Instituto Geográfico Nacional al referirse a la eco-región en Piura-Tumbes señala a Talara como bosque seco ecuatorial. Antes de que llegase el hombre a la región, la provincia de Talara era un extenso bosque de coníferas. Entre Amotape y Negritos, había una extensa laguna que subsistía todavía 4000 años antes de la era cristiana, cuando grupos humanos muy primitivos se apostaron en sus orillas, aprovechando peces y conchas. En

la actualidad las especies vegetales que se producen son las propias de tierras desérticas como el arbusto overal, el vichayo y el infaltable algarrobo. También se encuentran el zapote, faique y palo verde.

Según su altura los ecosistemas principales son los siguientes:

- Bosque seco de llanura: De 0 a 250 m s. n. m. y predominio del algarrobo sapote y arbustos como el overo.
- Bosque seco colina: De 250 a 1000 m s. n. m. y destacan el palo santo, pasallo, palo blanco, almendro, polo polo, etc.
- Bosque seco de montaña: De 1000 a 1600 m s. n. m. y cubierto mayormente de salvajina y achupallas.

Otras clasificaciones más detalladas grafican mejor la gran variedad de ecosistemas y especies biológicas. Según la vegetación¹ tenemos:

- Bosque seco semidenso de montañas
- Bosque seco ralo a muy ralo de montañas
- Bosque seco semidenso de colinas
- Bosque seco ralo de colinas
- Bosque seco ralo de lomadas
- Bosque seco muy ralo de lomadas y colinas
- Bosque seco muy ralo de superficies disectadas
- Bosque seco ralo de llanura aluvial
- Bosque seco ralo de llanura eólica
- Bosque seco muy ralo de llanura eólica
- Algarrobal ribereño

- Manglar
- Matorral
- Área de cultivos
- Suelo desnudo

2.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO

La metodología utilizada para la elaboración del Boletín de la Serie D de la cuenca Talara está enfocada principalmente en el análisis geoquímico que involucró informes técnicos de Perúpetro, integración de mapas geológicos a la escala 1:50 000 de todo el área, elaboración de secciones estructurales, revisión e integración de información geológica del área, así como la preparación de una base de datos, gráficos interpretativos y mapas de propiedades geoquímicas.

Dicha actividad se realizó entre los meses de enero a marzo del 2021.

CAPÍTULO III

CONTEXTO GEOLÓGICO

La cuenca Talara se encuentra a lo largo de la costa norte del Perú y se extiende sobre la plataforma continental (figura 3.1). Por el este limita con las montañas La Brea-Amotape de la Cordillera de la Costa y los cerros de Amotape que separan las cuencas Lancones y Sechura. El límite sureste se encuentra entre la falla La Casita y el macizo de Paita que separa las cuencas Talara y Sechura. Por el sur limita con la cuenca Trujillo. Al oeste el límite coincide con la zona de subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Al norte limita con El Pilar de Zorritos, que corresponde a un levantamiento de basamento asociado a un sistema de fallas (figuras 3.1 y 3.2). Este límite coincide con el borde sur de la megacizalla Dolores-Guayaquil y tiene un contexto estructural complejo de tipo transcurrente, asociado a fallas de alto y bajo ángulo de diversas edades (American International Petroleum Corporation AIPC, sin fecha; Marocco et al., 1995; Pindell & Tabbutt, 1995; Zúñiga-Rivero et al., 1998b, 1999).

La ubicación de esta megacizalla y el límite de la cuenca hacen que haya variaciones en su interpretación, dependiendo de quién haya mapeado el sistema de fallas.

Zúñiga-Rivero et al. (1999) indicaron que la cuenca Talara se extendía hacia el norte hasta la Megacizalla Dolores-Guayaquil, que se encuentra aproximadamente a 50 km del límite actual (figura 3.1).

La cuenca Talara es una de las 10 cuencas repartidas en aproximadamente 67 millones de acres (271 139.3803 km²) a lo largo de la costa oeste de Sudamérica (Zúñiga-Rivero et al., 1998a; Schenk et al., 1999).

El ancho máximo de la plataforma continental de Perú es de aproximadamente 130 km u 80 millas (Zúñiga-Rivero & Hay-Roe, 1998).

Grossling (1976) enumeró las posibles áreas prospectivas de petróleo y gas en el Perú, que incluye 1 000 000 km² (400 000 mi²) en tierra y 24 000 km² (9300 mi²) en mar adentro. El área

de la cuenca Talara y el total del sistema de petróleo abarca del Cretácico al Terciario y las cuencas Cretácico-Paleógeno.

En todas las cuencas costeras de Perú, los movimientos tectónicos durante el Paleozoico establecieron un marco geológico que influyó en gran medida en los patrones estructurales y deposicionales posteriores

(Zúñiga-Rivero et al., 1998b). La posición, forma y tamaño de 10 cuencas terciarias costa afuera en Perú, incluida la cuenca Talara, están controladas por las actividades tectónicas del Cretácico superior-Terciario inferior, que involucraron al Paleozoico. Esto afectó intensamente a la región, dividiendo las cuencas más grandes en una serie de áreas más restringidas de sedimentación del Paleógeno (Zúñiga-Rivero et al., 1998a).

La cuenca Talara resulta de la actividad tectónica del Paleógeno. Esta cuenca se superpone a una cuenca más grande que registra la huella de los eventos tectónicos del Cretácico. La cuenca más antigua también subyace a estructuras neógenas de las cuencas adyacentes Progreso y Sechura-Salaverry. Estas cuencas están separadas de la cuenca Talara por un conjunto de fallas, e intrusiones ígneas (figura 3.2).

Talara y el resto de las cuencas costeras corresponden a cuencas de antearco que abarcan desde la Cordillera de la Costa hasta mar adentro y fueron identificadas por Lonsdale (1978) como representando una "ruptura de pendiente de trinchera" o un entorno medioambiental de "cresta de arco exterior".

Kingston (1994) creía que las configuraciones de la cuenca se pueden nombrar mejor como cuencas de pendiente de trinchera. Sin embargo, Zúñiga & Rivera (1998a) indicaron que las cuencas, en lugar de ser de antearco (pues no había arco volcánico asociado), debían corresponder a deformaciones lineales descendentes que se llenaron de sedimentos clásticos continentales combinado con sedimentos marinos de calizas de aguas poco profundas a profundas.

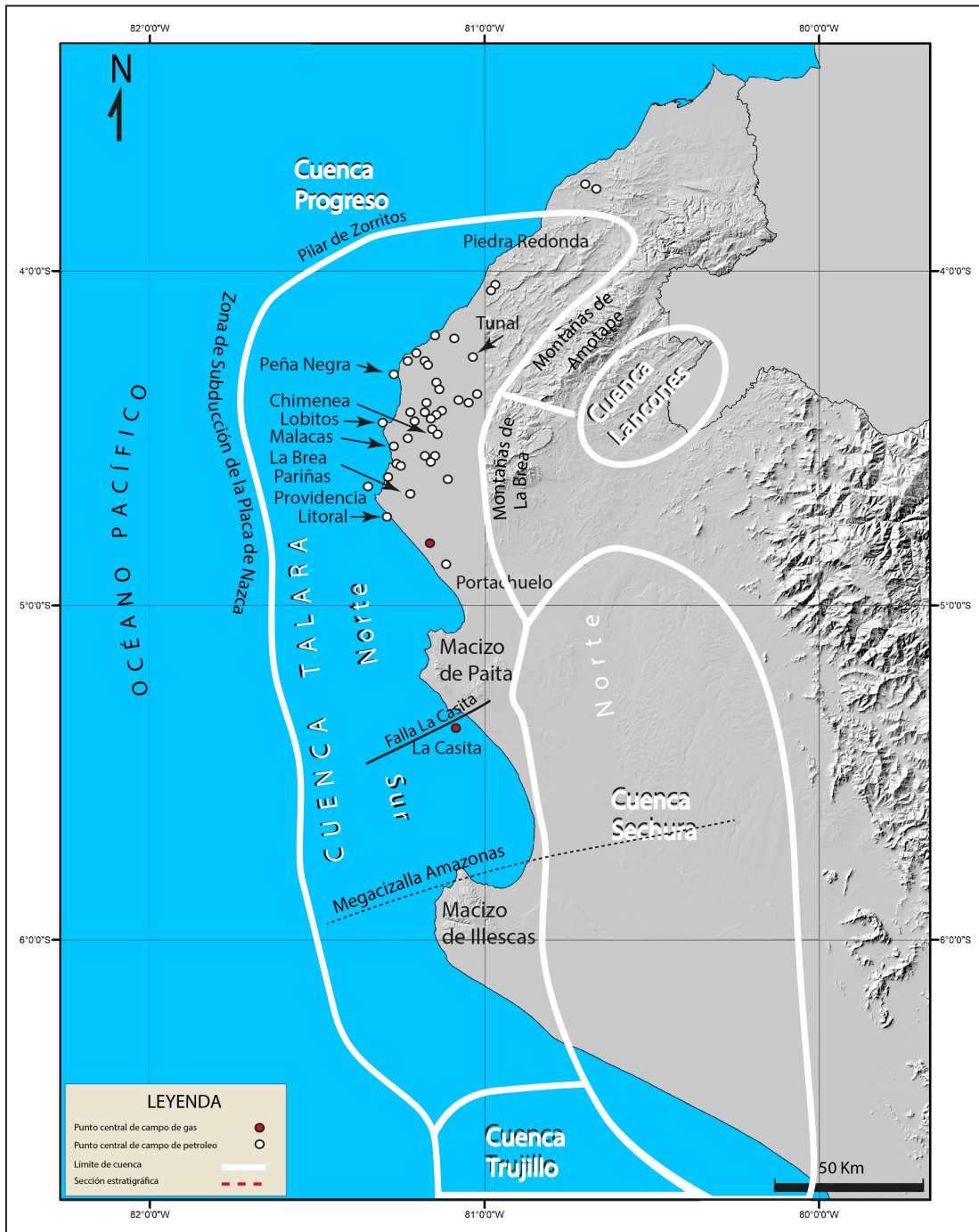


Figura 3.1 Mapa de la cuenca Talara mostrando sus límites comunes del total del sistema petrolero Cretácico - Terciario

En la figura 3.3 de la columna estratigráfica generalizada muestra: períodos de erosión, no deposición, rocas reservorio de petróleo y gas de la cuenca Talara y su contigua cuenca Progreso.

Una sección estructural norte-sur costa afuera de la cuenca Talara y sur de la cuenca Progreso (figura 3.2), elaborada sobre la base de una integración de secciones sísmicas y datos de pozos (Raez Lurquin, 1999), muestra relaciones estructurales y estratigráficas entre el Cretácico y el Terciario que se encuentran sobre rocas paleozoicas del basamento, constituidas por cuarcitas del Carbonífero del Grupo Amotape.

A lo largo de esta sección transversal se observa que los afloramientos del Terciario inferior y Cretácico son relativamente continuos. Sin embargo, las unidades más jóvenes (Mioceno y Plioceno) reflejan la separación en diferentes cuencas sedimentarias costeras y mar adentro (Zúñiga-Rivero et al.,

1998a). Esta separación también es visible en la cuenca Talara como las formaciones Zorritos, Cardalitos, Tumbes y Mal Pelo del Mioceno y Plioceno, que ocurre cerca de los límites norte y sur de la cuenca (figura 3.2).

Basado en datos sísmicos, las secuencias del Paleozoico y Mesozoico subyacen en gran parte a secuencias continentales de plataforma y pendiente del Terciario, mostrando variaciones de espesor de las secuencias estratigráficas, características estructurales y extensión territorial (Zúñiga-Rivera et al., 1998a).

En la figura 3.2, se observa que el límite norte de la cuenca Talara coincide con la megacizalla Dolores-Guayaquil y la parte sur con la megacizalla del Amazonas o Deflexión de Huancabamba y esta a su vez coincide con los macizos de Bayóvar y Paita. Al norte, las cuencas que se muestran son principalmente las de Manabí (Ecuador), Progreso, Talara y Sechura, que presentan rellenos sedimentarios continentales.

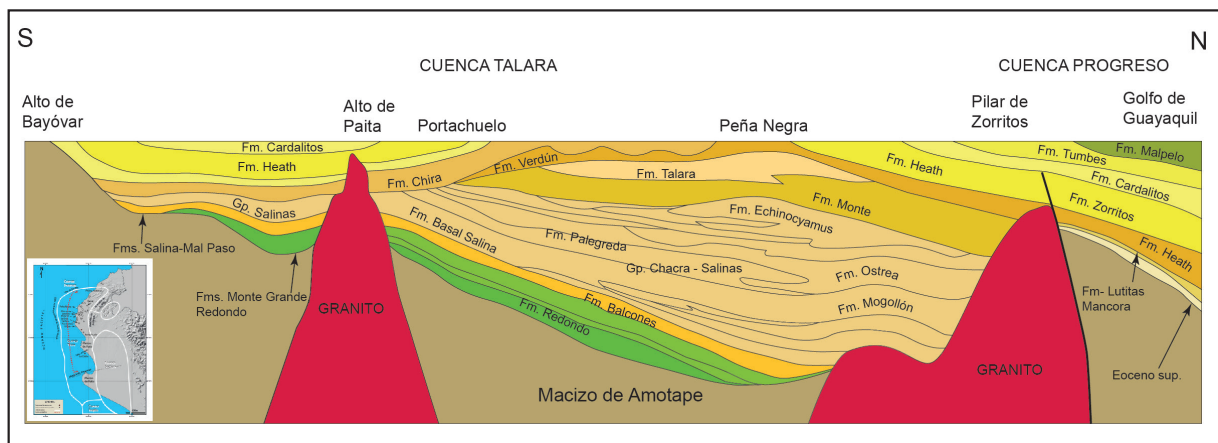


Figura 3.2 Sección estratigráfica transversal norte-sur de la cuenca Talara y sur de la cuenca Progreso (modificado de Raez Lurquin, 1999)

La cuenca Talara está dividida en dos sectores (Talara Norte y Talara Sur, figura 3.1), constituida por secuencias de facies siliciclásticas y algunos pocos niveles carbonatados cuyas edades varían desde el Paleozoico al Eoceno superior (figuras 3.3 y 3.4). Estas secuencias se encuentran cubiertas, en aproximadamente 90 % por las terrazas marinas del Plioceno-Cuaternario, formaciones Tablazo Máncora, Tablazo Talara, Tablazo Lobitos y depósitos aluviales, fluviales, eólicos, marinos,

lacustre, cordón litoral y evaporíticos, limitando que afloren rocas del Cenozoico y algunas del Cretácico. Estas rocas antiguas mayormente afloran en cortes de quebrada.

El Grupo Amotape deviene su nombre de los cerros Amotape (Iddings y Olsson, 1928). En la descripción de la estratigrafía tomaremos en cuenta afloramientos identificados en superficie, tal como muestra el mapa geológico (figura 3.4).

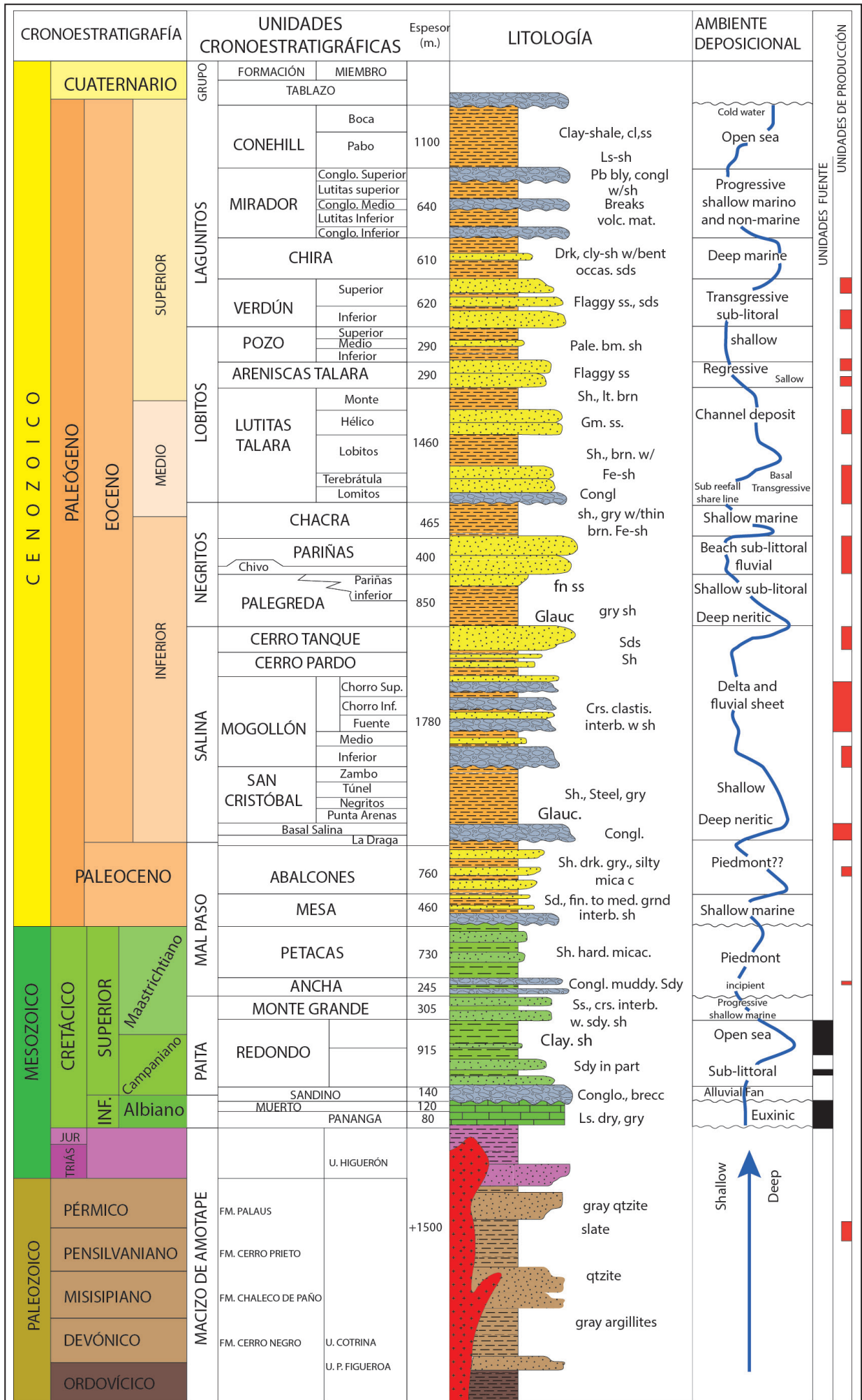
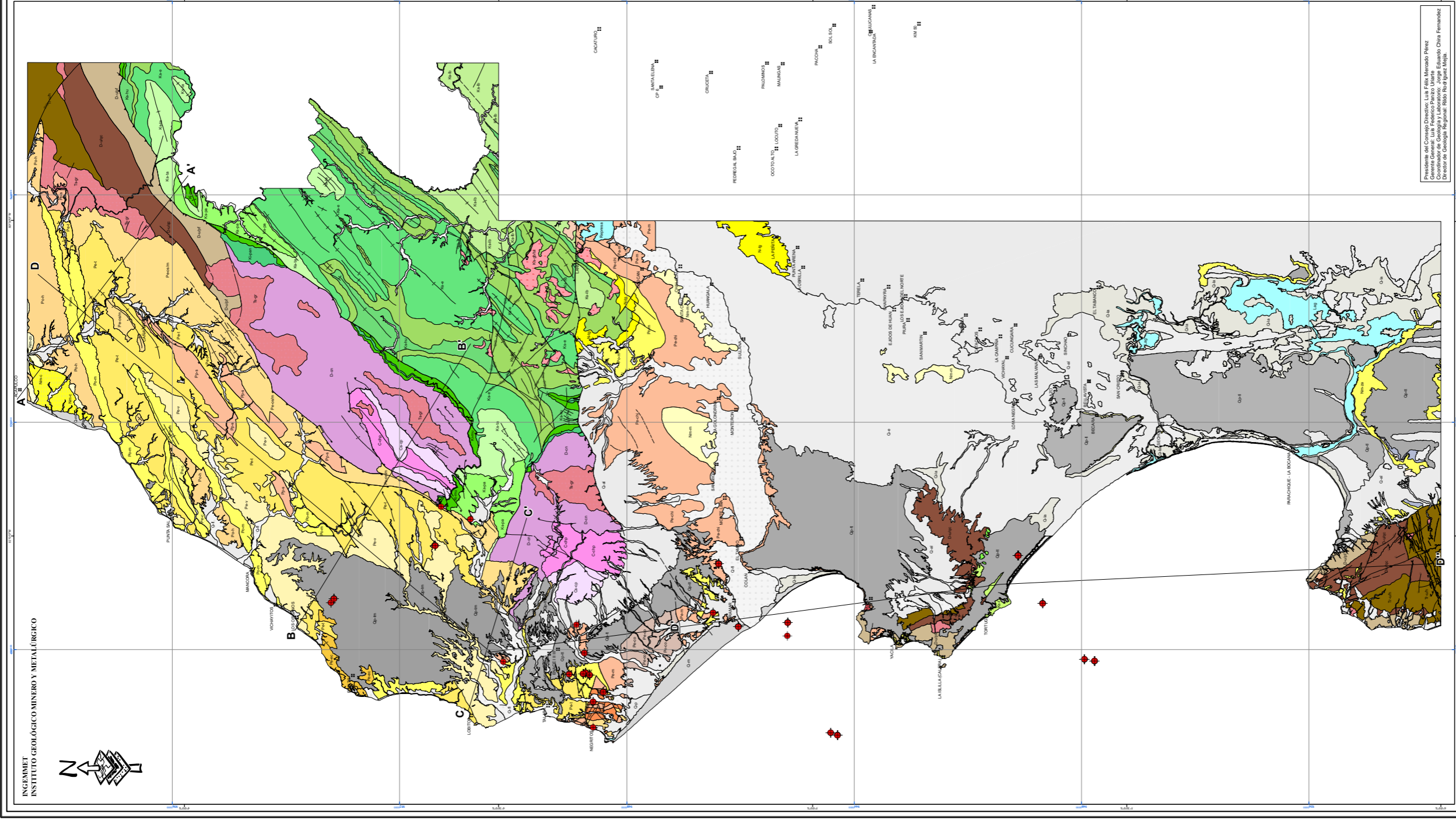


Figura 3.3 Columna estratigráfica generalizada de la cuenca Talara (modificado de Perúpetro, 2005)



INGEMMET
INSTITUTO GEOLOGICO MINERO Y METALURGICO



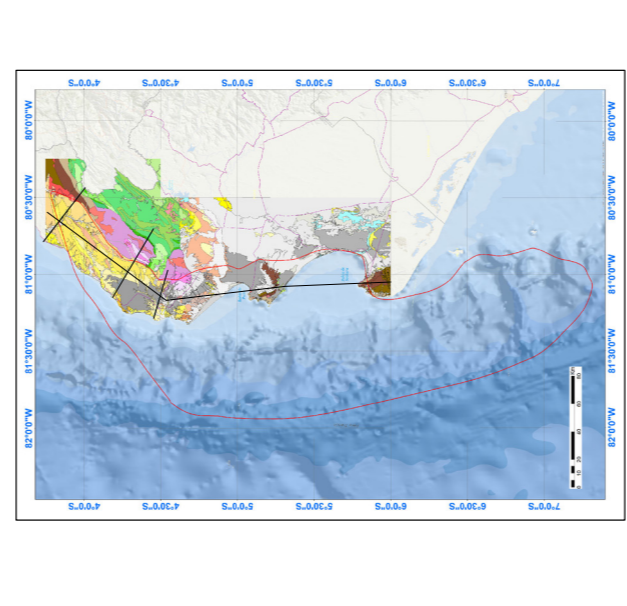
MAPA GEOLOGICO DE LOS CUADRANGULO DE ZORRITOS (8b3, 8b2),
TUMBES (8c3), LOBITOS (9b1, 9b2, 9b3), LAS PLAYAS (9c3, 9c4),
QUEBRADA SECA (0b1, 0b2, 0b3, 0b4), TALARA (10a1, 10a2, 10a3, 10a4),
SULLANA (10b1, 10b2, 10b3, 10b4), PATTA (11a1, 11a2),
PIURA (11b1, 11b2, 11b3, 11b4), BAYOBAR (12a1, 12b2, 12b3, 12b4).

GRONDESTRATIGRAFIA		UNIDADES ESTRATIGRAFICAS	
		CUENCA TALARA NORTE	CUENCA TALARA SUR
			CUENCA LANCASIBES
CENOZOICO	Holoceno	Deposito megarelico	
	Platoceno	Deposito Aluvial	
		Deposito de cordón litoral	
		Deposito coluvio	
		Deposito lacustre	
		Deposito biogeoico	
		Deposito fluvial	
		Deposito marino	
		Skt1 Formación Tabazo Lobos	
		Skt2 Formación Tabazo Talara	
		Skt3 Formación Tabazo Mancora	
Paleogeno	Neogeno	Formación Homón	
		Formación Montera	
		Formación Zapatal	
	Chololeño	Formación Health	
		Formación Mijacoza	
		Formación Cangalpa	
		Formación Conce Hill	
Mesozoico	Eoceno	Formación Chacra	
		Formación Palangrada	
		Formación Ojota	
		Formación Ojota Mogollón	
		Formación Salinas	
	Superior	Formación Boraga	
		Formación La Mesa	
	Cretacico	Formación Chichico de Patío	
		Formación Ceño Negro	
		Formación Ceño Prieto	
		Formación Chichico de Patío	

GRONDESTRATIGRAFIA		UNIDADES INTRUSIVA	
Cretacico		Unitad Higueron	
Triacico			

GRONDESTRATIGRAFIA		UNIDADES INTRUSIVA	
Cretacico		Unitad Higueron	
Triacico			

Leyenda	
—	Falla normal
—	Falla normal izquierda
—	Falla normal derecha
—	Falla de rumbo lateral
—	Falla inversa
—	Lineamiento
—	Lineamiento inferido
—	Linea de contacto
—	Limite de la Cuenca Talara
—	Muestra de pozos
—	Diapa basaltico



SISTEMA CUADRICULA: UTM CADA 40 KILOMETRO ZONA 17S
REALIZADO POR: Proyecto AGI04 - DGR
AUTOR (es): Freddy James Salcedo (2021).
Escala 1: 250 000

MAPA GEOLOGICO DE LOS CUADRANGULOS DE ZORRITOS (8b3, 8b2), TUMBES (8c3),
LOBITOS (9b1, 9b2, 9b3), QUEBRADA SECA (0b1, 0b2, 0b3, 0b4), LAS PLAYAS (9c3, 9c4),
TALARA (10a1, 10a2, 10a3, 10a4), SULLANA (10b1, 10b2, 10b3, 10b4), PATTA (11a1, 11a2),
PIURA (11b1, 11b2, 11b3, 11b4), BAYOBAR (12a1, 12b2, 12b3, 12b4)

REPUBLICA DEL PERU
SECTOR ENERGIA Y MINAS
INGEMMET
INSTITUTO GEOLOGICO MINERO Y METALURGICO

Figura 3.4 Mapa geológico de la cuenca Talara

3.1 PALEOZOICO (CUENCA TALARA NORTE Y SUR)

El Paleozoico está conformado por metasedimentos que se exponen en los macizos de Amotape y La Brea y se extiende al sur del Ecuador en dirección NE-SO; lateralmente su extensión forma parte del basamento de la cuenca Talara. Los primeros estudios realizados en el área (Bosworth, 1922; Iddings & Olsson, 1928) describen las rocas del basamento y los cuerpos intrusivos, dándoles el nombre de Grupo Amotape, y definen como localidad tipo la parte sur de las montañas de Amotape. En la cuenca Talara, el Grupo Amotape es reconocido por perforaciones realizadas al sur en la subcuenca Chira y al norte en el área de Carpitás, cerca de la cuenca Tumbes. Tomas (1928-1930) hace una buena descripción de lamelibranchios, cefalópodos, gasterópodos. Posteriormente, Naus V. A. (1944) realizó estudios de las rocas paleozoicas entre la quebrada Mogollón y el cerro Palaus, dividiendo el basamento en cuarcitas y lutitas Amotape y lutitas cerro Prieto. Luego, Newell & Roberts (1949) describen una sección estratigráfica en el Cerro Prieto, considerada una de las más completas, y basándose en estudios paleontológicos le asignan una edad Pensilvaniana y la incluyen en el Grupo Tarma. Chalco (1954) correlaciona las rocas del noroeste con sus similares en el Altiplano y centro del Perú como Grupo Cabanillas y Ambo, respectivamente. Tafur (1952) se refiere a los afloramientos del Paleozoico circundados por rocas cretácicas. Además, propone que las montañas de Amotape tuvieron una configuración de islas o formaban archipiélagos en el noroeste del Perú. Paredes (1966) considera como la Formación Amotape a las rocas del Paleozoico, divididas en inferior y superior, designándole una edad Misisipiana a Pensilvaniana, nombrando también algunos aspectos de la geología económica relacionada al petróleo. Huerta T. (1969) describe los principales rasgos geomorfológicos y estructurales basándose en un estudio fotogeológico y, por último, Martínez (1970) divide al Grupo Amotape en Formación Cerro Negro de edad Devónico, Formación Chaleco de Paño de edad Misisipiano, Formación Cerro Prieto de edad Pensilvaniano y Formación Palaus de edad Pérmico (figuras 3.4 y 3.5).

Al norte, en las Montañas de Amotape, frontera con Ecuador, Jaimes et al., 2021, diferencian tres unidades metamórficas a las que denominan Unidad Puesto Figueroa y Unidad Quebrada Cotrina, ambas de edad devónica, y la Unidad Higuierón, de edad Triásica.

En el Macizo de La Brea, se define al Grupo Amotape (Martínez, 1970). Su nombre fue introducido por Bosworth (1922) para denominar como tal a todas las rocas del basamento Paleozoico y las rocas intrusivas. Desde entonces es uno de los pocos trabajos que existen y que nombran algunos nombres locales como Formación Cerro Prieto y Formación de Tortolites (Quiroga y Petersen, 1954).

El Macizo de La Brea está conformado por las siguientes unidades metamórficas:

3.1.1 Formación Cerro Negro

Definida por (Martínez, 1970) en la localidad de Cerro Negro del Macizo de Amotape. Describe que los mejores afloramientos se pueden observar a lo largo de la quebrada Mogollón y en la quebrada que conduce a los cerros Huaynaso, Paulino, Espino, Conchudo, Cabullo y Buenos Aires, donde la topografía es muy abrupta y accidentada.

El mismo autor describe rocas metamórficas de más de 4000 pies como esquistos micáceos, cornubianitas, ocasionalmente esquistos manchados, cuarcitas oscuras y pizarras negras. En muchas de ellas se puede ver la orientación preferente de los elementos constitutivos de la fábrica, como el alineamiento de minerales (micas). Las características de estas rocas muestran ondulitas, flute casts, slabs y lineaciones, que sugieren que las rocas son de ambiente marino, depositadas en mares someros con el predominio de ambientes de turbidez (Martínez, 1970).

La edad de esta formación aún no está determinada. Sin embargo, se reporta abundantes fósiles como crinoideos, braquiópodos y algunos restos de briozoarios no datados. Infrayace a la Formación Chaleco de Paño y esta a su vez infrayace a la Formación Cerro Prieto (Pensilvaniano). Se le considera a esta formación una edad del intervalo Devónico al Misisipiano.

3.1.2 Formación Chaleco de Paño

Definida por Martínez (1970), quien describe la parte central y occidental del Macizo de Amotape. Al igual que la Formación Cerro Negro, se observa buenas secciones incompletas a lo largo de la Quebrada Mogollón, Palaus y al este de la falla Chaleco de Paño. Esta formación correspondería a lo que T. Huerta, 1969, clasifica como argillitas y cuarcitas intermedias y Unidad de Argillitas superiores.

Al igual que la Formación Cerro Negro, presenta un espesor de más de 4000 pies. Está constituida por rocas metamórficas, como cuarcitas color gris verdoso, pizarras argiláceas color verde olivo a gris que se encuentran bastante trituradas, semejantes a hojuelas (flakes), y presentan cierto brillo laminar en la superficie al incidir los rayos solares sobre ellos. También, potentes capas de rocas limolíticas color gris amarillento y rojizas con gran contenido de braquiópodos, restos de plantas como hojuelas y cortezas que recuerdan las "lepidodendrom" son comunes. Las características de estas rocas sugieren un protolito de lutitas, limolitas, y areniscas depositadas en un ambiente tranquilo o quizás de aguas no muy profundas, evidenciadas por la presencia de restos de plantas y la abundancia de rasgos primarios de turbiditas.

Las relaciones estratigráficas muestran que la Formación Chaleco de Paño infrayace a la Formación Cerro Prieto y suprayace a la Formación Cerro Negro; por lo tanto, la edad atribuida a esta unidad es del Misisipiano.

3.1.3 Formación Cerro Prieto

Definida por Martínez (1970) en la misma localidad de Cerro Prieto, a la que se accede y visualiza fácilmente desde la carretera Panamericana Norte a la altura del puesto de Santa Lucía. El autor midió un espesor de 5550 pies e indica que falta muy poco en la base, es desconocida hacia el tope y que sus mejores afloramientos están limitados por las fallas Petacas y Chaleco de Paño, con una amplia distribución entre las quebradas Mogollón, Ancha, Palaus y Cerro el Muerto. Hacia el sur y este del área se encuentran remanentes de la formación reposando sobre la Formación Chaleco de Paño.

Está compuesta por calizas fosilíferas, densas y oscuras, areniscas cuarzosas, areniscas y conglomerados con gran cantidad de fósiles en buen estado de conservación. En la parte intermedia predomina areniscas cuarzosas y hacia el tope se hace más lutáceo. Las rocas de la Formación Cerro Prieto poseen la característica de haberse formado en un ambiente

marino que varía de un medio tranquilo más o menos profundo a somero con predominio de turbidez (Martínez, 1970).

Idding & Olson (1928) y Thomas (1928) le asignan a esta unidad una edad pensilvaniana, basados en estudios de braquiópodos, lamelibranquios, fusulinidos y algunos cefalópodos. La Formación Cerro Prieto se puede correlacionar con sus similares del Cerro de Paita y los establecidos por Newell y Chronic como Grupo Tarma de la parte central y sur del Perú. Del mismo modo se puede correlacionar con las rocas que afloran en la carretera entre Asillo y Macusani de los departamentos de Puno y Cusco (Martínez & Huerta 1965).

3.1.4 Formación Palaus

Definida por Martínez (1970), a una secuencia de lutitas a las que Naus (1944) denomina como lutitas del Cerro Prieto y cuarcitas y lutitas de Amotape, su localidad tipo se encuentra en el Cerro Palau, situada a 2.5 km del NNO del Cerro Prieto. Los afloramientos se encuentran distribuidos en la parte más occidental de las montañas de Amotape que comprende el sur del Cerro Pan de Azúcar y Cerro Palaus. Esta última localidad se puede considerar como sección tipo de la formación.

Una sección medida reporta un espesor de 2333 pies, que consta de una secuencia de calizas impuras lenticulares en la base, areniscas, limolitas, conglomerados lenticulares, predominio de lutitas hacia el tope. Casi toda la sección está repleta de fósiles en buen estado de conservación como braquiópodos, crinoideos y gasterópodos. El carácter litológico de la formación y la presencia de los fósiles mencionados demuestra un ambiente de depósito marino de aguas no muy profundas, con algún efecto de corrientes de turbidez y canales de deposición.

La edad se determina sobre la base de su posición estratigráfica, donde se encuentra ligeramente discordante sobre la Formación Cerro Prieto (al sur del Cerro Pan de Azúcar) y con una marcada discordancia angular sobre la Formación Chaleco de Paño del Grupo Amotape, que sugiere una edad al menos más joven que el Pensilvaniano.

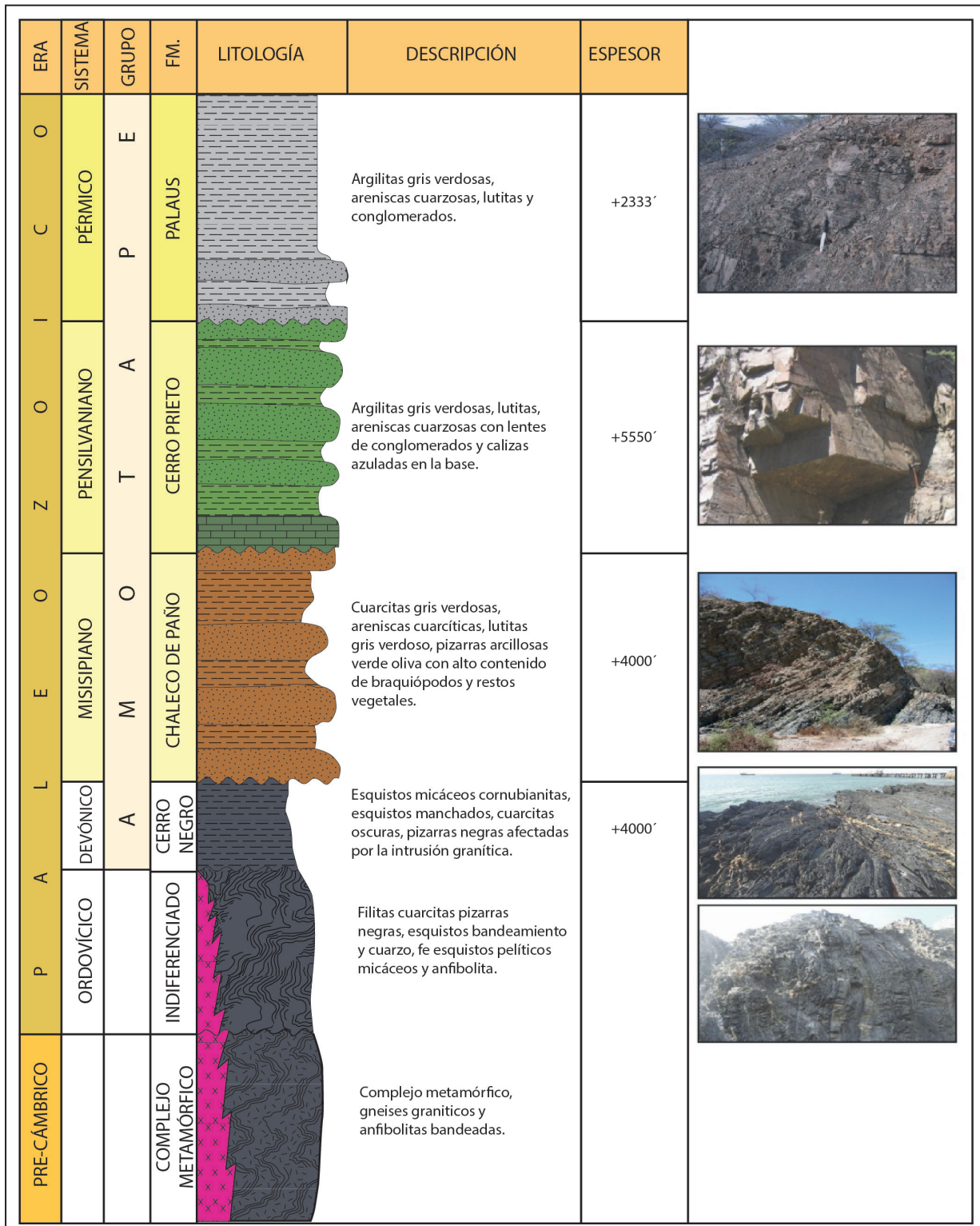


Figura 3.5 Columna estratigráfica del Paleozoico y pre-Cámbrico de la cuenca Talara

Otro lugar donde afloran estas unidades metamórficas es el Macizo de Amotape, conformada por las siguientes unidades:

3.1.5 Unidad Puesto Figueroa

Definida por Jaimes et al. (2021). Esta unidad metamórfica se encuentra entre la quebrada Trapazola y la quebrada Cotrina del cuadrángulo de Tumbes 8c (frontera Perú-Ecuador). Los afloramientos presentan una forma alargada de dirección NE-SO. Resulta un tanto difícil encontrar un buen afloramiento debido a la densa vegetación que cubre la zona. Los afloramientos se extienden en territorio peruano hacia el SE, a los cerros Pavas y las Garzas y se prolonga hacia el cuadrángulo de Quebrada Seca (9b). No se observa la base; sin embargo, la parte superior se encuentra en contacto discordante con rocas cretácicas y el paso a la unidad superior es progresiva. Esta unidad se extiende a territorio ecuatoriano, donde las unidades metamórficas están mejor definidas.

Escasos afloramientos encontrados a lo largo de la quebrada Trapazola (zona de frontera Perú-Ecuador) muestran un conjunto de pizarras y esquistos, color gris negruzco de grano muy fino, que se exfolian en superficies onduladas, al tacto presentan un aspecto ceroso, se intercalan con niveles de metaareniscas en estratos delgados de 20 a 30 cm y lutitas color gris que se exfolian a manera de lápices. Las características petrográficas de esta unidad denotan un metamorfismo de grado bajo a muy bajo. No se ha determinado el espesor.

La edad de esta unidad aún no ha sido determinada debido a la ausencia de restos paleontológicos y dataciones radiométricas. Se ha especulado mucho sobre su edad, y por su metamorfismo se creía que se trataba de rocas muy antiguas hasta precámbricas. Sin embargo, estas se encuentran subyaciendo a secuencias devonianas en el cuadrángulo de Quebrada Seca; por lo tanto, la edad probable de esta unidad podría corresponder al Paleozoico, que coincide con la edad atribuida por Feininger (1976) y probablemente Devónico (Aspden et al., 1995).

3.1.6 Unidad Quebrada Cotrina

Definida por Jaimes et al. (2021). Los afloramientos de la Unidad Quebrada Cotrina se encuentran principalmente en la quebrada Cotrina (frontera Perú-Ecuador) y los cerros Pechón y El Gauna, que se localizan al SO del cuadrángulo de Tumbes Hoja 8c. Esta se extiende paralela a la Unidad Puesto Figueroa. Sus afloramientos presentan una dirección NE-SO y están siendo afectados por intrusivos graníticos de edad Triásica. Sobreyace a la Unidad Puesto Figueroa en contacto no definido e infrayace a la Unidad Higerón en paso progresivo.

Litológicamente está constituida por filitas esquistosas, intercaladas con metaareniscas que van pasando

progresivamente a secuencias de esquistos de origen pelítico. En estos afloramientos se encuentran abundantes venas de segregación de cuarzo paraconcordantes con la estructura y cortadas a su vez por vetillas de cuarzo. A medida que uno avanza en dirección norte por la quebrada Cotrina, la deformación se va haciendo más intensa, donde aparece grandes nódulos de cuarzo sigmoidal, que indican una deformación dúctil. Por otro lado, también se observa afloramientos de metacuarcitas y esquistos pizarrosos, que se exfolian en lajas grandes, afectados por vetillas de cuarzo.

La edad de esta unidad no se precisa debido a que los afloramientos no muestran restos paleontológicos ni dataciones radiométricas. Sin embargo, en Ecuador es considerada de edad Paleozoica (Feininger, 1976) y probablemente del Devónico (Aspden et al., 1995).

3.1.7 Unidad Higerón

Definida por Jaimes et al. (2021). Esta unidad ha sido nombrada como granito Higerón por Palacios et al. (1999) en el río Zarumilla y posteriormente redefinido en el informe como Unidad Higerón. Años después, Bellido et al. (2009) realizan dataciones U-Pb. Últimos datos de campo reportan afloramientos más representativos a lo largo de la quebrada Cotrina, río Zarumilla y la quebrada Angostura (zona de frontera). Sin embargo, estos se extienden hacia el SO del cuadrángulo de Tumbes 8c y al cuadrángulo de Quebrada Seca 9b. Similares afloramientos se encuentran en el Macizo de Illescas del cuadrángulo de Bayóvar 12a. No se observa sus relaciones de contacto con unidades inferiores, aunque aparentemente se trata de contactos discordantes.

La litología está compuesta por metasedimentos, migmatitas y granitoides migmatíticos. Los metasedimentos más representativos son esquistos paragneis y gneises migmatizados. Localmente se han encontrado esquistos fémcicos muy ricos en cordierita y anfíbolitas. Como minerales principales se pueden encontrar cuarzo, biotita, muscovita, sillimanita, plagioclasa y cordierita, pudiendo aparecer feldespato potásico, apatito, circón, monacita, turmalina y minerales opacos como accesorios. Se encuentra también melanogranodioritas y tonalitas migmatíticas microporfídicas bastante oscuras ricas en biotita. Estos granitoides contienen también abundantes enclaves de metasedimentos de alto grado. En ellos se observa la presencia de granate, tanto disperso en los granitoides, como en algunas de las restitas ricas en biotita.

La edad de esta unidad se determina basándose en dataciones radiométricas U-Pb realizadas por Bellido et al., (2009) en los granitoides migmatíticos, donde arrojan una edad de 220 ± 1.5 Ma. Por lo tanto, esta unidad corresponde al Triásico medio a superior.

3.2 MESOZOICO (CUENCAS TALARA Y LANCONES)

El Sistema Cretácico de la cuenca Talara está comprendido por las formaciones: Pananga y Muerto (Albiano); Sandino, Tablones y Redondo (Campaniano), Monte Grande, Ancha y Petacas (Maastrichtiano), estos últimos conocidos en subsuelo sobre la base de perforaciones (figuras 3.6, 3.7 y 3.8). Sin embargo, la secuencia completa se encuentra en la cuenca Lancones, donde afloran las formaciones Gigantal, Pananga, Muerto, Huasimal, Jahuay Negro, Encuentros, Tablones, Pazul y Redondo.

La mayoría de estas formaciones se encuentran incompletas y/o erosionadas en gran parte del área sur de la cuenca Talara.

3.2.1 Formación Gigantal (Albiano inferior)

Definida por Reyes (1989), es una secuencia conglomerádica que aflora en las inmediaciones del cerro Gigantal. Esta unidad aflora como una franja alargada al pie del flanco oriental de los cerros de Amotape. La Formación Gigantal reposa directamente y en discordancia angular sobre las series paleozoicas del Complejo de los Amotapes (Reyes, 1989; Mourier, 1988; Palacios, 1994; Jaillard, 1998) e infrayacen a las series carbonatadas transgresivas de la Formación Pananga.

La litología es esencialmente conglomerádica, con clastos redondeados a subredondeados de diversos diámetros (10 a 5 cm, ocasionalmente entre 20 a 15 cm), según a la proximidad y distalidad de la zona de aportes. Están envueltos en una matriz de areniscas cuarzosas de grano grueso.

El espesor de esta formación varía entre 50 a 120 m (Reyes, 1989). Las características litológicas de esta unidad permiten interpretar un ambiente sedimentario de talud. Sin embargo, la presencia de troncos de árboles en esta unidad podría indicarnos que estamos próximos a un ambiente estuariano.

No se han encontrado restos paleontológicos que determinen su edad. Por lo tanto, por estar sobre el macizo de los Amotapes de edad Paleozoica y debajo de las calizas Pananga de edad Albiano medio, se considera para esta formación una edad comprendida entre el Aptiano-Albiano (Jaillard et al., 1998)

3.2.2 La Formación Pananga (Albiano inferior)

Fue definida en principio por (Bosworth, 1922 y Chalco, 1955), en el caserío de Pananga, aproximadamente 40 km al noroeste de Sullana de donde toma este nombre (noroeste de Pazul). También se expone sobre los dos flancos del sinclinal de Pazul y en los alrededores de la quebrada Muerto. En la quebrada Corcovado al SE de los Amotapes, Séranne (1987) describe una secuencia de calcarenitas y conglomerados gruesos

discordantes sobre el Paleozoico a la que relaciona con la Formación Pananga. Sin embargo, la litología que caracteriza a esta unidad son el conjunto de calizas de color marrón claro, en ocasiones gris, de aspecto masivo algo compacto, fosilífera de facies transgresivas que llegan a ser más profundas hacia la cuenca Lancones donde llega a ser concordante y gradacional con el Grupo Copa Sombrero (Palacios, 1994). En la quebrada El Muerto, la constituyen calizas finas masivas con pocos bioclastos y niveles con bastantes ostreas en posición de vida caracterizando un ambiente de poca energía, que se intercalan en la parte superior con calizas con clastos líticos aislados y un delgado nivel de arenisca con cemento calcáreo. En el área de Pan de Azúcar, Séranne (1987), describe una secuencia de calizas granulares de color beige rosado masivas con estratificación poco visible que presenta numerosos fragmentos de fósiles, caracterizando una alta energía. La Formación Pananga representa una fase transgresiva basal de los depósitos cretácicos en la región. Los conglomerados basales (conocidos como la Unidad Gigantal) muestran las características transgresivas típicas.

3.2.3 La Formación Muerto (Albiano)

Olsson (1934) la define en la quebrada del Muerto y por las partes bajas del sector sur de las montañas de La Brea y los Amotape. Según Palacios (1994) y Fischer (1956), la Formación Muerto suprayace a la Formación Pananga en contacto concordante e infrayace a la Formación Huasimal del Grupo Copa Sombrero también en aparente concordancia.

Constituida por calizas micríticas negras bituminosas con olor fétido a hidrocarburo, se presentan en estratos delgados de 10 a 20 cm, con horizontes de chert y lutitas negras bituminosas, intercaladas con lutitas oscuras bien estratificadas y niveles margosos. En la Quebrada Muerto la secuencia empieza con una zona de acumulación de fósiles de amonites y dientes de selacios (Séranne, 1987). En el río Cazaderos presenta estratos deformados de calizas negras en horizontes delgados, con olor e impregnaciones de manchas de petróleo (Jaimes et al., 2021). Algunos horizontes intermedios presentan slumping. Los microfósiles reportados muestran una gran proporción de materia orgánica asociada a la piritita y fosfatos. Las facies ricas en radiolarios son abundantes en la base de la serie. Las laminaciones algáreas de ambiente intertidal asociadas a los horizontes dolomíticos son también típicas (Séranne, 1988). Este autor afirma que en la Quebrada Corcovado varias intrusiones ígneas se han emplazado paralelamente a la estratificación (sills) o cortándola (diques). Más arriba ocurre un nivel de dolomía, cuyo tope presenta yeso evaporítico.

Las características litológicas demuestran que esta unidad corresponde a un ambiente deposicional de plataforma interna de baja energía, euxínica (sin oxígeno) de deficiente circulación y somera. El espesor es aproximadamente de 250 m, pudiendo llegar a 500 m (Mourier, 1988; Reyes, 1989). Generalmente, está caracterizada por depósitos de aguas profundas con alto contenido orgánico, los cuales son parcialmente descompuestos por bacterias anaeróbicas. Posee microfósiles pelágicos y escamas de pez, así como remanentes de otras especies marinas, representando un claro ejemplo de extensas facies euxínicas que caracterizan esta formación.

El evento térmico relacionado con la intrusión de rocas ígneas debe tener un papel muy importante en la maduración o la destrucción de materia orgánica de las rocas encajantes (Séranne, 1987).

El paso de la Formación Pananga a la Formación Muerto muestra un cambio drástico de ambiente, anunciando la llegada de secuencias clásticas dentro de los depósitos carbonatados. La sedimentación se interrumpe formando una superficie endurecida (hard ground) y luego ocurre un cambio en el quimismo del agua (oxigenada a euxínica) que provoca la muerte y la acumulación de los amonites (Séranne, 1987), quien también sugiere que este cambio resultaría del emplazamiento de un arco volcánico que encierra la plataforma interna.

La fauna está constituida por cefalópodos (oxytropidoceras) (Chalco, 1955) y abundantes radiolarios, foraminíferos, escamas y espinas de peces (Reyes, 1989). También, contiene amonitas, en particular *Oxytropidoceras* sp., *Lyelliceras* sp., *Pervinquiera* sp., *Venezoliceras* sp. (Mourier, 1988). Por lo tanto, la edad asignada a esta unidad es del Albiano medio a superior (Jaillard et al., 1998).

3.2.4 Formación Huamisal (Albiano superior Cenomaniano)

Su localidad típica se encuentra en el poblado de Huasimal, en la quebrada de Encuentros (cuadrángulo de Las Playas 9c (Reyes y Caldas, 1987), donde conforma el núcleo del anticlinal de Jabonillos. La sección basal de esta formación no está expuesta. Infrayace concordante a la Formación Jahuay Negro y, algunas veces, se encuentra cubierta por flujos piroclásticos de la Formación Lancones. Asimismo, presenta numerosos diques clásticos.

Constituida por una secuencia de lutitas negras intercaladas con capas de areniscas finas en estratos delgados, algunas capas de areniscas presentan una coloración violácea con bioturbaciones. Las características litológicas sugieren un ambiente turbidítico que varían a medios de plataforma anóxica. El espesor estimado de esta formación es de 1200 m (Andamayo, 2008).

3.2.5 Formación Jahuay Negro (Cenomaniano superior Turoniano)

Según Reyes y Caldas (1987) considera esta formación dentro del Grupo Copa Sombrero, que inicialmente fue definida como formación por Chalco (1955). Tiene su localidad tipo en la quebrada Jahuay Negro (cuadrángulo de Quebrada Seca 9-b).

Se caracteriza por la presencia de areniscas feldespáticas, de grano fino a medio, y grauvacas grises o gris-verdosas, con presencia de grandes nódulos calcáreos semiesféricos. También se reporta la presencia de sills en capas intercaladas con delgados niveles de chert (Chalco, 1955). Las características litológicas de estas secuencias sedimentarias sugieren un medio sedimentario de abanicos de facies turbidíticas. El espesor promedio se calcula en 980 m (Andamayo, 2008).

3.2.6 Formación Encuentros (Turoniano)

La localidad tipo se encuentra en las quebradas de Jahuay Negro y Culebras (Chalco, 1955), tomando como base un sill básico. Sin embargo, Reyes y Caldas (1987) definen como localidad tipo a los afloramientos de la quebrada Encuentros en el cuadrángulo de Las Playas (9-c). Asimismo, se encuentra cubriendo grandes áreas del sinclinal de Pocitos.

La parte inferior de la Formación Encuentros está constituida por areniscas limosas grises oscuras en capas tabulares de 5 a 10 cm que contienen nódulos de calizas, que se intercalan con paquetes moderados de areniscas bituminosas.

3.2.7 Formación Tablones-Sandino (Campaniano inferior)

Reconocida por A. Chalco (1955) como "conglomerado Tablones", aflora en la Quebrada Seca y en Sullana. Se trata de conglomerados grises con cantos subredondeados a subangulosos de cuarcitas, filitas, granitos, areniscas y calizas.

Los conglomerados de la Formación Tablones-Sandino aparentemente pertenecen a facies transgresivas basales de la Formación Redondo. La litología de esta formación sugiere unas facies marinas marginales. La combinación de conglomerados/brechas rojas/verdes con lutitas marinas conforman ambientes marinos marginales.

Al sur de la cuenca Talara afloran las formaciones La Mesa y Tortuga.

3.2.8 Formación La Mesa (Campaniano)

Palacios (1994) define a esta unidad, conocida también como "Calizas La Meza", en el cerro homónimo, ubicado al sureste de Paita, en el límite entre los cuadrángulos de Piura y Paita. Litológicamente está constituida por calizas masivas que

presentan un fracturamiento vertical columnar; el espesor aproximado es de 200 m. Hacia la parte inferior la caliza es oscura nodulosa, presentando por intemperismo de coloraciones ocre, pasando luego a areniscas gris verdosas, limolitas pardo amarillentas conteniendo bivalvos como *Cardium* (*Perucardia*), *bruggen*, *Aphrodina*, pacífica y gasterópodos como *Nodifaunas nodosus*. Asimismo, Guerth H. (En Palacios, 1994) reconoció la presencia de *Sphenodiscus*. En la parte superior destaca la presencia de calizas cristalinas de color gris claro con spots de calcita. Estas calizas fueron estudiadas al microscopio. Se definió como calizas biosparíticas a las que contienen un 40 % de aloquímicos como bioclastos de foraminíferos ostracodos, restos de lamelibranquios reemplazados por calcita y un 60 % de ortoquímicos en forma de esparita y micrita. Como minerales secundarios se observan también micrita y dolomita. Los lamelibranquios han sido reemplazados por esparita en la parte interior, sucediendo hacia los bordes de micritización. También se observa cuarzo en granos esparcidos y otros policristalinos.

De acuerdo con la fauna determinada, se le atribuye una edad Cretácico superior. La presencia de *sauvagesia* peruana, reportada por Chalco (1955) en las calizas microcristalinas, estaría determinando el piso Maastrichtiano, pudiendo llegar al Daniano. Los bioclastos y ruditas señalan aguas poco profundas, pudiendo correlacionarse con la serie carbonatada del Cretácico superior del área de Cajamarca (formaciones Cajamarca y/o Celendín).

3.2.9 Formación Tortuga (Campaniano)

Corresponde a una secuencia conglomerádica brechoide que abarca Paita, cubriendo así las zonas de la Isla Foca, La Ensenada, Tortuga y La Casita. Se diferencia una alternancia de lutitas en horizontes medianos, lodolitas y brechas abigarradas derivadas de rocas paleozoicas, seguido de conglomerados y brechas rojizas con limolitas y areniscas brechoides en la parte media y hacia la parte superior conglomerados de color púrpura ocre a gris (Palacios, 1994).

3.2.10 Formación Pazul (Maastrichtiano–Daniano)

Fue definida en la región de Pazul como lutitas Pazul (Chalco, 1955). Posteriormente, Palacios (1994) la denomina Formación Pazul, que se encuentra entre los cuadrángulos de Sullana 10b, Quebrada Seca 9b y las Playas 9c. Los afloramientos más representativos se encuentran en el caserío de Pazul, ubicado en la quebrada del mismo nombre y en la Hacienda El Muerto.

Se trata de una secuencia de lutitas negras que presentan nódulos calcáreos de forma ovoidal, intercaladas con delgados niveles de calizas y areniscas calcáreas. En general, la

Formación Pazul se caracteriza por el predominio de lutitas muy deleznable que se encuentran sobre los conglomerados de la Formación Tablones en ligera discordancia.

No se reportan restos paleontológicos. Sin embargo, por su posición estratigráfica sobre la Formación Tablones y encontrándose en el tope del Cretácico se le puede asignar al Maastrichtiano–Daniano (Palacios, 1994).

3.2.11 Formación Redondo (Campaniano–Maastrichtiano)

Olsson (1934) define como Formación Redondo a una sucesión conglomerádica intercalada con lutitas. Posteriormente, Chalco (1953) y Palacios (1984) denominan a esta misma secuencia Formación Pazul en la quebrada del mismo nombre y la Hacienda El Muerto, que comprende la quebrada de Cazaderos. La Formación Redondo no aflora en superficie en la cuenca Talara. Sin embargo, reportes de perforaciones realizadas en el sector sur y norte de la cuenca evidencian la presencia de secuencias de la Formación Redondo en el sector sur de la cuenca y la ausencia en el sector norte.

Las secuencias de la Formación Redondo corresponden a una sucesión de conglomerados en la base que pasan progresivamente a niveles de lutitas con nódulos carbonatados. Se caracteriza por ser una secuencia grano y estrato decreciente de ambiente litoral, marino somero a marino poco profundo. El espesor que de esta formación se estima entre 400 a 500 m.

No se han reportado datos radiométricos ni paleontológicos que determinen con precisión la edad de esta formación. Por lo tanto, por estar sobre las formaciones Pananga y Muerto la edad de la Formación Redondo podría corresponder al Campaniano–Maastrichtiano (Palacios, 1994).

3.3 CENOZOICO

El Cenozoico de la cuenca Talara tiene diversas interpretaciones y cada autor tiene sus propias apreciaciones (figuras 3.6, 3.7 y 3.8). Sin embargo, para el presente trabajo tomaremos en cuenta las descripciones de Séranne (1987), quien realiza un análisis detallado de la evolución y describe que la cuenca Talara está rellena de una gruesa serie arenisca-pelítica de un sistema fluvio-deltaico y que tiene un espesor acumulado total de más de 10 km. Pese a ello, la profundidad máxima de sedimento en la misma vertical no supera los 5000 m. La serie, que va del Campaniano al Oligoceno, se organiza en secuencias grano y estrato decrecientes que son el resultado de sucesivas profundizaciones de la cuenca, a excepción de las formaciones de la primera mitad del Eoceno inferior que forman secuencias de progradación grano y estrato crecientes. Además, el autor

ha distinguido una sucesión de 5 ciclos principales limitados por discordancias o cambios de tendencia. Las facies litológicas varían mucho lateralmente, lo que permite delimitar la forma y distribución de los cuerpos sedimentarios (figura 3.6). En esta figura esquemática se muestra la distribución de facies de norte a sur.

3.3.1 Ciclo A del Campaniano al Paleoceno

En la cuenca Talara, el primer ciclo del complejo fluvio-deltaico descansa en discordancia angular sobre el Paleozoico o sobre el Albiano medio (figura 3.6). Las formaciones de este ciclo se conocen solo a partir de los datos de perforación. La secuencia es granodecreciente y se inicia por conglomerados que pasan a sedimentos finos marinos que contienen nódulos de carbonato (Formación Redondo, figura 3.4). En la parte sur existen dos intercalaciones detríticas gruesas grano decrecientes, dispuestas en lóbulos de 1 a 3 km de diámetro (Grupo Mal Paso, unidad reconocida en subsuelo). Los lóbulos han sido interpretados como un sistema turbidítico (Montoya, 1984). Sin embargo, la distribución del tamaño de las partículas del sedimento, la morfología del dispositivo y las similitudes contextuales con otras formaciones en la cuenca podrían indicar un ambiente de abanico-deltaico que interrumpe la sedimentación tranquila de los pro delta. El ciclo A continúa en el Paleoceno (Formación Balcones, unidad reconocida en subsuelo) con la acumulación de 2000 m de limos gris oscuros con laminaciones de areniscas finas de probable ambiente pro delta.

3.3.2 Ciclo B de la primera mitad del Eoceno inferior

El ciclo B del Eoceno inferior está en contacto discordante con el ciclo A o las rocas del Paleozoico al norte y al este de la cuenca (figura 3.6). Este ciclo se caracteriza por: a) una secuencia grano y estrato creciente de progradación; b) una polaridad NNE/SSO en la sedimentación; c) una gran extensión geográfica en la cuenca.

La parte basal de este ciclo está representada por conglomerados de matriz gris que contienen foraminíferos (Petters, 1968) (Formación Basal Salina, figura 3.4) que rellenan paleorelieves de forma alargada, de dirección NNE/SSO. En el extremo sureste de la cuenca parece que esta formación es concordante con arcillas grises con foraminíferos planctónicos de pro delta. La distribución del tamaño de partícula de los sedimentos sigue una polaridad NNE/SSO. Esta formación basal tiene un espesor de 20 a 100 m.

La mayor parte del ciclo B (900 a 1000 m de espesor) se compone de una secuencia de progradación hacia el suroeste, que comienza con limos y areniscas finas pro delta pasando por

la cumbre hasta litorales de areniscas medianas o gruesas con fauna nerítica (Formación San Cristóbal, unidad reconocida en subsuelo). Encontraron intercalación de niveles decamétricos de conglomerados con matriz roja en secuencias de canales grano decrecientes que corresponden a intervalos fluviales. Estos se vuelven cada vez más importantes hacia la parte superior de la secuencia y el norte de la cuenca. Esta formación conglomerádica fluvial del tope de la secuencia (Formación Mogollón, figura 3.4) constituye uno de los principales reservorios petroleros de la cuenca. La Formación Mogollón, de gran extensión, aflora en varios lugares de la cuenca. A lo largo del borde oriental presenta conglomerados y brechas de conos aluviales. Lateralmente hacia el oeste, se pasa rápidamente a conglomerados organizados en cuerpos NNE/SSO alargados e intercalados con finos niveles de arcilla marrón a roja. El conjunto se interpreta como una red fluvial trenzada, fluyendo hacia el SSO y en parte alimentada por conos aluviales. En la parte sur de la cuenca, esta formación está representada por secuencias grano y estrato crecientes (alrededor de 10 m) de progradación de barras de arenas costeras en ambientes de lagunas.

El ciclo B se interpreta como la progradación de un sistema fluvial con alta capacidad de transporte en ambientes costeros. La llegada al dominio marino de grandes cantidades de sedimentos gruesos y de alta energía conduce a la formación de abanico-deltas (Formación Basal Salina, figura 3.4) sobre los que avanzan los limos y areniscas costeras (Formación San Cristóbal, unidad reconocida en subsuelo) y luego los conglomerados fluviales (Formación Mogollón, figura 3.4).

3.3.3 Ciclo C de la segunda mitad del Eoceno inferior

El ciclo C concordante con el ciclo B, se diferencia de este último por la reanudación de las secuencias decrecientes de grano observadas en el ciclo A (figura 3.6). El ciclo se compone de tres secuencias principales correspondientes a la evolución de tres cuerpos sedimentarios independientes geográficamente.

La primera secuencia C1 se caracteriza por areniscas con algunos niveles de conglomerados hacia la base y niveles limosos en la parte superior (Formación Ostrea, figura 3.4). El tamaño de grano disminuye hacia el suroeste donde dominan los niveles limosos (Formación Pale Greda, figura 3.4), muy similares a los de la Formación Balcones (ciclo A). Las facies de areniscas se organizan en grandes cuerpos lenticulares con buena continuidad lateral en los miembros de la base, y son verificadas por correlaciones eléctricas. En afloramiento se observan areniscas bastante mal clasificadas que contienen fragmentos de fósiles neríticos (turritellas, ostras, etc.) generalmente redondeados. Estas areniscas están bioturbadas

y presentan ondulaciones de corrientes y progradación de mega dunas. La facies limosa monótona no permitió diferenciar entre secuencias.

La secuencia de C1 se interpreta como resultado de una sedimentación poco profunda, donde los sedimentos de arenisca costera se vuelven a retrabajar y vuelven a depositarse en la plataforma por la acción de las olas y las corrientes submarinas en forma de grandes bancos arenosos (figura 3.6). La facies fina representa sedimentación distal o más protegida.

La segunda secuencia C2 se desarrolla en la mitad sur de la cuenca. Es un cuerpo detrítico grueso (Formación Pariñas, figura 3.4) que presenta afloramientos de conglomerados con probables laminaciones de canal y presencia de numerosos troncos silicificados (de hasta 2 m de largo). El conjunto representa un ambiente fluvial con una alta capacidad de transporte desde el ESE a NNO (Carozzi, 1975). Al este, se observan areniscas medianas con laminaciones oblicuas de dunas que se intercalan con limos multicolores correspondientes a un ambiente similar al de la secuencia C1. En el extremo sureste emergen limos bioturbados muy ricos en materia orgánica y con muchos niveles de lumachelles. Se interpreta a esta asociación como depósitos de una laguna abierta y periódicamente sometidos a episodios de alta energía que redepositan los sedimentos litorales en forma de barras de arena. Mientras que en el sureste de la cuenca se desarrolló este sistema fluvio-deltaico, en el noroeste correspondió a un ambiente de sedimentación de baja energía con depósitos de limos y arcillas de prodelta (Formación Clavel, figura 3.4).

La tercera secuencia del ciclo C3 se extiende al norte de la cuenca (Formación Echinocyamus, figura 3.4). Comienza por conglomerados discordantes sobre las arcillas pro delta de C2. Presentan laminaciones de canal, intercaladas con areniscas gruesas que presentan laminaciones oblicuas planas y con paleosuelos de secuencias métricas en la parte superior. Además, se observa estructuras flaser en las intercalaciones de areniscas. El conjunto caracteriza un sistema fluvial entrecruzado muy próximo al mar, cuyas pequeñas variaciones relativas de nivel permiten que las mareas cubran la llanura fluvial. Gracias a los análisis de estructuras sedimentarias, Palomino y Carozzi (1979) precisaron que el sistema fluvial fluía desde el ESE hacia el ONO. La secuencia es grano decreciente, continúa con areniscas marinas con laminaciones planas paralelas y oblicuas de dunas. Localmente encontramos ejemplos de estructuras flaser, incluso hacia la cima del C3 se observan areniscas finas intercaladas con limolitas laminadas. Las facies sedimentológica y logarítmica son idénticas a las de la secuencia C1, lo que requiere la misma interpretación del ambiente sedimentario. Los lechos de areniscas disminuyen de espesor hacia el oeste y

hacia el sur, pasando a limos y margas dolomíticas de ambiente pro delta de baja energía (Formación Chacra, figura 3.4).

3.3.4 Ciclo D del Eoceno medio

El ciclo D corresponde al Grupo Talara que abarca el período comprendido entre el Eoceno medio y el inicio del Eoceno superior (González, 1976). La secuencia está compuesta fundamentalmente por limolitas y arcillas. Sin embargo, notamos la existencia de varios cuerpos sedimentarios de areniscas y conglomerados de diferentes ambientes sedimentarios y extensión geográfica limitada. Además, el ciclo D incluye sedimentos sintectónicos y deformaciones sindiagenéticas (Dorreen, 1958; Mufioz, 1978). El conjunto tiene espesores muy variables entre 600 y 1500 m.

El ciclo D o Grupo Talara comienza con una discordancia angular. Al noroeste de la cuenca se depositan areniscas y conglomerados canalizados con láminas de artesa características de energía fluvial, coronadas por areniscas finas y limos bioturbados que contienen niveles de concentración de moluscos (turritelas, ostras, nautilus) y algunas estructuras intermitentes que caracterizan un entorno intermareal. En el sur encontramos lentes de conglomerados masivos con una alta proporción de matriz de arcilla, depositada por flujos de masa en un ambiente submarino (abanico-delta).

Las formaciones de la base están coronadas por sedimentos limosos y arcillosos finamente estratificados, de ambiente pro delta. En la parte norte-central de la cuenca, esta sedimentación es interrumpida por un episodio de depósitos conglomerádicos resedimentados que forman cuerpos linguoides de varios cientos de metros de largo y con base erosiva, así como sucesiones de secuencias grano y estrato decrecientes de unas pocas decenas de metros de espesor. Se interpretan como fan-deltas. Se sugiere tener en cuenta que estos fan-deltas a menudo se han confundido con los sedimentos litorales básicos del Grupo Talara porque ambos contienen los mismos foraminíferos utilizados en la cronoestratigrafía (Helicolepidina).

En el centro de la cuenca, cerca de la localidad de Talara y al norte, los sedimentos limosos del Grupo Talara están afectados por brechas intensas y se mezclan con cantos rodados resedimentados (elementos de los miembros base del Grupo y de la parte superior del ciclo C). Forman un olistostromo, deformado por cizallamiento. Esta Formación Breccias Talara, corresponde a un episodio de importante actividad tectónica.

Las formaciones superpuestas a las Breccias de Talara presentan en el norte de la cuenca una facies de limos laminados de un ambiente pro delta no deformado. Por otro lado, en el sur observamos limos pro delta que gradualmente pasan hacia

arriba a lechos de areniscas con laminaciones planas de alta energía y ondulaciones de corriente (Delfaud et al., 1985). Hacia la parte superior de la secuencia se observan alteraciones diagenéticas. La distribución de estas areniscas dibuja tres lóbulos de unos 5 kilómetros de diámetro con contribuciones de este a oeste observadas en el lóbulo central. Esto corresponde a los lóbulos de progradación frontales deltaicos. Finalmente, el ciclo D finaliza con limolitas laminadas e intercaladas con finas capas de arenisca fina pro delta (Formación Pozo, unidad definida en subsuelo).

3.3.5 Ciclo E del Eoceno superior

Las formaciones del Eoceno Superior que afloran en la cuenca (formaciones Verdun y Chira, figura 3.4) constituyen una secuencia grano decreciente y se encuentran en discordancia angular sobre el ciclo D en el norte de la cuenca, mientras que hacia el sur el contacto es concordante (figura 3.6).

El ciclo se inicia en el norte de la cuenca con areniscas y conglomerados bien clasificados que presentan grandes laminaciones paralelas oblicuas con bajo buzamiento, pasando hacia arriba a areniscas finas con ondulaciones de corriente y bioturbaciones, a niveles aislados de canales y finalmente, limolitas laminadas con estructuras flaser. La Formación Chira (figura 3.4) suprayacente corresponde a un intervalo grueso de 1000 m de limolitas y arcillas reconocidas en la perforación petrolera. Al sur de la cuenca, se observa que la Formación Verdún (figura 3.4) es concordante con la Formación Pozo. Este está constituido por arenisca de grano grueso a medio que rápidamente se convierte en limolita.

El ciclo E se interpreta como el resultado de la sedimentación en un medio litoral con fuerte influencia de la energía de las olas y accesoriamente de la marea. La distribución de las facies parece indicar que la línea de costa estaba orientada NO/SE con mar abierto hacia el SO.

Como complemento de estos ciclos sedimentarios (figura 3.4) tenemos a la Formación Mirador, que presenta areniscas tobáceas de grano medio a fino de coloración blanquecina con inclusiones de feldespato y granos de cuarzo, en estratos tabulares de 0.5 a 1 m de grosor con estructuras tipo rizaduras. Las facies continúan con areniscas de grano fino a medio de color verdoso, areniscas conglomerádicas y conglomerados con rodados de 2 a 10 cm de diámetro que corresponden a cuarcitas, cuarzo y fragmentos de areniscas unidas por matriz arenosa con restos de arcilla (Andamayo, 2009). El contacto con la Formación Chira es erosivo. En paso progresivo se tiene a la Formación Cone Hill, nombre que fue dado por Iddings & Olsson (1928) a una secuencia constituida por lutitas marrones, calizas y margas con una potencia aproximada de 1100 m.

Esta formación muestra ocurrencias de esqueletos de ballenas dentadas, así como dientes y vértebras de tiburones. Cerca al límite con la cuenca Progreso aflora la Formación Carpitás, en los alrededores de la localidad del mismo nombre, así como en la Quebrada del Conchudo, donde tiene un carácter local correspondiendo juntamente con la Formación Mirador a la parte superior del ciclo sedimentario.

3.4 CENOZOICO (CUENCA PROGRESO)

En la cuenca Progreso aflora la Formación Máncora (Rupeliense) y tiene como estratotipo a la localidad de Máncora. Los afloramientos se encuentran distribuidos en los cuadrángulos de Lobitos, Quebrada Seca y Zorritos en estratos bien definidos. Están constituidos por areniscas de grano fino a grueso, con matices abigarrados por intemperismo. Resalta también niveles lenticulares de conglomerados con matriz-arcillosa, a veces con contenido de carbón (lignito) y concreciones ferruginosas. Sobreyace sobre la Formación Chira y en ocasiones sobre la Formación Carpitás (Cone Hill). El espesor esta entre 200 a 300 m; sin embargo, en Plateritos puede llegar hasta 700 m. Sobre la Formación Máncora, aflora concordantemente la Formación Heat (Chattiense), unidad descrita por Grzybowski a fines del siglo pasado, en una quebrada a 8 km al este de Zorritos. En esta zona se ha observado tres miembros: dos miembros rutáceos y uno arenoso. La secuencia más completa se puede observar al sur de Zorritos, específicamente en la Quebrada Bocapán, cuya base está constituida por una secuencia de lutitas gris verdosas, con nódulos calcáreos discoidales, que se intercalan con bancos coquiníferos de 30 cm de espesor. Le siguen areniscas cuarzosas de grano grueso y matriz arcillosa con intercalaciones de lutitas verdes que intemperizan a ocre. La parte superior muestra niveles de lutitas arcillosas de color marrón oscuro, algo rojizos, con mucho yeso acicular y microlaminar. La estratificación es delgada, con aspecto terroso. Cerca al contacto las lutitas se muestran marrón rojizo a chocolate con tintes rojizos debido a la oxidación. Infrayace a la Formación Zorritos, relación de contacto que se puede observar claramente en la Quebrada Bocapán. El espesor es aproximadamente de 1300 m.

Progresivamente esta unidad pasa a la Formación Zorritos (Burdigaliense-Langhiense), que Petersen (1936) divide en tres miembros: 1) Miembro inferior, constituido por lutitas marrón grisáceas, carbonosas, con intercalaciones de lutitas grises a verdosas, ocasionalmente con lentes de arenisca cuarzosas de grano medio con estratificación cruzada; en la parte superior de este miembro se presentan lutitas bentónicas. 2) Miembro medio, constituido por horizontes de areniscas, de grano fino y, en partes, conglomerados finos interestratificados con lutitas grises a verde olivo o capas carbonosas, piritosas y ocasionalmente

lutitas rojas. 3) Miembro superior, presenta areniscas cuarzosas de grano medio a grueso, con lutitas bentónicas de color verde claro y lutitas carbonosas con escasa pirita. El espesor total de esta unidad puede estar entre los 350 a 400 m de espesor y en el subsuelo del Zócalo Continental (entre Tumbes y Guayaquil) pasa los 2500 m.

Finalmente, el Cenozoico en la cuenca Progreso termina con la Formación Cardalitos (Tortonense), descrita por Petersen (1936) como una secuencia que en la base presenta arenas más o menos duras en capas de 0.25 a 1 m de espesor, intercaladas con arcillas arenosas e intercalaciones de conglomerados. La parte media está compuesta de arcillas plumizas oscuras y claras, con intercalaciones de arenas sueltas en capas delgadas; hacia arriba las arcillas plumas se tornan yesíferas, observándose núcleos y lentes calcáreos que generalmente no son más de un metro de espesor. La parte superior resalta la presencia de arcillas con bancos de arena. Las relaciones estratigráficas, tanto de la Formación Cardalitos como de la Formación Zapallal con las unidades del Mioceno inferior, se hallan en aparente discordancia paralela e infrayacen con la misma relación a la Formación Tumbes y Miramar en el área Zorritos y Sechura, respectivamente. El espesor de la Formación Cardalitos es de 400 m, aproximadamente.

Al sur de la cuenca, en el Macizo de Illescas, la estratigrafía de superficie también muestra a la Formación Zapallal (Mioceno medio), que tiene su localidad tipo en la localidad de Salina, Zapallal, desierto de Sechura-Piura. Está compuesta por lutitas diatomáceas y fosfáticas friables de color gris a gris verdoso con intercalaciones de areniscas tobáceas y limolitas con menores cantidades de bentonitas, calizas fosfatadas con pirita diseminada y areniscas cuarzosas, con un espesor de unos 700 a 970 m (Mac Donald, 1956). Su amplia distribución abarca áreas desde Sullana por el norte hasta Pampa Namuc por el sur (Olsson, 1932; Caldas, 1980). En el área de Bayóvar también aflora la Formación Montera (Mioceno inferior), que se encuentra contigua al flanco oriental del Macizo de Illescas. En su parte inferior se compone de bancos gruesos de areniscas amarillo-grisáceas de grano grueso a medio, la parte media está constituida por alternancias de areniscas blanquecinas parcialmente microconglomeráticas y la parte superior consta de paquetes gruesos de conglomerados rojizos con fenoclastos de cuarzo, cuarcitas y rocas metamórficas en matriz arenarclillosa. La secuencia finaliza con un horizonte de calizas amarillo-blanquecinas de grano fino (Olsson & Zúñiga en Palacios, 1994). Así mismo, en la vertiente oriental del Macizo de Illescas se encuentra la Formación Hornillos (Plioceno), cuya base presenta areniscas arcósicas blanco amarillentas, de grano medio a grueso intercaladas con areniscas coquiníferas.

Hacia la parte superior se encuentran areniscas arcósicas sacaroideas fuertemente endurecidas con cemento calcáreo, microconglomerados coquiníferos con niveles de lumaquelas.

3.5 CENOZOICO (CUENCA LANCONES)

3.5.1 Formación Miramar (Mioceno superior)

Su sección típica ha sido reconocida debajo de los Tablazos, cerca de la localidad de Miramar (entre Sechura y La Unión). Otros afloramientos se encuentran localizados en Paita y el valle del río Chira. La base de la Formación está constituida por un conglomerado de areniscas arcósicas, de grano fino color amarillo a ocre plumizo, con tintes verdosos y abundantes manchas limoníticas por oxidación. Son poco compactas y en algunos niveles son arenas sin cohesión, deleznales, que son socavadas fácilmente por la erosión, formando comizas con las capas competentes y duras de los tablazos marinos.

La parte media de la secuencia está formada por niveles de areniscas tobáceas, abigarradas. La parte superior presenta areniscas coquiníferas de grano fino, matriz arenarclillosa; contiene microfósiles como braquiópodos y gasterópodos.

3.5.2 Formación Tambogrande

Esta formación aflora en el valle del río Piura en la esquina sureste de la hoja de Sullana. Tiene su localidad tipo en el Cerro Las Lomas de la localidad de Tambo Grande, extendiéndose hasta la presa de Poechos al NE de Sullana. La secuencia está constituida por bancos gruesos de areniscas poco consolidadas color blanco grisáceo, que se intercalan con niveles lenticulares de cenizas blanquecinas de naturaleza dacítica, areniscas tobáceas, lodolitas grises y microconglomerados.

Esta formación es de naturaleza aluvial-lacustrina. Esta formación sobreyace con discordancia angular al Grupo Lancones y está cubierta por depósitos eólicos recientes. Se ha estimado un espesor de 50 m.

El Pleistoceno corresponde a secuencias que cubren discordantemente a rocas más antiguas y son denominadas Tablazo (Pleistoceno-indiferenciado). Definido por Bosworth (1922), Zúñiga & Rivero (1979) y Palacios (1994) nombra como Tablazo Máncora, Tablazo Talara y Tablazo Lobitos a unos depósitos marinos escalonados en forma de terrazas. La Formación Tablazo Máncora se presenta en las altas planicies que se extienden hasta el Máncora de Los Órganos y Máncora. Está compuesta por conglomerados con cantos de rocas de diferente naturaleza, arenas finas o gruesas, bioclásticas con contenido de fragmentos de conchas, lumaquelas y coquinas que muestran concentraciones de caparzones, mayormente

de macrofauna (en su mayoría gasterópodos, lamelibranquios, braquiópodos y pelecípodos) dentro de una matriz areniscosa y salina, que representan facies de aguas cercanas al litoral (Palacios, 1994). Otra plataforma pleistocénica es la Formación Tablazo Talara, que es la más alta de la llanura desértica, en forma de una costra sedimentaria, con 3 m de espesor promedio. Sus afloramientos se extienden desde Mórrope y llega hasta la zona de Talara, donde cubre discordantemente al Grupo Talara. La litología varía en razón de la distancia al mar. La constituyen conglomerados lumaquéllicos o lumaquelas poco consolidados en matriz bioclástica o arenisca arcósica y en los sectores más orientales está constituida por conglomerados coquiníferos

o coquinas (Palacios, 1994). Los clastos son de naturaleza variada, proveniente de la Cordillera Occidental. Dado su carácter lenticular, no existen capas guías para su cartografiado, imposibilitando su correlación intraformacional. Por otro lado, representando a la plataforma más baja está la Formación Tablazo Lobitos, cuya escarpa delinea en forma parcial la morfología litoral de la bahía de Sechura. Se extiende desde Paita hasta la localidad de Lobitos. Litológicamente, el Tablazo Lobitos es una secuencia conglomerádica poco consolidada, con rodados subangulosos y de naturaleza variada; incluye formas faunísticas bien conservadas no fosilizadas, con presunta matriz bioclástica o areniscosa (Palacios, 1994).

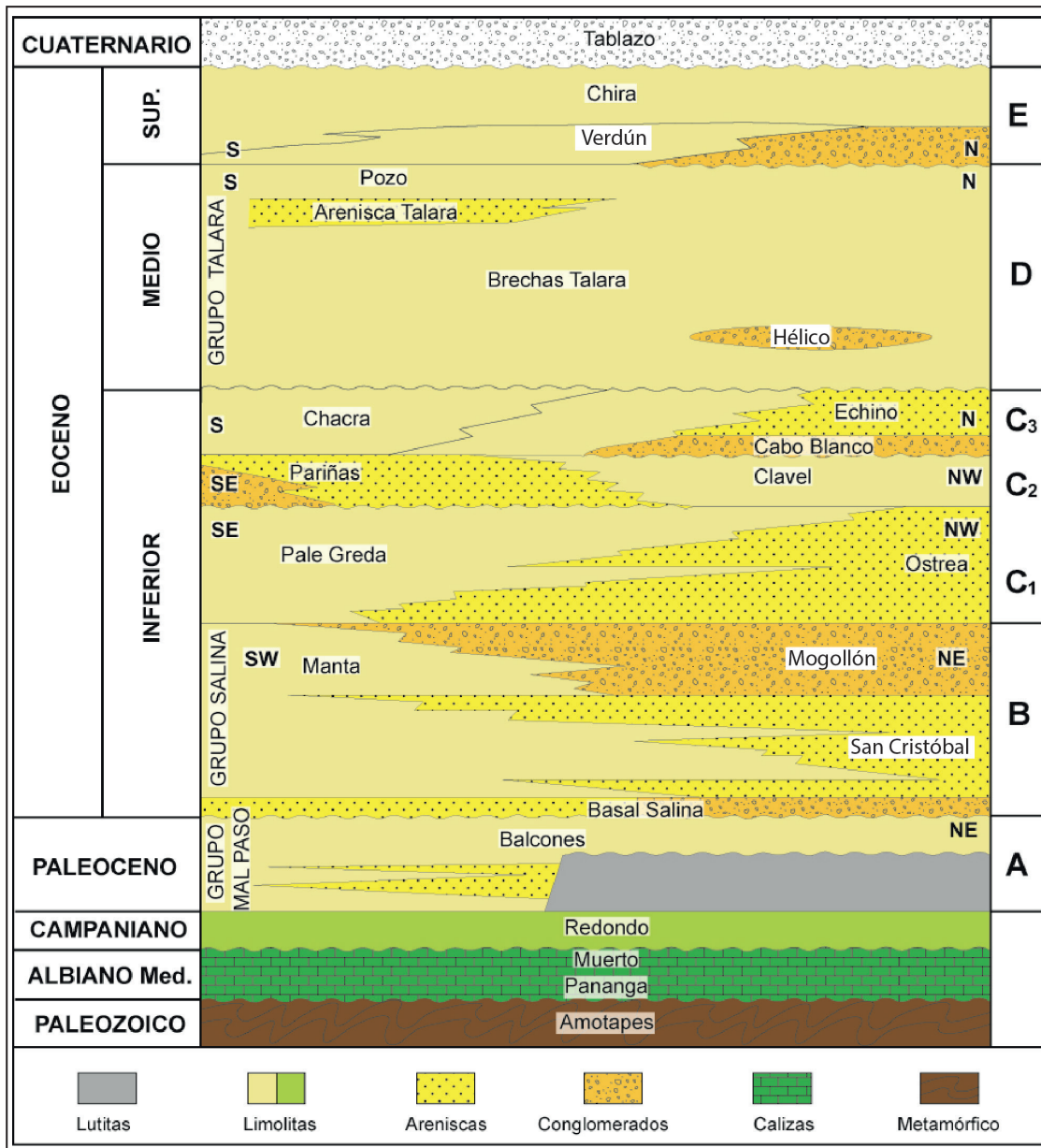


Figura 3.6 Columna estratigráfica del Cenozoico de la cuenca Talara (Séranne, 1987)

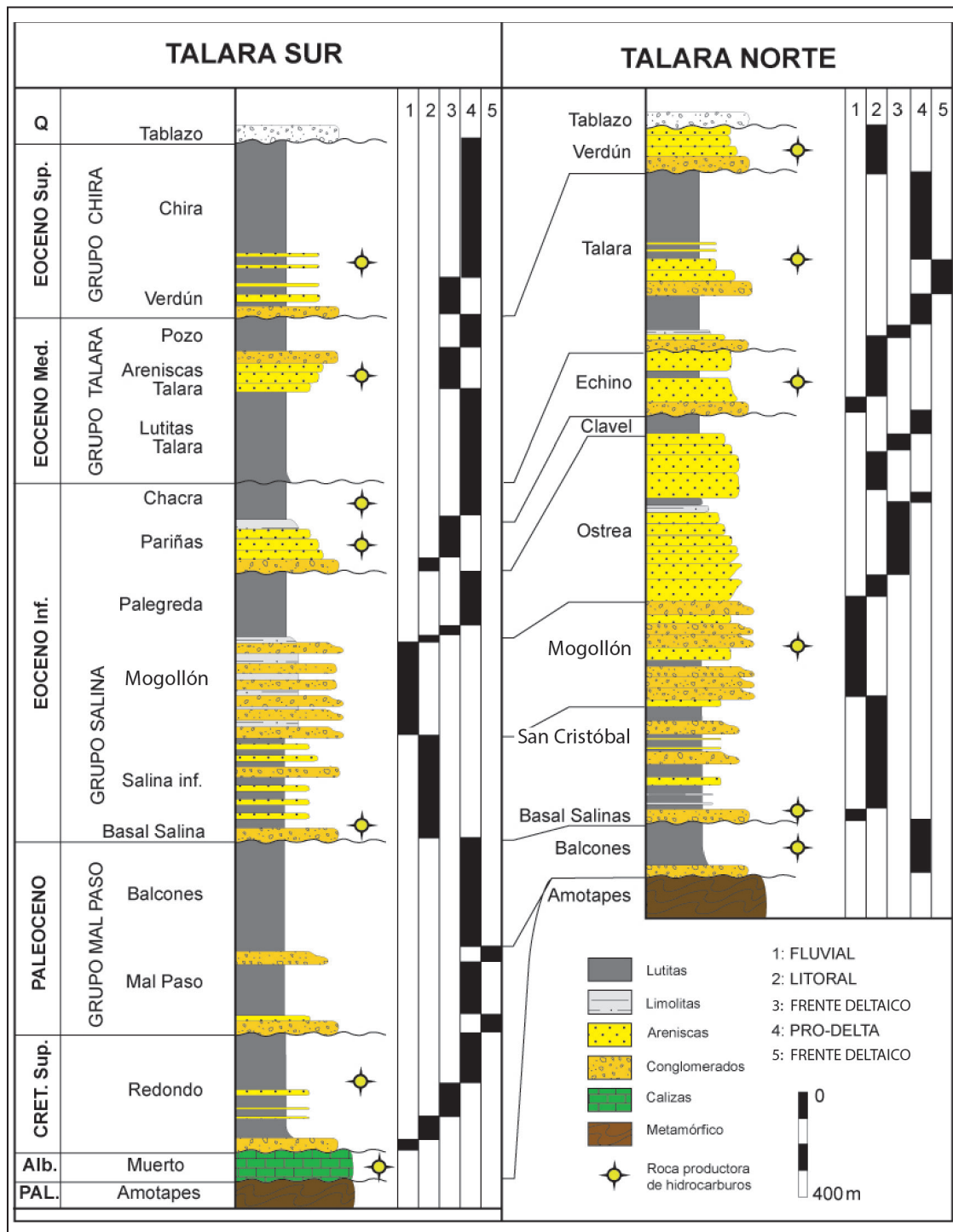


Figura 3.7 Columna litoestratigráfica e interpretación de ambientes sedimentarios de la parte sur y norte de la cuenca Talara (modificado de Séranne, 1987)

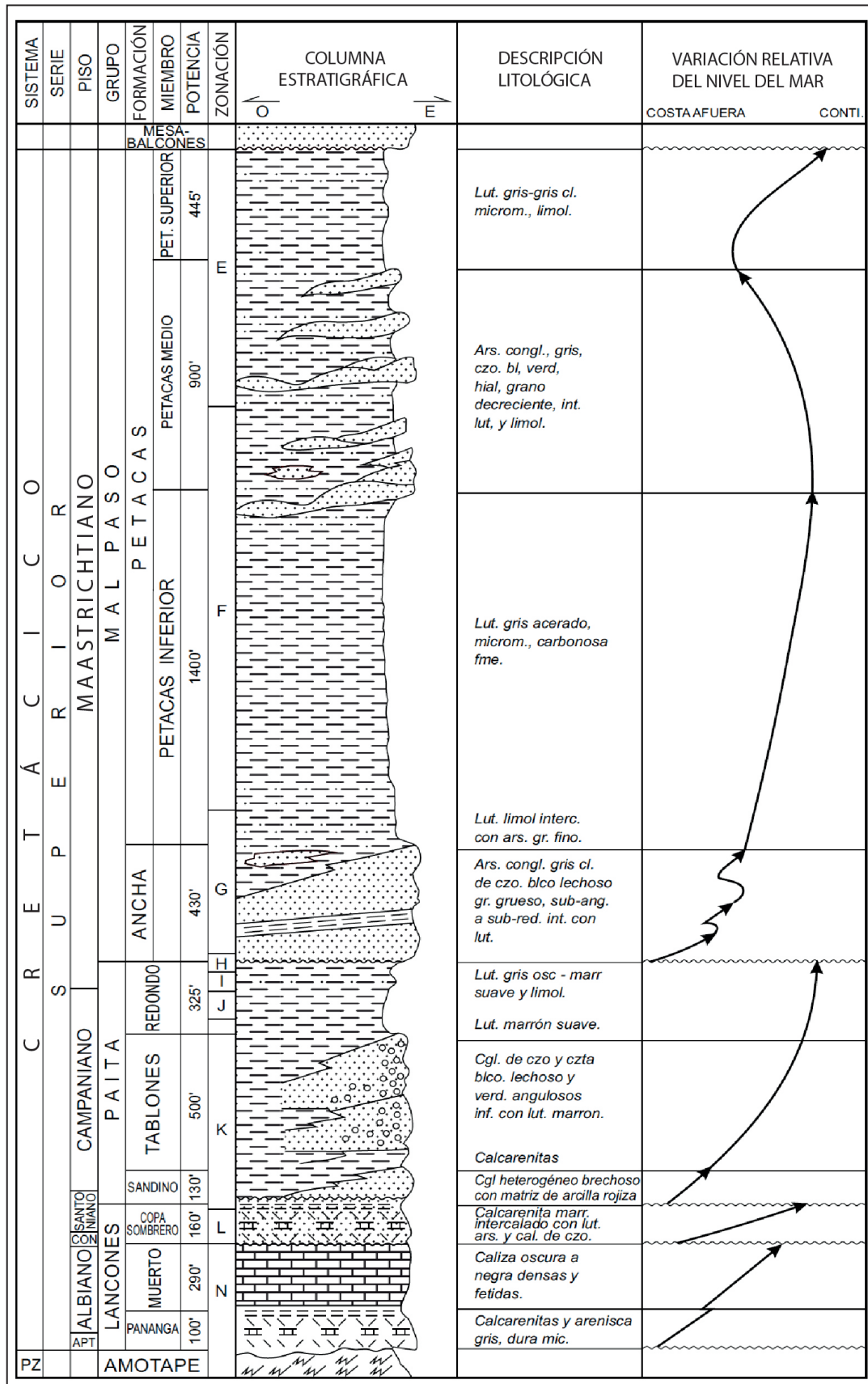


Figura 3.8 Columna estratigráfica del Cretácico en el sector La Brea y Pariñas de la cuenca Talara (Castro, 1991)

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL Y TECTÓNICA

La cuenca Talara (figura 4.1) está distribuida tanto en tierra como en mar a lo largo de la costa norte del Perú. Es una de las cuencas de antearco desarrolladas a lo largo de la costa peruana asociada con el sistema de la fosa Perú-Chile. El marco tectónico-estructural de la cuenca Talara tiene características regionales muy peculiares, las cuales son dominadas por la subducción de la Placa de Nazca, en la Fosa Peruano-Chilena. La fase moderna de dicha subducción comenzó en el Cretácico y continúa hasta la actualidad.

Por otra parte, la megafalla Dolores-Guayaquil en el norte representa un cambio fundamental en la estructura cortical a lo largo del oeste de América del Sur. Se cree que el basamento del oeste de Ecuador (oeste de la megafalla) está constituido por corteza oceánica cretácica. Mientras, en el noroeste del Perú (sur y este de la megafalla) existen abundantes rocas metamórficas y graníticas, las cuales se erosionan a lo largo del relleno del Eoceno hacia la cuenca de antearco de Talara, lo cual implica una cuenca con afinidades continentales.

De la interpretación geológica y sísmica 2D/3D, se puede resumir que hubo varios eventos tectónicos importantes en el área. El primero es la fase tectónica Paleozoica (Fase neo-Herciniana), de carácter compresivo con ligeras evidencias extensionales, determinó los paleorelieves pre-Cretácicos caracterizados por bloques rotados y formación de estructuras en toda la cuenca. Posteriormente, la tectónica Nevadiana (pre-Cretácico/Cretácico) provocó levantamiento y erosión regional. Un tercer evento importante corresponde a la tectónica del Cretácico Superior (Fase Peruana), donde se producen fallamientos y un intenso fracturamiento que evidenció el levantamiento de varias zonas de la cuenca y que dejó varias áreas de no deposición o erosión en tiempo Cretácico.

Posteriormente, el tiempo pre-Eoceno fue dominado por extensión, fallas normales, rotación de bloques Paleozoicos

y basculamiento regional. Otro evento tectónico corresponde a la Fase Inca, que se inició en el Eoceno medio cuando se comienzan a rellenar las partes bajas y avanzan hacia los paleoaltos de la Cordillera de la Costa. Durante el Eoceno superior continuaron el sag, extensión, colapsos de grábenes y plegamiento de rollovers. Durante el Mioceno se depositaron sedimentos modernos en la parte más al sur de la cuenca (Bayóvar). Sin embargo, se observa compresión que produjo un basculamiento en algunas zonas de la cuenca.

En la actualidad se observan extensión continua y generalizada y algo de contracción localizada (por ejemplo, en el prisma de acreción) y, en general, muy bajas tasas de sedimentación. Según los datos publicados, la subducción de la losa plana (flat slab) actual provoca variaciones laterales en el régimen de estrés, incluidos movimientos transcurrentes. Hoy en día las tasas de levantamiento de 0,1 a 0,5 mm/a se han establecido para las terrazas marinas a lo largo de la costa sur de Ecuador y norte de Perú (Pedoja et al., 2006).

Como resultado de dicha compleja historia, se reconocen numerosos estilos estructurales, tales como fallas normales, grábenes, hemigrábenes, bloques rotados de gran escala (Paleozoico), anticlinales tipo rollover y anticlinales contraccionales.

La cuenca puede ser dividida en varias subcuencas que son los principales depocentros que sirvieron de cocinas generadoras (de sur a norte: Bayóvar, Lagunitos, Malacas, Siches, Órganos, Laguna/Pazul) separadas por altos estructurales regionales donde se han descubierto los principales yacimientos de petróleo y gas (San Pedro, Paita, Negritos, Lobitos y Peña Negra-El Alto), cada uno, tanto depocentros como altos, con sus características particulares (figura 4.1).

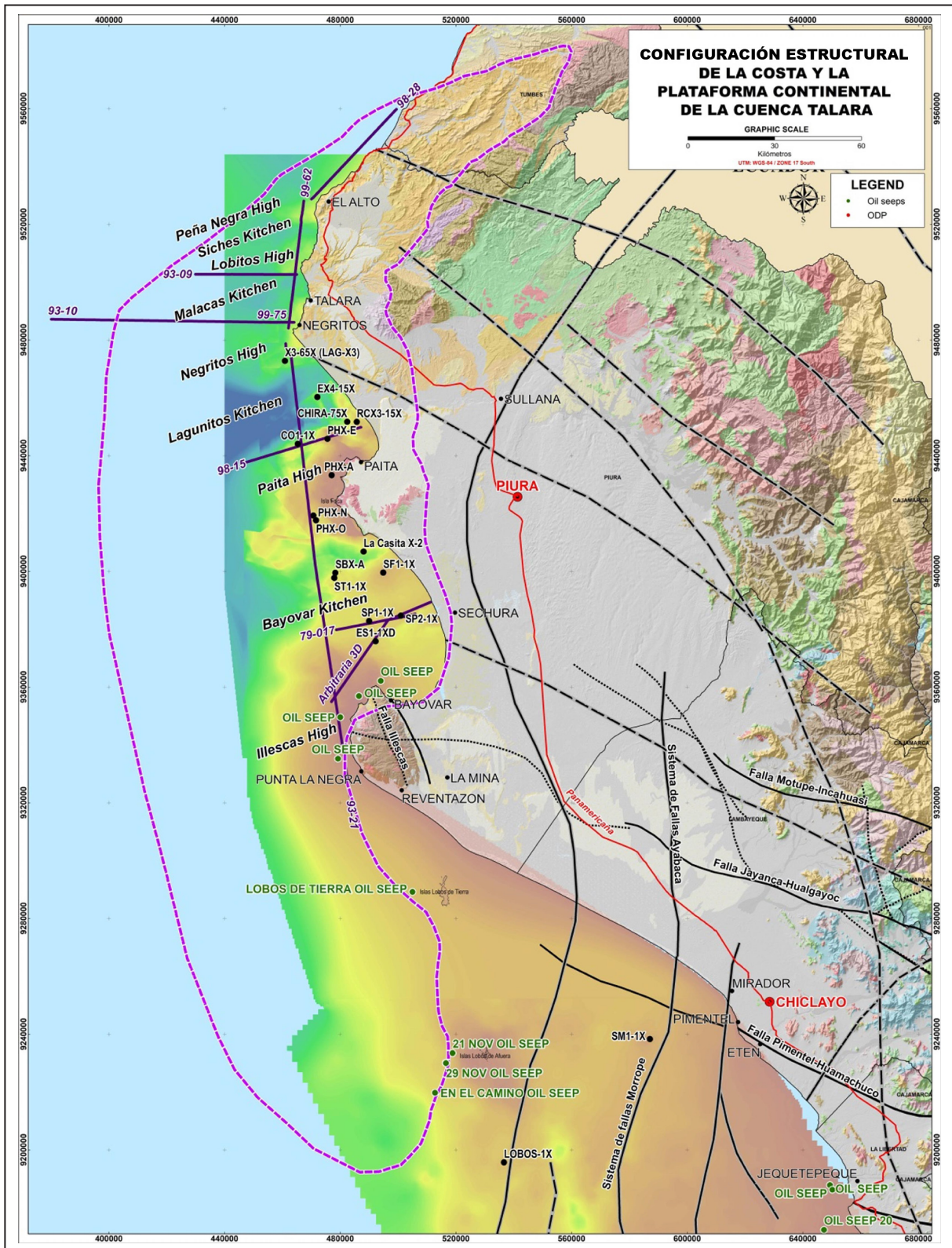


Figura 4.1 Mapa de ubicación de elementos morfoestructurales de la cuenca Talara

La sísmica moderna y el análisis estratigráfico de la cuenca Sechura indica que existe una relación entre la historia tectónica y la depositación de abanicos submarinos. Estos abanicos se originaron en una zona tectónica que separa las cuencas de Talara y Sechura y se caracteriza por presentar o estar controlada por fallas inversas y normales secundarias (Zúñiga-Rivero et al, 2001).

Merece mencionar también la evolución de las unidades paleozoicas que forman parte del basamento de la cuenca Talara. Isaacson y Díaz Martínez (1995) evaluaron el Devónico a través de la historia pérmica del oeste de Bolivia hasta el sur de Ecuador y distinguieron cuatro fases como características de la sedimentación paleozoica en el oriente sudamericano.

1. Sedimentación clástica marina superficial durante el Devónico (Lochkovian-Frasnian), con un aumento de la sedimentación durante el Devónico inferior a medio (Emsian-Eifelian). Distribución de litofacies y sedimentos, donde los espesores indican principalmente una fuente occidental.
2. Devónico superior-Carbonífero inferior (Famenniano-Visean), las secuencias se caracterizan por ser de ambientes glaciomarino y de abanico-deltaico. Los clastos encontrados, constituidos por rocas sedimentarias, andesíticas, graníticas y tobáceas, provenían de unidades infrayacentes.
3. En el Carbonífero medio (Serpujoviano-Bashkiriano) se produjo una pausa en la sedimentación y la edad variaba en toda la región.
4. La sedimentación de siliciclásticos y carbonatos se produjo a finales del Carbonífero-Pérmico inferior (¿Moscoviano?-Artinskiano). Las cuencas intraarco pudieron haber existido cerca de la costa actual peruana. Posterior al hiato del Carbonífero medio, continuó la sedimentación continental en la región de trasarco. La epirogenia o la tectónica relacionada principalmente con el magmatismo tuvo una influencia regional con fluctuaciones del nivel del mar y discordancias entre el Devónico y el Carbonífero en Perú.

Durante el Devónico, estos eventos habrían sido restringidos, formando una apertura marina a lo largo del oriente peruano, occidente boliviano y norte de Argentina y Chile (Isaacson y Díaz Martínez, 1995).

La sedimentación durante el Paleozoico y Mesozoico no ha sido descrita en detalle, pero la región de la costa peruana fue probablemente parte de una extensa cuenca que cubrió toda la región y se extendió al este y oeste.

El Cretácico superior del norte del Perú estuvo marcado por una sedimentación continental de poco espesor, probablemente debido a las limitaciones del relieve andino, combinado con

escasas zonas de aporte y otros factores oceanográficos (Ziegler et al., 1981). La corteza oceánica de basaltos mesoceánicos (MORB), formada durante el Cretácico inferior (Aptiano-Albiano) (Jaillard et al., 1995), se emplazó discordante sobre el basamento de rocas del Pensilvaniano.

Entre el Cretácico superior-Eoceno superior, la acreción de terrenos alóctonos en la costa sur de Ecuador y norte de Perú sufrió una compleja evolución geológica que incluyó un arco de islas y la formación de una cuenca sedimentaria marginal, asociada a una colisión de placa e intraplaca con deformación por cizallamiento, generando una cuenca subsidente y diversas fases de levantamiento (Jaillard et al., 1995).

Los espesores de las secuencias estratigráficas del Cretácico al Terciario varían desde los 8500 a 18 000 m a lo largo de las cuencas costeras (Zúñiga-Rivero y Hay-Roe, 1998). En la cuenca Talara el Paleógeno varía de (66,4 a 23,7 Ma) y cubren más de 23 000 km².

Basado en datos de sísmica, pozo, aeromagnéticos y gravimétricos, se postula que la cuenca Talara se originó en el Paleoceno y Eoceno como resultado de la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, relacionados con eventos deposicionales y una tectónica transtensional (pullapart) y extensional (Raez Lurquin, 1999). En el Terciario, la placa sudamericana se desacopló y comenzó a formar la zona de subducción que se evidencia en la Fosa Perú-Chile, también conocida como la zona de subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana, que generan una margen continental convergente. La subducción de estas placas en el Terciario provocó el levantamiento y erosión de los Andes, creando una zona continental peruana activa con un complejo mixto de estilo estructural y estratigráfico.

Los sucesivos sistemas de sedimentación clástica durante el Paleoceno y Eoceno fueron el resultado a una tectónica extensional sinsedimentaria, representada por fallas de alto ángulo que delinear estructuras horst-y-graben, donde los movimientos relativos de las fallas estaban directamente relacionados con la configuración y el movimiento del basamento rocoso (Raez Lurquin, 1999). El límite Paleoceno-Eoceno está marcado por una discordancia que abre paso a la llegada de una espesa sucesión de areniscas y conglomerados de origen continental del Eoceno inferior Grupo Chacra-Salinas (figura 4.2) (Séranne, 1987).

Los eventos tectónicos del Paleoceno superior-Eoceno inferior y el Eoceno inferior-superior son los eventos de fases deformacionales más importantes que influyeron en el marco geológico de la costa del sur de Ecuador y norte del Perú. Estos representan una acreción progresiva de la margen continental

(Jaillard et al., 1995). Estos autores creían que la creación de las cuencas de antearco repetidas pueden atribuirse a la subsidencia y erosión de la corteza, donde en cada evento subsidente sucedió una importante fase compresiva que favoreció al acoplamiento y la erosión tectónica.

Nuevas cuencas de antearco se originan en el norte del Perú y sur del Ecuador en el Eoceno inferior a medio, evidenciadas por el relleno de depósitos de plataforma clástica del Grupo Chachra-Salinas, que está cubierto por sedimentos costeros a continentales constituidos por areniscas de grano grueso del Eoceno medio a superior del Grupo Talara (Jaillard et al., 1995) (figura 3.3). Estas relaciones registran una importante fase orogénica andina que refleja los resultados de colisión de la costa de Ecuador con el margen andino (Jaillard et al., 1995).

Durante el Eoceno superior hasta el Oligoceno inferior (aproximadamente 38.5 a 33 Ma), hubo un incremento de la aceleración de convergencia de la corteza oceánica contra la placa sudamericana, desencadenando la fase incaica del tectonismo andino que se manifestó por el empuje de los flancos andinos oriental y occidental a lo largo de los Andes (Cande y Kent, 1992).

El inicio de la orogenia incaica está marcado por una discordancia erosiva regional en el tope del Grupo Talara y base del Oligoceno Formación Máncora al sur de la cuenca Progreso (figura 4.2 y 4.3). El levantamiento de los Andes y la Cordillera de la Costa está asociado con la erosión y la sedimentación de considerables volúmenes detríticos superpuestos tanto en trasarco y antearco. Este levantamiento también contribuyó a la depositación de secuencias sedimentarias del Oligoceno y Eoceno en la cuenca Talara.

El relleno sedimentario de la cuenca Talara (figura 4.2 y 4.3) es principalmente del Eoceno, con un espesor promedio de 8500 m que se superpone a una secuencia de más de 1500 m del Paleoceno y hasta 2045 m de sedimentos del Cretácico (Zúñiga-Rivero et al., 1998b).

Sebrier et al. (1988) creían que la evolución de las cuencas del Paleógeno superior-Neógeno era similar al de la cuenca Talara que comenzó durante el Oligoceno, alrededor de 28-26 Ma, después de un largo período de relativa tranquilidad seguido del episodio compresivo del Eoceno superior 42 Ma. Entonces toda el área estaba emergida hasta la formación de nuevas

cuencas de antearco del Oligoceno superior-Mioceno (figura 4.2), que posteriormente fueron rellenadas por secuencias de areniscas de grano fino y lutitas marinas (Jaillard et al., 1995). El Oligoceno superior se caracteriza por el inicio de cuencas intramontañosas con la reactivación del tectonismo andino que terminó en el Mioceno superior (aproximadamente 7 Ma).

El análisis estructural de estas cuencas paleógenas-neógenas muestra que su evolución fue controlada por tensión de tectónica regional (Jaillard, et al., 1995; Marocco et al., 1995). Pliegues sinsedimentarios y fracturas muestran que hubo una rotación en el sentido de las agujas del reloj en el Neógeno. Esto explica las variaciones en el comportamiento de las fallas que bordean las cuencas y las diferentes etapas de su evolución (Jaillard et al., 1995; Marocco et al., 1995).

Un canal en la frontera norte de la cuenca Talara y límite sur de la cuenca Progreso puede haber sido creado en el Neógeno por la apertura del Golfo de Guayaquil a lo largo de la megacizalla Guayaquil-Dolores (Shepherd y Moberly, 1981).

El Grupo Lagunitos del Eoceno superior sobreyace discordante sobre el Grupo Talara y son superpuestos por las formaciones Máncora y Heath del Oligoceno (figura 4.2). La historia sedimentológica del Neógeno en el límite de la cuenca Progreso comenzó con un ciclo transgresivo del Oligoceno asociado a la depositación de las formaciones Máncora y Heath (AIPC, sin fecha). Estas formaciones también estuvieron presentes en la cuenca Talara, excepto donde ha sido removida por erosión (figuras 4.2 y 4.3). La depositación fue seguida por una peneplanización de la Formación Heath y posterior depositación de la Formación Zorritos del Mioceno en la parte norte de la cuenca, y se asoció con un período de fallamiento de bloques (AIPC, sin fecha).

El fallamiento normal es un importante aspecto del estilo estructural de la cuenca Talara, igual que los ángulos de deslizamiento gravitacional y grandes fallas transcurrentes verticales (Zúñiga-Rivero et al., 1998b). Características del complejo estructural de la costa afuera de Talara y sur de la cuenca Progreso incluyen extensas fallas con asociaciones de tipo rollover plegado (AIPC, sin fecha), Bianchi (2002) y fallas mapeadas en la costa afuera del área del litoral, donde la mayoría de las fallas tienen una orientación aproximada norte a sur.

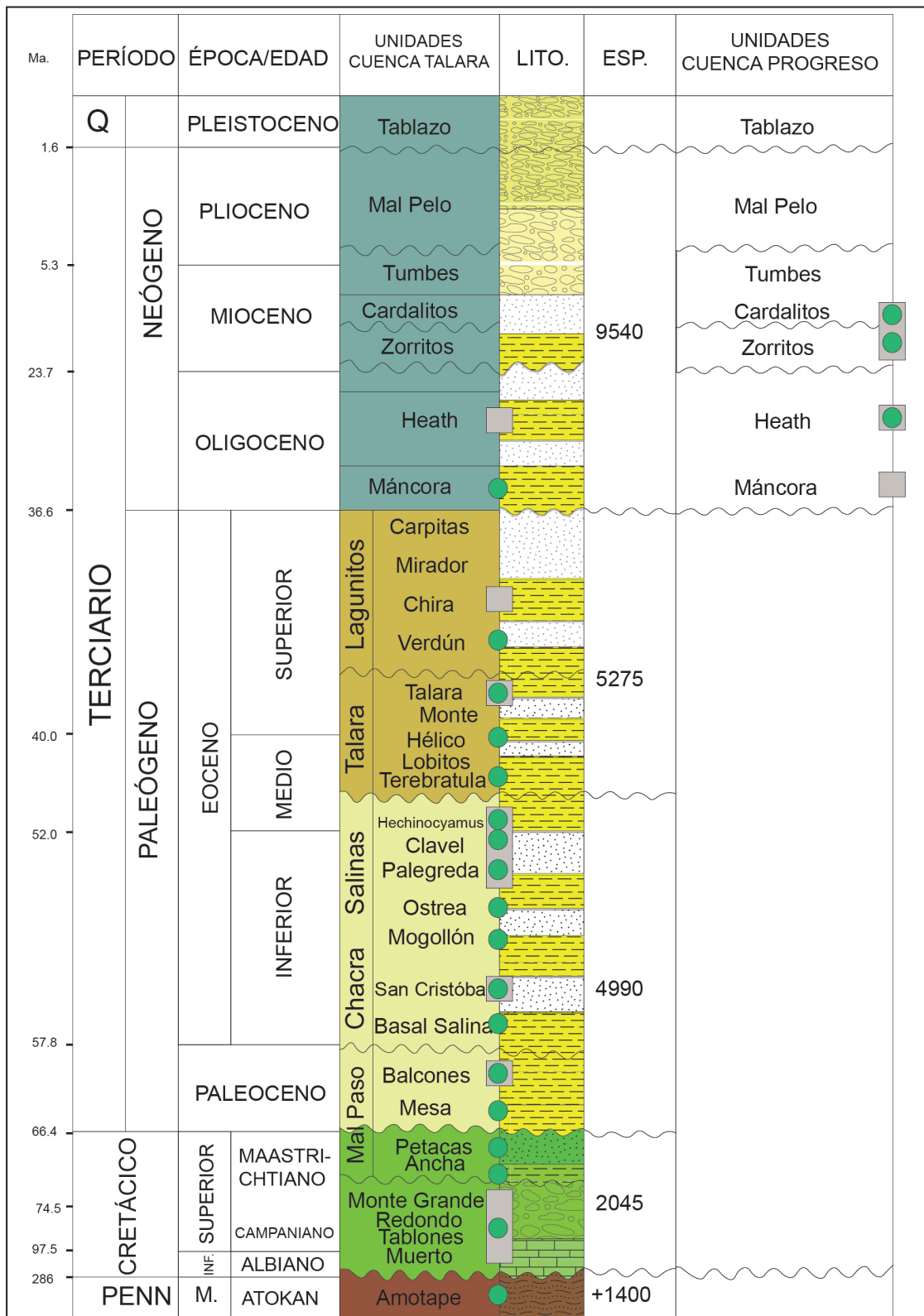


Figura 4.2 Columna estratigráfica de la cuenca Talara y sur de la cuenca Progreso. Líneas onduladas grises abarcan períodos de erosión o no sedimentación. Los puntos verdes, corresponden a yacimientos primarios. Los cuadros grises, posibles intervalos de roca madre. Modificado de Higley Debra (2004)

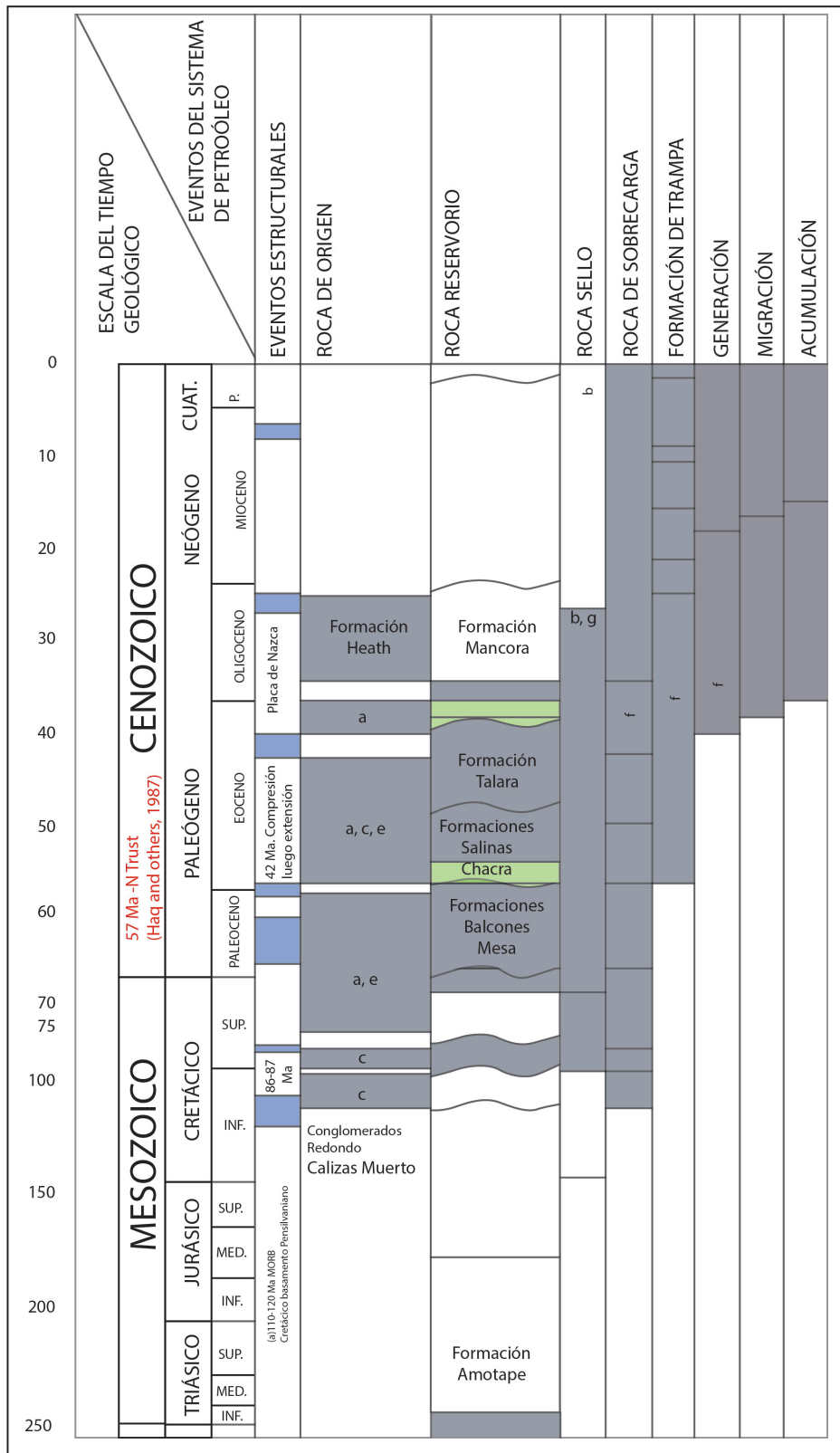


Figura 4.3 Cuadro de eventos del sistema petrolero para la evaluación Cretácico-Paleógeno. Los rectángulos color gris marcan las secuencias de tiempo de eventos primarios de la cuenca Talara. Modificado de Higley Debra (2004)

CAPÍTULO V

GEOQUÍMICA ORGÁNICA DE ROCAS DE LA CUENCA TALARA

5.1 BASES TEÓRICAS

5.1.1 Geoquímica Orgánica

La geoquímica orgánica se centra en las transformaciones químicas de los materiales biológicos en las rocas y el flujo cíclico de elementos individuales (y sus compuestos) entre los sistemas vivos y no vivos.

La geoquímica orgánica aplicada en la exploración de hidrocarburos comprende esencialmente el estudio de la roca madre, su caracterización geoquímica, su relación con el medio sedimentario, su composición orgánica y grado de transformación diagenética o maduración. También ahonda en el conocimiento de los compuestos que forman los hidrocarburos y en la composición de los organismos vivos de los que deriva.

5.1.2 Definición de roca madre o roca generadora

Una roca madre es una roca sedimentaria que es capaz de generar o que ha generado cantidades móviles de hidrocarburos (Law, 1999).

Todos los hidrocarburos de cada yacimiento de petróleo y/o gas provienen de una roca madre. El primer factor que debe evaluarse para la exploración de hidrocarburos en un área que aún no se ha perforado, es si existe una roca madre. Si es así, se debe analizar, qué tan buena es, qué tipo de hidrocarburo generará y si ya ha generado hidrocarburos.

Para responder a dichos ítemes, debemos conocer los conceptos básicos de lo que constituye una roca madre, cómo clasificar las rocas madres y cómo estimar el potencial.

Las rocas generadoras se pueden dividir en al menos cinco categorías principales:

a. Roca Madre Potencial

Es la roca (termalmente inmadura) que contiene materia orgánica en cantidad suficiente para generar y expulsar hidrocarburos si se somete a una mayor maduración térmica.

b. Roca Madre Efectiva

Es la roca (o solamente el intervalo de ésta) que contiene materia orgánica suficiente y que actualmente genera y/o expulsa hidrocarburos para formar acumulaciones comerciales.

c. Roca Madre Inactiva

Es una roca generadora efectiva que ha dejado de generar y expulsar hidrocarburos debido a un evento de enfriamiento térmico, como levantamiento o erosión, antes de agotar su suministro de materia orgánica.

d. Roca Madre Agotada

Una roca madre efectiva que ha agotado su capacidad para generar y expulsar hidrocarburos, ya sea por falta de suficiente materia orgánica o por haber alcanzado un estado de sobremadurez térmica.

e. Roca Madre Posible

Cualquier roca sedimentaria cuyo potencial generador aún no ha sido evaluado, pero que por sus características podría generar y expulsar hidrocarburos en cantidades comerciales.

5.1.3 Kerógeno

El kerógeno es una mezcla de macerales y de productos de degradación reconstituidos de la materia orgánica (tabla 5.1). Se define como la fracción de la materia orgánica en las rocas sedimentarias que es insoluble en ácidos, bases (solventes alcalinos acuosos) y en solventes orgánicos comunes, ya que está compuesto básicamente de grasas y ceras. Está formado por macromoléculas de núcleos cíclicos condensados y cadenas alifáticas, por lo que es resistente a la descomposición. Se compone de fragmentos orgánicos diseminados que pueden agruparse en unidades llamadas macerales.

Cada molécula de kerógeno es única, porque tiene estructuras formadas por una combinación al azar de fragmentos de moléculas pequeñas. Las características físicas y químicas del kerógeno están influenciadas por el tipo de moléculas biogénicas de las cuales están formadas y también por las transformaciones

diagenéticas de estas moléculas orgánicas. La composición del kerógeno está también afectada por procesos de madurez termal durante la catagénesis y la metagénesis, que alteran el kerógeno original que a su vez influye en las condiciones del kerógeno para que pueda generar petróleo y gas.

5.1.3.1 Tipos de kerógeno

El análisis del tipo de kerógeno sirve para determinar la calidad y el tipo de hidrocarburo que puede generar en función de establecer las relaciones atómicas Hidrógeno/Carbono y Oxígeno/Carbono. En función de estas relaciones, de su origen y composición, el kerógeno se puede dividir en cuatro tipos, clasificación hecha basándose en las características químicas de este y a la naturaleza de los organismos de los que son derivados.

a. Kerógeno tipo I

Aquel que tiene un alto contenido inicial de hidrógeno. Este tipo de kerógeno tiene un predominio de lípidos debido principalmente a la acumulación selectiva de material algal. Es poco frecuente, siendo especialmente común en ambientes (anóxicos) lacustres de agua dulce (estratificados) o hipersalinos. Tiene alta capacidad para generar HC líquidos. Este kerógeno está formado por macerales del tipo liptinita, pero pueden estar presentes pequeñas cantidades de vitrinita e inertinita.

b. Kerógeno tipo II

Es el más frecuente en muchas rocas generadoras del mundo. En general posee altos contenidos de hidrógenos y bajos/moderados contenidos de oxígeno. Este tipo de kerógeno normalmente se relaciona con sedimentos marinos donde ocurre la mezcla de materia orgánica derivada de fitoplancton, zooplancton y bacterias. Tiene alta capacidad para generar HC líquidos. Este kerógeno tipo II está también dominado por macerales del tipo liptinita.

c. Kerógeno tipo III

Se refiere a aquel que posee un bajo contenido inicial de hidrógeno y alto contenido de oxígeno. Este tipo de kerógeno normalmente se asocia a materia orgánica derivada de plantas continentales (superiores) depositadas en deltas y otros ambientes marinos proximales (por ejemplo, estuarios). Tiende a generar gas. Está conformado por materiales orgánicos terrestres depositados en ambientes marinos o no marinos, someros a profundos.

d. Kerógeno tipo IV

Constituido por materia orgánica residual presente en sedimentos más antiguos retrabajados u oxidados. Considerado también como carbono muerto, sin potencial para generación de hidrocarburos.

Tabla 5.1

Tipos de kerógeno y macerales que constituyen la materia orgánica que lo origina

Medio ambiente	Tipo de kerógeno	Kerógeno Form/ Maceral	Origen	Potencial de hidrocarburo
Acuático	I	Alginita	Cuerpos de alga	Petróleo
		Kerógeno Amorfo	Restos de pequeñas estructuras de origen algal	
	Pequeñas estructuras de material planktónico, principalmente de origen marino			
Terrestre	II	Exnita	Cubiertas de esporas y polen, cutícula de hojas y plantas herbáceas	Gas y algo de petróleo
	III	Vitrinita	Fragmentos y pequeñas estructuras de plantas fibrosas y leñosas, materia húmeda coloidal	
			IV	Inertinita

5.1.4 Caracterización de la roca madre o roca generadora

Para ser considerada roca madre, una roca sedimentaria debe tener tres características principales: cantidad de materia orgánica, calidad capaz de producir hidrocarburos móviles y madurez térmica. Los dos primeros componentes son productos del entorno deposicional. El tercero está en función de la historia estructural y tectónica de la provincia geológica (tabla 5.1).

- La cantidad de materia orgánica se evalúa comúnmente mediante una medida del carbono orgánico total (TOC) contenido en una roca.
- La calidad se mide determinando los tipos de kerógeno y/o proporciones de kerógenos individuales contenidos en la materia orgánica.
- La madurez térmica se estima con mayor frecuencia mediante el uso de mediciones de reflectancia de vitrinita y datos de temperatura (Tmax) de análisis de pirólisis.

5.1.4.1 Contenido de Carbono Orgánico Total (Total Organic Content, TOC)

El carbono orgánico total (TOC) describe la cantidad de carbón orgánico (materia orgánica) en una muestra de roca incluyendo el kerógeno y bitumen, en porcentaje de la masa total, porcentaje de peso. La medición del TOC es la primera clasificación para la cuantificación de la riqueza orgánica (tabla 5.2).

Los valores del TOC proporcionan un dato semicuantitativo del potencial de generación de petróleo. El valor del TOC indica la cantidad, pero no la calidad de la materia orgánica, por ejemplo, el grafito es 100 % carbón, pero no genera petróleo.

La medición del TOC evalúa tres componentes:

1. El carbono de la materia orgánica extraíble, proviene mayormente del craqueo térmico del kerógeno. Este carbono se encuentra en el petróleo y el gas que la roca ha generado, pero no ha expulsado.
2. El carbono convertible, contenido en el kerógeno, representa el potencial de generación de petróleo remanente de una roca. La capacidad para generar petróleo depende en gran medida de la composición química de esta fracción de carbono convertible.
3. En el otro extremo se localiza el carbono residual, que comprende la porción de kerógeno que no posee potencial para la generación de petróleo o gas porque su estructura química altamente condensada contiene muy poco hidrógeno.

Si esta medida inicial del TOC demuestra que existe suficiente contenido orgánico, la roca debe someterse a pruebas adicionales para establecer la calidad de materia orgánica y la madurez de la materia orgánica.

Tabla 5.2

Parámetros de interpretación del Carbono Orgánico Total (TOC) en rocas madres lutitas y carbonatos

Evaluación Roca Madre		
Riqueza	% Toc en lutitas	% Toc en carbonatos
Podre	0 - 0.5	0 - 0.2
Regular	0.5 - 1.0	0.2 - 0.5
Bueno	1.0 - 2.0	0.5 - 1.0
Muy bueno	2.5 - 5.0	1.0 - 2.0
Excelente	> 5.0	> 2.0

5.1.4.2 Calidad de la materia orgánica

El tipo de Kerógeno presente en una roca determina la calidad de la materia orgánica, pero no necesariamente toda la materia orgánica preservada en los sedimentos tiene la capacidad de generar hidrocarburos. Esta generación está en función al tipo de materia orgánica acumulada.

El análisis de la calidad de la materia orgánica se puede evaluar mediante métodos directos como la pirólisis (figura 5.3), conocida también como pirólisis Rock-Eval (tabla 5.4) o a través de métodos indirectos como la caracterización visual del kerógeno.

A. Pirólisis

La pirólisis es el procedimiento analítico directo que permite rápidamente (en minutos) y a partir de una pequeña cantidad de muestra (100 mg) de roca, evaluar diferentes tipos de materia orgánica, grado de evolución térmico y potencial generador de petróleo (figura 5.1). Para la evaluación de esta técnica de determinación del tipo de kerógeno de la materia orgánica, se utiliza el analizador Rock-Eval. Este analizador fue desarrollado por el Instituto Francés de Petróleo (IFP) y es un estándar industrial en materia de evaluación de rocas madre.

Consiste en someter las muestras de rocas a altas temperaturas, lo que permite lograr resultados cuya obtención habría requerido

millones de años en una cuenca sedimentaria. Los resultados de la aplicación de esta técnica se ven ilustrados mediante una serie de picos indicados en el pirograma.

El primer pico, llamado S1, registra los hidrocarburos preexistentes en la roca que son liberados durante la primera etapa de calentamiento a una temperatura de 300 °C. Estos hidrocarburos se generaron en el subsuelo, pero fueron expulsados de la roca recién durante el proceso de pirólisis, sin el craqueo del kerógeno. El pico S1 representa cuántos miligramos de hidrocarburos libres pueden destilarse por efectos de la temperatura a partir de un gramo de la muestra.

El pico S2, representa los hidrocarburos que son liberados de la muestra durante la segunda etapa de aplicación de calor programado del proceso de pirólisis. Estos hidrocarburos son generados a partir del craqueo de los hidrocarburos pesados y la descomposición térmica del kerógeno. El pico S2 representa los miligramos de hidrocarburos residuales contenidos en un gramo de roca, por lo que indica la cantidad potencial de hidrocarburos que podría seguir produciendo la roca generadora si continuara el proceso de maduración térmica. El pico S2 es una medida más real del potencial de roca madre que el TOC, ya que el TOC incluye carbón muerto incapaz de generar hidrocarburos (McCarthy et al., 2011).

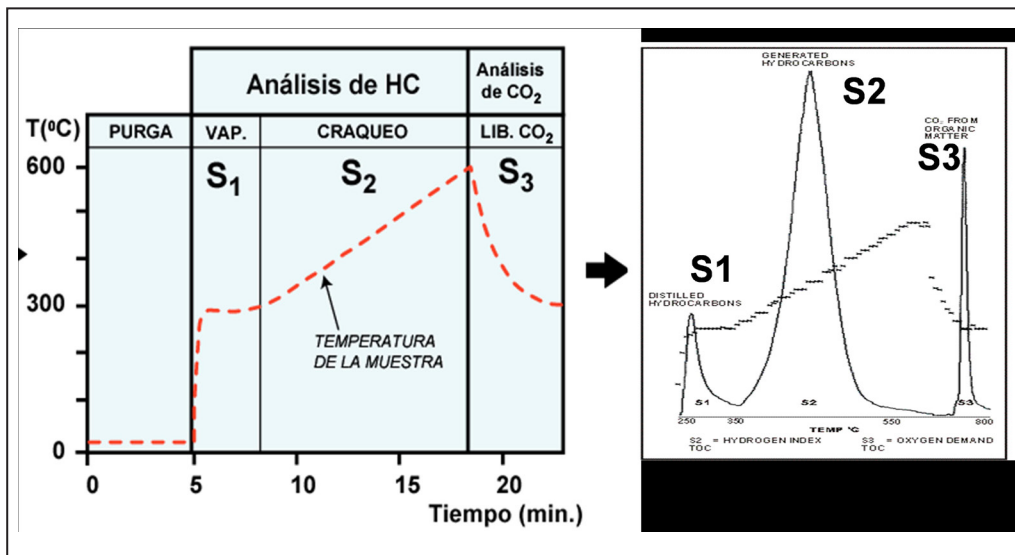


Figura 5.1 Ejemplo del método de pirólisis y pirograma resultante

El pico S3 representa la medida del CO₂ que se libera a partir del craqueo térmico del kerógeno durante la pirólisis. Después de la pirólisis, el carbono orgánico residual se oxida en un horno independiente.

Tabla 5.3

Parámetros geoquímicos producidos a partir de la pirólisis Rock-Eval

Potencial de roca generadora	TOC (% peso)	S1	S2
Pobre	0 - 0.5	0 - 0.5	0 - 0.25
Regular	0.5 - 1.0	0.5 - 1.0	2.5 - 5
Bueno	1 - 2	1 - 2	5 - 10
Muy bueno	1 - 4	1 - 4	10 - 20
Excelente	> 4	> 4	> 20

La temperatura de calentamiento (T_{max}) a la que se produce el pico S2 está relacionada con el grado de maduración térmica de la muestra. Esta temperatura no debe confundirse con las temperaturas geológicas.

A partir de las relaciones de los componentes producidos durante la pirólisis (S1, S2, S3), se obtienen índices que proporcionan información importante de composición química y madurez de la roca madre (Peters & Cassa, 1994):

- a. **Índice de Hidrógeno** (IH = S2 x 100/TOC): Representa la cantidad de hidrógeno en el kerógeno, lo cual indica el potencial de la roca para generar hidrocarburos. Altos valores de índice de hidrógeno indican gran potencial para generar hidrocarburos (figura 5.2).
- b. **Índice de Oxígeno** (IO= S3 x 100/TOC): Está relacionado con la cantidad de oxígeno en el kerógeno.

Cabe resaltar que existe una buena correlación entre el índice de hidrógeno y la relación H/C, y entre el índice de oxígeno y la relación O/C (Espitalié et al., 1977). De esta manera, estos

dos índices pueden ser ploteados en el diagrama van Krevelen (figura 5.4), e interpretados de la misma manera.

- c. **Índice de Producción** (IP = S1/(S1+S2)): Es una medida de conversión del kerógeno en petróleo. Corresponde, por lo tanto, a una tasa de transformación. El IP aumenta con la profundidad en una roca de grano fino en la medida en que el potencial generador de kerógeno (S2) es convertido en hidrocarburos libres (S1). Además, tiende a incrementarse gradualmente con la maduración de la roca generadora antes de la expulsión de los hidrocarburos (Waples, 1985).
- d. **Potencial de Generación** (S1+S2): Representa la cantidad máxima de hidrocarburos que podría generar una roca generadora suficientemente madura. Corresponde a la cantidad de hidrocarburos que generó la roca (S1) y la cantidad que la roca podría generar si el proceso de maduración continuara (S2).

El diagrama modificado de Van Krevelen son gráficos que se utilizan para evaluar el origen y la madurez del kerógeno. El diagrama representa gráficamente la relación entre el índice de hidrógeno versus el índice de oxígeno.

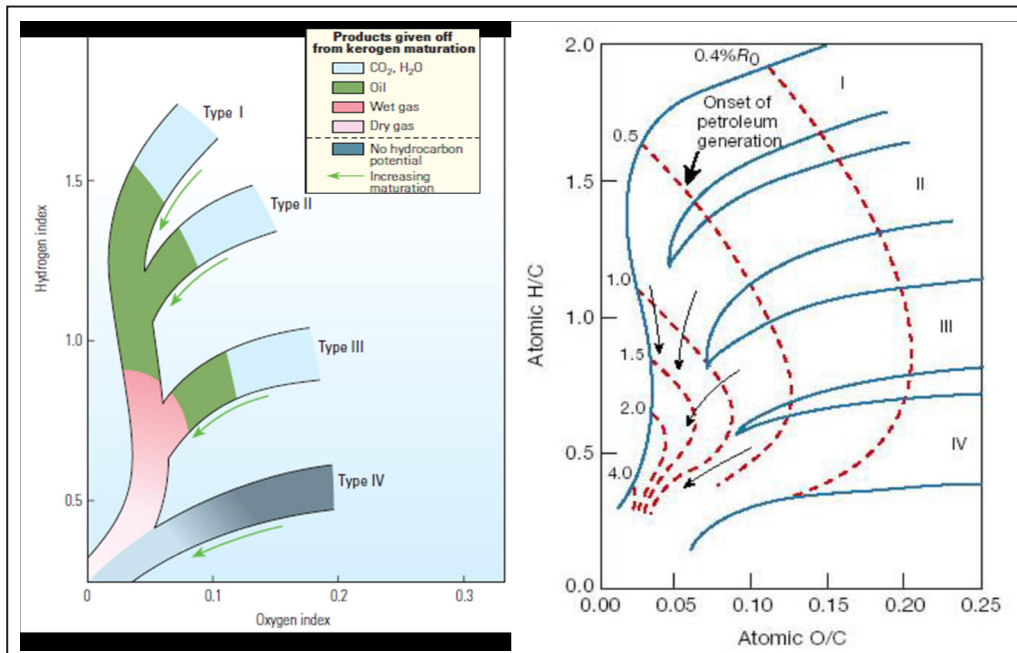


Figura 5.2 Diagrama modificado de Van Krevelen, donde se observa la variación de las relaciones OI y HI para kerógenos inmaduros tipo I, II y III y dirección evolutiva de madurez (Ro) para cada tipo de kerógeno

B. Análisis Visual del Kerógeno

Consiste en la observación al microscopio (bajo luz transmitida y fluorescencia) de secciones delgadas con concentrados de kerógeno aislados de la matriz mineral por acidificación.

Estos estudios constituyen también una parte integral de la geoquímica orgánica. Los análisis microscópicos de concentración de kerógeno en las muestras proveen a menudo información importante del tipo de materia orgánica presente.

Sin embargo, es difícil estimar los porcentajes en peso de los diversos componentes. Estos análisis microscópicos del tipo de kerógeno describen las proporciones de los distintos macerales en la muestra (tabla 5.4).

Existen tres principales grupos de macerales presentes en carbones y rocas sedimentarias, estas son: liptinita (exinita), vitrinita e inertinita. A partir de ellas se han desarrollado muchas clasificaciones.

Tabla 5.4

Clasificación de los tipos de materia orgánica y características típicas

Materia orgánica	Sapropélica		Húmica	
Macerales	Alginita Ceritina Esporinita Cutinita Resinita Liptodetrinita Cutinita Resinita Liptodetrinita		Telinita Telecolinita Desmocolinita Vitrodetrinita	Fusinita Inertodetrinita EsclerotinitaMacrinita
Macerales amorfos	Amorfo fluorescente		Amorfo no fluorescente	
Tipo de kerógeno	I	II	III	IV
H/C	1.9-1.0	1.5-0.8	1.0-0.5	0.6-0.1
O/C	0.1-0.02	0.2-0.02	0.4-0.02	0.3-0.01
Fuente/Ambiente	Marino, lacustre, terrestre		Terrestre	Reciclado

5.1.4.3 Grado de Madurez Térmica

Existen varios métodos de medición del grado de evolución termal o madurez de la materia orgánica. Entre las principales están: la reflectancia de vitrinita (R_o), temperatura de pirólisis, índice de alteración termal (TAI), índice de alteración de los conodontos (CAI) y fluorescencia del kerógeno.

Para estimar y/o conocer el potencial de generación de hidrocarburos, es necesario saber el grado de madurez termal que ha alcanzado la roca. La evolución termal de la roca madre durante la diagénesis, catagénesis y metagénesis cambia muchas propiedades físicas y químicas de la materia orgánica. Estas propiedades pueden ser consideradas como indicadores de madurez y en ello se basan los métodos mencionados. A continuación, sólo describiremos los dos métodos principales.

A. Reflectancia de Vitrinita (R_o)

La Reflectancia de vitrinita es la medida del porcentaje de luz incidente reflejada desde la superficie de partículas de vitrinita de

una roca sedimentaria bajo inmersión de aceite. Con el aumento del grado de alteración térmica, aumenta también la fracción de luz incidente reflejado.

Es la técnica más confiable para estimar la madurez del kerógeno (tabla 5.5). Esta técnica se utilizó en un inicio para evaluar la madurez térmica de los carbones, en los cuales la vitrinita es un maceral muy común. El método está basado en el hecho que cuando se incrementa el estrés termal en la roca, el valor de reflectancia de vitrinita aumenta.

Debido a que son indicadores de madurez térmica, los valores de R_o varían con el tipo de materia orgánica, y dado que el rango de temperatura de la ventana de gas se extiende más allá del rango del petróleo, los valores de R_o para el gas serán mayores que para el petróleo. Los resultados son presentados en promedio de % R_o , valor que está basado en todas las mediciones de las partículas de vitrinita medidas en cada muestra individual.

Tabla 5.5

Grado de madurez térmica basándose en los datos de Reflectancia de Vitrinita y Pirólisis T_{max}

Estadio de Madurez Termal	R_o (%)	T_{max} . (C°)
Inmadura	0.2 - 0.6	< 435
Madurez temprana	0.6 - 0.65	435 - 445
Pico de generación	0.65 - 0.9	445 - 450
Madurez tardía	0.9 - 1.35	450 - 470
Sobremadura	> 1.35	> 470

B. Temperatura de la Pirólisis

Conocida como T_{max} , es la temperatura del horno (°C) en el momento de la Generación máxima durante el análisis (S2). Se considera una medida de la madurez térmica del kerógeno y normalmente está controlada por el tipo de materia orgánica.

La temperatura de pirólisis es frecuentemente usada como un indicador de madurez, ya que conforme la madurez del kerógeno aumenta, la temperatura a la cual la máxima de temperatura de pirólisis ocurre (T_{max}), también incrementa. Es obtenido directamente de la pirólisis y se ha convertido en un estándar al momento de evaluar la madurez de la roca.

5.1.5 Biomarcadores o marcadores biológicos

Son compuestos orgánicos (en su mayoría ciclo alcanos y aromáticos) presentes en los petróleos y bitúmenes de rocas sedimentarias, cuya composición y estructura molecular indican nexos claros con moléculas encontradas en organismos vivos (fósiles moleculares).

O sea, son moléculas fósiles complejas derivadas a partir de organismos vivientes. Estos componentes orgánicos están compuestos de carbono, hidrógeno y otros elementos, los cuales se encuentran en crudos, bitúmenes y rocas. No muestran ningún o casi ningún cambio en su estructura con respecto al compuesto original del organismo viviente.

Estos compuestos son analizados usando cromatografía de gases acoplada a un espectrómetro de masas. Los biomarcadores son generalmente componentes individuales, pero un grupo o series de homólogos también se pueden usar para identificar una fuente específica de material orgánico de una roca o crudo.

5.2 TRABAJOS ANTERIORES SOBRE LA GEOQUÍMICA DE LA CUENCA TALARA

LCV (1999), por encargo de Perupetro, realizó trabajos de recolección de varias muestras de afloramiento, así como recolección de muestras de los almacenes de Perupetro en Lima y Talara, para realizar una investigación geoquímica de las condiciones de contenido y calidad de la materia orgánica presente en las rocas así como su potencialidad efectiva para generar hidrocarburos en las cuencas sedimentarias de la faja costanera peruana. Sobre la base de lo analizado de la cuenca Talara, las secciones generadoras con más probabilidad se encontrarían en las formaciones Muerto y, eventualmente, Redondo, del Cretácico. Restaría aún por investigar más a fondo la ocurrencia de biomarcadores como la del oleanano, de aparente presencia conspicua hasta en sedimentos del Cretácico inferior (Albiano). Este biomarcador es de suma importancia en evaluaciones de correlación petróleo-roca madre, ya que se encuentra presente en forma destacada en todos los petróleos analizados.

Chalco et al (2000) publicaron un artículo de análisis Rock-Eval de las posibles rocas madre de las cuencas Talara y Tumbes, basándose en un set de muestras cenozoicas y algunas muestras cretácicas, en el cual concluyen que, dentro de ambas cuencas, las secuencias cretácicas y cenozoicas están dentro de la ventana de generación de hidrocarburos. Siendo del Albiano la Formación Muerto, presenta buenas características como roca generadora de petróleo en la cuenca Talara, por tener una composición química más próxima a la del petróleo de esta cuenca. También indica, que, la secuencia del oligoceno, a pesar de su bajo contenido de TOC, por tener kerógeno de tipo II, es una roca madre petrolífera potencial en la parte más profunda y distal de la cuenca Tumbes.

Gonzales y Alarcón (2002) reportaron que los análisis geoquímicos de 13 muestras de lutitas y calizas con edades comprendidas entre el Albiano y el Oligoceno y 10 muestras de petróleo indican un contenido de TOC que oscila entre el 1 % y 1.3 % en general, y que el petróleo producido de los reservorios de edad Terciario y Cretácico tiene una misma raíz genética de edad Cretácico superior, que ha sido alterado por efectos de la migración. Ambos provendrían de rocas de la

Formación Redondo, pero los datos presentados para apoyar esta inferencia son insuficientes.

Higley D. (2004) publicó un análisis del Sistema Petrolero Cretácico-Terciario de la cuenca Talara, donde concluye que los estudios geoquímicos de petróleo indican que hay una roca generadora de hidrocarburos de edad Terciaria para la producción de reservorios del Terciario en la provincia de la cuenca Talara. Indica como posibles rocas generadoras Terciarias a lutitas marinas de (1) la Formación Balcones (Paleoceno inferior), 2) las Formaciones San Cristóbal, Palegreda, Clavel (Pariñas) y Echinocyamus y el Grupo Chacra-Salina del Eoceno inferior, 3) la Formación Talara del Eoceno medio, 4) la Formación Chira del Eoceno superior y, 5) la Formación Heath del Oligoceno. Indica también que las probables rocas generadoras de hidrocarburos del Cretácico son calizas del Albiano de la Formación Muerto y las lutitas marinas del Campaniano de la Formación Redondo, que también son rocas madre potenciales para los reservorios del Grupo Amotape (Pennsylvaniano) subyacente de manera discordante.

Fildani A. et al (2005) publicaron un trabajo basado en análisis geoquímico de rocas y análisis de biomarcadores sobre 6 extractos de fluidos de rocas y 30 muestras de petróleo recolectadas, donde concluyen que, de acuerdo con el mapeo de atributos de biomarcadores geoquímicos, se muestra que las unidades generadoras se ubicaron en una posición más distal en el sistema deltaico (prodelta o costa afuera). Basándose en una comparación con los datos publicados, sugieren que los depósitos de lutitas del Oligoceno o más jóvenes (como la Formación Heath y su equivalente lateral) en la costa de Talara son las principales rocas generadoras de los petróleos de las cuencas de Talara y Progreso. Aunque los estratos del Cretácico superior de la cuenca Talara contienen posibles intervalos de rocas generadoras de petróleo, estos no se correlacionan con la firma de biomarcadores de los petróleos analizados y, en consecuencia, no serían principales intervalos de origen de los aceites de Talara analizados. No obstante, los estratos del Cretácico superior podrían proporcionar la carga de un sistema petrolero adicional aún por descubrir.

Sin embargo, dicha interpretación considera tres escenarios complejos. Primero, un escenario de migración desde el norte (cuenca Tumbes) hacia los reservorios del Eoceno (Talara), lo cual sería válido sólo para el borde norte de Talara ya que existen barreras estructurales que impedirían una migración lateral muy extensa. Los otros dos escenarios plantean rocas madres hipotéticas del Eoceno u Oligoceno equivalentes a la Formación Heath, que estarían depositadas en zonas profundas tanto al oeste como al este de las zonas productoras, lo cual no ha sido comprobado con pozos perforados hasta la fecha.

Perupetro (2005) realizó la Evaluación hidrocarburífera de las cuencas Tumbes y Talara y llegó a la conclusión que, no existe un acuerdo general en cuanto a la identificación de las rocas generadoras activas de los hidrocarburos en ambas cuencas. Indica que la correlación de rocas de origen petrolero con muestras de pozos y sus afloramientos tanto de Talara y cuencas vecinas ha proporcionado en algunos casos resultados buenos y en otros casos decepcionantes. Una buena coincidencia excepcional se encuentra para la correlación entre un cromatograma de gases de una muestra de petróleo representativa de la cuenca Talara y de un extracto bituminoso de la Formación Heath del pozo Piedra Redonda C-13X interpretado como parte de la cuenca Tumbes.

Menciona, además, que tampoco existe un conocimiento bien definido de la ubicación de las cocinas de hidrocarburos y las rutas de migración y sincronismo de las ocurrencias de hidrocarburos conocidas en ambas cuencas. Los niveles de madurez y la distribución de materia orgánica implican rutas de migración de mediano a largo alcance desde las áreas de cocina de la roca madre hasta los reservorios de las acumulaciones encontradas hasta la fecha. Los eventos geológicos colocados en supuestas cocinas locales como en los grábenes de Lagunitos y Siches no explican completamente los hidrocarburos encontrados en los tres grandes altos tectónicos en la cuenca Talara, y el biomarcador oleanano en petróleos y extractos define las rocas generadoras del Cretácico tardío al Terciario.

Perupetro, Infologic, GSI & BTI (2006) prepararon el Reporte del Sistema Petrolero de Talara, donde afirman, respecto de ello, que la única conclusión a la que se puede llegar basándose en los datos disponibles es que los petróleos de esta región se originaron a partir de las lutitas marinas de la Formación Heath del Oligoceno depositadas en el depocentro neógeno norte (cuenca Tumbes) de alta mar en un entorno costero marino poco profundo cercano a la costa (deltaico). Dicha sección del Oligoceno habría alcanzado el inicio de la generación durante el Mioceno cuando la sobrecarga en la provincia de la cuenca Talara alcanzó su máximo espesor. Posteriormente, el petróleo fue expulsado durante varios pulsos a partir del Mioceno tardío, y habría migrado vertical y lateralmente a las trampas actuales.

Valencia K. (2018) muestra información de cromatografía de gases / espectrometría de masas donde se observa correlación geoquímica parcial de Biomarcadores Terpanos m/z 191 y Esteranos m/z 217 procedentes de extractos de petróleo de la Formación Redondo con petróleos producidos de reservorios Paleozoicos (Grupo Amotape) en los yacimientos San Pedro y Colán. Por ello propone, al menos para los campos del Play Paleozoico Reservorio Naturalmente Fracturado, nombrarlos como provenientes de un Sistema de Petróleo Redondo-

Amotape de la cuenca Talara. El campo San Pedro está vinculado al depocentro (o subcuenca) Bayóvar mientras que el campo Colán está vinculado a otro depocentro (o subcuenca) llamado Lagunitos.

5.3 CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LA FORMACIÓN MUERTO: ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y DISTRIBUCIÓN REGIONAL

La Formación Muerto (Albiano) ha sido definida y nombrada por Olsson A. (1933) en la localidad tipo ubicada en la denominada milla 18N-26E del área Brea-Pariñas en la Quebrada El Muerto. Está compuesta principalmente por calizas micríticas gris oscuras a negras, masivas, bituminosas y fétidas, intercaladas con algunos niveles margosos y de chert. En su localidad tipo presenta capas lenticulares y tabulares. Presenta como mineral accesorio frecuente a la pirita. Stone B. (1947) las describió como calizas Muerto en el subsuelo de Talara en el pozo 3585, compuestas por calizas negras, densas, duras, hacia la base margosas de color marrón oscuro con bandeamientos claros, presencia de pirita y chert como accesorios. Registra un espesor de hasta 417 pies en el pozo 3835.

Se le asignó la edad Albiano basándose en la fauna reportada, constituida por: a) Foraminíferos como Gumbelina sp., Globigerina sp., Ovalveolina sp., (Fischer 1956, Palacios 1994); b) Amonitas: Oxitropidoceras sp., (Fischer 1956, Palacios 1994) Lyelliceras sp., Pervinquieria sp., Venezoliceras sp., también de varios géneros indiferenciados (Fischer 1956), y fauna no característica tales como Liothyris sp. y Vepricardium sp. (Aldana 1994); y, c) Pelecípodos: Inoceramus sp., (Fischer 1956) y Radiolarios: Spongosaturnalis sp., (Fischer 1956).

Las calizas de la Formación Muerto fueron depositadas a profundidades correspondientes a la Zona Infrabatal a Nerítica. Esto de acuerdo con la relación granos/micrítica y la relación cuantitativa radiolarios / foraminíferos plantónicos según Cruzado (1986). Presenta un ligero cambio de facies a calizas cremosas hacia el área de Portachuelo-Mirador y su mayor espesor está registrado en afloramientos de la cuenca Lancones donde alcanza un espesor de 1600 pies.

Fisher (1956) refiere que la existencia de condiciones euxínicas durante la depositación de las calizas Muerto y Pariatambo (correlacionables entre sí) probablemente tuvieron su origen en la combinación de barreras topográficas y estratificación de masas de agua antes que en un mar restringido.

El Albiano constituye una época donde se registró un evento Anóxico global (OAE1) caracterizado por contener valores elevados de contenido de materia orgánica, el mismo que se ve registrado en las amplias zonas de talud y plataformas del

periodo Cretácico (figura 5.3). La margen andina está incluida en la cobertura de este evento anóxico y es así que en las sucesiones sedimentarias desde el Aptiano inclusive hasta el Turoniano se tiene diversos niveles, como margas, calizas, lutitas y/o calizas margosas de coloración negra con alto contenido de materia orgánica, los que están distribuidos tanto en la cuenca occidental como en la cuenca oriental (subandino actual) de

los andes peruanos, especialmente desde la latitud sur 15° al norte distribuyéndose también en el subandino ecuatoriano. Las unidades litoestratigráficas que registran este evento en sus diversos niveles son las formaciones Muerto, Pariatambo, Portachuelo, ciertos niveles de la Formación Jumasha y sus equivalentes más occidentales, y la Formación Raya para el subandino y las cuencas Marañón y Ucayali.

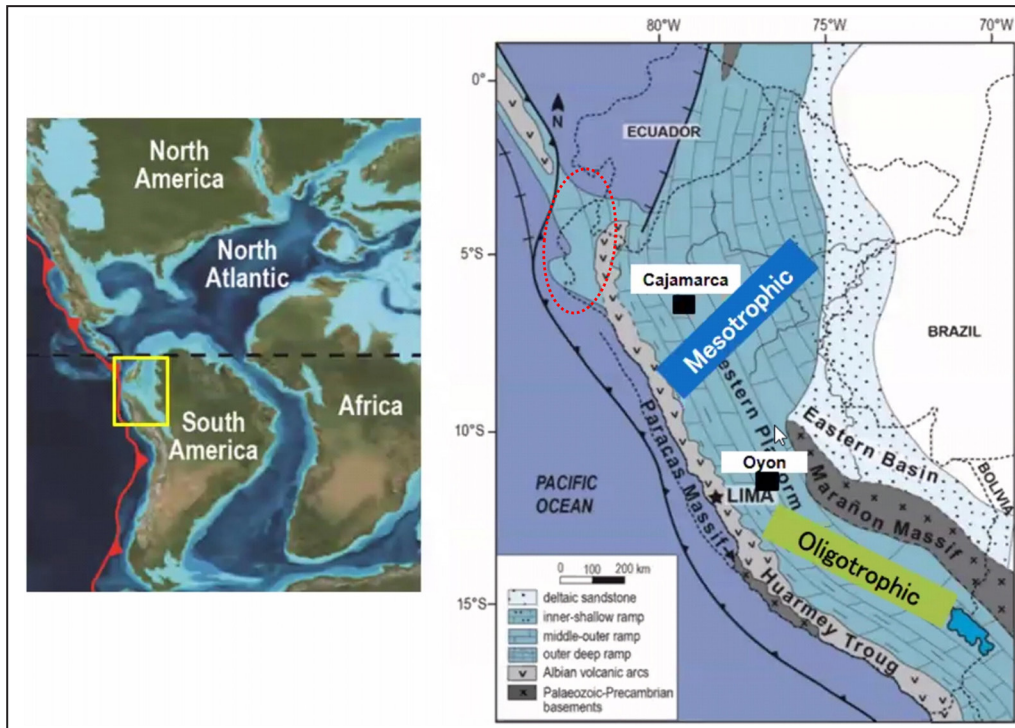


Figura 5.3 Evento Anóxico Global y mapa esquemático de la transgresión Albiana en el Perú, donde se depositó la Formación Muerto en las cuencas Talara, Lancones y Sechura, así como sus equivalentes temporales hacia el centro-sur del Perú (modificado de Navarro, 2015)

La depositación de la Formación Muerto en la cuenca Talara estuvo controlada por la paleogeografía y por el paleorelieve configurado por el Paleozoico y pre-Cámbrico en el tiempo Albiano. Es así que, tanto la cadena de los cerros de Amotape, La Brea, Paíta e Illescas, así como los altos relativos de subsuelo como Órganos-Zorro, Tamarindo y de la bahía de Bayóvar controlaron o impidieron la depositación de dicha secuencia en esas áreas.

5.4 CANTIDAD DE MATERIA ORGÁNICA EN LA FORMACIÓN MUERTO

La cantidad de materia orgánica fue analizada y determinada mediante el contenido del carbono orgánico total (TOC). Un total de 73 muestras recolectadas entre afloramientos y recortes de

perforación de la Formación Muerto en varias ubicaciones de la cuenca fueron utilizadas para la evaluación (figuras 5.4 y 5.5). Se preparó un gráfico de frecuencia de TOC del total de muestras disponibles, el cual muestra una predominancia de valores TOC de entre 1.0 % y 2.0 % peso, lo cual corresponde a la clasificación de una roca madre buena y, en menor medida, muestras entre 1 % a 5 % de TOC que son clasificadas como roca madre muy buena.

Asimismo, para determinar un valor representativo de TOC de la Formación Muerto en la cuenca Talara, se realizó una distribución probabilística tipo Lognormal, la cual después de un análisis estadístico, presenta el valor representativo de TOC (media) de 2.07 %, con TOC (P10) de 0.45 % y TOC (P90) de 4.22 %.

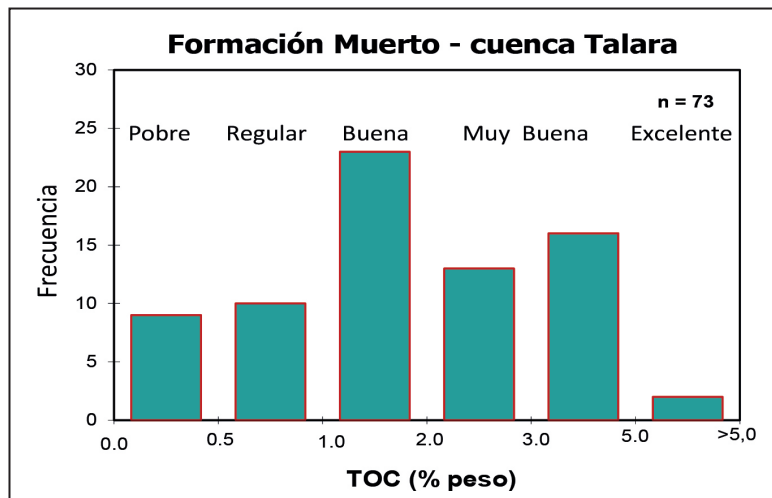


Figura 5.4 Gráfico de frecuencias de contenido de materia orgánica de la Formación Muerto en la cuenca Talara y su clasificación de roca madre

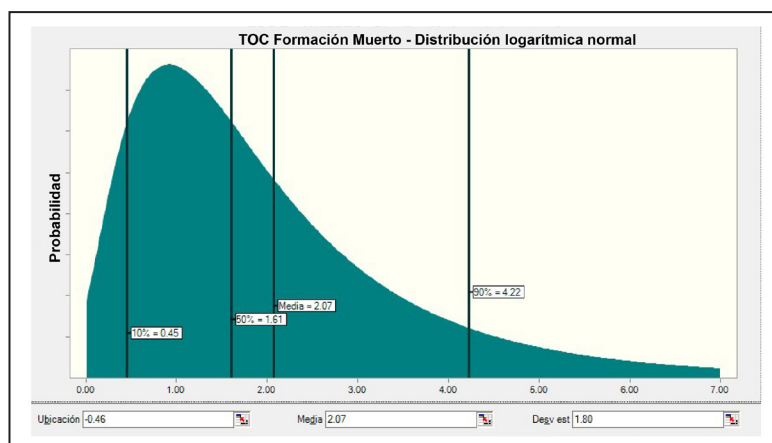


Figura 5.5 Distribución probabilística tipo Lognormal del contenido de materia orgánica de la Formación Muerto en la cuenca Talara y valores de percentiles 10, 90, 50 y media

Con los valores obtenidos se ha preparado un Mapa de Tendencia de cantidad de materia orgánica (TOC) de la Formación Muerto en la cuenca Talara (figura 5.6). Hay varios pozos o afloramientos que tienen varios puntos de muestreo, por lo que allí se ha tomado al promedio de estos como valor representativo.

En el mapa propuesto se puede observar cuál es la tendencia general de incremento de cantidad de materia orgánica hacia el oeste, entre el norte de Talara y el norte de Paíta, que van en el rango de regular (en las cercanías a los altos paleozoicos) a muy bueno hacia las zonas de los depocentros; mientras que en la zona de Pazul hacia el flanco oeste de la cuenca Lancones, la

tendencia general es que tiene muy buena a excelente calidad de roca madre.

Si bien es cierto la información geoquímica no es muy abundante en la cuenca Talara, esta nos da una idea preliminar de la distribución del contenido de materia orgánica (TOC). Para ello y con el objetivo de tener mayor información, se ha incluido para este mapeo los datos de otras 152 muestras de afloramiento (recolectadas en 13 quebradas) de la Formación Muerto, depositada en el borde oeste de la cuenca Lancones, que durante el tiempo Albiano estuvo conectada con la subcuenca Pazul.

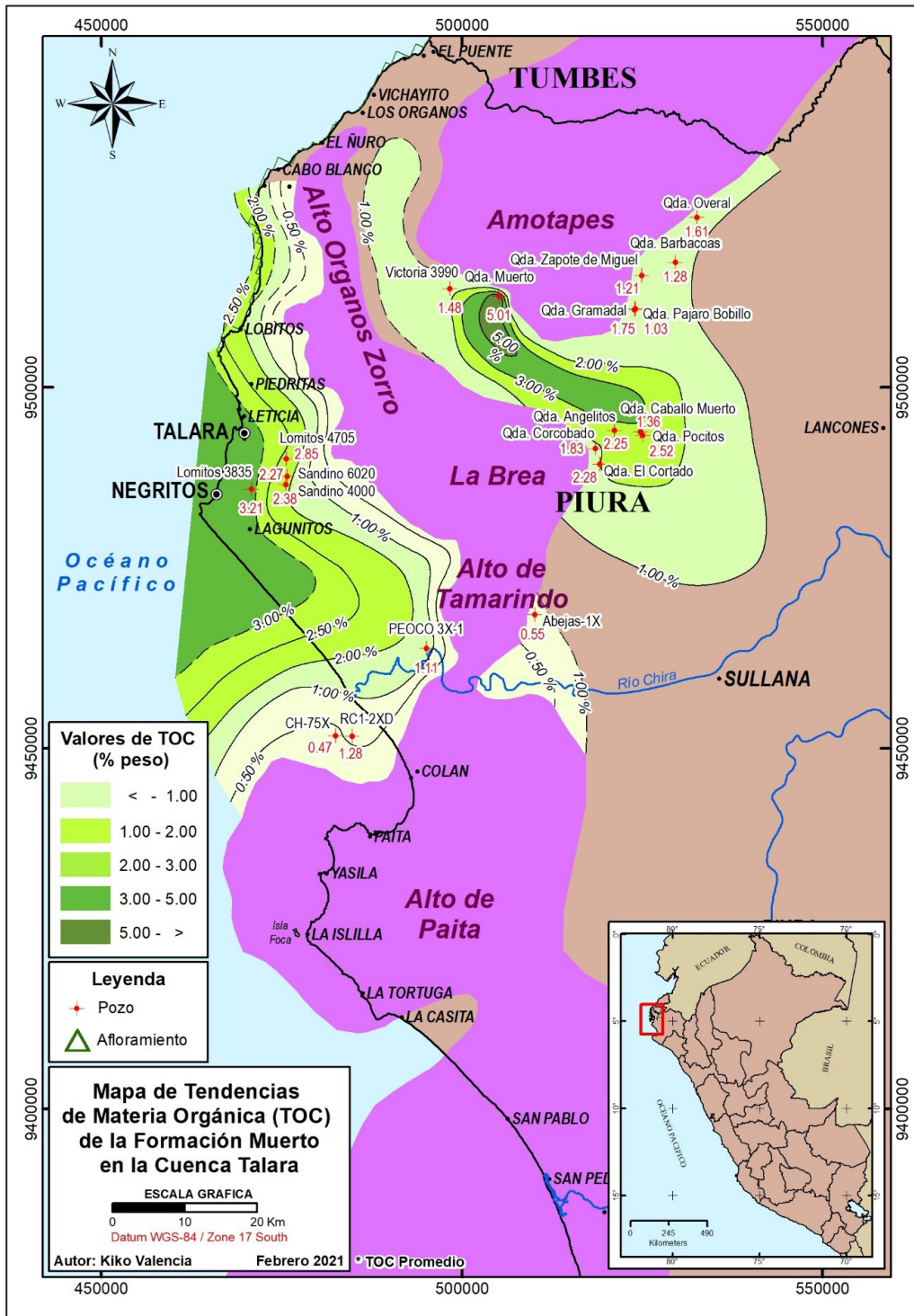


Figura 5.6 Mapa de tendencias de materia orgánica de la Formación Muerto en la cuenca Talara

5.5 CALIDAD DE MATERIA ORGÁNICA

La calidad de la materia orgánica fue evaluada mediante relaciones de datos de pirólisis Rock-Eval. Para ello se ha preparado el diagrama modificado de Van Krevelen (figura 5.7),

donde se puede observar que la gran mayoría de kerógenos presentes en la Formación Muerto es principalmente Tipo I y II, tanto en las muestras de la cuenca Talara como en las muestras de la cuenca Lancones.

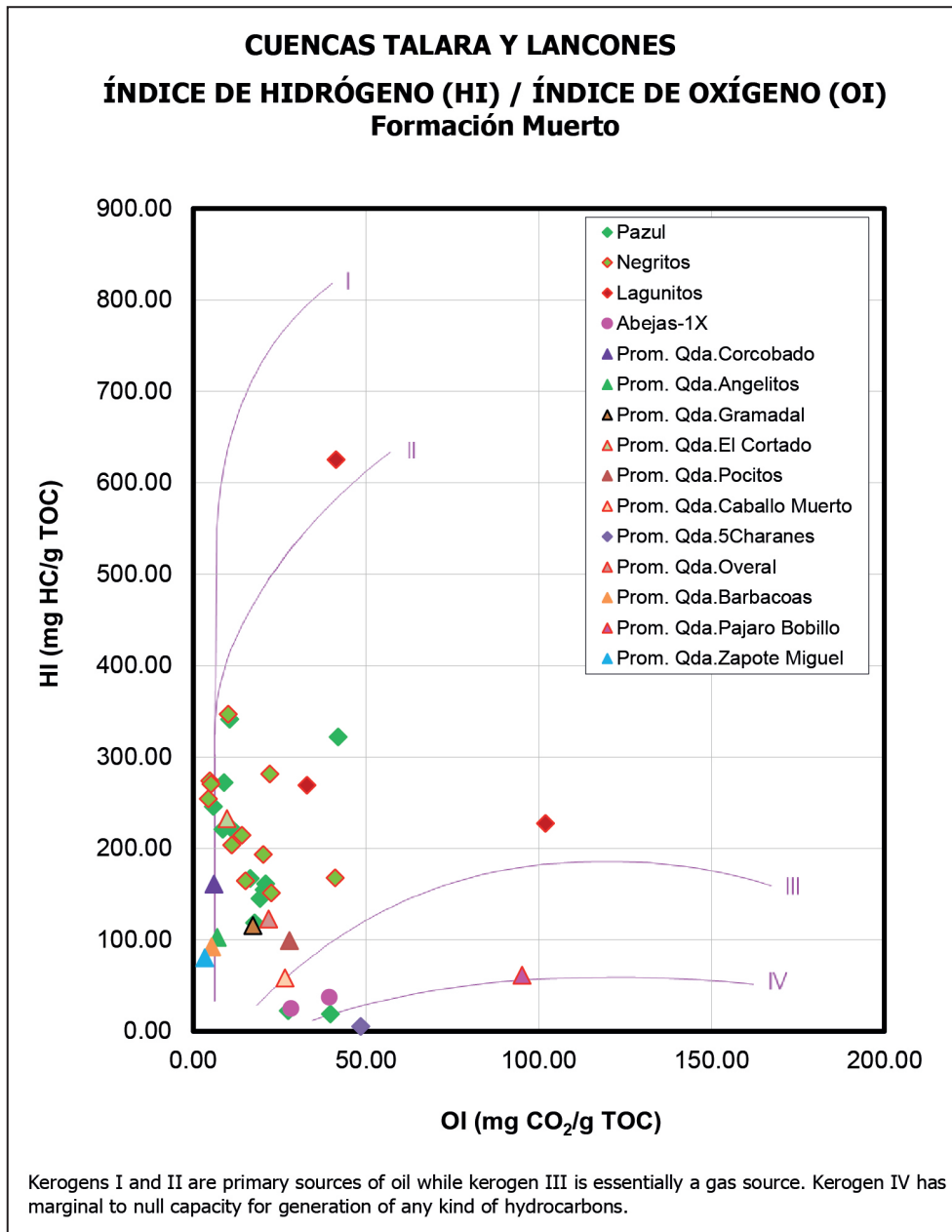


Figura 5.7 Diagrama de Van Krevelen modificado. Se observa que gran parte de las muestras de la Formación Muerto indica una predominancia de tipo de Kerógeno I y II.

Asimismo, con el objetivo de evaluar el Potencial de Generación, se ha preparado un gráfico que representa la cantidad máxima de hidrocarburos que podría generar una roca generadora suficientemente madura. Allí se puede observar que el Potencial de Generación de las rocas de la Formación Muerto es variable, y se encuentran distribuidas principalmente entre rocas madres buenas y regulares.

Esta distribución muestra una tendencia lineal, la cual puede estar ligada a altos valores de materia orgánica o mayor grado de madurez de las muestras. Se observa también que la tendencia se mantiene cuando se añade el promedio de valores de las muestras recolectadas en afloramientos de las quebradas del borde oeste de la cuenca Lancones (figura 5.8).

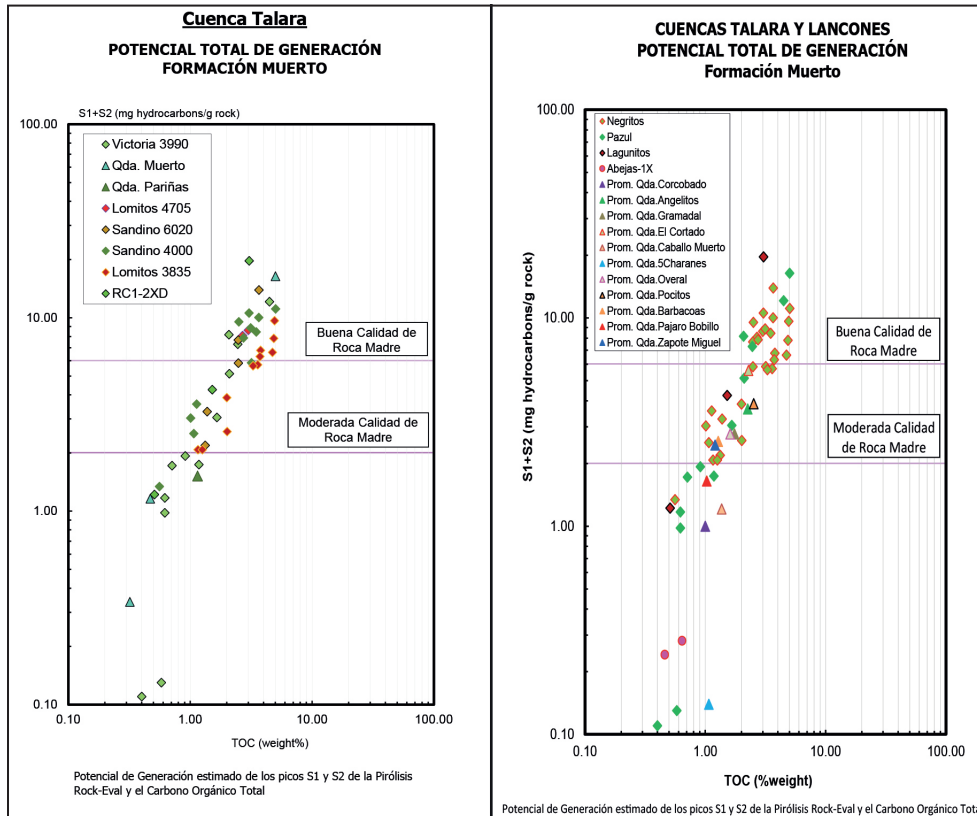


Figura 5.8 Potencial Total de Generación de la Formación Muerto en la cuenca Talara (izquierda) y de las cuencas Talara y Lancones (derecha)

5.6 MADUREZ TÉRMICA DE LA MATERIA ORGÁNICA

La madurez de la roca madre de la Formación Muerto fue analizada tanto por los valores de la pirólisis Rock-Eval (Tmax) como por los valores obtenidos mediante petrografía orgánica a través de la Reflectancia de Vitrinita (Ro).

De la Pirólisis se obtuvo el gráfico de Tmax vs. Índice de producción (figuras 5.9 y 5.10). En general, sugiere que las

muestras de la Formación Muerto se encuentran termalmente maduras en lo que se denomina ventana de petróleo, excepto en la zona de Lagunitos (inmadura).

El análisis de Reflectancia de Vitrinita (Ro) indica que las muestras de la Formación Muerto, en los diversos puntos muestreados, varían en un rango de 0.45 % a 1.0 %, lo que indicaría que las muestras se encuentran entre la zona inmadura tardía (figura 5.11) y el pico de generación de petróleo.

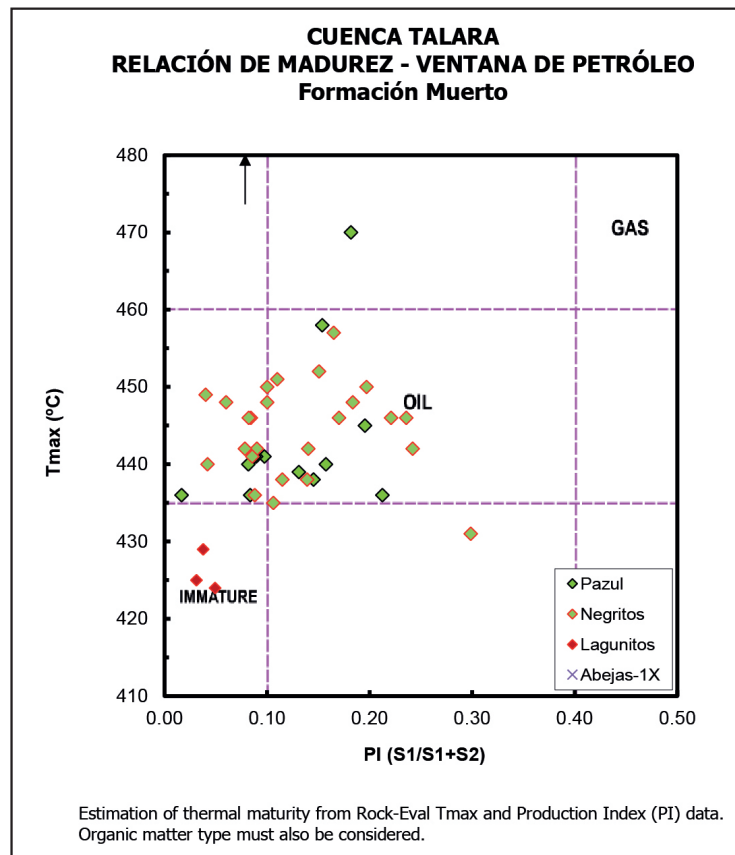


Figura 5.9 Relación de madurez térmica, gráfico Tmax versus Índice de Producción

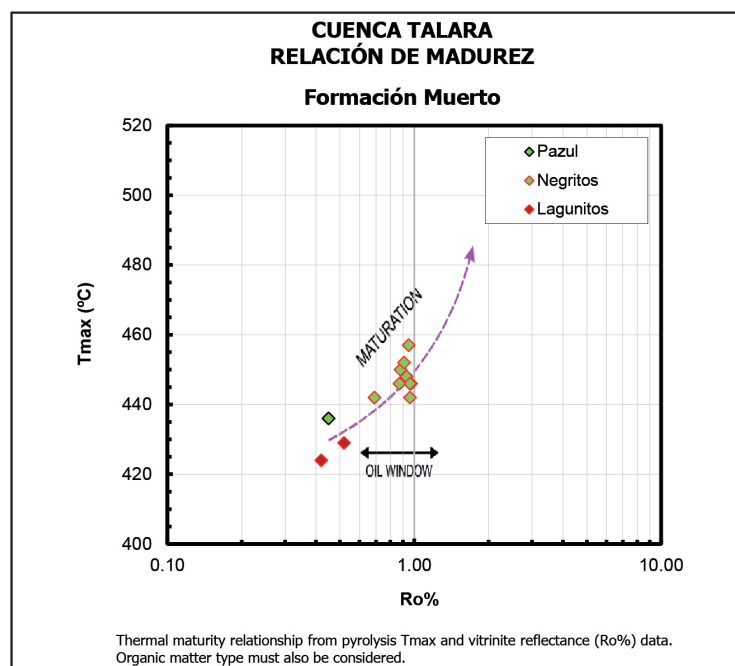


Figura 5.10 Relación de madurez térmica, gráfico Tmax versus Reflectancia de Vitrinita

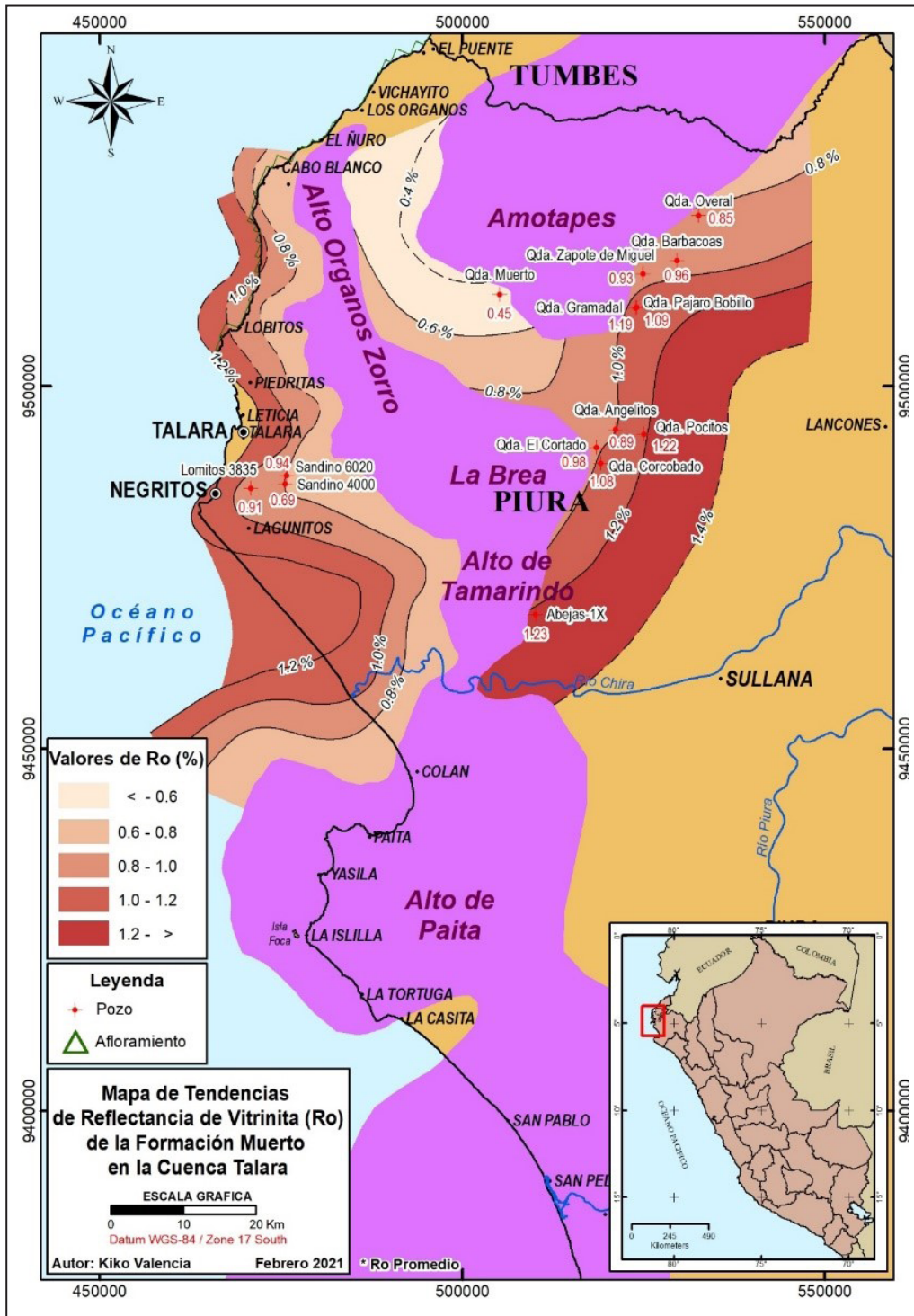


Figura 5.11 Mapa de tendencias de Reflectancia de Vitrinita (Ro) de la Formación Muerto en la cuenca Talara

5.7 CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LA FORMACIÓN REDONDO: ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y DISTRIBUCIÓN REGIONAL

La Formación Redondo (Campaniano-Maastrichtiano) tiene su localidad tipo en la Quebrada Redondo de la subcuenca Pazul. Está compuesta predominantemente por lutitas grises a marrón oscuro y capas de caliza ligeramente limosas con fósiles distribuidos (figura 5.12). Su espesor está encima de los 900 m.

La Formación Redondo sobreyace concordantemente al conglomerado medio de A. Olsson (1934) o Formación Tablones de A. Fischer (1956) hacia el oeste. Sobreyace discordantemente al Grupo Amotape hacia el este, mientras que al noreste sobreyace discordantemente al Grupo Copa Sombrero. Por otra parte, infrayace concordantemente a la Formación Montegrande al oeste e infrayace discordantemente a la Formación Ancha hacia el este.

Las secuencias hacia la base y al tope de la formación Redondo son arenosas, y la secuencia intermedia es pelítica. Esto sugiere una secuencia con ciclos de transgresión. Asimismo, por la naturaleza de los ensambles de foraminíferos se determinan episodios de regresión. La riqueza y diversidad de microfauna determinan un ambiente marino abierto para las lutitas. La predominancia del género Siphogeneroides, sugiere facies neríticas externas en lugar de facies profundas (batial interno) como un ambiente sedimentario.

Litológicamente está constituida mayormente por lutitas de color marrón oscuro, micromicácea, compacta, ligeramente calcárea, con venillas de calcita e intercalaciones esporádicas de areniscas grises de grano fino mal seleccionado, cemento calcáreo, friable y trazas de calizas marrón.

Presenta fauna de Siphogenerinoides bramilettei, Siphogenerinoides cretácea, Siphogenerinoides reticulata, Globotrancara sp. Foraminíferos bentónicos arenáceos y prismas de inoceramus.

El ambiente depositacional asignado de acuerdo con las características paleontológicas y litológicas nos sugieren que sus condiciones de depósito corresponden a un ambiente nerítico medio y a una zona débilmente oxidante.

Las unidades estratigráficas depositadas antes del Campaniano corresponden al intervalo Albiano-Cenomaniano. Las formaciones Muerto y Pananga infrayacen en discordancia a las unidades del Campaniano en la parte norte del área de estudio (sector Peña Negra-Pazul), mientras que el Grupo Copa Sombrero (Cenomaniano) está presente localmente al sur del área de estudio y en la vecina cuenca Lancones. El basamento Paleozoico posiblemente sufrió un levantamiento tectónico en

las localidades de El Alto (parte norte) y el arco Órganos-Zorro (denominación en trabajos anteriores), por lo que se produjo una gran erosión tras la sedimentación campaniana, especialmente en dichas zonas. Por lo tanto, se asume que gran parte del área estuvo cubierta por la sedimentación campaniana.

Durante el Campaniano, la sedimentación estuvo dominada por un ambiente marino poco profundo, con espacio de acomodación donde se depositaron las formaciones Sandino, Redondo y Tablones.

La Formación Sandino fue depositada en un ambiente continental muy local, principalmente en un ambiente fluvial. La Formación Tablones se depositó localmente sobre zonas profundas de la cuenca. La sedimentación refleja, en un primer momento, un período de subida del nivel del mar con una tasa inferior al aporte sedimentario, que va desde barras de desembocadura fluviales en un lóbulo del abanico submarino hasta la facies fluvio-deltaica. Esta formación se caracteriza por el ensamblaje faunístico de Siphogenerinoides Reticulata, Revoluta, Landesi, entre otros, así como prismas de Inoceramus, en las intercalaciones de lutitas.

La Formación Redondo es el último intervalo de la sedimentación Campaniana, perteneciente a un entorno de plataforma de transgresión. La característica más clara es la amplia distribución en el área de la cuenca Talara y su ligera variación de espesor.

La columna estratigráfica de las formaciones Tablones y Redondo fue medida por D. Romero (2017) en un afluente de la quebrada Chungo en la zona de Pazul. Los niveles basales de esta columna no pudieron ser observados por encontrarse cubierta por depósitos cuaternarios. Sin embargo, el contacto con la Formación Muerto es probablemente en discordancia angular. La parte inferior de la columna se compone de lutitas intercaladas con secuencias de conglomerados y areniscas, la cual correspondería a la Formación Tablones, que tiene un grosor de 182 m. Las lutitas son de color gris oscuras a plomizas con laminación horizontal, conteniendo nódulos y concreciones calcáreas. De esta secuencia de lutitas se realizó el estudio micropaleontológico, dando como resultado una asociación micropaleontológica correspondiente al Campaniano. Los conglomerados presentan clastos subangulosos a subredondeados de Cuarzita y cuarzo, principalmente, con diámetros de hasta 10 cm. La matriz de arenisca está constituida por areniscas de grano fino a grueso, a veces conglomerádicas y calcáreas, de coloraciones pardo gris, violáceas y amarillentas. Estos depósitos son interpretados como ambiente Fan-Delta.

La parte media y superior de esta columna que conforma los 258 m. correspondería a la Formación Redondo. En la parte intermedia, que corresponde a los 94 m, se tiene lutitas gris

oscuras y plumizas, con laminación horizontal, conteniendo nódulos calcáreos. Del mismo modo, de esta secuencia de lutitas se realizó el estudio micropaleontológico, dando como resultado una asociación micropaleontológica correspondiente al Campaniano. Finalmente, los 164 m que conforman la parte superior de esta columna presentan una secuencia

grano y estrato crecientes compuesta por areniscas calcáreas intercaladas con lutitas grises. Hacia la parte más superior, continúan lutitas grises a gris oscuras con laminación horizontal y nódulos calcáreos, donde se intercalan areniscas finas calcáreas en estratos delgados de 10 a 20 cm de grosor. Estos depósitos son interpretados de ambiente marino.

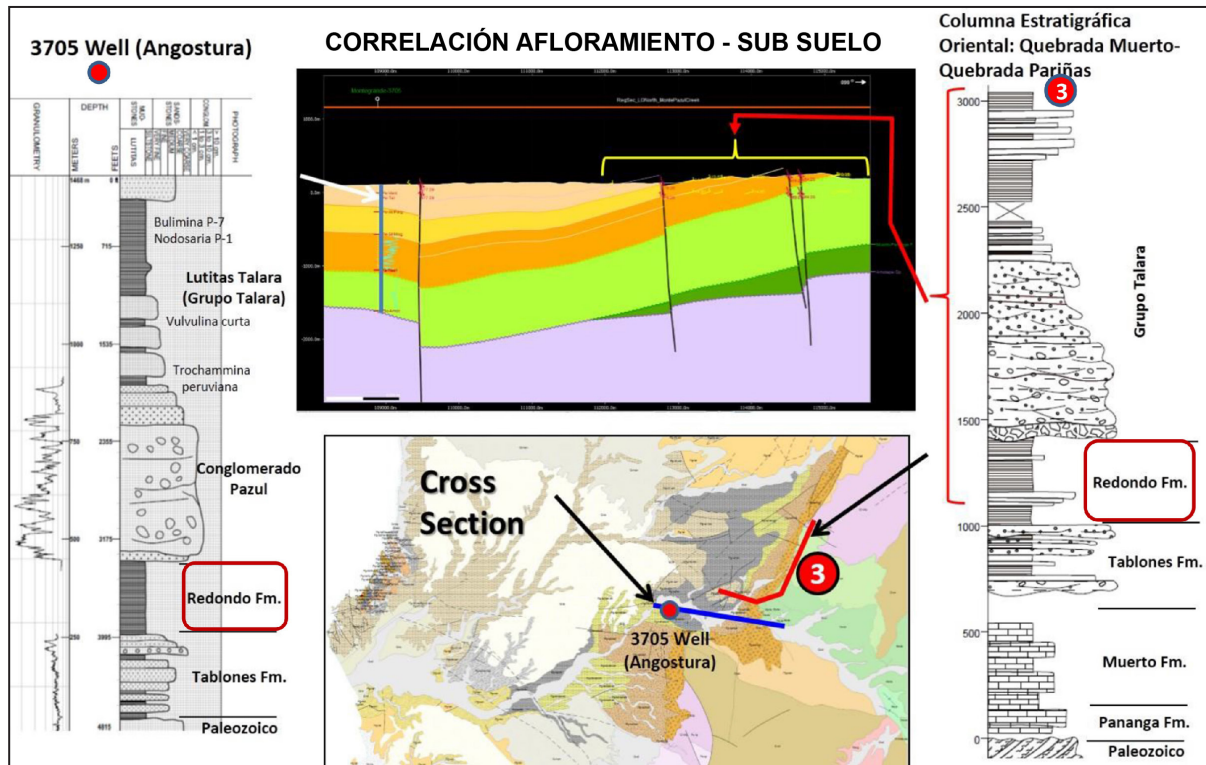


Figura 5.12 Correlación estratigráfica de la Formación Redondo entre el Pozo 3705 (Angostura) y afloramiento en la quebrada Muerto-Quebrada Pariñas (Romero, 2018)

5.8 CANTIDAD DE MATERIA ORGÁNICA

La cantidad de materia orgánica fue analizada y determinada mediante el contenido del carbono orgánico total (TOC). Un total de 188 muestras recolectadas, entre afloramientos y recortes de perforación de la Formación Redondo en varias ubicaciones de

la cuenca, fueron utilizadas para la evaluación. Se preparó un gráfico de frecuencia de TOC del total de muestras disponibles, el cual muestra una predominancia de valores de TOC entre 0.5 % y 1.0 % peso, lo cual corresponde a la clasificación de una roca madre regular o moderada y en menor medida como roca madre buena (figura 5.13).

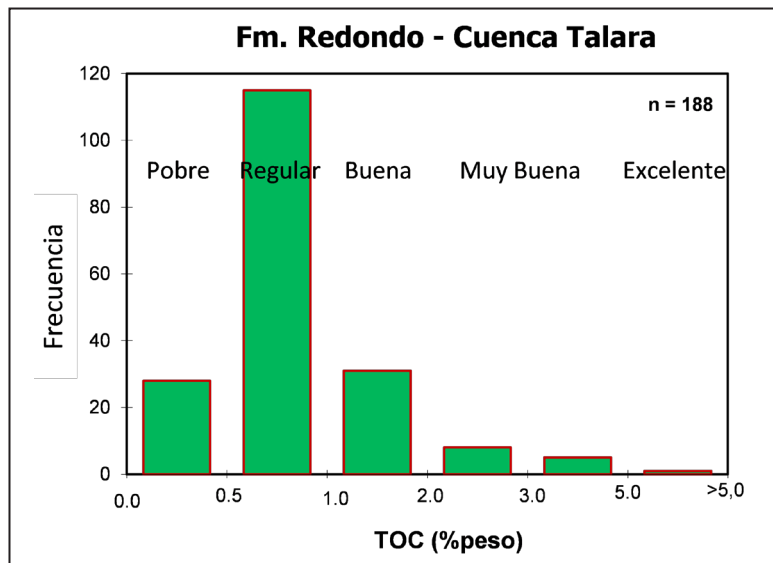


Figura 5.13 Gráfico de frecuencias de contenido de materia orgánica de la Formación Redondo en la cuenca Talara y su clasificación de roca madre

Asimismo, para determinar un valor representativo de TOC de la Formación Redondo en la cuenca Talara (figura 5.14), se realizó una distribución probabilística tipo Lognormal, la cual después

de un análisis estadístico presenta el valor representativo de TOC (media) de 0.93 %, con TOC (P10) de 0.35 % y TOC (P90) de 1.69 %.

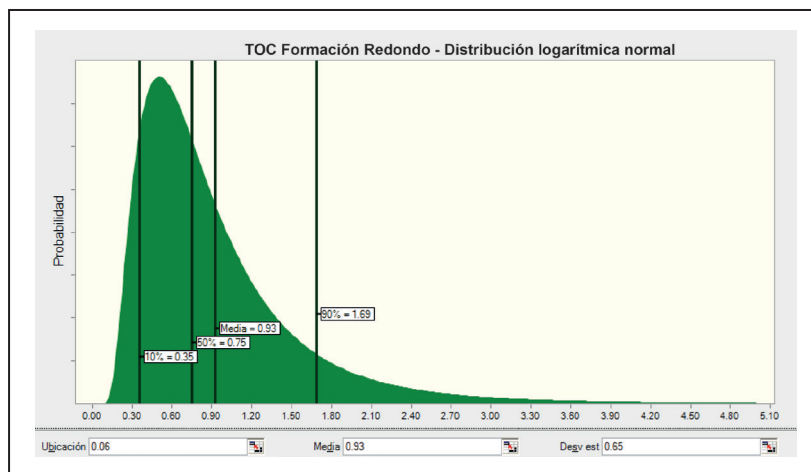


Figura 5.14 Distribución probabilística tipo Lognormal del contenido de materia orgánica de la Formación Redondo en la cuenca Talara y valores de percentiles 10, 90, 50 y media

Con los valores obtenidos se ha preparado un Mapa de Tendencia de cantidad de materia orgánica (TOC) de la Formación Redondo cuenca Talara (figura 5.15). Hay varios pozos que tienen varios puntos de muestreo, por lo que allí se ha tomado como valor representativo al promedio de estos.

En el mapa propuesto se puede observar cuál es la tendencia general de incremento de cantidad de materia orgánica hacia

el oeste, entre Lobitos y el sur de Paita, que van en el rango de regular (en las cercanías a los altos paleozoicos) a bueno hacia las zonas de los depocentros; mientras que en la zona de Laguna-Pazul la tendencia sería mejor de sur a norte.

Si bien es cierto la información geoquímica no es muy abundante en la cuenca Talara, esta nos da una idea preliminar de la distribución del contenido de materia orgánica (TOC).

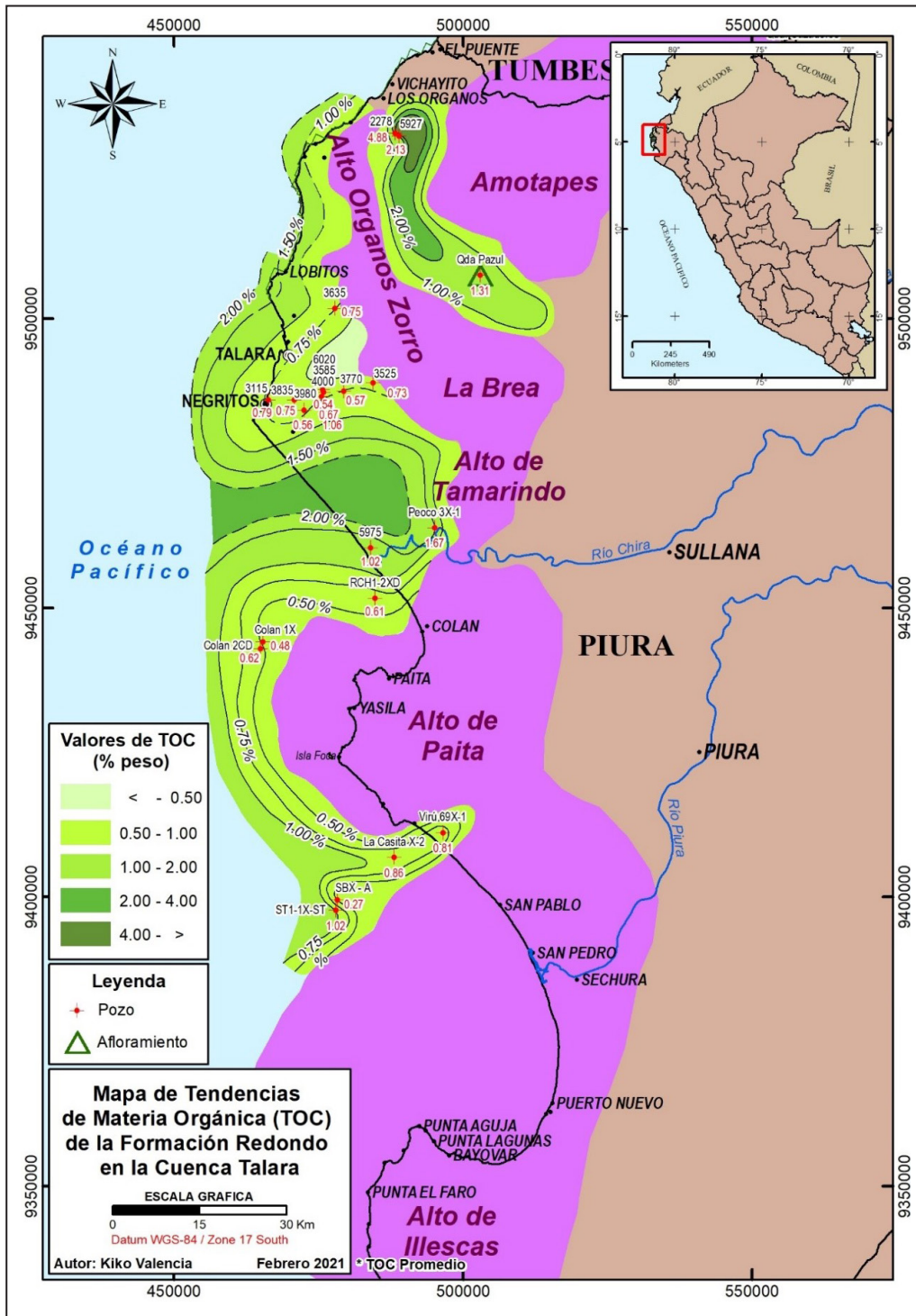


Figura 5.15 Mapa de tendencias de materia orgánica de la Formación Redondo en la cuenca Talara

5.9 CALIDAD DE MATERIA ORGÁNICA

La calidad de la materia orgánica fue evaluada mediante relaciones de datos de pirólisis Rock-Eval. Para ello se ha preparado el diagrama modificado de Van Krevelen (figura 5.16),

donde se puede observar que hay variabilidad de kerógenos presentes en la Formación Redondo, son principalmente Tipo I y II en Laguna, Negritos y una parte de la bahía de Sechura, mientras que en el resto serían tipo III.

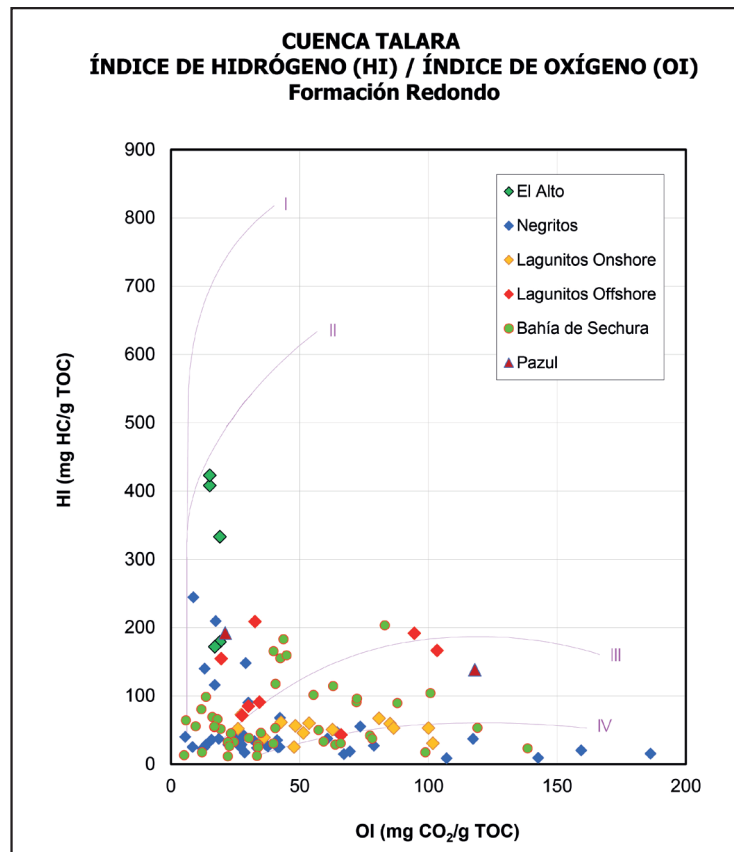


Figura 5.16 Diagrama de Van Krevelen modificado. Se observa gran parte de las muestras de la Formación Redondo de Kerógeno tipo I y II y en menor medida Tipo III.

Asimismo, con el objetivo de evaluar el Potencial de Generación, se ha preparado un gráfico que representa la cantidad máxima de hidrocarburos que podría generar una roca generadora suficientemente madura. Allí se puede observar que el Potencial de Generación de las rocas de la Formación Redondo es

variable, encontrándose distribuidas principalmente entre rocas madres moderadas a pobres y en menor medida buenas.

Esta distribución muestra una tendencia lineal, la cual puede estar ligada a altos valores de materia orgánica o mayor grado de madurez de las muestras (figura 5.17).

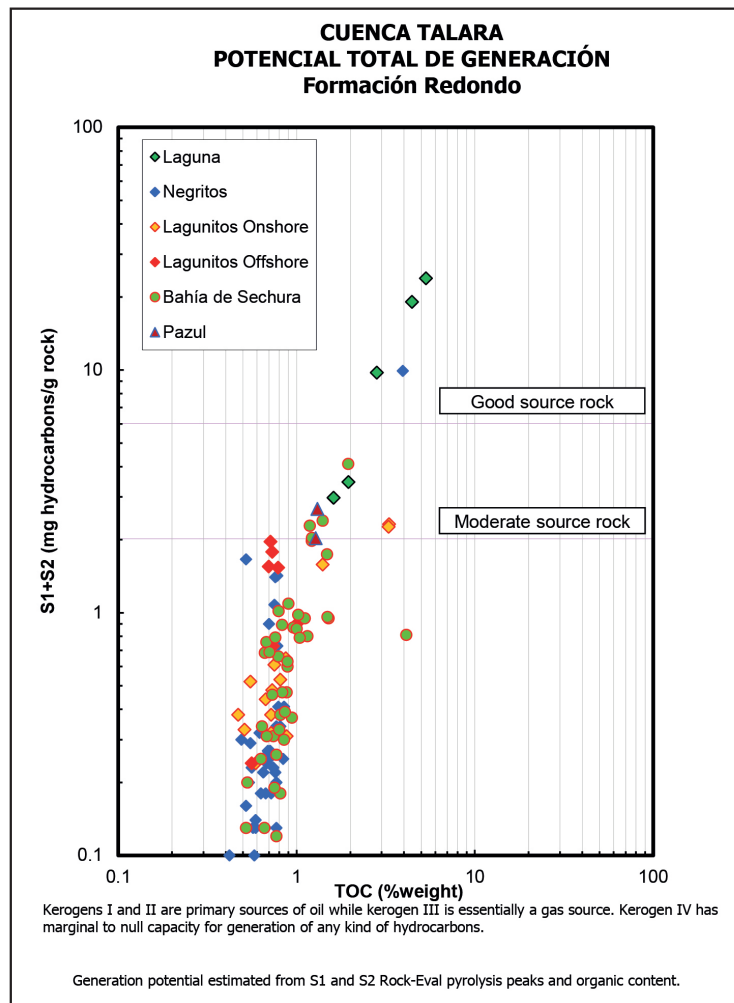


Figura 5.17 Potencial total de generación de la Formación Redondo en la cuenca Talara

5.10 MADUREZ TÉRMICA DE LA MATERIA ORGÁNICA

La madurez de la roca madre de la Formación Muerto fue analizada tanto por los valores de la pirólisis Rock-Eval (T_{max}) como los valores obtenidos mediante petrografía orgánica a través de la Reflectancia de Vitrinita (R_o).

De la Pirólisis se obtuvo el gráfico de T_{max} vs. Índice de producción (figura 5.18). En general, sugiere que las muestras

de la Formación Redondo se encuentran termalmente maduras en lo que se denomina ventana de petróleo, excepto en la zona de Laguna y algunas áreas de Lagunitos (inmadura).

El análisis de Reflectancia de Vitrinita (R_o) indica que las muestras de la Formación Redondo, en los diversos puntos muestreados, varían en un rango de 0.45 % a 1.3 %, lo que indicaría que las muestras se encuentran entre la zona inmadura tardía, el pico de generación de petróleo y la zona de madurez tardía (figuras 5.19 y 5.20).

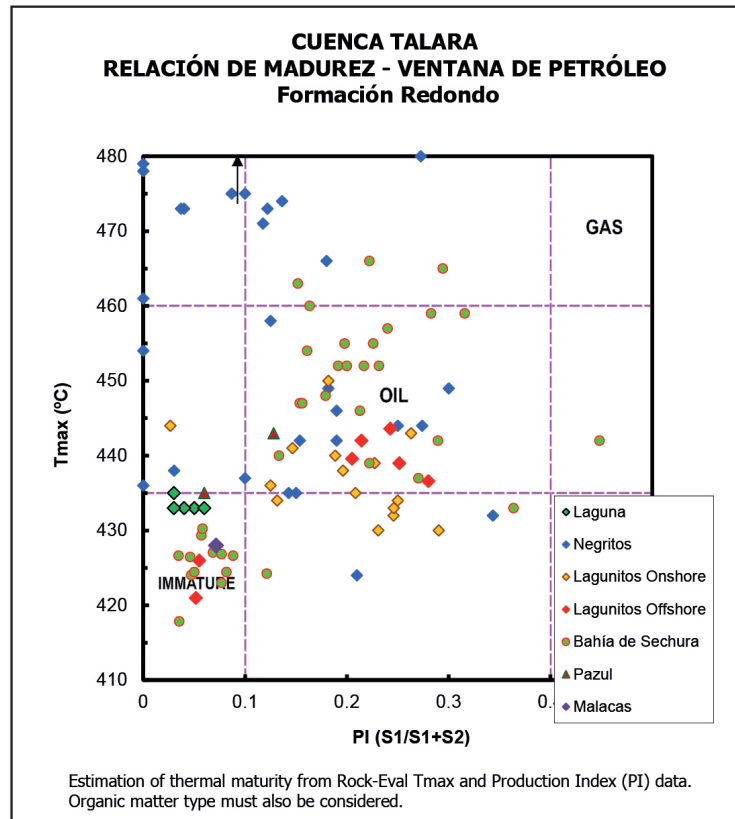


Figura 5.18 Relación de madurez térmica, gráfico Tmax versus Índice de Producción

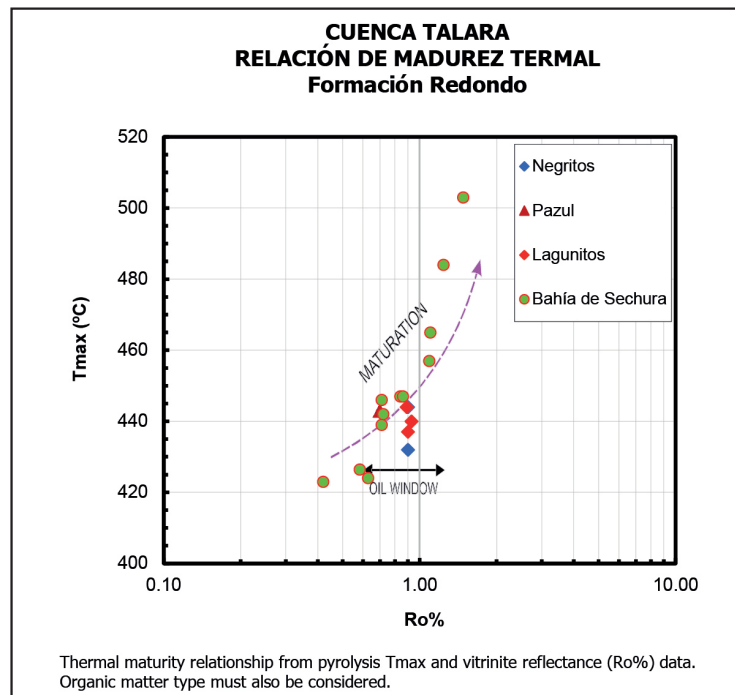


Figura 5.19 Relación de madurez térmica, gráfico Tmax versus Reflectancia de Vitrinita

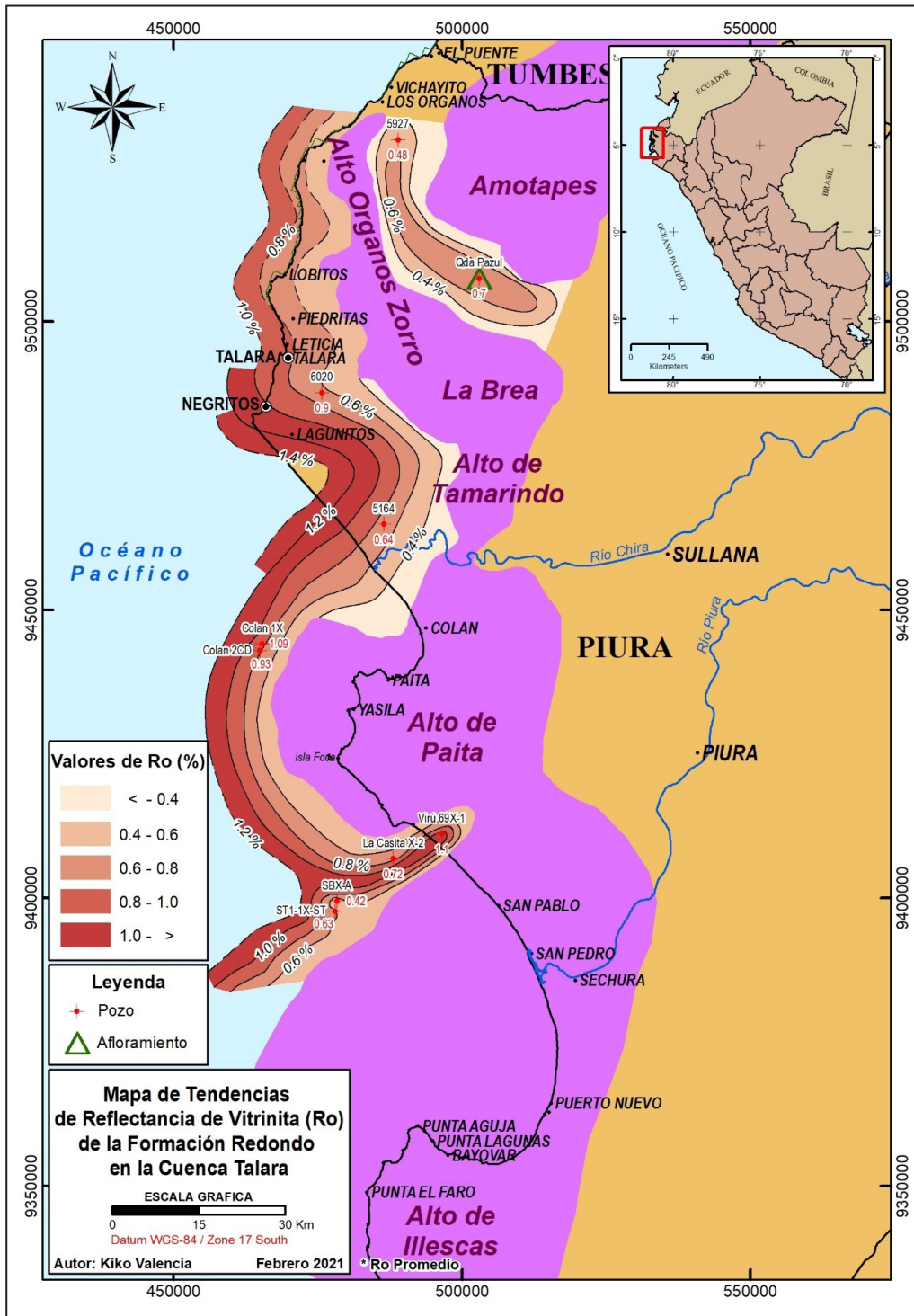


Figura 5.20 Mapa de tendencias de Reflectancia de Vitrinita de la Formación Redondo en la cuenca Talara

CONCLUSIONES

- La detallada evaluación comparativa de los valores de parámetros geoquímicos, resultantes de los análisis de rocas efectuados, permiten una mejor definición de la clasificación de roca madre para las formaciones Muerto y Redondo en la cuenca Talara.
- La depositación de la Formación Muerto en la cuenca Talara estuvo controlada por la paleogeografía y por el paleorelieve configurado por el Paleozoico y pre-Cámbrico al tiempo Albiano. Es así que, tanto la cadena de los cerros de Amotape, La Brea, Paita e Illescas como los altos relativos de subsuelo, Órganos-Zorro, Tamarindo y de la bahía de Bayóvar, controlaron o impidieron la depositación de dicha secuencia en esas áreas. Ello ocurrió también, pero en menor medida, en el Campaniano para el control de la depositación de la Formación Redondo.
- El Albiano constituye un evento Anóxico global (OAE1) caracterizado por contener valores elevados de contenido de materia orgánica, y verse registrado en las amplias zonas de talud y plataformas del período Cretácico incluyendo gran parte de la cuenca Talara.
- La cantidad de materia orgánica fue analizada y determinada mediante el contenido del carbono orgánico total (TOC) de un total de 73 muestras recolectadas entre afloramientos y recortes de perforación de la Formación Muerto en varias ubicaciones de la cuenca. Sobre la base de ello, se indica una clasificación de una Roca Madre Buena a Muy Buena, con un análisis estadístico que indica como valor representativo de TOC (media) de 2.07 %, con (P10) de 0.45 % y (P90) de 4.22 %.
- El análisis de Reflectancia de Vitrinita (Ro) indica que las muestras de la Formación Muerto, en los diversos puntos muestreados, varían en un rango de 0.45 % a 1.0 %, lo que indicaría que las muestras se encuentran entre la zona inmadura tardía y el pico madurez de generación de petróleo.
- La Formación Redondo es el último intervalo de la sedimentación Campaniana en la cuenca Talara. Pertenece a un ambiente de plataforma transgresiva con una amplia distribución en el área de la cuenca con menor variación de espesor.
- La cantidad de materia orgánica fue analizada y determinada mediante el contenido del carbono orgánico total (TOC) de un total de 188 muestras recolectadas entre afloramientos y recortes de perforación de la Formación Redondo en varias ubicaciones de la cuenca. Indican una clasificación de una Roca Madre Regular a Buena con un análisis estadístico que indica como valor representativo de TOC (media) de 0.93 %, con (P10) de 0.35 % y (P90) de 1.69 %.
- El análisis de Reflectancia de Vitrinita (Ro) indica que las muestras de la Formación Redondo, en los diversos puntos muestreados, varían en un rango de 0.45 % a 1.3 %, lo que indicaría que las muestras se encuentran entre la zona inmadura tardía, el pico de generación de petróleo y la zona madurez tardía.

RECOMENDACIONES

- Realizar una o más campañas de geología de superficie que permitan medir y levantar columnas estratigráficas de todos los afloramientos del Cretácico de la cuenca Talara y recolectar sistemáticamente muestras de las formaciones Redondo y Muerto para su posterior envío a laboratorio para análisis de geoquímica orgánica, de tal manera que permita complementar y/o enriquecer tanto la información disponible, así como el presente estudio.
- Integrar la información de este reporte con todos los datos regionales para complementar tanto la interpretación estratigráfica como la de geología estructural y la tectónica del noroeste peruano y en particular de la cuenca Talara.
- Realizar un trabajo similar para las formaciones Cenozoicas que podrían ser consideradas posibles rocas generadoras, como la Formación Balcones (Paleoceno inferior), las formaciones San Cristóbal, Palegrede y Echinocyamus del Eoceno inferior, la Formación Talara del Eoceno medio, la Formación Chira del Eoceno superior y la Formación Heath del Oligoceno (de la vecina cuenca Tumbes). De tal manera de tener la información completa de la geoquímica orgánica de la cuenca Talara.
- Por su importancia económica, planificar la realización de la actualización de la geología de superficie de toda la cuenca Talara a una escala de 1/25 000.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Andamayo, K. (2008) - *Nuevo estilo estructural y probables sistemas petroleros de la Cuenca Lancones*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima, 129 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12672/764>
- Aspden, J.A.; Bonilla, W. & Duque, P. (1995) - *The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits*. Nottingham: British Geological Survey, Overseas Geology and Mineral Resources, 67, 63 p.
- Bellido, F.; Valverde, P.; Jaimes, F.; Carlotto, V. & Díaz-Martínez, E. (2009) - Datación y caracterización geoquímica de los granitoides peraluminicos de los cerros de Amotape y de los Macizos de Illescas y Paita (Noroeste de Perú). *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (103): 197-213.
- Bianchi, C. (2002) - *Sistema petrolero, mecanismos de entrapamiento de fluidos en el campo Litoral. Cuenca Talara-nor oeste del Perú*. INGEPET 2002, Seminario, 6-8 noviembre, Lima. 14 p.
- Bosworth, T. (1922) - *Geology of Tertiary and Quaternary periods in North-west part of Peru*. London: McMillan & Co., 434 p.
- Caldas, J.; Palacios, O.; Pecho, V. & Vela, Ch. (1980) - Geología de los cuadrángulos de Bayóvar, Sechura, La Redonda, Punta La Negra, Lobos de Tierra, Las Salinas y Mórrope. Hojas: 12a -12b - 12c - 13a - 13b - 13c - 14c. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 32, 78 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/151>
- Cande, S.C. & Kent, D.V. (1992) - A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B10): 13917-13951. <https://doi.org/10.1029/92JB01202>
- Carozzi, A.V. & Palomino, J.R. (1993) - The Talara forearc basin, NW Peru: depositional models of oil-producing Cenozoic clastic systems. *Journal of Petroleum Geology*, 16(1): 5-32. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1993.tb00728.x>
- Castro, R. (1991) - *El Cretáceo en la cuenca Talara del Noroeste del Perú*. Tesis Ingeniero Geólogo, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima.
- Chalco, A. (1955) - Estudio geológico preliminar de la región Sullana-Lancones. *Boletín Técnico Empresa Petrolera Fiscal*, (3): 45-62.
- Chalco, A.; Silva, J. & Silva, C. (2000) - Análisis rock-eval de las posibles rocas madre de las cuencas Talara y Tumbes. En: Congreso Peruano de Geología, 10, Lima, 2000, *Trabajos Técnicos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 575-591.
- Daudt, J.; Grosso, S.A. & Sullivan, M.D. (2004) - Sea-level changes and tectonic influence in the deposition of the Cabo Blanco member: example of an Eocene fluvio-estuarine system in Talara basin, NW Perú. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (97): 67-80.
- Espitalié, J.; Laporte, J.L.; Madec, M.; Marquis, F.; Lepat, P.; Paulet, J. & Boutefeu, A. (1977) - Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Review Institut Français du Pétrole*, 32(1): 23-42. <https://doi.org/10.2516/ogst:1977002>
- Feininger, T. (1975) - *Geología de la zona Arenillas-Puyango. Provincia de El Oro Quito*. Quito: Facultad de Geología, Escuela Politécnica Nacional, 148 p.
- Fildani, A.; Hanson, A.D.; Chen, Z.; Moldowan, J.M.; Graham, S.A. & Arriola, P.R. (2005) - Geochemical characteristics of oil and source rocks and implications for petroleum systems, Talara basin, northwest Peru. *AAPG Bulletin*, 89(11): 1519-1545. <https://doi.org/10.1306/06300504094>
- Fildani, A.; Hessler, A.M. & Graham, S.A. (2008) - Trench-forearc interactions reflected in the sedimentary fill of Talara basin, northwest Peru. *Basin Research*, 20(3): 305-331. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2007.00346.x>

- Fischer, A.G. (1956) - Desarrollo geológico del noroeste peruano durante el Mesozoico. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (30): 177-190.
- Gonzales, E. & Alarcón, P. (2002) - *Potencial hidrocarburífero de la cuenca Talara*. INGEPET 2002, Seminario, 6-8 noviembre, Lima. 15 p.
- Gonzales, G. (1976) - *Bioestratigrafía del Eoceno en la cuenca Talara*. Tesis Doctor en Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Arequipa.
- Grossling, B.F. (1975) - Latin America's petroleum prospects in the energy crisis. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1411, 40 p. <https://doi.org/10.3133/b1411>
- Higley, D.K. (2004) - The Talara basin province of northwestern Peru: Cretaceous-Tertiary total petroleum systems. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 2206-A, 20 p. <https://doi.org/10.3133/b2206A>
- Huerta, T. (1969) - *Informe fotogeológico de la región Amotape área Quebrada Mogollón - Loma - Redonda*, Informe Interno. Petróleos del Perú.
- Iddings, A. & Olsson, A.A. (1928) - Geology of the northwest Peru. *AAPG Bulletin*, 12(1): 1-39. <https://doi.org/10.1306/3D9327D7-16B1-11D7-8645000102C1865D>
- Infologic; Geochemical Solutions International; & Baseline Resolution (2006) - *Petroleum systems evaluation: Talara/Tumbes Basins*. Perupetro, 57 p.
- Isaacson, P.E. & Diaz, E. (1995) - Evidence for a Middle-Late Paleozoic foreland basin and significant paleolatitudinal shift, Central Andes. En: Tankard, A.J.; Suárez, R & Welsink, H.J., eds. *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, p. 231 - 249. <https://doi.org/10.1306/M62593C10>
- Jaillard, E.; Laubacher, G.; Bengston, P.; Dhondt, A.V.; Philip, J.; Bulot, L.G. & Robert, E. (1998) - Revisión estratigráfica del Cretáceo Superior del noroeste peruano y suroeste ecuatoriano. Datos preliminares, consecuencias tectónicas. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (88): 101-115.
- Jaillard, E.; Ordoñez, M.; Benítez, S.; Berrones, G.; Jiménez, N.; Montenegro, G. & Zambrano, I. (1995) - Basin Development in an Accretionary, Oceanic-Floored Fore-Arc Setting; Southern Coastal Ecuador During Late Cretaceous-Late Eocene Time. En: Tankard, A.J.; Suárez, R & Welsink, H.J., eds. *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, p. 615-631. <https://doi.org/10.1306/M62593C32>
- Jaimes, F.; Aguila, C.; Jaramillo, J.P.; Andrade, L.; Solís, B.; Tasiguano, P.; Pachacama, F.; Gallegos, A.; Nuñez, C.; Romero, C.; Quilachamin, V.; Torres, J. & Chavez, D. (2021) - *Boletín Geológico Binacional Perú - Ecuador: Cuadrángulos de Tumbes (8c), Las Playas (9c) y las hojas de Huaquillas (N°20), Puyango (N°21), Alamor (N°22) y Zapotillo (N°23)*. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (Perú); Instituto de Investigación Geológico y Energético (Ecuador), 117 p.
- Kingston, J. (1994) - Undiscovered petroleum of southern South America. *U.S. Geological Survey. Open-File Report*, 94-559, 443 p. <https://doi.org/10.3133/ofr94559>
- LCV (1999) - *Estudios de investigación geoquímica del potencial de hidrocarburos: Lotes del Zócalo Continental y de Tierra*, reporte interno. Perupetro, vol.1, 334 p. (Perupetro ITP21002)
- Lemgruber-Traby, A.; Espurt, N.; Souque, C.; Henry, P.; Calderon, Y.; Baby, P. & Brusset, S. (2020) - Thermal structure and source rock maturity of the North Peruvian forearc system: Insights from a subduction-sedimentation integrated petroleum system modeling. *Marine and Petroleum Geology*, 122: 104664. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104664>
- Leyva, J. & Daudt, J. (2003) - Tectonic Influence in trap generation during the Early Eocene, Talara forearc basin, NW Perú: a case study of the Mogollón Formation. En: *VIII Simposio Bolivariano "Exploración petrolera en las Cuencas Subandinas"*, Cartagena de Indias, Colombia, setiembre 21-24, 2003. *Memorias. Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo*, p. 84-87.
- Llerena, C.; Romero, D.; Benique, A. & Lee, K. (2018) - Análisis estructural de la cuenca Talara - resultados preliminares. En: IX Seminario Internacional de Exploración, Explotación, Procesamiento y Transporte de Hidrocarburos, 9, Lima, 2018. *INGEPET 2018: trabajos técnicos*. Lima: Perupetro, 18 p.
- Lonsdale, P. (1978) - Ecuadorian subduction system. *AAPG Bulletin*, 62(12): 2454-2477. <https://doi.org/10.1306/C1EA5526-16C9-11D7-8645000102C1865D>

- Marocco, R.; Baudino, R. & Lavenue, A. (1995) - Intermontane late Paleogene-Neogene basins of the Andes of Ecuador and Peru: sedimentologic and tectonic characteristics. En: Tankard, A.J.; Suárez, R. & Welsink, H.J., eds. *Petroleum basins of South America*. Tulsa, OK: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 62, p. 597-613.
- Martínez, E.; Fernández, J.; Calderón, Y.; Hermoza, W. & Galdos, C. (2005) - *Tumbes and Talara basins hydrocarbon evaluation*, informe inédito. Lima: Perupetro, 149 p. (consulta: 14 noviembre 2021). <https://bit.ly/3nY4Nnd>
- Martínez, M. (1970) - Geología del basamento Paleozoico en las montañas de Amotape y posible origen del petróleo en rocas paleozoicas del noroeste del Perú. En: *Congreso Latinoamericano de Geología*, 1. Lima, 1970. Lima: [s.e.], t. 2, p. 105-138.
- McCarthy, K.; Niemann, M.; Palmowski, D., Peters, K. & Stankiewicz, A. (2011) - Basic petroleum geochemistry for source rock evaluation. *Oilfield Review*, 23(2): 32-43. <https://www.slb.com/-/media/files/oilfield-review/basic-petroleum>
- MacDonald, G.M. (1956) - Miocene of the Sechura Desert, Piura. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (30): 225-242.
- Mourier, T.; Laj, C.; Mégard, F.; Roperch, P.; Mitouard, P. & Farfan, A. (1988) - An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, 88(1-2): 182-192. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(88\)90056-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(88)90056-8)
- Naus, W.A. (1944) - A reconnaissance geological survey of the La Brea Mountain front. IPCo, Report n° 121-2.
- Newell, N.D.; Chronic, J. & Roberts, T.G. (1949) - *Upper Paleozoic of Peru*. New York; Michigan: University Service Bureau, Columbia University, 241 p.
- Newell, N.D.; Chronic, J. & Roberts, T.G. (1953) - Upper Paleozoic of Peru. En: Newell, N.D.; Chronic, J. & Roberts, T.G. *Upper Paleozoic of Peru*. New York: Geological Society of America, GSA Memoirs, 58. <https://doi.org/10.1130/MEM58>
- Olsson, A.A. (1932) - Contributions to the Tertiary Paleontology of Northern Peru: Part 5, The Peruvian Miocene. *Bulletins of American Paleontology*, 19(68): 1-272.
- Olsson, A.A. (1934) - Contributions to the paleontology of northern Peru: the Cretaceous of the Amotape region. *Bulletins of American Paleontology*, 20(69): 1-104.
- Palacios, O. (1994) - Geología de los cuadrángulos de Paita, Piura, Talara, Sullana, Lobitos, Quebrada. Seca, Zorritos, Tumbes, Zarumilla. Hojas: 11-a, 11-b, 10-a, 10-b, 9-a, 9-b, 8-b, 8-c, y 7-c. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 54, 190 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/175>
- Paredes, J. (1966) - *Estratigrafía del Paleozoico del Noroeste peruano y su evaluación económica como reservorio de petróleo*. Tesis de Ingeniero, Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa, Arequipa, 49 p.
- Pedoja, K.; Ortlieb, L.; Dumont, J.F.; Lamothe, M.; Ghaleb, B.; Auclair, M. & Labrousse, B. (2006) - Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology*, 228(1-4): 73-91. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.01.004>
- Peters, K.E. & Cassa, M.R. (1994) - Applied source rock geochemistry. En: Magoon, L.B. & Dow, W.G., eds. *The petroleum system: from source to trap*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 60, p. 93-120. <https://doi.org/10.1306/M60585>
- Petroleos del Perú (1987) - *Cuenca Lancones, departamento de Piura: análisis roca madre y rocas reservorios. Anexo 2. Petroperú*, 88 p.
- Petters, V. (1968) - *The Basal Salina Formation, Stratigraphic Memo n°13*, reporte interno. International Petroleum Company.
- Pindell, J.L. & Tabbutt, K.D. (1995) - Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeography and regional controls on hydrocarbon systems. En: Tankard, A.J.; Suárez, R. & Welsink, H.J., eds. *Petroleum basins of South America*. Association of Petroleum Geologists, AAPG Memoir, 62, p. 101-128. <https://doi.org/10.1306/M62593>
- Raez, M.A. (1999) - *Tectónica en la cuenca Talara costafuera, nor-oeste Peru*. Exploration and exploitation of petroleum and gas, INGEPET -99 Seminar, Lima, Peru, 26-29, oct. Perupetro, 19 p.
- Reyes, L. & Caldas, J. (1987) - Geología de los cuadrángulos de: Las Playas 9-c, La Tina 9-d, Las Lomas 10-c, Ayabaca 10-d, San Antonio 10-e, Chulucanas 11-c, Morropón 11-d, Huancabamba 11-e, Olmos 12-d, Pomahuanca 12-e. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 39, 83 p. <https://hdl.handle.net/20.500.12544/159>

- Romero, D.; Llerena, C.; Marquina, J. & Fuentes, J. (2018) - Evolución sedimentaria y estructural de la parte central de la cuenca Talara (Eoceno), entre Lobitos-El Muerto. Inicio de una nueva exploración. En: IX INGEPEP 2018. *Trabajos técnicos*. Lima: Perupetro, 20 p.
- Schenk, C.J.; Viger, R.J. & Anderson, C.P. (1999) - *Maps showing geology, oil and gas fields and geologic provinces of the South America region*. US Geological Survey, Open-File Report, 97-470-D, 12 p. <https://doi.org/10.3133/ofr97470D>
- Sébrier, M.; Lavenue, A.; Fornari, M. & Soulas, J.P. (1988) - Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and northern Chile) from Eocene to present. *Géodynamique*, 3(1-2): 85-106. <https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:26021>
- Séranne, M. (1987) - Evolution tectono-sédimentaire du bassin de Talara (nord-ouest du Pérou). *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 16(3-4): 103-125. <https://bit.ly/3OFY900>
- Shepherd, G.L. & Moberly, R. (1981) - Coastal structure of the continental margin, northwest Peru and Southwest Ecuador. En: Kulm, L.D.; Dymond, J.; Dasch, E.J.; Hussong, D.M. & Roderick, R. *Nazca Plate: crustal formation and Andean convergence, a volume dedicated to George P. Woollard*. New York: Geological Society of America, Memoir, 154, p. 351-391
- Tafur, I. (1952) - *Cretaceous geology of the east front of the Amotape Mountains (area between Pazul basin and Pocitos)*, informe inédito. Talara: International Petroleum Company. Report WP-12. (Perupetro IT01594)
- Thornburg, T.M. (1981) - *Sedimentary basins of the Peru continental margin: structure, stratigraphy, and cenozoic tectonics from 6S° to 16S° latitude*. Tesis de master, Oregon State University, 68 p.
- Thomas, H.D. (1928) - An Upper Carboniferous Fauna from the Amotape Mountains, North-Western Peru. *Geological Magazine*, 65(7): 289-301. <https://doi.org/10.1017/S0016756800107800>
- Travis, R.B.; Gonzales, G. & Pardo, A. (1976) - Hydrocarbon potential of coastal basins of Peru. En: Halbouty, M.T.; Maher, J.C. & Lian, H.M. *Circum-Pacific Energy and Mineral Resources*. American Association of Petroleum Geologists, AAPG Memoir, 25, p. 331-338.
- Valencia, K. & Llerena, C. (2018) - El Play exploratorio Paleozoico de la cuenca Talara. En: IX INGEPEP 2018. *Trabajos técnicos*. Lima: Perupetro.
- Waples, D. (1985) - *Geochemistry in petroleum exploration*. Boston : International Human Resources Development Corporation, 232 p.
- Ziegler, A.M.; Barrett, S.F. & Scotese, C.R. (1981) - Palaeoclimate, sedimentation and continental accretion. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 301(1461): 253-264. <https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0109>
- Zúñiga-Rivero, F.; Hay-Roe, H. & Lowrie, A. (2001) - A new view of the Sechura Basin, NW Peru: Stratigraphic and tectonic relationships. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 85(13), CD-ROM supplement.
- Zúñiga-Rivero, F.; Hay-Roe, H. & Vargas, T. (1999) - *Talara: A new look at an old petroleum basin*. Exploration and exploitation of petroleum and gas, INGEPEP -99 Seminar, Lima, Peru, 26-29, oct. Perupetro, 9 p.
- Zúñiga-Rivero, F.; Keeling, J.A. & Hay-Roe, H. (1998a) - Attractive potential seen in 10 sub-basins off Peru. *Oil and Gas Journal*, 96(36): 117-118,120,122.
- Zúñiga-Rivero, F.; Keeling, J.A. & Hay-Roe, H. (1998b) - Peru onshore-deepwater basins should have large potential. *Oil and Gas Journal*, 96(42): 88-95.

ANEXOS

Cuenca Talara - Base de Datos de Geoquímica de Rocas (Formaciones Redondo y Muerto)							Carbono orgánico total y análisis de pirólisis rock-eval												Reflectancia
Nº Orden	Formación	Tipo	Identificación de las muestras				TOC (% weight)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	S3 (mg/g)	Tmax (°C)	S1/TOC	HI	OI	S1+S2	S2/S3	PI	de vitrinita	
			Cuenca	Área	Pozo / Afloramiento	Profundidad (pies)												Ro %	
						Desde												Hasta	
1	Redondo	Canaleta	Talara	Laguna	Laguna 2278	7870	7881	4.44	0.99	18.10	0.67	433	22.00	408	15	19.09	27.01	0.05	
2	Redondo	Canaleta	Talara	Laguna	Laguna 2278	7890	7911	5.31	1.45	22.45	0.82	433	27.00	423	15	23.90	27.38	0.06	
3	Redondo	Canaleta	Talara	Laguna	Laguna 5927	8010	8011	2.82	0.37	9.40	0.53	433	13.00	333	19	9.77	17.74	0.04	
4	Redondo	Canaleta	Talara	Laguna	Laguna 5927	8060	8071	1.61	0.10	2.88	0.31	433	6.00	179	19	2.98	9.29	0.03	
5	Redondo	Canaleta	Talara	Laguna	Laguna 5927	8080	8091	1.95	0.11	3.35	0.33	435	6.00	172	17	3.46	10.15	0.03	
6	Redondo	Canaleta	Talara	Laguna	Laguna 5927	7800	7810												0.43
7	Redondo	Canaleta	Talara	Laguna	Laguna 5927	7900	8000												0.52
8	Redondo	Canaleta	Talara	Laguna	Laguna 5927	8100	8110												0.48
9	Redondo	Canaleta	Talara	Laguna	Laguna 5927	8290	8300												0.50
10	Redondo	Canaleta	Talara	Pazul	Quebrada Pazul	Sin ubicación		1.31	0.17	2.51	0.27	435	13.00	192	21	2.68	9.30	0.06	
11	Redondo	Canaleta	Talara	Pazul	Quebrada Pazul			1.28	0.26	1.77	1.51	443	20.31	138	118	2.03	1.17	0.13	0.70
12	Redondo	Canaleta	Talara	Malacas	Malacas 3635	6840	6855	0.75	0.02	0.26	0.14	428	2.67	35	19	0.28	1.86	0.07	
13	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3835	8052	8071	0.78	0.20	0.53	0.33	444	25.64	68	42	0.73	1.61	0.27	
14	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3835	7186	7201	0.74	0.02	0.21	0.10	514	2.70	28	14	0.23	2.10	0.09	
15	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3835	7355	7375	0.77	0.07	0.27	0.18	424	0.09	35	23	0.34	1.50	0.21	
16	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3835	8052	8062	0.70	0.27	0.63	0.21	449	0.39	90	30	0.90	3.00	0.30	
17	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3115	8885	8892	0.79	0.21	0.20	0.11	374	0.27	25	13	0.41	1.81	0.52	
18	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3585	7490	7497	0.84	0.01	0.24	0.23	473	1.19	29	27	0.25	1.04	0.04	
19	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3585	7288	7293	0.77	0.00	0.13	0.22	484	0.00	17	29	0.13	0.59	0.00	
20	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3585	7093	7100	0.72	0.00	0.18	0.06	482	0.00	25	8	0.18	3.00	0.00	
21	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3585	6886	6894	0.77	0.00	0.20	0.29	478	0.00	26	38	0.20	0.69	0.00	
22	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3585	6670	6684	0.68	0.01	0.23	0.22	524	1.47	34	32	0.24	1.05	0.04	
23	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3585	6670	6684	0.70	0.00	0.25	0.11	479	0.00	36	16	0.25	2.27	0.00	
24	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3585	6464	6470	0.68	0.02	0.24	0.28	522	2.94	35	41	0.26	0.86	0.08	
25	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3585	6464	6470	0.69	0.02	0.25	0.16	487	2.90	36	23	0.27	1.56	0.07	
26	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3585	6238	6258	0.62	0.03	0.29	0.40	483	4.84	47	65	0.32	0.73	0.09	
27	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3585	6238	6258	0.71	0.01	0.26	0.18	473	1.41	37	25	0.27	1.44	0.04	
28	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3585	6046	6066	0.49	0.03	0.27	0.36	475	6.12	55	73	0.30	0.75	0.10	
29	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3585	6046	6066	0.42	0.00	0.10	0.14	454	0.00	24	33	0.10	0.71	0.00	
30	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3770	4510	4527	0.58	0.01	0.09	1.08	437	1.72	16	186	0.10	0.08	0.10	
31	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3770	4510	4527	0.59	0.02	0.12	0.94	435	3.39	20	159	0.14	0.13	0.14	
32	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3770	4510	4527	0.54	0.00	0.05	0.77	436	0.00	9	143	0.05	0.06	0.00	
33	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3770	4153	4166	0.57	0.02	0.05	0.61	404	3.51	9	107	0.07	0.08	0.29	
34	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3770	4153	4166	0.59	0.02	0.11	0.41	442	3.39	19	69	0.13	0.27	0.15	
35	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3770	4153	4166	0.52	0.02	0.14	0.41	458	3.85	27	79	0.16	0.34	0.13	
36	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3980	6889	6905	0.65	0.06	0.16	0.27	480	9.23	25	42	0.22	0.59	0.27	
37	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3980	6889	6905	0.65	0.04	0.18	0.24	449	6.15	28	37	0.22	0.75	0.18	
38	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3980	6889	6905	0.85	0.05	0.36	0.24	473	5.88	42	28	0.41	1.50	0.12	
39	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3980	6538	6548	0.67	0.03	0.10	0.45	514	4.48	15	67	0.13	0.22	0.23	
40	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3980	7310	7324	0.23											
41	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 3980	6538	6548	0.33											
42	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 4000	7279	7296	0.63	0.00	0.18	0.14	486	0.00	29	22	0.18	1.29	0.00	
43	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 4000	7279	7296	0.67	0.01	0.17	0.18	521	1.49	25	27	0.18	0.94	0.06	
44	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 4000	7279	7296	0.57	0.00	0.13	0.07	489	0.00	23	12	0.13	1.86	0.00	
45	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 4000	7696	7716	0.81	0.04	0.30	0.95	471	4.94	37	117	0.34	0.32	0.12	
46	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 4000	7696	7716	0.76	0.03	0.19	0.32	474	3.95	25	42	0.22	0.59	0.14	
47	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 4000	7696	7716	0.56	0.02	0.21	0.34	475	3.57	38	61	0.23	0.62	0.09	
48	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 4000	8166	8180	0.54	0.00	0.20	0.10	461	0.00	37	19	0.20	2.00	0.00	
49	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 4000	8166	8180	3.94	0.30	9.63	0.34	438	7.61	244	9	9.93	28.32	0.03	
50	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 6020	7500	7750	0.55	0.07	0.22	0.03	383	12.73	40	5	0.29	7.33	0.24	0.89

Cuenca Talara - Base de Datos de Geoquímica de Rocas (Formaciones Redondo y Muerto)						Carbono orgánico total y análisis de pirólisis rock-eval													Reflectancia
Nº Orden	Formación	Tipo	Identificación de las muestras					TOC (% weight)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	S3 (mg/g)	Tmax (°C)	S1/TOC	HI	OI	S1+S2	S2/S3	PI	de vitrinita Ro %
			Cuenca	Área	Pozo / Afloramiento	Profundidad (pies)													
						Desde	Hasta												
51	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 6020	8103	8100	0.52	0.57	1.09	0.09	432	1.10	210	17	1.66	12.11	0.34	0.62
52	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 6020	8350	8540	0.55	0.08	0.24	0.17	444	14.55	44	31	0.32	1.41	0.25	
53	Redondo	Canaleta		Negritos	Lomitos 6020	7750	8250	0.53											0.90
54	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos	Lomitos 4708	9496	9493	0.32											
55	Redondo	Canaleta	Talara	Negritos-La Brea	La Brea 3525	1200	1211	0.73	0.09	0.52	0.42	435	0.12	71	57	0.61	1.23	0.15	
56	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			0.47	0.10	0.28	0.40	443	21.28	60	85	0.38	0.70	0.26	
57	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			0.51	0.06	0.27	0.51	450	11.76	53	100	0.33	0.53	0.18	
58	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			0.67	0.10	0.34	0.42	439	14.93	51	63	0.44	0.81	0.23	
59	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			0.81	0.10	0.43	0.70	440	12.35	53	86	0.53	0.61	0.19	
60	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			0.59	0.06	0.18	0.60	434	10.17	31	102	0.24	0.30	0.25	
61	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			0.73	0.10	0.38	0.19	435	13.70	52	26	0.48	2.00	0.21	
62	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			0.75	0.15	0.46	0.32	432	20.00	61	43	0.61	1.44	0.25	
63	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			3.30	0.34	1.98	1.77	441	10.30	60	54	2.32	1.12	0.15	
64	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			0.87	0.16	0.49	0.42	433	18.39	56	48	0.65	1.17	0.25	
65	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			3.28	0.06	2.20	2.65	444	1.83	67	81	2.26	0.83	0.03	
66	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			0.72	0.04	0.28	0.26	436	5.56	39	36	0.32	1.08	0.13	
67	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			0.72	0.05	0.33	0.37	434	6.94	46	51	0.38	0.89	0.13	
68	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			0.55	0.12	0.40	0.15	430	21.82	73	27	0.52	2.67	0.23	
69	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975			0.88	0.09	0.22	0.42	430	10.23	25	48	0.31	0.52	0.29	
70	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5975		5420'	0.43											
71	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5164	4701													0.64
72	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5164	4654		0.20											
73	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Portachuelo 5164	4707		0.99											
74	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1	3765	3757	1.40	0.31	1.27	0.48	438	22.14	91	34	1.58	2.65	0.20	
75	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			2.58											
76	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			2.49											
77	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			2.63											
78	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			2.08											
79	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			2.20											
80	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			2.20											
81	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			2.07											
82	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			1.59											
83	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			1.46											
84	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			1.88											
85	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			1.50											
86	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			1.32											
87	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			1.58											
88	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			1.76											
89	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			1.29											
90	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			1.35											
91	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			1.44											
92	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			1.25											
93	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			1.26											
94	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			0.92											
95	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	Peoco 3X-1			0.39											
96	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	RC1-2XD	5642		0.60											
97	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Onshore	RC1-2XD	6842	6843	0.27											0.78
98	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	RC1-2XD	5880	5920	0.56	0.01	0.24	0.37	421	0.02	43	66	0.24	0.65	0.05	
99	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	RC1-2XD	7535		1.00	0.05	0.85	0.30	426	4.93	85	30	0.90	2.83	0.05	

Cuenca Talara - Base de Datos de Geoquímica de Rocas (Formaciones Redondo y Muerto)							Carbono orgánico total y análisis de pirólisis rock-eval											Reflectancia	
Nº Orden	Formación	Tipo	Identificación de las muestras				TOC (% weight)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	S3 (mg/g)	Tmax (°C)	S1/TOC	HI	OI	S1+S2	S2/S3	PI	de vitrinita Ro %	
			Cuenca	Área	Pozo / Afloramiento	Profundidad (pies)													
						Desde													Hasta
100	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 1X	10250	10300											1.13	
101	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 1X	10260	10290	0.48											
102	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 1X	10600	10650											1.09	
103	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 1X	10750	10800											1.14	
104	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 2CD	11220	11230	0.79	0.31	1.22	0.15	440	39.91	155	19	1.53	7.95	0.21	0.93
105	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 2CD	11320	11370	0.74	0.20	0.53	0.20	437	27.81	72	28	0.73	2.60	0.28	0.90
106	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 2CD	11650	11700	0.71	0.48	1.49	0.23	444	66.85	209	33	1.96	6.40	0.24	0.89
107	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 2CD	10620	10650	0.73	0.38	1.40	0.69	442	52.31	192	95	1.78	2.03	0.21	
108	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 2CD	10770	10880	0.70	0.39	1.16	0.72	439	55.90	166	103	1.55	1.61	0.25	
109	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 2CD	10500	10540	0.53											
110	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 2CD	10980	11020	0.51											
111	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 2CD	11480	11550	0.59											
112	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 2CD	11760	11880	0.55											
113	Redondo	Canaleta	Talara	Lagunitos Offshore	Colán 2CD	11850	11880	0.40											
114	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	La Casita X-2			0.96	0.39	0.48	0.55	442	40.63	50	57	0.87	0.87	0.45	
115	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	La Casita X-2			0.79	0.24	0.42	0.94	433	30.38	53	119	0.66	0.45	0.36	
116	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	La Casita X-2	9781		0.88	0.10	0.37	0.68	446	11.36	42	77	0.47	0.54	0.21	0.71
117	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	La Casita X-2	9960		0.94	0.10	0.27	0.60	437	10.64	29	64	0.37	0.45	0.27	
118	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	La Casita X-2	10020		0.81	0.04	0.14	0.80	439	4.94	17	99	0.18	0.18	0.22	0.71
119	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	La Casita X-2	10240		0.85	0.04	0.26	0.56	440	4.71	31	66	0.30	0.46	0.13	
120	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	La Casita X-2	10530		0.81	0.11	0.27	0.48	442	13.58	33	59	0.38	0.56	0.29	0.72
121	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	SBX - A	6990		0.52	0.01	0.12	0.72	423	1.92	23	138	0.13	0.17	0.08	0.42
122	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	SBX - A			0.19											
123	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	SBX - A			0.26											
124	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	SBX - A			0.19											
125	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	SBX - A	6960		0.30											
126	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	SBX - A	7020		0.31											
127	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	SBX - A	7120		0.19											
128	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	SBX - A	7190		0.26											
129	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	SBX - A	7250		0.19											
130	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	4870	4881	0.86	0.06	0.33	0.26	447	6.98	38	30	0.39	1.27	0.15	0.84
131	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	4870		0.83	0.09	0.38	0.29	452	10.84	46	35	0.47	1.31	0.19	
132	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5060	5069	1.51	0.17	0.78	0.29	448	11.26	52	19	0.95	2.69	0.18	
133	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5060	5069	1.00	0.17	0.69	0.16	455	17.00	69	16	0.86	4.31	0.20	
134	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5273	5288	1.49	0.15	0.81	0.25	447	10.07	54	17	0.96	3.24	0.16	0.86
135	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5277		1.48	0.28	1.46	0.20	454	18.92	99	14	1.74	7.30	0.16	
136	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5281		1.11	0.22	0.73	0.20	452	19.82	66	18	0.95	3.65	0.23	
137	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5288		1.15	0.16	0.64	0.11	452	13.91	56	10	0.80	5.82	0.20	
138	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5562	5580	0.89	0.13	0.47	0.36	452	14.61	53	40	0.60	1.31	0.22	
139	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5562		0.89	0.14	0.49	0.15	466	15.73	55	17	0.63	3.27	0.22	
140	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5580		1.02	0.16	0.82	0.12	460	15.69	80	12	0.98	6.83	0.16	
141	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5802	5819	0.63	0.06	0.19	0.25	457	9.52	30	40	0.25	0.76	0.24	1.09
142	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5802		0.73	0.13	0.33	0.17	459	17.81	45	23	0.46	1.94	0.28	
143	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5953	5963	0.74	0.07	0.24	0.18	455	9.46	32	24	0.31	1.33	0.23	
144	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5963		0.75	0.06	0.13	0.09	459	8.00	17	12	0.19	1.44	0.32	
145	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6152	6163	0.64	0.10	0.24	0.50	465	15.63	38	78	0.34	0.48	0.29	1.10
146	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6158		1.04	0.12	0.67	0.06	463	11.54	64	6	0.79	11.17	0.15	
147	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6404	6415	0.80	0.10	0.23	0.27	484	12.50	29	34	0.33	0.85	0.30	1.24
148	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6404	6415	0.68	0.09	0.22	0.15	482	13.24	32	22	0.31	1.47	0.29	
149	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6415	6418	0.77	0.07	0.19	0.26	482	9.09	25	34	0.26	0.73	0.27	

Cuenca Talara - Base de Datos de Geoquímica de Rocas (Formaciones Redondo y Muerto)						Carbono orgánico total y análisis de pirólisis rock-eval													Reflectancia
N° Orden	Formación	Tipo	Identificación de las muestras					TOC (% weight)	S1 (mg/g)	S2 (mg/g)	S3 (mg/g)	Tmax (°C)	S1/TOC	HI	OI	S1+S2	S2/S3	PI	de vitrinita
			Cuenca	Área	Pozo / Afloramiento	Profundidad (pies)													Ro %
						Desde	Hasta												
150	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6819	6831	0.77	0.03	0.09	0.17	503	3.90	12	22	0.12	0.53	0.25	1.48
151	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6819	6931	0.66	0.05	0.08	0.22	361	7.58	12	33	0.13	0.36	0.38	
152	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	7090		0.53	0.06	0.14	0.12	380	11.32	26	23	0.20	1.17	0.30	
153	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	7105		4.12	0.27	0.54	0.21	535	6.55	13	5	0.81	2.57	0.33	
154	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	4875		0.63											
155	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	4876		0.74											
156	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	4881		0.71											
157	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5273		0.67											
158	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5275		0.75											
159	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5281		0.75											
160	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5283		0.79											
161	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5571		0.96											
162	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5579		0.99											
163	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5811		0.52											
164	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5819		0.53											
165	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5895		0.31											
166	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5904		0.27											
167	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5953		0.31											
168	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	5958		0.64											
169	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6152		0.55											
170	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6158		0.52											
171	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6163		0.55											
172	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6600	6610	0.33											
173	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6600		0.30											
174	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6605		0.25											
175	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	6610		0.41											
176	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	Viru 69X-1	7090	7106	0.45											
177	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	ST1-1X-ST	6030	6060	0.68	0.05	0.71	0.68	427	7.66	104	101	0.76	1.03	0.07	
178	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	ST1-1X-ST	6070	6100	0.79	0.08	0.93	0.32	424	10.46	118	41	1.02	2.90	0.08	
179	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	ST1-1X-ST	6110	6140	0.66	0.08	0.60	0.48	424	12.51	91	72	0.68	1.26	0.12	
180	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	ST1-1X-ST	6150	6180	0.70	0.06	0.63	0.62	427	8.65	89	88	0.69	1.02	0.09	
181	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	ST1-1X-ST	6190	6220	0.76	0.06	0.73	0.55	427	8.00	96	72	0.79	1.33	0.08	
182	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	ST1-1X-ST	6230	6260	1.95	0.15	3.96	1.62	418	7.45	203	83	4.11	2.45	0.04	
183	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	ST1-1X-ST	6270	6300	1.22	0.09	1.89	0.52	424	7.67	155	42	1.98	3.65	0.05	0.63
184	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	ST1-1X-ST	6310	6340	1.19	0.11	2.17	0.52	424	9.63	183	44	2.28	4.20	0.05	
185	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	ST1-1X-ST	6350	6380	1.40	0.08	2.31	0.56	427	5.94	165	40	2.40	4.16	0.03	
186	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	ST1-1X-ST	6390	6420	0.90	0.06	1.03	0.57	429	6.93	114	63	1.09	1.82	0.06	
187	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	ST1-1X-ST	6430	6460	0.83	0.05	0.84	0.46	430	6.26	101	55	0.89	1.83	0.06	
188	Redondo	Canaleta	Talara	Bahía de Sechura	ST1-1X-ST	6470	6490	1.22	0.09	1.94	0.55	426	7.66	159	45	2.03	3.55	0.05	0.58
189	Muerto	Canaleta	Talara	Pazul	Victoria 3990	8508	8516	1.18	0.34	1.40	0.21	445	28.81	119	18	1.74	6.67	0.20	
190	Muerto	Canaleta	Talara	Pazul	Victoria 3990	8435	8442	1.66	0.48	2.57	0.34	440	28.92	155	20	3.05	7.56	0.16	
191	Muerto	Afloramiento	Talara	Pazul	Victoria 3990	8374	8368	0.40	0.02	0.09	0.11	470	5.00	23	28	0.11	0.82	0.18	
192	Muerto	Afloramiento	Talara	Pazul	Victoria 3990	8399	8389	2.46	0.61	6.69	0.22	436	24.80	272	9	7.30	30.41	0.08	
193	Muerto	Afloramiento	Talara	Pazul	Victoria 3990	8411	8406	0.58	0.02	0.11	0.23	458	3.45	19	40	0.13	0.48	0.15	
194	Muerto	Afloramiento	Talara	Pazul	Victoria 3990	8451	8435	2.10	0.50	4.64	0.18	441	23.81	221	9	5.14	25.78	0.10	
195	Muerto	Afloramiento	Talara	Pazul	Victoria 3990	8477	8479	0.91	0.41	1.52	0.15	436	45.05	167	16	1.93	10.13	0.21	
196	Muerto	Afloramiento	Talara	Pazul	Victoria 3990	8516	8501	2.08	1.07	7.10	0.22	439	51.44	341	11	8.17	32.27	0.13	
197	Muerto	Afloramiento	Talara	Pazul	Victoria 3990	8590	8585	4.48	1.08	11.02	0.26	441	24.11	246	6	12.10	42.38	0.09	
198	Muerto	Afloramiento	Talara	Pazul	Victoria 3990	8650	8636	0.71	0.15	1.57	0.08	441	21.13	221	11	1.72	19.63	0.09	
199	Muerto	Afloramiento	Talara	Pazul	Victoria 3990	8654	8650	0.62	0.17	1.00	0.13	438	27.42	161	21	1.17	7.69	0.15	

RELACIÓN DE MAPAS E ILUSTRACIONES

Mapa

Mapa 1 Mapa geológico de los cuadrángulos de Zorritos (8b3, 8b2), Tumbes (8c3), Lobitos (9a1, 9a2, 9a3), Las Playas (9c3, 9c4), Quebrada Seca (9b1, 9b2, 9b3, 9b4), Talara (10a1, 10a2, 10a3, 10a4), Sullana (10b1, 10b2, 10b3, 10b4), Paita (11a1, 11a2), Piura (11b1, 11b2, 11b3, 11b4), Bayovar (12a1), Sechura (12b1, 12b2, 12b3, 12b4)

Figuras

- Figura 2.1** Mapa de ubicación de la cuenca Talara
- Figura 3.1** Mapa de la cuenca Talara mostrando sus límites comunes del total del sistema petrolero Cretácico - Terciario
- Figura 3.2** Sección estratigráfica transversal norte-sur de la cuenca Talara y sur de la cuenca Progreso (modificado de Raez Lurquin, 1999)
- Figura 3.3** Columna estratigráfica generalizada de la cuenca Talara (modificado de Perúpetro, 2005)
- Figura 3.4** Mapa geológico de la cuenca Talara
- Figura 3.5** Columna estratigráfica del Paleozoico y pre-Cámbrico de la cuenca Talara
- Figura 3.6** Columna estratigráfica del Cenozoico de la cuenca Talara (Séranne, 1987)
- Figura 3.7** Columna litoestratigráfica e interpretación de ambientes sedimentarios de la parte sur y norte de la cuenca Talara (modificado de Séranne, 1987)
- Figura 3.8** Columna estratigráfica del Cretácico en el sector La Brea y Pariñas de la cuenca Talara (Castro, 1991)
- Figura 4.1** Mapa de ubicación de elementos morfoestructurales de la cuenca Talara
- Figura 4.2** Columna estratigráfica de la cuenca Talara y sur de la cuenca Progreso. Líneas onduladas grises abarcan períodos de erosión o no sedimentación. Los puntos verdes, corresponden a yacimientos primarios. Los cuadros grises, posibles intervalos de roca madre. Modificado de Higley Debra (2004)
- Figura 4.3** Cuadro de eventos del sistema petrolero para la evaluación Cretácico-Paleógeno. Los rectángulos color gris marcan las secuencias de tiempo de eventos primarios de la cuenca Talara.
- Figura 5.1** Ejemplo del método de pirólisis y pirograma resultante
- Figura 5.2** Diagrama modificado de Van Krevelen, donde se observa la variación de las relaciones OI y HI para kerógenos inmaduros tipo I, II y III y dirección evolutiva de madurez (Ro) para cada tipo de kerógeno
- Figura 5.3** Evento Anóxico Global y mapa esquemático de la transgresión Albiana en el Perú, donde se depositó la Formación Muerto en las cuencas Talara, Lancones y Sechura, así como sus equivalentes temporales hacia el centro-sur del Perú (modificado de Navarro, 2015)
- Figura 5.4** Gráfico de frecuencias de contenido de materia orgánica de la Formación Muerto en la cuenca Talara y su clasificación de roca madre
- Figura 5.5** Distribución probabilística tipo Lognormal del contenido de materia orgánica de la Formación Muerto en la cuenca Talara y valores de percentiles 10, 90, 50 y media
- Figura 5.6** Mapa de tendencias de materia orgánica de la Formación Muerto en la cuenca Talara

- Figura 5.7** Diagrama de Van Krevelen modificado. Se observa que gran parte de las muestras de la Formación Muerto indica una predominancia de tipo de Kerógeno I y II.
- Figura 5.8** Potencial Total de Generación de la Formación Muerto en la cuenca Talara (izquierda) y de las cuencas Talara y Lancones (derecha)
- Figura 5.9** Relación de madurez térmica, gráfico Tmax versus Índice de Producción
- Figura 5.10** Relación de madurez térmica, gráfico Tmax versus Reflectancia de Vitrinita
- Figura 5.11** Mapa de tendencias de Reflectancia de Vitrinita (Ro) de la Formación Muerto en la cuenca Talara
- Figura 5.12** Correlación estratigráfica de la Formación Redondo entre el Pozo 3705 (Angostura) y afloramiento en la quebrada Muerto (Romero, 2018)
- Figura 5.13** Gráfico de frecuencias de contenido de materia orgánica de la Formación Redondo en la cuenca Talara y su clasificación de roca madre
- Figura 5.14** Distribución probabilística tipo Lognormal del contenido de materia orgánica de la Formación Redondo en la cuenca Talara y valores de percentiles 10, 90, 50 y media
- Figura 5.15** Mapa de tendencias de materia orgánica de la Formación Redondo en la cuenca Talara
- Figura 5.16** Diagrama de Van Krevelen modificado. Se observa gran parte de las muestras de la Formación Redondo de Kerógeno tipo I y II y en menor medida Tipo III.
- Figura 5.17** Potencial total de generación de la Formación Redondo en la cuenca Talara
- Figura 5.18** Relación de madurez térmica, gráfico Tmax versus Índice de Producción
- Figura 5.19** Relación de madurez térmica, gráfico Tmax versus Reflectancia de Vitrinita
- Figura 5.20** Mapa de tendencias de Reflectancia de Vitrinita de la Formación Redondo en la cuenca Talara

Tablas

- Tabla 5.1** Tipos de kerógeno y macerales que constituyen la materia orgánica que lo origina
- Tabla 5.2** Parámetros de interpretación del Carbono Orgánico Total (TOC) en rocas madres lutitas y carbonatos
- Tabla 5.3** Parámetros geoquímicos producidos a partir de la pirólisis Rock-Eval
- Tabla 5.4** Clasificación de los tipos de materia orgánica y características típicas
- Tabla 5.5** Grado de madurez térmica basándose en los datos de Reflectancia de Vitrinita y Pirólisis Tmax



Av. Canadá 1470 - San Borja, Lima 41, Perú

Teléfono: 051 - 1- 618 9800

Fax: 051-1-225-3063 | 051-1-225-4540

www.gob.pe/ingemmet

comunicacion@ingemmet.gob.pe