

الملاح التضاريسية لحوض البحر الأحمر

قسم الجغرافيا
كلية التربية- جامعة الخرطوم

أ.د. سمير محمد علي حسن الرديسي

مستخلص:

يهتم هذا المقال بعرض الخصائص التضاريسية لحوض البحر الأحمر وتفسيرها وفق الحقائق الجيولوجية إلى جانب توفير قاعدة بيانات علمية حديثة بالاعتماد على الدراسات والبحوث العلمية التي تمت فيه خلال العقود الأخيرة. أوضحت تلك المصادر العلمية الكثير من النتائج، منها أن البحر الأحمر عبارة عن حوض أخدودي تكتوني النشأة وحديث التكوين نسبياً فيه العديد من المنخفضات الأخدودية التي تكون جزءاً من جيومورفولوجيته الرئيسية. فالأخدود الإفريقي الشرقي يرجع سبب تكوينه إلى حدوث انتفاخ طبوغرافي توسع ناحية الجنوب وشمل الهامش الغربي للجزيرة العربية وإقليم العفر وذلك قبل 30 مليون عام سابقة. وتكثر في البحر الأحمر الجزر البركانية وتوجد فيه قمم من الحجر الجيري المرجاني المتقطعة التي تشكل ظواهر ملفتة لبعض سواحل الجزر. وتوجد الكثير من الخصائص الجيولوجية والجيومورفولوجية التي ترتبط بالتضاريس المغمورة لحوض البحر الأحمر. ويظهر حوض البحر الأحمر في سواحل أشكالا تضاريسية تشمل المناطق الساحلية الرملية واللاقونات والسبخات والجزر البحرية والأعمدة وتروس المرجان الميت المرتفعة والأراضي الداخلية التي تتكون من الحجر الجيري البحري المكشوف وتتجه الألسن فوق أرصف مرجان الخلجان الشمالية للبحر الأحمر بمحاور طولية في العادة نتيجة لطبيعية الأمواج المتكسرة. وتظهر تضاريس سواحل البحر الأحمر تراجعاً في خط الساحل. هناك ضرورة الحفاظ على بيئة البحر الأحمر التضاريسية في ظل الاستغلال الاقتصادي المفرط لثرواته الهائلة وبروز التنافس الإقليمي والعالمي عليها وما يرتبط بها من توترات عسكرية وسياسية. كلمات مفتاحية: حركات تكتونية، تكوينات جبلية، تضاريس ساحلية، تضاريس مغمورة، تطور جيومورفولوجي

Abstract

This article cares to show geomorphological characteristics of the Red Sea Basin and to explain them according to geological facts besides provisioning of a recent scientific data base depending on scientific studies and research done there during the last decades. Those scientific sources showed much of results such as that the Red Sea is a rift basin of a tectonic origin and relatively of recent formation containing many of rift depressions which form part of its principal geomorphology. The formation of the eastern rift valley refers to a southward propagation of topographic swelling which included the western margin of Arabia and Afar region prior to a preceding 30 million years. There are many volcanic islands and incised outcrops of coral limestone which form distinctive coastal phenomena of some islands besides many other geological and geomorphological characteristics that coincide with submerged landforms of the Red Sea basin. Also, the the Red Sea basin exhibits many coastal geomorphological phenomena that included coastal areas, spits, lagoons, sabkhas, Sea Islands, columns, spits, dead terraces of coral, and internal lands which consist of exposed marine limestone. The spurs and grooves found on the reefs of the northern lagoons of the Red Sea basin have longitudinal axes due to the nature of refracted sea waves. The coastal landforms of the Red Sea basin show a retreating coast line. There is a necessity to conserve the geomorphological environment of the Red Sea basin in the shadow of excessive economic exploitation of its huge resources and the emergence of regional and global rivalry that connect with military and political tensions.

موقع حوض البحر الأحمر وبعض من جغرافيته:

يقع حوض البحر الأحمر في الجزء الشمالي الشرقي من قارة إفريقيا والجزء الغربي من شبه الجزيرة العربية. يمتد لمسافة تزيد عن 1280 ميلاً، وكان متصلاً بالبحر الأبيض المتوسط لفترة ليست بعيدة (Ross et al, 1973).. يبدأ حوض البحر الأحمر من باب المندب، ويتصل بالمحيط الهندي عبر خليج عدن، في اتجاه شمالي- غربي ثم ينقسم إلى خليجي العقبة والسويس (الشكل 1). تقدر مساحته بنحو 440 ألف كيلومتر مربع، ومتوسط عمقه بنحو 490 متراً وأقصى عمق بنحو 2211 متراً (wikipedia, 2020) . يصل أقصى اتساع له نحو 355 كيلومتراً عند دائرة العرض 17 0 شمالاً ثم يضيق قليلاً وبانتظام تجاه خليجي العقبة والسويس. يصل الحد الأقصى لخليج العقبة لدائرة العرض 29 0 شمالاً، بينما يصل خليج السويس إلى دائرة العرض 030 شمالاً (Buist, 1854) .



الشكل 1: الموقع الجغرافي لحوض البحر الأحمر

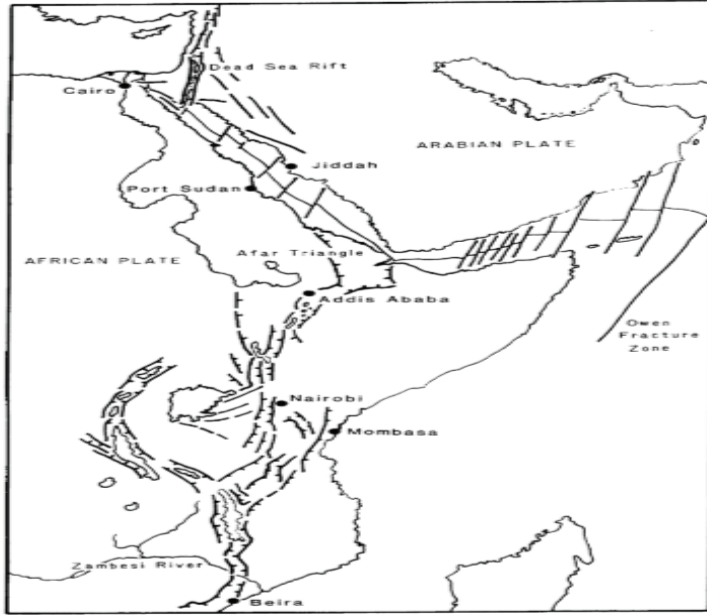
يتميز مناخ حوض البحر الأحمر بخصائص محددة. فالرياح تهب في الجزء الشمالي منه من الناحية الشمالية الغربية إلى الناحية الشمالية الشرقية، بينما إلى الجنوب من دائرة العرض 019 شمالاً يرتبط تغير هبوب الرياح بالمواسم الهندي الذي يأتي من ناحية جنوبي الجنوب الغربي في الشتاء ومن ناحية شمالي الشمال الغربي في الصيف. ويعتبر تداخل الرياح الغربية الموجودة في منتصف طبقة التروبوسفير وتضاريس البحر

الأحمر العامل الرئيسي في تكوين منخفض البحر الأحمر الحراري (Krichak et al., 1997). وتظهر كتل المياه السطحية والمتوسطة أثناء الدوران الصيفي اختلافات مكانية في خصائصها نتيجة عمليات الاختلاط والحركة الدائرية للمياه المعاكسة لاتجاه التيار الرئيسي (Sofianos, et al., 2007). وتتحرك منطقة التقاء رياح البحر الأحمر في اتجاه الشمال خلال المرحلة الدافئة للتأرجح الجنوبي لظاهرة النينو حاملة المزيد من الرطوبة من بحر العرب مما يزيد شدة المطر وعدد الأيام المطيرة بجانب نشوء الرياح الفجائية وهبوب الرياح المتعاكسة. يعظم التساقط في منتصف حوض البحر الأحمر شتاءً ليصل إلى 180 مم/العام ويرتبط بالمنخفضات والجهات الهوائية الباردة التي ترحل جهة الشرق من البحر الأبيض المتوسط عبر شمال البحر الأحمر. وفي العادة يزيد البخر الذي يقدر بمتوسط 200 سم/العام عن التساقط، ويبلغ معدل الملوحة السطحية 40.6، ومتوسط درجة الحرارة السطحية السنوية حوالي 25.3 م، 28.5 م في الصيف و 22.5 م في الشتاء (Arz et al., 2003). يتميز البحر الأحمر بأنه أدفأ مسطح مائي على سطح الأرض، وكذلك تتميز درجة حرارة مياهه العميقة بالدفء والانتظام لتصل إلى 21 م عند عمق 2800 متر (Antunes, et al., 2011).

التكوين الجيولوجي لحوض البحر الأحمر:

يتميز التكوين الجيولوجي لحوض البحر الأحمر بكثير من التفاصيل، إذ يعتبره الجيولوجيون بمثابة محيط، وهو اعتبار قد لا يتسق مع الفهم المتجذر عن طبيعة قشرة الأرض وتكوين المحيطات (Braithwaite, 1987). وبصفة عامة يعتبر حوض أخدودي تكتوني النشأة وحديث التكوين نسبياً، غامضاً نوعاً ما نتيجة لتوسع قاع البحر الذي ارتبط بتكوين الانكسار الذي احتله البحر الأحمر والمنخفض الضيق نسبياً الممتلئ بتدخلات الصهير الصخري (Girdler, 1958). فقد تكون أخدود البحر الأحمر البدائي proto نتيجة للشدود الإقليمية للصفائح التي استنزفت ضعف الغلاف الصخري (Davidson, et al., 1994) (lithospheric weakening) أي نتيجة لتوتر قشرة الأرض (Drake, et al., 1964). ويمكن قبول مرحلتين من البركة، حدثت المرحلة الأولى قبل 31 مليون سنة ماضية بينما حدثت المرحلة الثانية عند 25 مليون سنة ماضية. واتخذ البحر الأحمر هذا الوضع نتيجة تعرض قشرة الأرض لقوى الشد التي تسببت في بدء البركة البازلتية في إثيوبيا وشمال شرق السودان وجنوب غرب اليمن قبل حوالي 31 مليون سنة ماضية، تبعثها بركة ريولائية انتشرت ناحية الشمال واستمرت لحوالي 25 مليون سنة كان معظم البحر الأحمر وخليج عدن وقتها عند مستوى سطح البحر

(Drake, et al., 1964). وصحب البركنة فوق الانتفاخ العربي-الأثيوبي تطوير ثلاثة نطاقات توسع traversing تشمل البحر الأحمر، وخليج عدن، ونظام الأخدود الإفريقي، تلتقي عند منطقة عفر (Mohr, et al., 1976) (الشكل 2). بالنسبة للقرن الإفريقي فقد بدأ في الانفصال عن شبه الجزيرة العربية في بداية الميوسين الأدنى، واكتمل مع الانخفاضات العظيمة في قشرة الأرض أثناء طغيان بحر تيثس. Tethys-geosynclines (Swartz, et al., 1960)) أما جنوب جرف حنيش فيوجد أدنى عرض للوادي الأخدودي الذي يربط البحر الأحمر بخليج عدن (Lambeck, et al., 2011). وظل البحر الأحمر مفتوحاً على خليج عدن خلال الأربعمئة ألف عام الأخيرة، وتظهر قطاعاته العرضية انخفاضاً في مستوى سطحه في الأزمنة التي تميزت بوجود قمم للجليد. أما اقتران البحر الأحمر بخليج العقبة فقد حدث أثناء البليوسين (Swartz, 1960). نشأت بنية البحر الأحمر في نهاية الكمبري، وهناك العديد من الظاهرات المحددة تمثل دليلاً لزحزة شبه الجزيرة العربية ناحية الشمال، بالنسبة لفلسطين وشبه جزيرة سيناء توضحها الحركات الرأسية (Dubertret, et al., 1970). وتفسر العلاقة بين جيولوجية إيران والزحف القاري التطور الجيولوجي لمنطقة الشرق الأوسط (Takin, 1972). ولشبه الجزيرة العربية علاقة بتكوين أخدود البحر الأحمر، وبانفصال شبه الجزيرة العربية عن إفريقيا، وبالزحف القاري، وبتوسع قاع البحر، وبالحركات التكتونية، كما لعبت دوراً في ثني ورفع جبال زاغروس في غرب إيران وجبال عمان أثناء تكوين جبال الألب وفي جنوب البحر الأحمر وثقت عمليات تموضع قوى الانفعال strain localization مع تطور عمليات تكوين الأخاديد إلى التكسير قاري continental breakup وذلك خلال الاوليغوسين-الحديث (Chapman, 1978). وتوجد بنية قص البطيء تمتد من حدود مركز طبقة المانتل أسفل الجزء الجنوبي من القارة الإفريقية ويصل قرب السطح عند حوض البحر الأحمر، حيث يمثل هذا آلية للدفع الطبوغرافي الذي يتميز بالاختلافات الواسعة بين إفريقيا الجنوبية وأخدود شرق إفريقيا (Daradich, 2003).

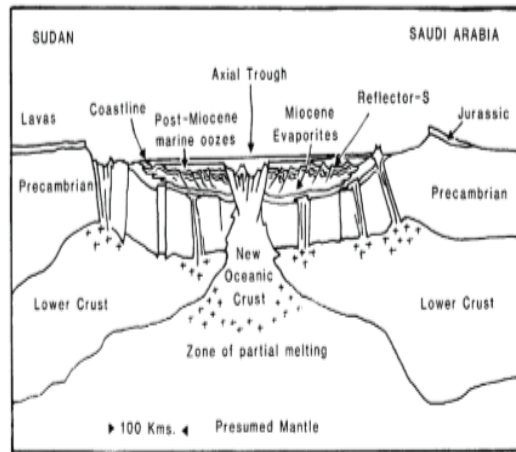


الشكل 2 : البحر الأحمر ونظام أخدود شرق إفريقيا

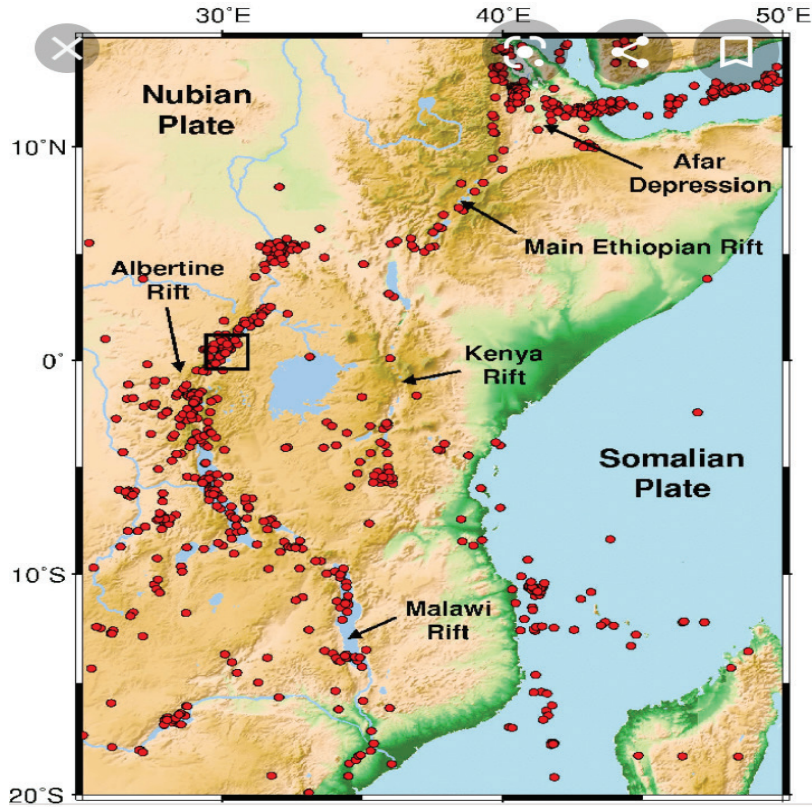
يضع الجيولوجيون اعتباراً كبيراً لنظام أخدود شرق إفريقيا ، وحوض البحر الأحمر، وخليج عدن باعتبارها نماذج أولية تمثل المرحلة المبكرة للانفصال القاري. فقد انفصل البحر الأحمر من الدروع العربية-النوبية المجاورة وبدأ في الفتح منذ حوالي 25 مليون عام ماضية. أما توسع البحر الأحمر فقد بدأ منذ حوالي 4-5 ملايين عام ماضية، وافترضت آليات مختلفة حول تكوينه، منها التوسع عن طريق الانكسار الطبيعي الممتد (تضاريس هورست-قرين)، أو الترفيق الليثوسفيري (المرتبط بالغلاف الصخري)، أو عن طريق الانكسار والحقن للسدود الرأسية (Ghebreab, 1998) (dikes injection) ، وغيرها. وهناك افتراض بأن تطور البحر الأحمر قد حدث على مرحلتين. في المرحلة الأولى حدث رفع مبكر وذلك قبل الميوسين، ثم تبعه توسع جانبي أدى لتفريق قشري وتكوين نهائي لحوض البحر الأحمر الرئيسي. وبدأ أول توسع لقاع البحر الأحمر في زمن البلايوسين-البلايوسين، نتج عنه تكوين النطاق المحوري للبحر الأحمر (الشكل 3). وأثناء الميوسين كان البحر الأحمر منعزلاً عن المحيط الهندي، ومن المحتمل أنه كان متصلاً بالبحر الأبيض المتوسط الذي كان حوضاً تبخيراً لا يختلف عن البحر الأحمر. أعيد اتصال البحر الأحمر بالمحيط الهندي في زمن البلايوسين، ثم تلاه قفل ثم فتح للبحر الأبيض المتوسط، وبعد ذلك بدأت الأحوال البحرية الطبيعية تسود في البحر الأحمر (الشكل 3).

يمثل البحر الأحمر جزءاً من نظام طويل ممتد من الأخاديد التي تكونت نتيجة التكسير القاري الإفريقي- العربي أثناء الأولويجوسين- الميوسين. وقد تطورت هذه الحركات في بعض الأحيان خلال فترة 20-14 مليون سنة ماضية على امتداد البحر الميت نتجت عنها خصائص هندسية لصفحة تكتونية حديثة تعكس تصادم شبه الجزيرة العربية مع أوراسيا. ونتيجة لذلك تحول التوسع على امتداد البحر الأحمر الشمالي من نوع الأخدود الطبيعي «العادي» (ش 60 درجة ق) إلى النوع المائل بشدة والموازي للانكسار المتكون حديثاً (Lazar, et al., 2012). فالصفيحتان الإفريقية والآسيوية تلتقيان في شمال البحر الأحمر وهناك اعتقاد بأن الجزيرة العربية تزحف بعيداً عن القارة الإفريقية (Coleman, 1974). ويتميز أخدود البحر الأحمر باختلافه وعدم تشابهه مع موضع الرفع والبركة في المملكة العربية السعودية والذي يقع بين 200-400 كيلومتر شرق محور الرفع الحالي. وتتفق نماذج حركة الصفائح لقارة إفريقيا، والتوسع الكبير «غير المتشابه» الذي حدث في البحر الأحمر، مع هجرة أخدود البحر الأحمر والغلاف الصخري المجاور ناحية الشمال الشرقي مع الأخذ في الحسبان نطاق الرفع الاستثنائي (Dixon, et al., 1989). وفي ذلك الزمن كان البحر الأحمر وخليج عدن قريبين من بعضهما البعض أو عند مستوى سطح البحر. ويتميز جانب الرفع الأخدودي المجاور للبحر الأحمر بعد الانتظام ويشكل غطاءً tilt عريضاً من مجمل الصفيحة العربية حيث يمتد على محور مواز للأخدود، ولكن يوجد رفع محلي يتركز أكثر على الكتف الإفريقي.

الشكل 3 : مقطع عام يظهر بنية البحر الأحمر



يتميز منتصف البحر الأحمر، الذي يزيد عرضه عن 200 ميل، بشذوذ في قيم المغنطيسية الموجبة، بينما يتميز الأخدود الإفريقي الشرقي (الشكل 4) بقيم شذوذ مغنطيسي سالبة. وترتبط أعلى قيم الجاذبية بمنخفض عميق يتراوح عرضه بين 30-40 ميلاً حيث تصغر قيم الشذوذ المغنطيسي في جميع جوانبه. وتعزى قيمة الجاذبية المرتفعة إلى تداخل الكتل الأساسية الضخمة مع الصهير الصخري عبر الانكسار الهابط (Girdler, 1958) down-faulted)



الشكل 4 : الأخدود الإفريقي الشرقي

التضاريس المغمورة لحوض البحر الأحمر :

هناك الكثير من الخصائص الجيولوجية والجيومورفولوجية ترتبط بالتضاريس المغمورة لحوض البحر الأحمر. فقد وصفت طبوغرافية قاع البحر الأحمر حيث وجد أن المنخفض العميق على امتداد المركز يرتبط بشذوذ في قيم جاذبية بوقر، وبشذوذ مغنطيسي كبير وسرعة سيزمية تبلغ 7.1 كم/ثانية. حيث من الواضح أنه يمثل صدعا fissure في القشرة القارية ممثلياً جزئياً بالمواد النارية القاعدية (Drake, 1964). ففي مركزه يمتد خانق طويل ضيق يتراوح عمقه بين 2000 و 2500 م، يوجد في منتصفه أكبر عمق للبحر الأحمر يتناقص كلما اتجهنا جنوباً. وبحكم استمرار عمليات تكوين الأخاديد القارية وتكوين قاع المحيط في حوض البحر الأحمر فقد تَوَقَّر دليلاً حديثاً مناظراً analogue لنشأة مرتفعات منتصف المحيط. وتعزى الاختلافات المورفولوجية الرئيسة بين أخدود البحر الأحمر ومرتفعات منتصف المحيط الأخرى إلى الوجود الكثيف للملح- تحت البحري وحركة تدفقاته التي تغطي أجزاء كبيرة من واديه الأخدودي وقشرته المحيطية (Augustin, et al., 2016).

تختلف المورفولوجيا والحركات التكتونية على امتداد منخفض حوض البحر الأحمر رغم استمرار الحركات الباطنية بين قارة إفريقيا وشبه الجزيرة العربية (Cochran, 1983). ويوجد في الجزء الجنوبي من البحر الأحمر، بالتقريب بين دائرتي العرض 016 ش إلى 220 ش، وادي أخدودي انكساري محوري تطور مع الشذوذ المغنطيسي الخطي وتغطية القشرة المحيطية. وقد حدث إحلال للقشرة المحيطية عن طريق توسع قاع البحر الأحمر، حيث من المحتمل أن ذلك لم يحدث بعد شمال دائرة العرض 025 ش حيث حقنت القشرة القارية المنبسطة وغير السميكة بالتدخلات اليازلية (Riccardo, 1988) ويقطع هذا المنخفض الرئيسي محور عميق جنوب دائرة العرض 021 شمال تكون نتيجة لتوسع قاع البحر الأحمر خلال الأربعة ملايين عاماً الماضية، ويرتبط بالشذوذ المغنطيسي الكبير والتدفق المرتفع للحرارة. أما شمال دائرة العرض 025 شمالاً فلا يوجد منخفض محوري ويتخذ قاع المنخفض الرئيسي شكلاً انكسارياً غير منتظم (Cochran J R. 1983) وبحكم أن حوض البحر الأحمر قد مرّ بفترات تاريخية من الجفاف والملوحة المرتفعة والعزلة المتقطعة (DIBattista, et al., 2016)، فقد تكونت فيه عشرات البحيرات المغمورة شديدة الملوحة (Antunes, et al., 2011) وتتفق نماذج حركة الصفائح لقارة إفريقيا، والتوسع الكبير «غير المتشابه» الذي

حدث في البحر الأحمر، مع هجرة أخدود البحر الأحمر والغلاف الصخري المجاور ناحية الشمال الشرقي (Dixon, et al., 1989). وقد أثرت ببنيات الصخور الأساسية على الهندسة المحلية لأخدود البحر الأحمر المبكر، ونتيجة لذلك اتبع طريقاً معقداً من عفر حتى السويس، فقد كان كل قسم من أقسام هذا الأخدود في مبدأه نصف-قاربين غير متشابه «غير منتظم»، ويمتلك نطاقات توافق واضحة جداً بين أحواضه الفرعية. وقد بدأ توسع أخدود البحر الأحمر عند جبل شيبا Sheba ridge شرق نطاق الفتق ألولا-فارتاك منذ حوالي 18-19 مليون سنة ماضية. ومن المحتمل أن جبل شيبا قد توسع ناحية الغرب داخل منتصف خليج عدن عند حوالي 16 مليون سنة ماضية بعد توقفه عند نطاق الفتق هذا. وعندها قُطع خط التحول عبر شبه جزيرة سيناء والهامش القاري الشرقي Levant ارتبط شمال البحر الأحمر بنطاق بيليس-زاجروس التجميعي (Bosworth, et al., 2005).

اعتبر بعض الباحثين منخفض البحر الأحمر بمثابة قاربين «منخفض» له كتلة مركزية ساقطة نتجت من قوى الضغط، بينما اعتبره آخرون بمثابة «بار paar» أو منخفض تكون نتيجة تباعد كتلتين قشريتين، وبالتالي يعتبر ظاهرة ترتبط بقوى التوتر القشري. فقد حدثت حركة بين أربعة كتل، تمتد الكتلة الأولى من شمال شرق إفريقيا غرب السويس- إلى البحر الأحمر وشمال الوادي الأخدودي الإثيوبي، والكتلة الثانية هي شبه الجزيرة العربية، والكتلة الثالثة هي شبه جزيرة سيناء، والكتلة الرابعة هي القرن الإفريقي الواقعة شرق الوادي الأخدودي العظيم. ويعزى تكوين جميع الظواهر البنيوية في هذا الإقليم إلى الحركات المختلفة بين هذه الكتل، والتي تشمل أيضاً خليج عدن، والأخاديد الانكسارية في إثيوبيا، ومنخفض البحر الميت والجبال الواقعة جهة الشرق (Levant. Swartz, et al., 1960). ويكوّن الوادي الأخدودي في إثيوبيا أحد أقاليمها الجيومورفولوجية ويقسم لثلاثة أقسام هي الشمالي، والأوسط- السيقان trunk الجنوبية، ومنخفضي عفر - الدناكل (Bill, 2015).

تأثرت التضاريس المغمورة التي تشكل الجرف القاري والمنحدرات ذات الصلة بها على امتداد الساحل المصري على البحر الأحمر، من خط العرض 27 / 43 ش إلى 22 ش، بما تعرض له الجرف القاري من تأثير نظام الانكسار السطحي الذي يمتد جهة الشرق داخل منخفض البحر الأحمر الرئيسي، مظهراً الحافة القارية وكأنها تشبه في الغالب جبلاً انكسارياً fault scarp بمستوى انكسار قدره 60 درجة ضد اتجاه عقارب الساعة. كما توجد بعض المرتفعات البحرية والأحواض المغمورة بالمياه عند المستويات الدنيا

للمنحدر القاري، يعتقد أنها نتجت من تأثير نظام ثني إقليمي. كما توجد قمتان بحريتان من البراكين المنقرضة، إضافة لخانقين canyons وبعض الدلتاوات المنفردة المغمورة لها علاقةً بنظم التصريف الموجودة حالياً رغم أنه من المفترض أن تكون قد نتجت من نظام تصريف سابق. كما توجد تروس مغمورة عند أعماق مختلفة تبلغ 25-20، 75-50، و 120-100 متراً تحت مستوى سطح البحر، وتتفق مع المنحني العالمي العام لارتفاع مستوى سطح البحر منذ 18 (LGM-23 Moawad, 2013) (ka bp). ويوجد في شمال مجموعات تواريت وشامبايا في البحر الأحمر السوداني قمم غاطسة في هوامش المنخفضات، وتغطي المترسبات الناعمة الحديثة قيعان البحر الأحمر هنا، بينما أصبحت المرتفعات الاعتراضية مواقع لتراكمات الحيد البحري (Braithwaite, 1982). وبحكم أن حوض البحر الأحمر قد مرّ بفترات تاريخية من الجفاف والملوحة المرتفعة والعزلة المتقطعة (DiDattista, et al., 2016)، فقد تكونت فيه عشرات البحيرات المغمورة شديدة الملوحة (Antunes, et al., 2011).

جبال حوض البحر الأحمر :

تتميز جبال البحر الأحمر بالكثير من الخصائص الجيولوجية والجيومورفولوجية على جانبيه الإفريقي والآسيوي (الشكل 5). فعلى ساحل مصر على البحر الأحمر تمثل الحافة الغربية القافزة لأخدود البحر الأحمر. وتنحدر بشدة نحوه وتدرجياً نحو الداخل، وتتكون من صخور أركية قديمة نارية ومتحولة وتكثر بها السدود النارية ولا يشذ عن هذا إلا هضبة الجلالة الشمالية وهضبة الجلالة الجنوبية، وبينهما وادي عربية فإنهما يتكونان من صخور جيرية أيوسينية، وكذلك جبل عتاقة المطل على مدينة السويس. يتراوح ارتفاعها بين 300-1000 متر، ويزيد الكثير من قممها عن 1500م، وأعلى هذه القمم في مصر هو جبل شايب البنات (2181م) وجبل حماطة (1978م). وتنقسم جبال الحجاز إلى جبال مدين، وجبال الحجاز، وجبال السروات. تتميز جبال البحر الأحمر وسيناء بأشكال متعددة متميزة لا تتكرر في مكان آخر، عدا أشكال التعرية والتي توجد أيضاً في الصحراء الغربية. وتضم هذه الأشكال النادرة كل من السدود الرأسية dyke swarms، والأحواض الداخلية بين الجبال intermountain basin، والمعقدات الحلقية ذات الجبال الدائرية ring complexes circular mounts، وأسطح التعرية القديمة old erosion surfaces، والتروس البحرية lacustrine terraces. كما هو موجود في وادي فيران في جبال سيناء (Embabi, 2018).



الشكل 5: جبال البحر الأحمر على طرفي الهامشين الإفريقي والآسيوي

المصدر: Ontheworldmap.co

نتجت مرتفعات اليمن، التي تصل أعلى قمة فيها لارتفاع 3660 متراً، بسبب الرفع الذي تعرض له سطح الأرض بسبب التسخين القوي plume heating وانبثاق الصخور البركانية لمستوى لا يقل عن 3000 متر. وتبع التوقيت النسبي للبركة تمدد ورفع ثم سحبها زحزة للسدود دون الراسية المندفعة subvertical dike swarms التي يتجه مضرها ناحية الشمال-الشمال الغربي، وتوازي خط ساحل البحر الأحمر. كما تشير الانكسارات الرئيسية لامتداد من الناحية الشمالية الشرقية إلى الناحية الجنوبية الغربية (Davidson, et al.,1994). وتظهر منطقتا دوبي وحماطات في الهامش الشمالي

الغربي لأخدود البحر الأحمر أمثلة لجبال تمتد لعدة كيلومترات، ولانكسارات ممتدة ترتبط بعمليات الشني. وفي هذه المنطقة نجد أن انكسارات النخيل والحمادات تتكون من سلسلة من القطع الصخرية المتجهة من ناحية غرب الشمال الغربي إلى ناحية الشمال الغربي وتربطها الانحناءات الصدعية ramps breached معاً، كما تتميز حوائط الانكسارات المعلقة بوجود سلسلة من المحدبات (Khalil, et al., 2002). كما توجد بنيتان إقليميتان في شمال شرق إفريقيا ترجعان لما قبل الكامبري وتتجهان ناحية الشمال مما قد أثر على تطور البحر الأحمر في أزمنة الكريتاسي والثلاثي. توجد البنية الأولى في شمال شرق السودان (نطاق أونيب-هاميسانا)، والثانية إلى الجنوب الشرقي على الحدود السودانية الإثيوبية (نطاق رتق بركة). وقد ارتبط اتجاه خط ساحل البحر الأحمر ومنخفضه المحوري بموقع وتوسع هذان النطاقان (Dixon, et al., 1987). وتشير البيانات الجيوفيزيائية إلى عدم تشابه قشرة أخدود البحر الأحمر مع القشرة المحيطية المتباعدة أسفل بعض أجزاء مصر الساحلية البعيدة والسودان في ناحية الغرب، إلى جانب وجود قشرة قارية متوسعة أسفل الجانب الشرقي للجزيرة العربية. ويوحى هذا التفسير بأن عمليات انزلاق المضرب strike-slip قد تحكمت في التكسير الأساسي للصفحة العربية، مكونة بذلك الجانب الإفريقي كحد صفحي واضح، وهي نفس العمليات المسؤولة عن تشكيل الجانب الصومالي لأخدود خليج عدن. وفي فترة تالية حدث تقدم وتوسع لقاع البحر الحقيقي عند خليج عدن الشرقي منذ حوالي 10-12 مليون عام سابقة، وفي خليج عدن الغربي ومنطقة العفر والبحر الأحمر الجنوبي/ الأوسط منذ حوالي >5 ملايين عام ماضية. وبدأ الهبوط العميق ودخول ماء المحيط في أواخر الأولوجوسين الأوسط في خليج عدن، وفي أواخر الأولوجوسين في البحر الأحمر الجنوبي وفي الميوسين المبكر في وسط البحر الأحمر/ خليج السويس. وحدثت بركنة قاعدية قوية للهضاب المرتفعة الموجودة بين هذه الأخاديد حيث تميزت الالفا المكونة لها، وخاصة الالفا المتوسطة، بالتشعب بدرجة عالية مقارنة ببعض التكوينات الأخدودية الغنية بالبوتاش والألمونيوم والحديد (Mohr, 1971). تتألف جوانب البحر الأحمر من سفوح متدرجة شديدة الانحدار، بل قائمة أحياناً تصل رمية الصدع أو الدرجات فيها إلى 500-700م، وقد تزيد عن 1500م. وتمتد جبال الدناكل، التي ترجع صخورها للميسوزويك وما قبل الكامبري، على سواحل إرتريا. أما منخفض الدناكل الواقع بين هذه الجبال وهضبة إثيوبيا فتغطيه صخور الثلاثي-الرباعي. وتوحي جيولوجية هذه المنطقة، وفيزيوغرافيتها، والمتبخرات الموجودة فيها بوجود

صخور هابطة أسفلها تتميز بعدم الانتظام والتشابه، انبثقت من القشرة السيلية القديمة old sialic crust. لقد هبطت الحافة الغربية من هذه الكتلة عميقاً على امتداد الأخدود الإثيوبي، ويغطيها في منخفض الدناكل طبقة خارجية من متبخرات البازلت evaporative- basalt veener، إلا أنها تعرضت للرفع في حافتها الشرقية مثل ما حدث لجبال الدناكل، وأحييت من الشرق بمرتفعات أخدود شرق إفريقيا المواجهة للبحر الأحمر. ويظهر بأن انفصال شبه الجزيرة العربية عن إثيوبيا عبر البحر الأحمر الجنوبي قد كان أمراً ثانوياً كما يؤكدته عرض المنخفض المحوري للبحر الأحمر الذي لا يتعدى إلا القليل من الكيلومترات عبر جبال الدناكل والأخاديد الإثيوبية (Hutchinson, et al., 1970).

يشير التخریط الحقلی المفصل للجزء الشمالي لمنطقة جبل أم حمد- جبل دوبي التي تقع على الهامش الغربي لحوض البحر الأحمر بأن كتل الأخدود الغاطسة تتجه من غرب الشمال الغربي إلى شرق الجنوب الشرقي، ومفصولة عن بعضها البعض بطول 60 كيلومتراً. وقد عملت على تجديد النشاط الانكساري الذي كان سائداً في عصر ما قبل الكامبري المتأخر، وهي وتوازي موقع نظام صدع نجد بالنسبة للدرع العربي-النوبي، وذلك قبل تكوين أخدود البحر الأحمر. ويشكل هذا الصدع نطاق انتقال تحت- رئيسي بين أنصاف القاربتات half-garbens المتقابلة في شمال غرب إقليم البحر الأحمر ويرتبط بتحدب منبثق اتجاهه ناحية جنوب-شرقي (Moustafa, 1997). تتميز الصخور الرسوبية التي تقع فوق السلاسل الجبلية للدرع العربي-النوبي على هوامش أخدود البحر الأحمر (لا يزيد خط الساحل عن 20-30 كيلومتراً إلى الداخل من الساحل الحالي) بين دائرتي العرض 022 020ش، بعدم المضاهاة unconformably، ويتراوح عمرها من الكريتاسي المتأخر إلى الحديث. ويميز عدم المضاهاة ثلاثة تراجعات رئيسية محتملة حدثت في الأيوسين المتأخر، وفي الميوسين المتأخر-البليوسين المبكر-المتوسط، وفي البليوستوسين المتأخر. وقد تبع كل تراجع ترسيب نشط للصخور الفتاتية clastics التي تعكس الفترات الرئيسية لرفع حدود الانكسار. وتشبه سلسلة الجبال التي تنتمي للميوسين في السودان تلك الموجودة في مصر (خليج السويس والقصير) وإرتريا للحد البعيد. وقد ترك الانكسار السينوزويكي أثراً عميقاً على الطبوغرافيا واتجاهاتها الرئيسية على اليابسة وعلى قاع الجرف الساحلي. كما تقطع العديد من الانكسارات مجمل السلسلة الرسوبية متضمنة الترسبات الطمية من زمن البليوستوسين (Sestini, 1965). توضح تقديرات عمر تجمعات الصخور البلوتونية في الجزء الجنوبي الشرقي من تلال

البحر الأحمر، والتي تكونت نتيجة للبركنة وما بعدها، بانتمائها لأحد التجمعات الأركية لبنان-أفريكان في الدرع العربي-النوبي. وتشكل تلال البحر الأحمر الجنوبية الشرقية مع منطقة الليث الواقعة في الجزيرة العربية جزءاً من معقد أركي كبير من المحتمل أنه قد تراكم accreted فوق القارة الإفريقية منذ حوالي 720 مليون سنة ماضية. فالصخور البلوتونية لمنطقتي أركويت وداهاندا الواقعتان جنوب غرب مدينة سواكن يقدر عمرها بحوالي 870 مليون سنة وتتداخل مع تموضعات ما بعد البركنة الأقدم منها، حيث يبرز بعضها في خور اشات. كما توضح العديد من تموضعات الريوليت في تلال جنوب شرق طوكر، بالقرب من الحدود الإثيوبية، أعماراً تتراوح بين 670 و 770 مليون عاماً (Kroner, 1991). إضافة لذلك فقد بنيت منطقة تعدين جببت في تلال البحر الأحمر الشمالية وجود الصخور البركانية الضخمة والسلاسل المتكونة من الصخور البركانية المتكسرة «البركانيكلاستية volcaniclastic»، والصخور المتكسرة «الكلاستية». ويمكن أن يعزى الاختلاف التركيبي في المجموعات البركانية المتميزة جزئياً إلى التبلور الذي تسبب في تكوين «التشققات»، إلى جانب وجود مصدر احتياطي للصهير الصخري. ويعتبر التشكيل الجيولوجي terrane لمنطقة جببت قسماً من القشرة الحديثة juvenile crust التي نشأت في بيئة مرتبطة بالإخضاع subduction الجيولوجي (Reischmann, 1994). وتعتبر مرتفعات الحجر الجيري الأحاديديّة anticlinal ridges التي يرجع عمرها للجوراسي-الثلاثي في شمال شبه جزيرة سيناء، أجزاءً من حزام الطيّ السوري المحدود، حيث كان بعضها نشطاً منذ أواخر الكريتاسي واستمر حتى الآن. وفي مرتفعات اليمن حدث التعرية بمعدل ثلاثة كيلومترات في المتوسط حيث كان حجم الصخور البركانية الأصلية أكبر كثيراً مما هو موجود اليوم (Davidson, et al., 1998). يوجد في شمال مجموعات تواريت وشامبايا في البحر الأحمر السوداني كتلة جبلية رئيسية تم التعرف عليها بالحركات الانكسارية واسعة المدى. وقد تشكلت الأشكال التضاريسية السائدة في هذه المناطق بواسطة النحت تحت-الجانبى للحجر الجيري الثلاثي والمتأخر، أثناء فترات البلايستوسين عندما كان مستوى سطح البحر الأحمر منخفضاً (Braithwaite, 1982). وتكثر صخور القرانيتويد البلوتونية في صخور الأساس التي تنتمي للبروتوزويك المتأخر في شمال شرق السودان حيث تكون 60 % من البروزات الصخرية. ويمكن تمييز مجموعتين منه، إحداها قديمة تموضعت بين 815 c. و 724 Ma وأخرى أحدث تتكون من تجمعات الجرانيت الفلسباري القلوي، تموضعت بين 717 c. و 555 Ma (Klemenic, 1988).

المنخفضات الأخدودية في حوض البحر الأحمر :

هناك العديد من المنخفضات الأخدودية في حوض البحر الأحمر هي جزء من جيومورفولوجيته الرئيسية. فالأخدود الإفريقي الشرقي يرجع سبب تكوينه إلى انتفاخ طبوغرافتي توسع ناحية الجنوب propagation شمل الهامش الغربي للجزيرة العربية وإقليم العفر وذلك قبل 30 مليون عام سابقة (Moucha, 2011). وتوجد عدة أقاليم تمثل المراحل المتتابعة في تكوين أخاديد قارة إفريقيا وتطور هامشها القاري. فقد نتج عن المرحلة الأساسية لما قبل توسع قاع البحر الأحمر، توسعاً كبيراً قدره 160 كيلومتراً انتهى في عشرات الملايين من السنين ويعتبر عاملاً مهماً في تطور هذا الهامش القاري (Cochran, 1983). أما تكوين الأخدود الإفريقي فقد نشأ فوق عمود المانتل plume mantle، أو بالقرب منه، واتسم بفيضان البازلت الإثيوبي-اليمني للايو-أوليغوسين (Wolfenden, et al. 2005) Eo-Oligocene. ورغم أن استمرار الحركة الباطنية بين شبه الجزيرة العربية وقارة إفريقيا إلى الآن، على امتداد حوض البحر الأحمر، فإن المورفولوجيا والتكتونيات الناتجة عن تلك الحركة تختلف كثيراً على امتداد طوله. فجنوب دائرة العرض 021 شمالاً يوجد في المنخفض الرئيسي منخفضاً محورياً عميقاً تشكل بواسطة توسع قاع البحر أثناء الأربعة ملايين سنة الماضية وارتبط بشذوذيات مغنطيسية كبيرة وتدفق شديد للحرارة. أما شمال دائرة العرض 025 شمالاً فلا يوجد منخفض محوري ويتميز قاع المنخفض الرئيسي بشكل انكساري غير منتظم (Cochran, 1983). وينتج عن رفع جوانب الأخدود في المناخ الجاف تعرض طبقات الانكسار المحدبة القبلية، وما يتصل بها من تراكيب، إلى تأثيرات مختلفة لها أبعاد ثلاثية، مما قد يسهم في تفسير تكوين النظم الأخدودية العميقة. ويستثنى من هذا أخدود بحر-خليج عدن إذ إنه قد مرّ بجميع المراحل، من بيئات ما قبل تكوين الأخدود، إلى البيئات البحرية الأخدودية، ثم الانتقال بواسطة الزحزحة إلى مرحلة تالية هي أخدود قاع البحر المتوسع (Purser, et al., 2012).

يحتل منخفض البحر الميت، الذي يتميز بعدم الانتظام، الجزء الأوسط من قسم الأخدود السوري- الإفريقي ويمتد من جبال جنوب لبنان إلى وادي عربة شمال خليج العقبة على البحر الأحمر. ويعتبر الظاهرة الأكثر انخفاضاً في العالم، ويقع سطحه الآن عند حوالي 409 م. ويتكون هذا البحر المنكمش من حوض جنوبي ضحل تحتله أحواض التبخير evaporation pans، وحوض شمالي يبلغ طوله حوالي 50 كيلومتراً ويتراوح عرضه بين 13-17 كيلومتراً، مع قاعٍ مستوي بعض الشيء يبلغ طوله 731 متراً أسفل مستوى

سطح البحر (Hall, 1996). وتوجد اختلافات على امتداد مضربه تسمح بتقسيم فرعي لانكسار البحر الميت إلى خمسة أقسام ذات خصائص طبوغرافية متشابهة. وهناك عدم تشابه كبير عبر البحر الميت يعكس خصائص لبنية نصف-أخدودية عريضة، إذ يتراوح عرضها بين 30-60 كيلومتراً. ويعكس الهامش الشرقي لهذا الأخدود رفع إقليمي واسع المدى على امتداد الانكسار كما يعتبر تقوس أو إنحناء الجانب الغربي منه بمثابة بنية ثانوية أو جانبية تتبع لبنية الأخدود الرئيسية (Wdowinski, et al., 1997). أما قاربين «منخفض» البحر الميت الكبير فيقع خلال انكسار البحر الميت، وهو عبارة عن حد لصفحة من النوع المتحول. ويتكون هذا القاربين من حوضين، الحوض الشمالي تحتله بحيرة عمقها 300 متر ولها امتلاء رسوبي يبلغ حوالي 9 كيلومترات، وحوض البحر الميت الجنوبي الذي يصل عمقه إلى حوالي 14 كيلومتراً. ولا تتسق الخصائص الجيومترية لحوض البحر الميت الجنوبي على طول مجمل انكسار البحر الميت. ومن المحتمل أن الحوض تحيط به كل جوانب الانكسارات الرأسية التي تقطع عميقاً في القاعدة (Ben-Avraham, et al., 2006).

سواحل البحر الأحمر :

تتميز سواحل البحر الأحمر بعدة خصائص جيولوجية وجيومورفولوجية، فرغم الانفصال الذي حدث للبحر الأحمر عن قارة آسيا، إلا أن خطي الساحل المتقابلين في قارة إفريقيا وشبه الجزيرة العربية بقيا غير متصلين (الشكل 6). ويرجع ذلك للانكسار الطبيعي الذي تسبب في تكسير واسع المدى للغلاف الصخري القاري، إذ لم يحدث قطع انكساري رأسي لمجمل الغلاف الصخري القاري، والذي إن سبق وحدث فقد كان من الممكن الإشارة لوجود خطين ساحليين متقابلين لم يكونا في السابق متماسين ويمتلك البحر الأحمر بنية تشبه بنية البحيرات في شرق إفريقيا ويتميز بالطول والضييق، ومع استبعاد بعض القطاعات الترسيبية على خط الساحل، تتسم سواحله shores بالانحدار والتشابه بدرجة عالية (Lowell, et al., 1972). ويقود خليج العقبة من النهاية الشمالية للبحر الأحمر لوادي آخر ومنه إلى بحيرة أخرى توجد في منخفض عميق ونهر في وادي طويل ضيق، ومثل هذه منخفض البحر الميت ووادي الأردن (Gregory, 1894).



الشكل 6 : سواحل حوض البحر الأحمر

تشكل الشعب المرجانية، وما يرتبط بها من تراكمات ناتجة من ترسيب البيكربونات أشكالاً هندسية معقدة من المساطب فوق الرف الساحلي للمملكة العربية السعودية على البحر الأحمر. وترتبط هذه البيئات الترسيبية ذات المياه الضحلة بالعمليات التي شكلت النطاق الساحلي (Rowlands, et al., 2014). وتزيد الملوحة في الجزء الشمالي (41 %) من البحر الأحمر أكثر من الجزء الجنوبي (36 %)، وتتميز سواحلها بأنها رملية وصخرية تحيط بها الشعب المرجانية. ويوحي التطور التكتوني للهامش الجنوبي الشرقي لأخدود البحر الواقع بين الحديدية وصنعاء لحدوث هبوط بطيء وصل حتى 1 كيلومتر فوق هذه المنطقة خلال فترة المائة مليون سنة التي سبقت تكوين هذا الأخدود. فقد حدث فيضان كبير للبركة بين 20 Ma و 30 ca، صحبته عمليات ثني واسع المدى بعد انبثاق الصخور البركانية، والذي توقف قبل منتصف - أواخر ترسبات الميوسين. وترسبت الصخور البركانية دون توافق فوق قمم الكتل الانكسارية التي

حدث لها دوران على امتداد سهل تهامة الساحلي. بحكم تميز قارة إفريقيا بالظواهر التضاريسية ذات الامتداد الواسع، مثل الأخدود الإفريقي الشرقي الذي شمل الهامش الغربي للجزيرة العربية وإقليم العفر (Moucha, et al., 2011) نجد أن التاريخ التكتوني والماقماتي لسهل جيزان الساحلي الذي يشمل تهامة، وعسير، والجزء الجنوب الغربي لشبه الجزيرة العربية، يوحى بمروره بمرحلتين من التوسع. بدأت - المرحلة الأولى من التوسع أثناء الأولوجوسين وانتهت مع رفع كتف أخدود «قاربن» الجزيرة العربية، والذي بدأ منذ حوالي 14 مليون عام ماضية، وتبعته فترة امتدت لعشرة ملايين عام تميزت بالهدوء الماقماتي والتكتوني. وبدأت مرحلة ثانية من التوسع متزامنة لحد ما مع توسع قاع البحر الأحمر في الجزء الجنوبي منه منذ حوالي 4-5 ملايين عام ماضية، ولا يزال نشطاً حتى اليوم (Hotzi, et al., 1988). وقد أظهرت حفريات البحث عن البترول في سفاجا وحداتٍ سمكية لصخور الميوسين الأدنى ومتبخرات الميوسين المتوسط - الأعلى (Miller, et al., 1988). يمتلك الهامش الشرقي للبحر الأحمر والتراكيب الساحلية المرتبطة به في المملكة العربية السعودية تاريخ جيولوجي طويل بدأ مع إرساب الصخور الرسوبية والبركانية لما قبل الكامبري قبل 1000 مليون عام ماضية ويمتد حتى الزمن الجيولوجي الحالي. ويقع الجناح «الجانب» الشمالي الشرقي لوادي أخدود البحر الأحمر ضمن منطقة الدرع العربي التي تأثرت بأربعة أحداث باطنية محتملة عند 1000، 720-735، 660-670 وحوالي 570 مليون عام ماضية. ويظهر الحجر الرملي النوبي من عمر الكامبري والاردوفيشي على الدرع العربي من جهة جنوب شرق الأردن حول حوض النفود العظيم، وعلى امتداد الحافة الشرقية للدرع العربي جهة الجنوب الشرقي إلى 045 شرق حيث تغطي بالحجر الجيري البرمي. كما يظهر الحجر الرملي إلى الجنوب ويمتد ناحية الجنوب والغرب إلى جبال عسير عند حدود اليمن. وتوجد متفرقات outliers الحجر الرملي في الدرع العربي المركزي مما يبرهن على أن الحجر الرملي المنتمي للباليوزويك الأدنى يغطي معظم، إن لم يكن كل صخور الأساس المنكشفة الآن. وفي الغالب تعتبر فترة الميسوزويك زمن رفع شامل لم يحدث فيه إرساب، عدا بعض الزحف البحري الهامشي عند منتصف زمن الجوراسي إلى نهايته في الأجزاء الجنوبية، إلى جانب حدوث زحف ضيق محتمل من خليج السويس عند نهاية هذه الفترة. وتوجد الارسابات الرسوبية البحرية وغير البحرية التي تنتمي لمنتصف ونهاية الثلاثي على امتداد ساحل البحر الأحمر، إلى جانب تدفقات الأوليجوسين البازلتية في سلسلة المرتفعات الساحلية

المنخفضة والعالية. وهناك الكثير من الدلائل التي تؤكد على حدوث البركنة الفاعلة أثناء الأوليجوسين وأزمنة الميوسين المبكر في نطاق الأخددة الانكساري الشرقي الذي تقطعه متداخلات الصخور النارية المتوسطة العمق hypabyssal التي تنتمي للميوسين. ويرتفع السهل الساحلي للبحر الأحمر بانتظام جهة الشرق من مستوى ثلاثة أمتار بالنسبة للسطح الساحلي، ويوجد أسفله بوجه عام المرجان المليت من حد اليمن جهة الشمال إلى منطقة الوجد لمسافة تبلغ 1400 كيلومتر. وعند منطقة جيزان في جنوب المملكة العربية السعودية، رفعت قباب الملح السطح الذي يبلغ ارتفاعه ثلاثة أمتار لأعلى لارتفاع ليصل لحوالي 50 متراً. ومن منطقة الوجد ناحية الشمال، حدث انكسار للمساطب « التروس » بحيث تجمعت « تراكت » في شكل أسطح مختلفة تصل لارتفاع 520 متراً فوق مستوى البحر الأحمر عند جزيرة تيران (Brown, 1970). وهناك سلسلة بازلتية شمال خليج تاجورا، حيث يزيد الارتفاع عن 1200 متر فوق مستوى سطح البحر (Lewis, 2003). وتتظم مستنقعات الملح الساحلية البحرية التي تمتد لحوالي 1100 كيلومتر من منطقة السويس وحتى الحدود السودانية المصرية في شكل نطاقات ساحلية، ويحتل كل نطاق أحد أنواع المجتمعات، هي بمثابة وحدات، من نبات المستنقعات الملحية (Kassas, et al., 1967). ويتميز هامش جيوتي الساحلي عند المدخل الجنوبي للبحر الأحمر بالصخور البركانية وبقياء الصحراء المتفرقة أو «المشتة» strewn مع وجود البحيرات الملحية.

يمتلك السودان خط ساحل يمتد لحوالي 850 كيلومتراً على البحر الأحمر وتقع أكثر أجزائه عمقاً واتساعاً عند مدينة بورتسودان. وتحيط بمعظم الساحل الشعب المرجانية الهامشية fringing reefs بعرض 1-3 كيلومترات وهي قريبة من سطح الماء. وعند مداخل البحيرات الضحلة lagoons الساحلية (المراسي) ودلتا طوكر أيضاً، يتعرض هذا المرجان لعدم الانتظام أو الثبات interrupted. بالإضافة لذلك هنالك شعب مرجانية اعتراضية بعرض يتراوح بين 1 إلى 14 كيلومتراً تقع على بعد 2-5 كيلومترات من المرجان الساحلي. وعند الحد الجنوبي من ساحل السودان على البحر الأحمر يقع أرخبيل سواكن في مساحة يتسع عندها الحيد البحري الساحلي لأكثر من 100 كيلومتر (Robertson, no dat). وقد أظهرت الدراسات التفصيلية للصخور والترسيب المتعلقة بالبروزات السطحية شمال مدينة بورتسودان على السهل الساحلي للبحر الأحمر، وجود الكاربونيت، الذي ينتمي للميوسين، في موقعين ترسيبيين مختلفين، هما المساطب المنعزلة وترسبات الحيد البحري الضحلة. ويتميز كلا النوعين من البروزات

بأنواع جانبية متميزة من توزيع من الأوجه، والأوجه الدقيقة اللتين أرسبا في المياه الضحلة (Schroeder, et al.,1998). ويظهر البحر الأحمر عند محافظة جدة في المملكة العربية السعودية أشكالاً تضاريسية تميز خط الساحل، كما تظهر تراجع البحر الأحمر في الوقت الحالي. وتشمل هذه الأشكال التضاريسية كل من المناطق الساحلية الرملية، والبحيرات الساحلية الضحلة «اللاقونات»، والسبخات (الشكل 7)، والجزر البحرية، والأعمدة والألسنة الأرضية spits، وتروس المرجان الملت المرتفعة، والأراضي الداخلية المتكونة من الحجر الجيري البحري المكشوف، إلى جانب أشكال مختلفة من التصريف المائي (Qari, 2009).

يتم التحكم على الاختلاف الواسع في مورفولوجية الشعب المرجانية للبحر الأحمر بواسطة اتساع الحيد البحري الساحلي. ويمكن وصف الحيد المرجاني إما أنه «ملتصقة بالساحل» shore attached أو «متباعد» detached عنه، على أساس عمق المياه الفاصلة بينهما بواسطة الكتل الأرضية (Rowlands, et al.,2015). يتكون البحر الأحمر من مناطق هامشية تتميز بمناطق ساحلية «ضحلة» يفصلها عن بعضها البعض نطاق محوري أكثر عمقاً. ويمكن تقسيم هذا النطاق المحوري إلى ثلاثة أقسام رئيسية، هي القسم الجنوبي وهو عبارة عن منخفض بسيط يقع شمال دائرة العرض 016 ش ويتفق مع الأخدود المحيطي، القسم الأوسط ويقع بين دائرتي العرض 30/ 019 درجة ش إلى 50/ 023 ش ويتميز بوجود حوالي خمسة عشر منخفضاً مغلقاً وأعماق محورية يتراوح طولها من عدة كيلومترات إلى أقل من كيلومتر واحد، وهناك القسم الشمالي للنطاق المحوري وهو الأكثر ضحالة حيث من النادر أن يتجاوز عمقه 1500 متر وله ارتفاع منتظم مقارنة مع القسمين الجنوبي والأوسط. وفي القسم الشمالي، جنوب منخفض الوجه عند دائرة العرض 25/ 025 ش، يتجه المحور من الشمال- الجنوب، أما شمال المنخفض تجاه تخوم خليج السويس، فإنه يتجه ناحية ش ش غ إلى ج ج ق (Pautot , et al.,1984).

تتميز البيئات الساحلية والحديثة للبحر الأحمر المصري وخليج السويس، والتي تكونت في الأزمنة الرباعية، بالاختلافات الجانبية الكثيرة حيث توجد الكربونيت، والمتبخرات، ومرتسبات القطع الصخرية السيلكية «السيليكا كلاستيك»، والتي توجد قريبة جداً من بعضها البعض. وتصرف العديد من الأودية من المحيط المجاور كميات كبيرة من القطع الخشنة إلى هذه البيئات أثناء الفيضان السيلي النادر الحدوث (Purser, t al., 1987). وتتجه الألسن والأخاديد spurs and grooves

فوق الحيد البحري للخلجان الشمالية للبحر الأحمر بمحاور طويلة في العادة تتسق مع طبيعة الأمواج المتكسرة refracted. ولذلك فهي لا تقع موقعاً مستويّاً بالنسبة لواجهة الحيد البحري ولكن تتقاطع معه لحد ما في شكل زاوية. ولا توجد علاقة بـ\ ين اتجاه المجاري المائية فوق اليابسة، واتجاه الألسن والأخاديد groove، والنشاط الكارستي فوق الأسطح المستوية المكشوفة للحيد البحري (Sneh, et al.,1980). وتؤثر تعرية جنبات الانكسار المرفوعة عند الهوامش المستترة passive على الأشكال الساحلية الطباقية (Van Balen, et al.,1995). فقد سمح التطور الجيومورفولوجي لمرتفعات الهامش الإرتري في جنوب البحر الأحمر، بتراجع المرتفعات scarp retreat، وبتميز آليات التمزيق القاعدي في الهامش الساحلي الذي تكون خلال العشرين مليون سنة الأخيرة. فقد تطورت المرتفعات عن طريق التمزيق القاعدي (التحتي) حيث سهلت عملية التعرية التي تلت عملية التمزيق والتكسير، عملية الحفر الموضوعي بواسطة التراجع الموازي للمرتفعات. ويتضمن هذا وجود خط تقسيم تصريف داخلي يقع جهة البحر من حافة مرتفعاته الحالية، ومن المحتمل أنه تكوّن أثناء تكسير القارة الإفريقية والحزام الهامشي، أو مباشرة بعد ذلك..

يمثل الجزء الشرقي الهامشي من خط الساحل المصري الشمالي الغربي للبحر الأحمر، بقايا بنية مرتفعة apex، وتمثل المسافة القصيرة الواقعة بين الحطام الموجود على هذا الجزء الهامشي والحافة «أو الحد rim» مجمل التراجع التي حدثت للمرتفعات (Balestrieri, et al.,2005). وقد تموضعت المترسبات البحرية، مثل الشعب، البيتشات، مستنقعات المانجروف، مترسبات الجبس، فوق خط الساحل المصري الشمالي الغربي للبحر الأحمر أثناء تكوين الإطار الانكساري للأخدود النيوجيني المعقد، حيث تناقص النشاط التكتوني في الجزء الشمالي من هذا الأخدود (Plaziat, et al.,1995). وعلى امتداد خط الساحل بين مرسى علام- حماطة، توجد تغيرات في معدلات التعرية والإرساب بسبب العمليات الساحلية والتغيرات المناخية (Dewider, 2011). أما الهامش القاري لغرب شبه الجزيرة العربية فقد تعرض للرفع بمعدلات تتراوح بين 3,5 - 4 كيلومترات بحيث أصبح مكشوفاً. ويقتصر التشويه الواسع والمترابط بالأخدود (الانكسار) على نطاق عرضه 150 كيلومتراً يمتد إلى الداخل من خط الساحل الحالي عند دائرتي العرض 017 - 018 ش، وتزداد كثافته تدريجياً من الشرق إلى الغرب (Bohannon,1986). وعند سبخة الخرار قرب رابغ على الساحل الغربي للعربية السعودية، يمكن تمييز «تجمعات» سبخية (الشكل 7) تصل لخمس سبخات تقع على امتداد المحور المركزي

للسهل الساحلي. ويبلغ سمك السبخة الواحدة حوالي ستة أمتار في الشمال وترق نحو الداخل جهة الجنوب، كما يوجد حاجز قاعدي تحت سطحي يمتد من اتجاه ش غ - ج ق تقطعه ثلاثة مجاري تصريف تتجه نحو اليابسة. تظهر المنطقة الساحلية الممتدة بين الحريدة في الشمال الغربي وعطوات في الجنوب الغربي، جنوب مدينة جدة بحوالي 600 كيلومتر على ساحل البحر الأحمر وتمتد لأكثر من 40 كيلومتراً ويحيط بها مرتفعات الدرع العربي، بأن خط الساحل متعرج ومتضرس إذ تعقده الشrooms والبحيرات الساحلية الضحلة «اللاقونات» والحواجز والتلال الصخرية، كما يختلف في عرضه بشدة. أما ساحل البحر الأحمر عند منطقة الشقيق فيحتوي على المرتفعات الداخلية ونظم المستنقعات marsh system، والتلال والكهوف، وأنظمة الأودية ونظم السبخات (الشكل 7). ويمكن تقسيم المنطقة الساحلية للشقيق إلى ثلاثة نطاقات. يبدأ النطاق الشمالي من الحريدة، ويتميز بالأراضي المرتفعة الصخرية الممزقة مع القمم البحرية العالية والجيوب الصغيرة من الرمال الساحلية. أما النطاقين الأوسط والجنوبي فيمتدان من الشقيق إلى عطوات في الجنوب، وهو على وجه العموم سهل ساحلي ارسابي عريض ذو تضاريس منخفضة. وتظهر الرمال الساحلية في مقطع «بروفایل» خط الساحل بمثابة «بيتشات» واسعة عديمة الملامح يوجد في ظهرها كثبان وجمعية طويلة وممتدة تثبتها النباتات الساحلية. ويتميز الغطاء الرسوبي بأنه سميك وتتصرف فيه الكثير من الوديان التي تساهم في المدخل الكلي لمرتسبات نطاق هذا الساحل (Al-Washmi, et al., 2005). وفي غرب المملكة العربية السعودية توجد حرات سيرات، وهدن، وإشارا-خريسات، والراحات، ترتبط بتتابع البركة البازلتية في أثيوبيا وشمال شرق السودان (درديب) وجنوب غرب اليمن، وذلك قبل حوالي 31 مليون سنة ماضية. وقد تبع ذلك بركة ريوليتية قبل 30 مليون سنة والتي انتشرت بعد ذلك جهة الشمال من هذه الحرات دون أن تتوسع كثيراً واستمرت لحوالي خمسة وعشرين عاماً. ويظهر الجانب الشرقي لهامش البحر الميت من الناحية الطبوغرافية بأنه أعلى ارتفاعاً من الجانب الغربي ويشبه شكله العام كتفاً مرفوعاً بينما يشبه الجانب الغربي المنخفض شكل القوس (Wdowinski, t al., 1997).



الشكل 7: مثال للسبخات الموجودة على جوانب البحر الأحمر (سبخة الملاح في تونس)

يُظهر البحر الأحمر عند محافظة جدة في المملكة العربية السعودية أشكالاً تضاريسية تميز خط الساحل وتبين تراجع البحر الأحمر في الوقت الحالي. وتشمل هذه الأشكال التضاريسية كل من المناطق الساحلية الرملية، والبحيرات الساحلية الضحلة «اللاقونات»، والسبخات (الشكل 7)، والجزر البحرية، والأعمدة والألسنة الأرضية spits، وتروس المرجان الميت المرتفعة، والأراضي الداخلية المتكونة من الحجر الجيري البحري المكشوف (Qari, 2009).

الخلجان في حوض البحر الأحمر:

تتميز الخلجان في حوض البحر الأحمر بكثير من الخصائص الجيولوجية والجيومورفولوجية، ومن ذلك خليج العقبة الذي يشكل القطاع الشمالي من البحر

الأحمر، يمثل جسماً مائياً مرتفع الملوحة نسبياً ومغلقة جزئياً، ويحتل وادي تكتوني ضيق يتراوح عرضه بين حوالي 10-26 كيلومتراً وتحيط به جوانب انكسارية planes تشكل المرتفعات المغمورة تحت الماء. وتتراوح درجات الملوحة فوق جرف الخليج الشمالي بالقرب من مجتمعات الشعب المرجانية من 14.5 إلى 43.0/الف، تختلف فصلياً. ويوجد جرف ضيق حول هامش خليج العقبة، يتراوح عرضه من 1/4 إلى 1 أو 2 كيلومتر، يقل فيه عمق المياه عن 100 فاثوم¹. وهناك العديد من الشعب المرجانية تمتد خطياً مع امتداد الحيد البحري «الرَف». وتكثر الألسنة والأخاديد grooves جهة البحر وعلى جنبات مياه البحيرات الضحلة lagoonal sides للشعب المرجانية الهامشية fringing. وتصنع الألسنة والأخاديد grooves زاوية تبلغ حوالي 25 درجة مع اتجاه الشعب المرجانية. وتشكل المترسبات والكائنات الحية سلسلة من النطاقات التي تختلف مع تغير العمق، كما تمتد صخور الأساس وصخور الشعب الأحفورية مع خط الساحل (Friedman, 1986).

شمل التطويق البحري marine embayments إقليم البحر الأحمر في أزمنة الجوراسي، والكريتاسي، والأبوسيني، إلا أن الشكل التكتوني بدأ في التطور في الأولوجوسين، وتم إرساب المترسبات في الميوسين. وفي نهاية أزمنة البليوستوسين تم إعادة تجديد الإنكسارات المغلقة block faulting مصحوباً بتداخلات نارية igneous intrusion. ويتميز منخفض البحر الأحمر بالكتل الحدية ذات التواءات الخطية rectilinear والتي ترتفع أو تنخفض متزامنة مع المنخفض النيوجيني (Ahmed, 1972). ويكون خليج العقبة الجزء الجنوبي من البحر الميت ويمتد لمسافة حوالي 180 كيلومتراً ويعرض يتراوح بين 15-25 كيلومتراً، ويصل عمق قاعه إلى 1850 متراً، وتحيط به الجبال المجاورة على اليابسة. ويحتل خليج العقبة منخفضاً إنكسارياً ممتلئ جزئياً بالمترسبات، ويسود بنيته انكسارات إشولية en-echelon faults والتي تحدد ثلاثة أحواض طولية يتجه مظهرها جهة 20 0 ش 25-0ق. ويتسم الترسيب في هذه الأحواض بذلك النوع المصاحب للحركات الباطنية syn-tectonic، حيث يتم ملؤها من إرسابات العكارة الكثيفة turbidities and pelagic deposits التي يتراوح سمكها من 2-3 كيلومترات (Ben-Avraham, et al., 1979).

تميز عصر الرباعي والبيئات الساحلية الحديثة للبحر الأحمر المصري وخليج السويس بالاختلافات الجانبية السريعة حيث توجد الكربونيت، والمترسبات التبخرية والقطع الصخرية السليكية «السيليكيكلاسيك siliciclastic» متجاورة مع بعضها البعض. وبالرغم

1 الفاثوم = ٦ أقدام وهو مقياس لعمق الماء.

من تميز المناخ بالجفاف الاستثنائي إلا أن الأودية العديدة التي تصرف التضاريس المجاورة ترسل كميات مهمة من الصخور الكلاستية الخشنة للبيئات الساحلية أثناء فترات ندرة السيلاان الفيضي (Purser, et al.,1987). وقد أظهرت نتائج دراسة العلاقة المتبادلة بين الأحداث التكتونية والهبوط والترسيب وتغيرات مستوى البحر في حوض خليج السويس وإقليم البحر الأحمر الشمالي في مصر، والذي يتميز بأنه حوض محيطي فتي ومتطور وهامش قار، بأنها قد تعزي إلى الترقيق القشري crustal thinning الذي بدأ قبل 25 مليون سنة ماضية، مع حدوث ترسيب في بعض الأحواض الفرعية المعزولة. وتسجل هذه الترسيبات المبكرة الانتقال من بيئات الترسيب القارية إلى المحيطية. فقد أدى الارتفاع السريع في المستوى العالمي لسطح البحر والذي تزامن مع حدوث «نبضات» جانبية من الأنشطة التكتونية المتزايدة في الميوسين المتأخر- البليوسين المبكر إلى ارجاع الأخدود للأحوال البحرية السائدة (Richardson, et al.,1988))

تحتوي صخور الأساس لنظام أخدود البحر الأحمر- منطقة السويس على هوامش أزمنة الأوليوسين المتأخر- الميوسين على بنيات ما قبل الكمبري المتداخلة من جهة الغرب إلى الشمال الغربي، والشمال الغربي، والشمال - الجنوب. وتشمل الانكسارات والتصدعات ونطاقات القص الإقليمية اليسارية sinistral التي تم إعادة تنشيطها اثناء الأخددة السينوزويكية حيث بذلت سيطرة كبيرة على الجوانب الهندسية للانكسار عند حدود الأخددة وموقع نطاقات التوافق accomodation عبر نظام الأخدود. ومن أمثلة ذلك نطاقي الزعگران في شمال خليج السويس والدويي في شمال غرب هامش أخدود البحر الأحمر (Younes, et al.,2002).

الترسبات :

تمثل المترسبات أحد أهم الخصائص الجيومورفولوجية لحوض البحر الأحمر. يوجد الملح في أعماق البحر الأحمر في شكل طبقات أفقية منتظمة ومختلطة جيداً مع المياه الأكثر سخونة وملوحة عند القاع يفصلها طبقات متتابعة أكثر برودة ونقاءً فوقها عن طريق درجة حرارة راسية حادة وتدرجات في مستويات الملوحة (Anschutz, t, 1998). وتتكون صخور البيتش beach rocks على ساحل البحر الأحمر من حطام fragments صخور الأساس البلورية النارية والمتحولة التي تتراوح في أبعادها من الكتل الصخرية الكبيرة إلى الحصى والرمال والسلت (Holail, et al.,1992). وقد بدأ تكوين المترسبات البحرية - التكتونية فوق القشرة القارية في منتصف خليج عدن مع تكوين حوض انكساري صغير في البحر الأحمر الإريتيري بجانب التوسع والرفع في منطقة

عفر. وصحب ذلك عمليات البركنة والتوسع والرفع والترسيب مما أدى لازدياد أعماق المياه وتغير الترسيب إلى نوع يغلب عليه الحجر الجيري، وذلك قبل حوالي 25 مليون سنة (Bosworth, et al.,2005). وتسبب الطي الطبيعي المصاحب لهذه العمليات في توسيع قاع البحر وبالتالي دخول البحر الأحمر في المراحل الأولى للتباعد القاري (Lowell et al., 1972). ويمثل الأخدود العميق في منتصف البحر الأحمر صدعاً مليء بالمواد القاعدية والناارية، وبالشذوذ في قيم جاذبية بوقر Bouguer الموجبة والشذوذ المغنطيسي الكبير، وله سرعة سيزمية تبلغ 7.1 كيلومتر/ثانية (Drake, et al.,1964). وتحتوي مترسبات حوض البحر الأحمر على سجلات توضح تغير كيمياء المياه وما يترتب نت تغيرات الكتلة بين المحيطات والدروع الثلجية خلال الدورات الجليدية المختلفة. كما تحتوي هوامش البحر الأحمر على سجلات غير مكتملة لمستوى البحر أثناء قمة الجليد الأخيرة Glacial Maximum وللتداخل الجليدي الأخير، وللتداخلات الجليدية المبكرة، والتي تفسر عادة في إطار القوى الباطنية «التكتونيات» وتغيرات حجم المحيط. ويمكن توضيحها في حوض البحر الأحمر باعتبار أن العملية الجليدية-الهيدورولوجية-الأيوسوستية تعتبر مكوناً إضافياً مهماً مع مكون التغير المكاني المتميز. ولتأكيد موقع وعمق الرصيف sill الذي يتحكم في الدفقان الداخل والخارج من البحر الأحمر، أوضحت بيانات قياس أعماق bathymetric إقليمي باب المندب أنه خلال الـ 400,000 عام الأخيرة ظل البحر الأحمر مفتوحاً على خليج عدن مع وجود مناطق عرضية في أزمنة القمم الجليدية. وتوجد أقل عروض تربط مجرى البحر الأحمر بخليج عدن في المناطق المنخفضة في جنوب مرتفع حنيش، والتي تقل عن أربعة كيلومترات عرضاً، وظلت ضيقة بقدر ما بقيت تدرجات مستوى البحر المحلية أقل من مستوى 50 متراً (Lambech, et al.,2011).

توجد المترسبات البحرية التي ترجع لما قبل تكوين الأخدود الأفريقي الشرقي، أي قبل الأولوجسين، في معظم خليج عدن الذي يرجع لفترة الجوراسي-الأيوسين، إلا أنها لا توجد فوق هوامش حوض البحر الأحمر في زمن الجوراسي في الجزء الجنوبي منه، وزمن الكريتاسي الأعلى-البلايوجين في الجزء الجنوبي منه أيضاً (Beydoun, et al., 1992). وتم أرسبت المتبخرات evaporites في البحر الأحمر في نهاية الميوسين، وهي توجد في العادة مغطاة بمترسبات منخفضة الكثافة شتهتها الأفاعيل الإيوسوتاتكية isostatic effects والرفع المحوري، والذي بدوره حفز الدفق التبخيري evaporite flowage. ويؤكد سمك مترسبات ما بعد-الميوسين على الطبيعة البلاجية لهذه المترسبات، ويزيد في المعدل من

250 متراً إلى 300 متر من الوسط إلى جنوب البحر الأحمر (Mitchell, et al.,2017). وقد وضعت اعتبارات حديثة للبيئات الرئيسية لتراكم المتبخرات (تكوين الملح البحري) بحيث تشمل الحيوذ البحرية الضحلة، والأحواض المغلقة، والسبخات المرتبطة بالمد الواسع *supratidal sabkhas* ، وذلك في سواحل المناطق الجافة إلى شبه الجافة مثل حوض البحر الأحمر حيث يكون يصبح التبخر كثيفاً وإعادة الإمداد بالمياه البحرية ممكناً. ويرجع أصل المترسبات عند رأس محمد الواقع على خليج العقبة إلى الصخور النارية، بينما تتكون المترسبات عند ميناء سفاجة من الحصى البلوري الشفاف *pebble* والحصى الكبير الحجم (cobble Shreadah, et al.,2008)

الجزر:

هناك الكثير من الجزر والأرخبيلات في حوض البحر الأحمر، ومنها تيران وكارامان وسنافير وسفاجا ووادي الجمل والزبرجد وحلايب ودهلك وفرسان (الشكل 8) ، وجزر الأشرفي التي تقع عند بداية «فم» خليج السويس. وباستثناء الجزر البازلتية والرملية (القليلة) في مجموعة فرسان (الشكل 8) فكل هذه الجزر تتكون في الغالب من الحجر الجيري المرجاني الذي يرجع للبليوستوسين ويحيط بها الشعب المرجانية الحديثة. تعتبر جزر الجبال وفرسان وكاماران الأعلى ارتفاعاً في هذه الأماكن، إذ تصل جزر فرسان إلى حوالي 260 قدماً، وقد وجدت بعض منكشفات الرخام والحجر الجيري الرخامي البليوسيني (المغطى) فوق العديد من هذه الجزر. ويتكون الحجر الجيري الذي يرجع للبليوستوسين، والذي يشكل معظم سواحل هذه الجزر للحد البعيد، من الصدف والرمال الكلسية الصلبة والمرجان. وتبرز معظم الجزر فوق مساطب من الحجر الجيري المرجاني الغاطس حيث يغطيها المد المرتفع. وتتميز المساطب بالانتظام وتنحدر جهة البحر ولها حوائط ذات واجهات واضحة، ويزيد عمق المياه بسرعة من 1 إلى 15 أو 20 فاثوم. ويتميز عرض المساطب بالتغير الكبير، إذ من النادر أن يقل عن 100 ياردة وقد يصل إلى 1000 ياردة في بعض الأماكن (MacFady, et al., 1930). ويوجد فوق بعض الجزر في البحر الأحمر قمم من الصخر الرسوبي المرجاني المتقطع تشكل ظواهر ملفتة لبعض من سواحل هذه الجزر، التي لم تتشكل بواسطة حركة الأمواج بل نتيجة لاقتزان ذوبان الحجر الجيري بواسطة مياه البحر مع التعرية بواسطة الكائنات الحية. وترتفع جزيرة العش إلى 30 قدماً فوق أعلى علامة بحرية مائية، وتتكون جميعها من الشعب المرجانية. وتقع جزيرة أبو منقار قرب فم خليج السويس وهي الجزيرة الوحيدة في المنطقة التي تتكون من أعمدة واقفة من

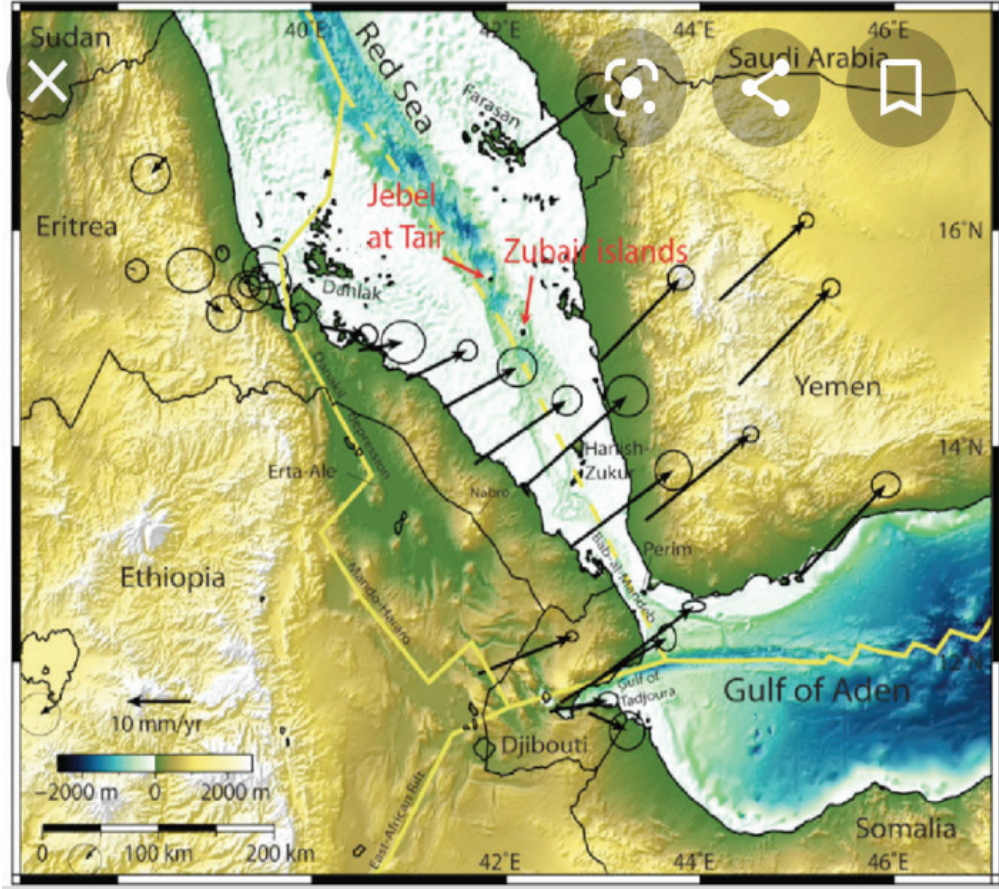
المانجروف من نوع (Avicennia marina. Saleh, 2007) وهناك جزيرة سادانا على ساحل مصر على البحر الأحمر.

هناك مجموعة من الجزر البركانية توضح علاقة النشاط البركاني بفتح البحر الأحمر حيث من المحتمل أن النشاط الدفقي للصهير الصخري والافا قد بدأ في النهاية الجنوبية من حوض البحر الأحمر ثم هاجر ناحية الشمال منه استجابة لدوران شبه الجزيرة العربية عكس عقارب الساعة بالنسبة لقارة إفريقيا. ومن هذه الجزر البركانية هناك جزيرة جبل الطير (الشكل 8) وهي عبارة عن بركان صغير منفرد يتكون من الالفا البازلتية الثوليتية tholeitic، التي انبثق فيها بركان في سبتمبر 2007 و يناير 2008، نتج عنه شقوق أرضية جديدة ومخروط من نوع اسكوريا قرب قمته، وغطت الالفا الجديدة حوالي نصف الجزيرة (Xu, et al., 2015). كما توجد جزر الزبير (الشكل 8) ذات المخاريط البايروكلاستية pyroclastic المتوسطة التدفقات البركانية بين الثوليت والبازلت القاعدي والبازلت البيكريتي وكتل التراشبالزت في الاقلومرتس. وهناك جزر حنيش-ذوكور التي تتكون من البازلت القاعدي المصحوب بالتراشي-بازلت، والتراشي-انديسايت، والتراي-شست، مع صخور البرايوكلاستيك. وفي الغالب ينتهي المنخفض المحوري للبحر الأحمر ناحية الجنوب نتيجة للملاء بالمواد البركانية التي مصدرها براكين جزر حنيش-ذوكور.

تشكل جزر فرسان مجموعة من الجزر في الجزء الجنوبي من البحر الأحمر، حيث تقع عند حوالي 017 شمال و 42 0 شرق بعيداً عن ساحل عسير في جنوب غرب العربية السعودية. والجزيرتان الرئيسيتان في هذه المجموعة هما جزيرة فرسان الكبير، ويعرف الجزء الغربي منها باسم سيير، وجزيرة سي جيد، حيث يقعان معاً في امتداد يصل لستين كيلومتراً وعرض يبلغ خمسة وعشرين كيلومتراً بالتقريب. وهناك خمس جزر صغيرة تختلف في الطول من خمسة كيلومترات إلى ثلاثة عشر كيلومتراً، إلى جانب مضيض من بعض الجزر الصغيرة islets يتكون من صخور ثانوية. وتتميز هذه الجزر على وجه العموم بالارتفاع القليل الذي لا يتجاوز أكثر من 10-20 متراً فوق مستوى سطح البحر. كما توجد بعض التلال المحلية التي ترتفع حتى 75 متراً وتكونت بقوى الإنكسار وأحياناً أخرى بقوى الشني (Macfadyen, 1930). ويقع منحدر «جُرف» فرسان Farasan Bank في جنوب شرق البحر الأحمر، على بعد أربعين كيلومتراً بعيداً عن الساحل الجنوبي الغربي للعربية السعودية، حيث ترتفع جزر فرسان عن هذا «الجُرف» ويفصلها من ناحية الجنوب خليج بحر البنات (Bantan,

(1999). وتتكون مترسبات خط الساحل لجزر فرسان في الأساس من الرمال البيضاء ذات الأصل البيولوجي biogenic، وهي غنية ببقايا الشعب المرجانية وغيرها من mollusks، calcareous algae, and benthic foraminifera. ويشير تكرار ووفرة المترسبات الفتاتية في حجم الحبيبات grain-size fractions بأن خط الساحل قد تطور ليأخذ وضعية التداخل الدلتاوي الضحل بسبب الإنتاج المرتفع للمترسبات البيوجينية الناتجة من نشاط المجتمعات المرجانية (Bantan, et al., 2014).

تقع جزيرة الزبرجد الصغيرة في البحر الأحمر (الشكل 8) عند حوالي 50 كيلومتراً غرباً، ويقع محورها بين دائرتي العرض 023 إلى 024 ش. وهي غير بركانية ولكن من المحتمل أنها تمثل كتلة مرفوعة من المانتل العليا والصخور القشرية، إذ تظهر معلومات خاصة ترتبط بطبيعة طبقة المانتل العليا في النطاق الأخدودي لحوض البحر الأحمر. فقد وجد أن غلافها الصخري قد انتقل من النوع القاري إلى النوع المحيطي، ومن المحتمل أنها تكونت قسماً من الغلاف الصخري للبحر الأحمر. وبحكم أن البيرودوتايت الباطني في جزيرة الزبرجد يتصل مع صخور الأساس القارية المتحولة فمن الممكن القول بأن أقاليم الأخاديد غير المكتملة embryonic rift، مثل أخدود البحر الأحمر، من الممكن أن يغطيها نوع من القشرة القارية يكون أسفل طبقة المانتل العليا التي لها تجاذبات محيطية سابقة (Bonatti, et al., 1981). ويعتبر صخر البيرودوتايت بمثابة الصخر الرئيسي، ويتكون من الهيروزولايت-الإسبينيل الحديث spinel Iherzolites fresh، الذي يوجد عند عمق >30 في طبقة المانتل. وتتصل أجسام البيرودوتايت تكتونياً مع التكوينات المتحولة من صخور النيس والامفوليت. أما تكوين جزيرة الزبرجد الرسوبي فعبارة عن تناوب وتغيرات للحجر الجيري السليكاتي، والحجر الرملي، والشيل الأسود، والعدسات الفسفورية التي يوجد فوقها متبخرات ترجع لعصر الميوسين إلى جانب وحدت من الحجر الجيري المرجاني. ومن المحتمل أن عملية رفع طبقة المانتل العليا مع تكسير القشرة القارية قد أدت لوجود جزيرة الزبرجد، مرتبطة مع المراحل الأولى لتطور الأخدود الإفريقي الشرقي، والتي سبقت تكوين أخدود البحر الأحمر (Bonatti, et al., 1983). كما يوحي وجود البيرودوتايت والنيس peridotites and granulite-facies gneisses في جزيرة الزبرجد بأن التطور التكتوني-الحراري والصخري والجيوكيميائي لهذه الصخور قد حدث في الغالب أثناء تكوين جبال إفريقيا Pan African Orogeny أكثر من ارتباطه بالفتح الحديث للبحر الأحمر (Bruechner, et al., 1995).



الشكل 8 : جزر فرسان، دهلك، الزبير، وجبل الطير

هناك مجموعة من الجزر تقع بعيدا عن مدينة محمد قول على الساحل السوداني. وهناك أيضا مجموعة جزر بعيدة عن الساحل بين مدينة حلايب والحدود المصرية إلى الشمال (Robertson, no date). ويوجد في شبه جزيرة بوري مرتفعاً «هورست» يحيط به من الغرب ممر انكساري عميق، ومن الشرق والشمال الشرقي يوجد حوض الدناكل الملحي حيث تسببت الانكسارات العميقة في تكوين diapris الملح. كما يوجد ممر ضيق يمتد جنوب خليج زولا يرتبط بالبحر الأحمر عن طريق منخفض الدناكل. ويستمر مضرب ما قبل الكمبري فوق شبه جزيرة بوري إلى «هورست» الدناكل ناحية الشمال الغربي حتى يظهر في خليج ماساوا (Frazer, 1970). وتعتبر جزيرة كود علي بمثابة مخروط ديتريمي diatrema صغير يقع قريباً من الساحل الأثيوبي عند دائرتي العرض 013 57 ش و 041 / 49 ق، نتجت من النشاط البركاني الحديث وتتكون

في الغالب الأعم من مفتتات بيركلاستية. واقتصرت مرحلة السيولة للصهير أو اللافا على طبقات خارجية خادعة veneers غير سميكة من البازلت الاوليفيني القاعدي الذي يغلف العديد من صخور الجابرو الوفيرة والبيروكسين وقطع الهيررولتيك التي توجد في هذه الجزيرة (Hutchison, et al., 1971). وتعتبر جزيرة تيران وممر تيران strait بمثابة قسم مضغوط عند الحد الجنوبي لتحول جنوب البحر الميت. فقد كانت هذه المنطقة أثناء الاولوجوسين المتأخر والميوسين تحت سيطرة تكتونيات قوى الشد، وكانت جزيرة تيران وجزر شدوان في ذلك الوقت عبارة عن كتل داخلية في البحر الأحمر قريبة من سفاجة. وأصبحت المنطقة معرضة للضغط compressional regime أثناء فترة 14-15 مليون سنة الأخيرة عندما نشط تحول البحر الميت. وعندما بدأ هذا القسم في التصادم مع صفيحة سيناء الصغيرة «الدقيقة» عند حوالي 2.5 أو 2.7 مليون سنة ماضية بدأت ترتفع جزيرة تيران (Goldberg, et al., 1991).

اعتبرت الشذوذيات المغنطيسية القوية المرتبطة بالمنخفض المحوري للبحر الأحمر ذات صلة بالمرحلة الثانية لفتح البحر الأحمر. وتعزى قلة التعبير المغنطيسي للمرحلة الأولى، إلى جانب الفصل الواسع للتفريق الأساسي وثنائي عنق القشرة القارية، للمعدل البطيء للتوسع. فإذا اعتبرت جزيرة سيناء كتلة منفصلة فسيؤدي الدوران ذو المرحلتين، من دورات قارة أفريقيا مع اتجاه عقارب الساعة لفتح البحر الأحمر، إلى مجموعة إزاحات ناحية الجنوب من هذه الكتلة. ودعم شذوذيات الجاذبية السالبة في خليج العقبة فكرة حدوث القص هنا، إذ يعتقد أن الدوران المنفصل للقرن الإفريقي قد ساهم في فتح خليج عدن (Allan 1970). تقع شبه جزيرة سيناء (الشكل 5) بين ذراعي البحر الأحمر، وهي عبارة عن كتلة قديمة تمثل جزءا من القاعدة الإفريقية-الأركية التي ارتفعت بين منطقتين أخدوديتين هما خليج السويس وخليج العقبة (الشكل 5)، وتبلغ مساحتها حوالي 61000 كم مربع. وفي الاتجاه من الجنوب إلى الشمال تمثل هضبة شاهقة الارتفاع تتكون من الصخور النارية القديمة التي يطل من فوقها قمم بركانية مرتفعة، ويحف بها ناحية الشمال هضبة التيه التي تنحدر شمالا، ويقطعها وادي العريش بروافده. وبذلك تضم ثلاثة أقسام هي القسم الجنوبي (الطور)، والأوسط (هضبة التيه)، والساحل الشمالي. وبصفة عامة تتميز جزيرة سيناء بوجود القمم الجبلية الممزقة والسهول الصحراوية والسواحل البحرية التي تكونت عن طريق اصطدام الصفيحتين القاريتين العربية والأفريقية (Greenwood, 1997). وقد تعرضت مرات عديدة لطغيان البحر في حقب ما قبل الكامبري- بحر تيثس. كما طغى عليها

البحر في العصرين الأيوسيني والطباشيري بحيث شمل معظم أجزائها، وفيما بعد الأيوسيني بدأ شكلها الأرضي يأخذ ما عليه هي الآن. يمتد الساحل الارتري لمسافة 1000 كيلومتراً، وتضم التضاريس كل من الحد الشمالي للهضبة الاثيوبية التي ترتفع لأكثر من 2000 متر فوق مستوى البحر، كما يوجد شريط ساحلي شبه صحراوي منخفض. ويهبط منخفض الدناكل في الجنوب- الشرق إلى أكثر من 130 متراً دون مستوى البحر (Morris, 2003). يوجد في أرخبيل دهلك جنوب البحر الأحمر قبالة ارتريا، ستة وعشرون جزيرة. وجزر دهلك (الشكل 8) عبارة عن أرخبيل من خط المحار المنخفض الذي يبعد كثيراً عن الساحل من ماساوا. أما شبه جزيرة راس بناس فعبارة عن قطعة مثلثة الشكل من الأرض تمتد داخل البحر الأحمر لمسافة حوالي 40 كيلومتراً ناحية الشرق بعيداً عن الاتجاه العام لخط ساحل البحر الأحمر في مصر، وتغطي مساحة قدرها 600 كيلومتر مربع، ويخرج من جسمها الرئيسي ثلاثة قطع رملية داخل البحر الأحمر. وتبعاً لاختلاف قيم الارتفاع يمكن تقسيمها لثلاثة أقسام طبوغرافية تشمل السهل الساحلي، والأراضي المتوسطة الارتفاع، والأراضي المجاورة (Yunus, et al., 2014).

تعتبر الانبثاقات تحت-مائية، والتي تؤدي لتكوين الجزر البركانية الجديدة، عملية نادرة الحدوث الآن. فقد برزت جزيرة سيرتسي Surtsey في آيسلندا في الستينات، إلى جانب بروز جزيرتين في أرخبيل زبير في جنوب البحر الأحمر في 2011-2013م. وقد كبرت الجزيرتان سريعاً أثناء مراحل التكوين الانبثاقية الأساسية، إلا أن التعرية الساحلية قد عملت على تغيير شكليهما سريعاً خلال بضعة أشهر فقط. ويوجد إلى جانبيهما سدان يتجهان من الشمال إلى الجنوب هما أكثر طولاً من هاتين الجزيرتين الصغيرتين، مما يوحي بأنهما قد لعبا دوراً رئيسياً في تغذية الانبثاق البركاني المسؤول عن بروز هاتين الجزيرتين، وذلك بالتزامن مع العديد من الزلازل المحلية التي، في العادة، تصحب تداخلات الماقما (Xu, et al., 2015).

نظم التصريف المائي:

يوجد الكثير من نظم التصريف المائي حول حوض البحر الأحمر تمثل ظاهرات تضاريسية مهمة. وبصفة عامة يعتبر معظم التصريف في قارة إفريقيا شاملاً نسبياً، حيث أظهرت العديد من الأنهار الرئيسية تغيرات أساسية في مجاريها منذ انفلاق قارة جندوانالاند في الكريتاسي. وتمتلك العديد من هذه الأنهار مورفولوجيا متميزة مثل الدلتاوات الداخلية والخوانق والأكواع والأسر. وتساعد التغيرات التكتونية والمناخية،

والتي تشمل تطور نظام الأخدود الإفريقي العظيم وعملية حدوث الجفاف في زمن الرباعي، في توضيح طبيعة هذه الأنهار (Goudie, 2005). ويعتبر نظام التصريف في شرق إفريقيا نظاماً شاملاً قليل المترسبات نتيجة التقبب الإقليمي وتراجع انحدار الكتلة الانكسارية، حيث يقود كل واحد من هذه العوامل الأنهار بعيداً عن الأحواض الهابطة. ولا تشجع طبيعة الأخدود الأول «البكر» ذات الأجزاء الطويلة على وجود التصريف المحوري، حيث تنشأ مدخلات النهر الرئيسية فوق المساطب الحائطية المعلقة أو الأحواض الفرعية نصف الانخفاضية المغلقة roll-over. وأثناء مراحل التطور المتأخرة ربما تسبب الهبوط الإقليمي في توسعة أحواض التصريف بينما سهّل الملاء الرسوبي للمخفض التصريف المحوري (Frostick, et al., 1989).

توجد ثلاثة متحركات رئيسية على نظام التصريف في جزيرة رأس بناس وتشمل التوجه البنيوي، ونوع الصخور، والانحدار العام. وقد تطور من هذه المتحركات أنماط من التصريف الشجري والمتوازي (Abou Elmagd, et al., 2013). كما أدى رفع الدرع العربي وفتح البحر الأحمر إلى تطور نظم تصريف تنحدر نحوه في غرب شبه الجزيرة العربية. وقد اتضح بعد دراسة ستة وثلاثين وادياً أن الصخور البركانية تقود لإنتاج أحواض تصريف غير مكتملة النمو تتميز بامتداد طولي أكبر وبمعدلات تعرية أقل مما تفعله الصخور البلورية، بجانب وجود تأثيرات ضياع الكتلة mass wasting على التطور النهري (Yunus, et al., 2014).

توجد نظم تصريف لها مخارج قريبة من نظام النيل الحالي قد توفر دليلاً على وجود سابق لنهر كبير عمل على امتداد تلال البحر الأحمر في ارتريا منذ الاوليغوسين. ولا يعرف المسلك المبكر لهذا النهر في السودان ولكن تم افتراض وجود مجري تصريف له في الناحية الغربية عبر مصر، وكان المساهم الأكبر بالمترسبات الكلاستية هو تلال البحر الأحمر (Macgregor, 2012). وتؤكد التفسيرات الخاصة ببنيات المرتفعات الحديثة على وجود مصدر لمياه النيل من مرتفعات البحر الأحمر، لم يتصل بالمحيط الاطلنطي، وذلك عبر حوض توشكي، ومرتفعات العوينات ودارفور، وحوض تشاد، ثم جهة الشمال إلى دلتا النيل السالفة. كما تتميز الصحراء الشرقية في جنوب غرب مصر وشمال غرب السودان، بثبات في أنواع الأنهر الرادارية في الأودية أو الأحواض المتعرية العريضة المليئة بالطمي، وفي المجاري المجردة التي يمكن إدخالها ضمن النوع الأول، بجانب المجاري المتشنية والضيقة والطويلة ذات القاعدة الصخرية (McCauley, et al., 1986).

يوجد في الإقليم الغربي من البحر الأحمر في جهة مصر عدد كبير من نظم الجريان التي نشأت من السلاسل الجبلية وتصرف مياهها في البحر الأحمر (Al Saud, 2009) . ومن أهمها الجرف، وطرفة، وقنا، والحمامات، والعرقى، والخريطة وتنحدر غرباً، أما عربة، والجمال، وأربعات فتتحدر شرقاً. ويتكون التصريف عند محافظة جدة في المملكة العربية السعودية من عدد كبير من النظم، تم اعتبار اثني عشر منها بمثابة نظم رئيسية تم تحديدها ووصفها مورفومترياً وتصرف تجاه البحر الأحمر، وينتهي العديد من قنوات الأودية عند مسافة من خط الساحل، كما تظهر النمط المتوازي على امتداد السهل الساحلي بينما تظهر النمط الإشعاعي والشجري ودون الشجري أعلى هذه المجاري (Qari, 2009).

الخاتمة والتوصيات:

اتضح من سياق هذا المقال تعقيدية وفردانية التكوين الجيولوجي والجيومورفولوجي لحوض البحر الأحمر وما نتج عنهما من ظواهر تضاريسية متميزة شكلت قاعدة لثروة طبيعية للبشرية عامة ولدول الحوض بصفة خاصة. يستدعي هذا ضرورة الحفاظ على بيئة البحر الأحمر التضاريسية في ظل ظروف الاستغلال الاقتصادي المفرط لثرواته الهائلة وبروز التنافس الإقليمي والعالمي عليها وما يرتبط بها من توترات عسكرية وسياسية.

المصادر والمراجع:

1. Abou Elmagd K, Emam A. 2013. Geomorphology and drainage network of Ras Banas Peninsula, Egyptian Red Sea coast: a model of coastal threshold. Arabian journal of geosciences 6 (10): 40354044-.
2. Ahmed SS. 1972. Geology and petroleum prospects in eastern Red Sea. AAPG Bulletin 56 (4):707719-.
3. Al Saud M. 2009. Morphometric analysis of Wadi Aurnah drainage system, western Arabian peninsula. The open hydrology journal 3:110-.
4. Allan TD. 1970. A discussion on the structure and evolution of the Red Sea and the nature of the Red Sea, Gulf of Aden and Ethiopia rift junction- Magnetic and gravity fields over the Red Sea. Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series A, mathematical and pyysical sciences 267 (1181), 153180-
5. Al-Washmi HA, Gheith AM, Nabhan AI.2005. Geomorphological features, sediment distribution and transport along Ash-Shuqayq-Al Huraydah coastal area, southern Red Sea, Saudi Arabia. Marine sciences 16 (1). Kau. edu.sa
6. Anschutz P, Turner JS, Blanc G. 1998. The development of layering, fluxes through double-diffusive interfaces, and location of hydrothermal sources of brines in the Atlantis 11 deep: the Red Sea. Journal of geophysical research: oceans (103 (C12), 2780927819-.
7. Antunes A, Ngugi D K, Stingi U.2011. Microbiology of the Red Sea (and other) deep-sea anoxic brine lakes. Environmental Microbiology Reports 3 (4):416433-.
8. Arz H W, Patzold J, et al. 2003. Influence of Northern Hemisphere climate and global sea level rise on the restricted Red Sea marine environment during termination 1. Paleoceanography Vol.18, NO 2,1053.
9. Augustin N, Zwan FMV, et al.2016. Geomorphology of the central Red Sea Rift: Determining spreading processes. Geomorphology 247 : 162179-.

10. Balestrieri ML, Stuart FM, et al.2005. Geomorphic development of the escarpment of the Eritrean margin, southern Red Sea from combined apatite fission-track and (U-Th)/He thermochronometry. Earth and planetary science letters 231 (1110-97):(2-.
11. Bantan R.1999. Geology and sedimentary environments of Farasan Bank (Saudi Arabia) southern Red Sea: a combined remote sensing and field survey. University of London. Kau.edu.sa
12. Bantan RA, Ramadan H Abu-Zied. 2014. Sediment characteristics and molluscan fossils of the Farasan Islands shorelines, southern Red Sea, Saudi Arabia. Arabian J. of geosciences 7 (2): 773787-.
13. Ben-Avraham Z, Gideon Almagor, Zvi Garfunkel. 1979. Sediments and structure of the Gulf of Elat (Aqaba)-northern Red Sea. Sedimentary geology 23 (1267-239):(4-.
14. Ben-Avraham Z, Schubert G. 2006. Deep “drop down” basin in the southern Dead Sea. Earth and planetary science letters 251 (3263-254):(4-.
15. Beydoun ZR, Sikander AH. 1992. The Red Sea – Gulf of Aden: re-assessment of hydrocarbon potential. Marine and petroleum 9 (5): 474485-.
16. Bill P.2015. Geomorphological landscapes of Ethiopia. Landscapes and landforms of Ethiopia, 332-.
17. Bohannon RG.1986. Tectonic configuration of the western Arabia continental margin, southern Red Sea. Tectonics 5 (4): 477499-.
18. Bonatti E, Clocchiatti R, et al. 1983. Zabargad (St. John's) Island: an uplifted fragment of sub-Red Sealithosphere. Journal of geological society 140 (4):677690-.
19. Bonatti E, Paul Hamlyn, Giulio Ottonello. 1981. Upper mantle beneath a young oceanic rift: periodtites from island of Zabargad (Red Sea)> Geology 9 (10): 474497-.
20. Bosworth W, Huchon P, Klay MC K.2005. The Red Sea and gulf of Aden basins. Journal of Sfrican earth services 43(1378-334):(3-.

21. Braithwaite CJR. 1982. Patterns of accretion of reefs in the Sudanese Red Sea. *Marine geology* 45 (3325-297 :4-.
22. Braithwaite CJR. 1987. Geology and palaeogeography of the Red Sea region .Red Sea, 224-
23. Brown GF.1970. Eastern margin of the Red Sea and the coastal structures in Saudi Arabia. *Philosophical transactions for the Royal Society of London. Series A, mathematical and physical sciences.* 7587-.
24. Bruechner HK, Elhaddad MA, et al.1995. A Pan African origin and uplift for the gneisses and peridotites of Zabargad island, Red Sea. *J. of Geophysical research: solid earth* 100 (B11), 2228322297-.
25. Buist. 1854. On the physical geography of the Red Sea. *The journal of the Royal Geographical Society of London*, Vol. 24:227238-
26. Chapman RW. 1978. Geology. In: AlSayari S.S. Zotl J.G. (eds) *Quaternary periodin Saudi Arabia*. Springer, Vienna,419-
27. Cochran J R. 1983. A model for development of Red Sea. *A APG Bulletin* 67 (1):4169-.
28. Coleman RG.1974. Geologic background of the Red Sea. *The geology of continental margins*, 743751-.
29. Daradich A, Mitrovica JX, et al.2003. Mantle flow, dynamic topography, and rift-flank uplift of Arabia. *Geology* 31 (10): 901904-.
30. Davidson I, Tatnell MR, et al.1998. Tectonic geomorphology and rates of crustal processes along the Red Sea margin, north-west Yemen. *Sedimentation and tectonics in riftbasin Red Sea- Gulf of Aden*, 595612-.
31. Davidson IAN, Mohamed A. et al.1994. Geological evolution of Red Sea rift margin, Republic of Yemen. *Geological Society of American Bulletin* 106 (11): 14741493-.
32. Dewider K.2011. Changes in the shoreline position caused by natural processes for coastline of Marsa Alam-Hamata, Red Sea, Egypt. *Intr. J. of geosciences* 2 (04): 523

33. DiBattista J, Roberts M B, Bouwmeester J, et al. 2016 b. A review of contemporary patterns of endemism for shallow water reef fauna in the Red Sea. *Journal of biogeography* 43(3):423439-.
34. DiDattista J D, Choat J H, et al. 2016. On the origin of endemic species in the Red Sea. *Journal of Biogeography* 43 (1):1330-.
35. Dixon TH, Erik R I, Brenda J F. 1989. Topographic and volcanic asymmetry around the Red Sea: Constraints on rift models. *Tectonics* 8 (8): 11931216-.
36. Dixon TH, Erik R Ivans, Brenda J Franklin. 1989. Topographic and volcanic asymmetry around the Red Sea: Constraints on rift models. *Tectonics* 8 (8): 11931216-.
37. Dixon TH, Stern RJ, Hussein IM. 1987. Control of Red Sea rift geometry by Precambrian structures. *Tectonics* 6 (5):551571-.
38. Drake C L, Girdler R W.1064. A geophysical study of the Red Sea. *Geophysical journal international* 8 (5):473495-.
39. Dubertret L, Hepworth JV, Delay FM. 1970. Review of structural geology of the Red Sea and surrounding areas. *Philosophical transactions for the Royal Society of London, Series A, mathematical and physical sciences*, 920-
40. El Abd YI, Awad, MB. Evaporative sediment distributions in Al-Kharrar sabkha, west Red Sea coast of Saudi Arabia, as revealed from electrical soundings. *Marine geology* 97(1143-137):(2-.
41. Embabi NS. 2018. The Red Sea and Sinai mountains. Landscape and landforms of Egypt. In: landscape and landforms of Egypt. *World Geomorphological landscapes*. Springer, Cham 225239-
42. Frazer SB. 1970. Adjacent structures of Ethiopia: that portion of the Red Sea coast including Dhlak Kebir Island and the gulf of Zula. *Philosophical transactions for the Royal Society of London. Series A, mathematical and physical sciences*, 131141-.
43. Friedman GN.1986. Geology and geochemistry of reefs, carbonate

- sediments, and waters, Gulf of Aqaba (Elat), Red Sea. J. of sedimentary research 38 (3): 895-919-.
44. Frostick LE, Reid I.1989. Is structure the main control of river drainage and sedimentation in rifts? Journal of African earth sciences 8 (2): 165-182.
 45. Ghebreab W. 1998. Tectonics of the Red Sea region reassessed. Earth-scienc reviews 45 (144-1):2-.
 46. Girdler RW. 1958. The relationship of the Red Sea to east African rift system. Quarterly journal of the geological society 114 (1105-79):4-.
 47. Goldberg M, Beyth M.1991. Tiran Island: an internal block at the junction of the Red Sea rift and Dead Sea transform. Tectonophysics 198 (2):4-273-261.
 48. Goudie AS. 2005. The drainage of Africa since the Cretaceous. Geomorphology 67 (3456-437):4-.
 49. Greenwood N.1997. The Sinai: a physical geography. University of Texas Press.
 50. Gregory JW.1894. Contributions to the physical geography of British East Africa. The geographical journal 4 (4): 289-315-.
 51. Hall JK.1996. Digital topography and bathymetry of the area of the Dead Sea depression. Tectonophysics 266 (1185-177):4-.
 52. Holail H, Rashad M. 1992. Stable isotopic composition of carbonate-cemented recent beachrock along the Mediterranean and the Red Sea coasts of Egypt. Marine geology 106 (1148-141):2-.
 53. Hotzi VH, Mechile J. 1988. Low-angle detachment origin for the Red Sea Rift System. Tectonophysics 150 (175-51):2-.
 54. Hutchinson RW, Engels GG.1970. Tectonic significance of regional geology and evaporative lithofacies in northeaster Ethiopia. Philosophical transactions for the Royal Society of London. Series A, mathematical and physical sciences, 313-329-.

55. Hutchison R, Gass IG. 1971. Mafic and ultramafic inclusions associated with undersaturated basalt of Kod Ali Island, southern Red Sea. Contributions to mineralogy and petrology 31 (2): 94101-.
56. Kassas M, Zahran MA.1967. On the ecology of the Red Sea littoral salt marsh, Egypt. Ecological monographs 37 (4): 297315-.
57. Khalil SM, KR Mcclay. 2002. Extensional fault-related folding, northwestern Red Sea, Egypt. J. of structural geology 24 (4):743762-.
58. Klemenic PM, Poole S.1988. The geology and geochemistry of Upper Proterozoic granitoids from Red Sea Hills, Sudan. J. of geological society 145 (4): 635643-
59. Krichak SO, Alpert P, Krishnamurti T N. 1997. Interaction of topography and tropospheric flow-a possible generator for the Red Sea trough?. Meteorology and Atmospheric Physica 63 (3158-149):(4-.
60. Kroner A, Linnebacher P, et al. 1991. Evolution of Pan-African island arc assemblages in southern Red Sea Hills, Sudan, and in southwestern Arabia as exemplified by geochemistry and geochronology. Precambrian research 53 (1): 99118-.
61. Lambech k, Purcell A, et al. 2011. Sea level and shoreline reconstructions for the Red Sea: isostatic and tectonic considerations and implications for hominin migration out of Africa. Quaternary science reviews 30 (25):(26-3574-3542
62. Lazar M, Ben-Avraham Z, Garfunkel Z.2012. The Red Sea- New insights from recent geophysical studies and the connection the Dead Sea fault. Journal of African earth sciences 68:96110-.
63. Lewis, IM.2003. Physical and social geography. Africa south of the Sahara, 333. Books.google.com
64. Lowell, JD, Genik GJ.1972. Sea-floor spreading and structural evolution of southern Red Sea. AAPG Bulletin 56 (2):247259-.
65. Macfadyen WA. 1930. The geology of the Farasan islands, Gizan and

- Kamaran Island, Red Sea. Geological magazine 67 (7): 310315-.
66. MacFadyen WA. 1930. The undercutting of coral reef limestone on the coasts of some islands in the Red Sea. The Geographical journal 75 (1): 2734-.
 67. Macgregor DS. 2012. The development of the Nile drainage system: integration of onshore and offshore evidence. Petroleum geosciences 18 (4): 417431-
 68. McCauley JF, Breed CS, et al.1986. Paleodrainage of the eastern Sahara-the radarrivers revisited. IEEEET Transactions on geosciences and remote sensing, 624648-
 69. Miller PM, Barakat H.1988. Geology of the Safaga concession, northern Red Sea, Egypt. Tectonography 153 (1136-123:(4-.
 70. Mitchell NC, Ligi M, et al. 2017. Deformation of a young salt giant: regional topography of the Red Sea Miocene evaporites. Basin research 29: 352369-.
 71. Moawad MB. 2013. Detection of the submerged topography along the Egyptian Red Sea Coast using bathymetry and GIS based analysis. The Egyptian J. of remote sensing and space science 16 (1): 35052.
 72. Mohr P, Gouin P.1976. The Ethiopian rift system. Geodynamics: progress and prospects, 8187-. Agupubs.onlinelibrary.wiley
 73. Mohr PA.1971. Ethiopian rift and plateaus: some volcanic petrochemical differences. Journal of geophysical research 76 (8): 19671984-.
 74. Morris MS. 2003. Physical and social geography. Africa south of the Sahara, 362.Books.google.com
 75. Moucha R, Forte AM.2011. Changes in African topography driven by mantle convection. Nature Geoscience 4 (10): 707712-.
 76. Moustafa AR.1997. Controls on the development and evolution of transfer zones: the influence of basement structure and sedimentary thickness in the Suez rift and Red Sea. J. of structural geology 19 (6): 755768-.
 77. Pautot G, Guennoc P, Coutelle A, Lyberis N. 1984. Discovery of a large

- brine deep in the northern Red Sea. Nature 310 (5973):133136-.
78. Plaziat JC, Frederic Baltzer, et al.1995. Quaternary changes in the Egyptian shoreline of the northwestern Red Sea and Gulf of Suez. Quaternary international 29: 1122-.
 79. Purser BH, Bosence DW. 2012. Sedimentation and tectonics in rift basins Red Sea: - Gulf of Aden. Springer scienc and business media. Books. google.com
 80. Purser BH, Mohamed Soliman, Ali M'Rabet. 1987. Carbonate, evaporite, siliciclastic rift sediments of the northwestern Red Sea. Sedimentary geology 53 (3267-247):(4-.
 81. Purser BH, Soliman M, Rabet AM.1987. Carbonate, evaporate, siliciclastic transions in Quarternary rift sediments of northwestern Red Sea. Sedimentary geology 53 (3267-247):(4-.
 82. Qari MHT. 2009. Geomorphology of Jeddah Governate, with emphasis on drainage systems. Earth sciences 20 (1), 23. King Abdelaziz University. www.kau.sa
 83. Reischmann T, Kroner A. 1994. Late proterozoic island arc volcanic from Gebeit, Red Sea Hills, north-east Sudan. Geologische Rundschau 83 (3): 547563-.
 84. Riccardo P, Joron, JL., et al.,1988. Basaltic dykes from Zabargad Island, Red Sea: petrology and geochemistry. Tectonophysics 150 (1248-229):(2-.
 85. Richardson M, Arthur MA. 1988. The Gulf of Suez-northern Red Sea Neogene rift: a quantitative basin analysis. Marine and petroleum geology 5 (3): 247270-.
 86. Robertson P. Sudan. Datazone.birdlife.org
 87. Ross DA, Schlee, DAJ.1973. Shallow structure and geologic development of the southern Red Sea. Geological society pf America bulletin 84 (12): 38273848-.
 88. Rowlands G, Purkis S, et al.2014. Diversity in the geomorphology of

- shallow-water carbonate depositional systems in Saudi Arabia Red Sea. *Geomorphology* 222:313-.
89. Rowlands G, Purkis S. 2015. Geomorphology of shallow water coral reef environments in the Red Sea. *The Red Sea*, 395408-
 90. Saleh MA. 2007. Assessment of mangrove vegetation on Abu Minqar Island of the Red Sea. *Journal of arid environments* 68 (2): 331336-.
 91. Schroeder JH, Toleikis R, et al.,1998. Miocene isolated platform and shallow-shelf carbonates in the Red Sea coastal plain, north-east Sudan. *Sedimentation and tectonics in rift basins Red Sea: Gulf of Aden*, 190210-.
 92. Sestini J. 1965. Cenozoic stratigraphy and depositional history, Red Sea coast, Sudan. *AAPG Bulletin* 49 (9):14531472-
 93. Shreadah MA, Said TO, et al. 2008. Physio-chemical characteristics of the surficial sediments along the Egyptian Red Sea coasts. *Egyptian J. of aquatic research* 34 (2): 8395-.
 94. Sneh A, Friedman GM.1980. Spur and groove patterns on the reefs of the northern gulfs of the Red Sea. *Journal of sedimentary research* 50 (3): 981-986.
 95. Sofianos S, Johns W E.2007. Observations of the summer Red Sea circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans* Vol.112 C06025
 96. Swartz DH, Daniel D Arden Jr.1960. Geologic history of Red Sea area. *AAPG bulletin* 44 (10): 16211637-.
 97. Takin M.1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature* 235 (5334):147150-.
 98. Van Balen RT, der Beek PAV. Cloetingh, SAPL.1995. The effect of rift shoulder erosion on strata patterns at passive margins: implications for sequence stratigraphy. *Earth and planetary science letters* 134 (3544-527):(4-.
 99. Wdowski S, Zilberman E. 1997. Systematic analyses of the large-scale topography and structure across the Dead Sea Rift. *Tectonics* 16 (3): 409424-.
 100. Wenbin Xu W, Jonsson S.2014. The 20078- volcanic eruption on Jebel

- at Tair island (Red Sea) observed bu satellite radar and optical images. Bulletin of volcanology 76 (2), 795.
101. Wikipedia. 2020. Red Sa.<https://ar.m.wikipedia.org>.
 102. Wolfenden E, Cynthia Ebinger, et al. 2005. Evolution of a volcanic rift margin: southern Red Sea, Ethiopia. Geological Society of America Bulletin 117 (7864-846):(8-.
 103. Xu W, Ruch J, Jonsson S. 2015. Birth of two volcanic islands in the southern Red Sea. Nature communications 6 (1): 17-.
 104. Younes AI, McClay K. 2002. Development of accommodation zones in the Gulf of Suez-Red Sea rift, Egypt. AAPG bulletin 86 (6): 10031026-.
 105. Yunus AP, Takashi Oguchi, Yuichi S Hayakawa. 2014. Morphometric analysis of drainage basins in the Western Arabian Peneinsula using multivariate statistics. International Journal of geosciences 5(5). Article ID: 45490.