

Formation of Late Quaternary paleoshorelines in Crete, Eastern Mediterranean 東地中海, クレタの第四紀後期の海岸線の形成

Mouslopoulou Vasiliki, Begg John, Nicol Andrew, Oncken Onno, Prior Christine. *Earth and Planetary Science Letters*, 431, 294-307.

Abstract

クレタ島西部の第四紀後期の古海岸線は、世界的に観察されているような高度の上昇にともなう年代が古くなるわけではない。例えば、多数のサイトで、後期完新世の古海岸線は、標高の上昇に伴い年代が新しくなる一方で、他のケースでは標高の同じ古海岸線の年代が、数万年の年代で変化する。私たちは、既に提案されているような、観察された古海岸線の標高と年代の関係を、放射性炭素年代やテクトニックな沈降の重大な誤差を必要とせずに、汎世界的海水準変動とテクトニックな隆起で説明できる。このモデルをテストするために、私達はクレタ島のすべての海岸線に沿って 21 地点の海岸線から採取した 71 試料の標高と年代のデータから成るデータセットを用いた。これらのデータは、4.8 万年前までの年代で、現在の海水準より 20 m 以下の範囲に存在するビーチロックの中の海洋生物の放射性炭素年代(40 試料の新たなデータ)を含む。私達は、古海岸線の形成が、クレタ島西部の後期完新世のテクトニックな隆起を反映し、それに先行して汎世界的な海水準上昇と 1 万年よりも前の島全体の隆起が起きたことを見出した。私達の観察は、既存のモデル—いくつかの古海岸線とそれらに伴った石化したビーチロックが、波が押し寄せる水路の持続で、海水準サイクルを通して形成された—に反論する(つまり、保存は高海水準期の堆積物に限定されない)。これらの結果は、浸食しにくい炭酸塩ビーチロックが古海岸線を覆う地域では、世界的に応用できるかもしれない。

1. 序

第四紀後期の古海岸線は、汎世界的な海水準上昇よりも隆起の上回った沿岸域では世界中で観察される(Berryman, 1993; Chappell et al., 1996; Ota and Yamaguchi, 2004; Melnick et al., 2009; Saillard et al., 2011)。いくつかのケースでは、これらのデータは、海水準変動、及びまたは、テクトニックな過程による隆起の見積もりに用いられる(e.g., Pirazzoli et al., 1982; Ota, 1986; Chappell

et al., 1996; Victor et al., 2011). 東地中海のクレタ島の第四紀後期の古海岸線の研究は、汎世界的海水準変動、隆起と古海岸線の歴史に関する私たちの現在の理解に明確な回答を与えるにたる普遍的な結果を提供していなかった(Pirazzoli et al., 1982, 1996; Shaw et al., 2008, 2010; Gallen et al., 2014; Strobl et al., 2014; Tiberti et al., 2014). 例えば、クレタ島西部では、同標高の古海岸線に数万年の年代の違いがあり(Wegmann, 2008; Tiberti et al., 2014), また、他地域では、標高の低下とともに年代が古くなる(Pirazzoli et al., 1982, 1996). これらの見かけ上の古海岸線の年代の矛盾は、誤った古い海生生物の化石から放射性炭素の年代を得た場合で説明できる(e.g., Shaw et al., 2010). 地域の岩盤から由来した「古い」炭素のコンタミネーションは、生物遺骸や古海岸線から期待された年代より古い年代をもたらすメカニズムの一つである(Bezerra et al., 2000; Shaw et al., 2010; Wiener, 2012). 放射性炭素年代のいくつかが妥当でないモデルでは、古海岸線は海水準変動またはテクトニックな過程についての情報を提供しない. 本論文では、私達はある疑問を問いかけた: クレタ島の古海岸線の放射性炭素年代は、通常海水準とテクトニックな過程の年代関係が明らかに矛盾するが、本当に正しいのか (e.g., 正確な年代の 20%以内で)?

この疑問を検討するため、私達はクレタ島全域の海岸沿いの 21 地点の古海岸線の標高と年代に関して、新たに得たものと既存の情報ものから成るデータセットを作成した(Fig. 1). これらのデータは、ビーチロック中の海生化石から成る 71 試料の放射性炭素年代 (新たに 40 試料) を含み、暦年代で 4.8 万年前までの年代で、現在の海水準より高さ 20 m までの範囲の古海岸線から試料を得た(Table 1; Pirazzoli et al., 1996; Shaw et al., 2008) (Fig. 1). データはクレタ島の西部($N=60$)と東部($N=11$)の両方からのものだが、観察地点のほとんどは、先行研究で注目され、後期完新世のテクトニックな隆起の明らかな証拠のある島の西部である(Pirazzoli et al., 1982, 1996; Stiros, 2001; Shaw et al., 2008). これらの地質学的データに加えて、後期完新世にはテクトニック的に安定とみなせる、クレタ島とガヴドス島の 11 地点の考古学的情報を、この期間の完新世の海水準変動を制約するために照合する(Fig. 1). 野外観測と放射性炭素年代測定と古海岸線の解析とを結びつけることで、クレタ島西部のほぼ同じ標高だが異なる世代のビーチロックが存在することを示す. クレタ島西部のそれぞれのサイトにおける様々な年代のビーチロックの集まりは、古海岸線 (と関連するビー

チロック)は、破壊されることなく波が押し寄せ、複数の期間を通じて水路を持続できたことを示す。さらに、古海岸線は高海水準期以外の期間にも刻まれ(*be cut*)、保存されたことを示す。海水準上昇、隆起とそのビーチロックの累重はクレタ島西部の現在の海水準(標高 20 m 未満)付近で観察された多様な放射性炭素年代を説明する。さらに、後期完新世の海水準上昇は、テクトニック的に安定なクレタ島東部とガウドス島の沈水した考古学的データとも調和的であることを私達は見出した。この研究の結果は、浸食しにくい炭酸塩ビーチロックで覆われた古海岸線のある地域では、世界的に適用できるかもしれない。

2. クレタ島の古海岸線

クレタ島は、沿岸に古海岸線がある東地中海の島だ(**Fig. 2a**)。この島は、ヘリニックマージン沿いのユーラシアプレートの下へのアフリカプレートの斜め沈み込みに関連した隆起のために、海水準よりも上に隆起している(**Fig. 1**, 挿入図) (**Reilinger et al., 2006**)。最近~40年間の多くの研究は、クレタ島沿岸地域の垂直的なテクトニック運動に限定して行われてきた(**Flemming, 1978; Pirazzoli et al., 1982, 1996; Stiros, 2001; Shaw et al., 2008; Gallen et al., 2014; Strobl et al., 2014; Tiberti et al., 2014**)。その結果のテクトニックモデルは、隆起といくつかのケースでは沈降を求め、隆起や沈降は上部プレートの断層活動(正・逆断層)、沈み込むスラストのすべり、堆積物の沈み込み、または、クレタ島の下での質量欠損によるアイソスタティックな調整を含む様々なメカニズムに伴う隆起や沈降を必要とする(e.g., **Pirazzoli et al., 1982, 1996; Stiros, 2001; Meier et al., 2007; Snopek et al., 2007; Shaw et al., 2008; Ganas and Parsons, 2009; Becker et al., 2010; Gallen et al., 2014; Strobl et al., 2014; Tiberti et al., 2014**)。しかし、これらのモデルは島の限られた領域(西か東のどちらか)からのデータにより、一般的には条件付けされ、この論文では、クレタ島の全域の海岸沿いの古海岸線調査を意識した最初の論文だ(**Fig. 1**)。

古海岸線は、海岸線の特徴である地形学的、生物学的特徴を含む様々な指標から解釈されるように、古海水準の位置を記録する(**Fig. 2b**)。クレタ島では、段丘、海食崖、海食洞、波食台、ノッチ(物理的、生物的浸食で削られた)や生物礁や二枚貝イガイの穿孔のような生物学的な指標を含む、様々な古海岸線の指標がある(**Fig. 2b**)。古海岸線の地形の多くは、一部もしくは全体的にビーチロックに

覆われ、ビーチロックは通常、潮下帯の化石を含む (Figs. 3 and 4). 古海岸線は、多くの場合、側方に不連続で、対比には標高と放射性炭素と OSL の年代が用いられる (e.g., Melnick et al., 2009; Saillard et al., 2011; Gallen et al., 2014).

先行研究は、西から東までのクレタ島の古海岸線の年代と標高の相違を強調している (Pirazzoli et al., 1982, 1996; Shaw et al., 2008; Strobl et al., 2014; Tiberti et al., 2014) (Fig. 1 に東西の境界を示す). これらの違いは、後期完新世のクレタ島西部における 10 m までの隆起を反映し、後期完新世の隆起は西暦 365 年の地震に起因し、約 100 km の距離で東に向かって 0 m まで減少する (Pirazzoli et al., 1982, 1996; Stiros, 2001; Shaw et al., 2008). しかし、この地震で形成されたと考えられる古海岸線より下位では、ビーチロックの放射性炭素年代は、標高とは系統的に正相関を示さないし、急速な隆起とも正相関を示さない (Pirazzoli et al., 1982, 1996; Shaw et al., 2010). その代わりに、Pirazzoli et al. (1982 and 1996) は、暦年代で約 1600~5000 年前の年代と標高に負の相関を見出し、これを約 10 回のテクトニックな沈降イベントのせいにした. これとは対照的に、Shaw et al. (2010) は、西暦 365 年の海岸線より下位の、これらより古い年代のビーチロックの記録を、二枚貝 *Lithophaga* の試料の年代測定で「古い」炭素の混入があったためとした. 現在あるデータを最も良く説明できる解決はないが、本論文の目的では、クレタ島西部で他の研究者によって広く図示された古海岸線を「西暦 365 年の古海岸線」という用語で記述する (Pirazzoli et al., 1982, 1996; Stiros, 2001; Shaw et al., 2008). クレタ島東部の海水準から、クレタ島西部の 365 年の古海岸線より上において、古海岸線は標高の上昇に伴い、古くなる (Fig. 3d-f). その結果、クレタ島東部の海水準上から 20 m までの古海岸線の数はより少なく、後期完新世におけるテクトニック的な安定を表す (Pirazzoli et al., 1996; Guidoboni and Comastri, 1997; Papadopoulos, 2011).

文献中のクレタ島の古海岸線の年代は、主にクレタ島西部の放射性炭素年代測定からもたらされ (70 試料以上) (Pirazzoli et al., 1982, 1996; Wegmann, 2008; Shaw et al., 2008, 2010; Strasser et al., 2011; Tiberti et al., 2014), 光ルミネッセンスを用いて測定された (8 試料), ^{10}Be と ^{36}Cl を用いて測定された少数の試料 (それぞれ 4 試料と 3 試料) はクレタの東部と西部から得られた (Wegmann, 2008; Gaki-Papanastassiou et al., 2009; Gallen et al., 2014; Strobl et al., 2014). まとめると、年代の結果は 500 年 - 60 万年前までの範囲であり、

本論で私達は、500年～4.8万年前の年代の範囲の放射性炭素の方法で測定された古海岸線に注目した。多くの世界的な海岸段丘のシーケンスとは対照的に、クレタ島西部の古海岸線は、標高の上昇に伴って年代が古くなることが一般的ではない。複雑な標高と年代の関係は、クレタ島西部で共通し、本論文の焦点である。

3. データと方法

本論文の疑問を扱う上で鍵となり、また海水準変動もしくは隆起への制約を行う上で鍵となるのは、現在の標高、古海岸線の年代、古海岸線形成時の海水準に対する高度の推定に伴った不確かさの理解にある(Laborel et al., 1994; Mauz et al., 2015)。古海岸線の現在の標高の測定はルーティンで行い、本論では平均海水準から2 m以内で±0.1 m、それより高い場所では標高20 mで±0.5–1 mの垂直測定の誤差があるレーザーレンジファインダーを用いた(Table 1 and Fig. S1のオンラインデータに収録)。対照的に、いくつかのケースで、ビーチロックの海生化石を用いた古海岸線のビーチロックの形成時の標高(相対的海水準)と、放射性炭素年代測定は、クレタ島沿岸での証明が試みられた(Pirazzoli et al., 1996; Wegmann, 2008; Shaw et al., 2010; Tiberti et al., 2014)。

化石を含むビーチロックには3つのタイプがあり、本論で用いた：タイプ1は、主に成長姿勢を保つ生物(e.g., ムカデガイや石灰藻球やそれに伴う動植物)のコロニーで覆われた生物礁である。タイプ2のビーチロックは、岩盤の碎屑粒子を基質とし無傷の貝殻を含むものである。タイプ3のビーチロックは、断片化した砂サイズの貝殻破片で占められ、石質の破片がわずかな割合で存在し、(Fig. 4; Table 1) 貝殻破片は小さすぎて、種同定はできない。これらの砂サイズの貝殻破片は、炭酸塩セメントで固結し、通常、基盤との区別の識別は容易でない。ビーチロック試料のほとんどは、タイプ2とタイプ3の中間だが、しかし本論文の目的のために、種同定できた試料のうち、完全、もしくは完全に近い状態での貝殻の放射性炭素のデータをタイプ2とみなし、タイプ3のビーチロックは未同定の種からなるものとして定義した(Table 1 and Fig. 4b and c)。

3.1. ビーチロックの形成標高

クレタ島沿岸の多くの古海岸線はビーチロックで覆われ、堆積物は潮間帯から亜潮間帯の海生遺骸・植物のセメンテーションに由来する(Figs. 2 and 3; Table 1). この生物相は、ビーチロック形成時の相対的海水準を特徴づけるビーチロックの環境 (i.e. 海生生物の帯状分布) を制約ができる.

クレタ島において、タイプ 1 のビーチロックは、潮間帯下部と亜潮間帯上部の礁の形成物からなり、その形成物は固着性の腹足類のムカデガイや光合成をする付着性の石灰藻類からなる(Fig. 4a; Table 1). ムカデガイは、ろ過摂食/粘液膜摂食の生活様式と、石灰藻のための外洋の栄養供給は、外洋の生産性と結びついた栄養網があることを示す(e.g., Vizzini et al., 2012). 生物礁は硬い底質に成長姿勢で固結しており、その底質は岩盤あるいは「より以前のビーチロック」かもしれない. そのビーチロックは生物礁を構成する生物からなる (e.g., ムカデガイ, 石灰藻球, 二枚貝やほかの腹足類 ; Laborel et al., 1994) (Figs. 2, 3 and 4a). 東地中海での他の石灰質の生物礁は有光層(e.g., Ballesteros, 2006)における水深 50 m までの深さ (またはそれ以上) で形成したかもしれない, 一方で、腹足類ムカデガイと石灰藻 *Neogoniolithon* とイシモ属(e.g., rhodoliths)は、潮間帯下部と上部亜潮間帯の生物帯の指標であり、私達の古海岸線の指標として好ましい(Fig. 4a). 現在のこれらの礁形成者は海水準から約 1 m 以内の狭い範囲に生息し(Laborel et al., 1994; Sivan et al., 2010), その生物帯の上限は平均海水準から ± 0.25 m 以内にある(Sivan et al., 2010). 生物帯は、一貫して最近 7000 年間を通じて東地中海のこの標高を占め(Laborel and Laborel-Deguen, 1996; Antonioli et al., 1999), その海水準の上限は、約 7000 年前以降、海水準の高さを正確に ± 0.25 m 定義することにした.

タイプ 2 と 3 のビーチロックに基づく過去の海水準の推定は、タイプ 1 (生物礁) のものより正確でない. それらは主に、潮間帯から亜潮間帯に生息した完全または貝殻の破片からなり、碎屑物をわずかに含む(Fig. 4b and c). 堆積かつ固結前に、貝殻は繰り返し物理的、生物学的浸食を被り、運ばれ、その結果、断片化した. 大量の死後の貝や貝の破片は、二枚貝、腹足類、再堆積したムカデガイ、コケ虫や石灰藻類の破片とウニの棘を含み、炭酸塩セメントで石化された. これらの 2 タイプのビーチロックは、潜在的な貝の破片の連続体のエンドメンバーで、タイプ 3 は主に、浸食され、細かく砕かれ、磨滅して、分別された貝殻の破

片からなり、砂サイズ(直径 0.06-2 mm)である。死後、貝殻は、碎屑物の堆積がない海岸線の波の影響がある場所にルーズな状態で集積し、波の影響のある場所の最大水深は嵐の波の波長の約半分で深さ 10 m 以内である(Dean and Dalrymple, 2001)。

波の影響のある深度では貝殻は動かされるにも関わらず、固結と石化が潮間帯の 1 m 以内で起こり、タイプ 2 と 3 のビーチロックは古海岸線に沿って発達した(Moresby, 1835; Hanor, 1978; Hopley, 1986; Vousdoukas et al., 2007)。クレタ島のビーチロックの固結の程度は、最近のビーチの固結が不十分な砂から、かなり硬化した炭酸塩に富むものまでである(Fig. 4)。固結の過程は、潮間帯もしくは亜潮間帯上縁部の環境で特有な物理的・化学的・微生物的な状況下で起きる。先行研究は、固結は海水温、蒸発、雨水や地下水と海水との混合、湿潤や乾燥、微生物の活動や海水中の CO_3^{2-} 濃度に依存することを示唆する(e.g., Stoddart and Cann, 1965; Schmalz, 1971; Molenaar and Venmans, 1993; Turner, 2005; Vousdoukas et al., 2007; Mauz et al., 2015)。固結は、潮間帯の約 1 m 以内で急速に発生する(一般的に数か月~数十年のタイムスケール)(Moresby, 1835; Hanor, 1978; Hopley, 1986; Vousdoukas et al., 2007)。したがって、10 m までの水深で貝殻や貝殻の破片は転動や運搬され堆積したが、石化したこれらの貝殻はビーチロックのような地質学的記録として保存されるだろう。そのため、私達は海水準についてタイプ 2 や 3 のビーチロックの標高の誤差は、 ± 1 m 程度であると考える。

干満の差は、古海岸線の形成時の絶対標高の推定にさらなる誤差をもたらす；干満の差がより大きい状況では、垂直方向の位置の誤差はより大きくなるだろう。東地中海では、干満の差は、一般的に非常に小さく(c. ± 0.1 m)(Poulos et al., 2013)、形成時の古海岸線の垂直方向の位置を(相対的海水準)推定するための問題になるほどの誤差にはほとんど寄与しない。非常に小さい潮汐の特徴は、潮間帯や亜潮間帯の環境に関する現生の生物の帯状分布の指標の注意深い使用と組み合わせると(e.g., Laborel et al., 1994)、それらの形成時の、古海岸線の相対的海水準の標高の誤差の程度を正確に規定する。前記に基づき、本研究の目的のために、標高の誤差をタイプ 1 では ± 0.25 m、タイプ 2 と 3 のビーチロックでは ± 1 m とした(Table 1)。これらの誤差は、レーザーレンジファインダ

一を用いた古海岸線の現在の標高の測定誤差と同様であり (Table 1), 本論文の第 1 オーダーの結果に影響しない。

3.2. ビーチロックの測定

本研究で利用したすべての新しい年代値と既存の年代値は、濾過摂食、草食、穿孔する生物、石灰藻類などの様々な生物化石からなるビーチロックの堆積物の放射性炭素の試料から得た (Table 1 of this study; Pirazzoli et al., 1996; Shaw et al., 2008, 2010). これらの放射性炭素年代の精度は、計測されたビーチロックのタイプによって様々で、タイプ 1 で最も精度が良いと考えられ、タイプ 3 のビーチロックが最も不確実だ。

カルヤニ (Kal-1), リソッス (Lissos-4.5), エラフォニシ (El-lagoon 2), パレオコラ (PW-2, PW-4, PW-6), マルマラ (MAR-1), スファキア (SF-1), アムディ (Amoud-5), フェルマー (FT-1) からのタイプ 1 のビーチロック (i.e., 生物礁) のデータは (Table 1), 信頼性の高い古海岸線の標高と年代を与えるムカデガイ科 *Dendropoma* や石灰藻類の *Neogoniolithon*, *Lithophyllum* を含む潮間帯の生物からなる。腹足綱ムカデガイ科 (e.g., *Dendropoma*), 二枚貝綱カキ科, イタヤガイ科, ザルガイ科のような濾過食者は、もっぱらプランクトンを食べ (外洋で生活し, 捕食する), 多層構造をとる礁を形成する石灰藻 (石灰藻球) は海水から炭素を得て, 炭素同位体は海水と平衡である (Laborel et al., 1994; Vizzini et al., 2012). タイプ 1 のビーチロックは成長姿勢を保持した生物相から成るので, 我々は測定された年代は, 放射性炭素年代測定法の誤差内で単一の古海岸線を示す年代と解釈した (Table 1).

タイプ 2 とタイプ 3 のビーチロックの放射性炭素年代測定は, 多くのプロセスと誤差の影響を受けるかもしれない。それらのプロセスと誤差とは, a) 貝殻から, あるいはタイプ 3 のビーチロックでは試料中のセメント物質から, 直接, 年代測定した試料への「古い」炭素の混入, b) 死後の貝殻が, 堆積しセメントされてビーチロックになるまでの間の, 海岸の堆積システムにおける残留期間, である。

放射性炭素年代を測定した貝殻, あるいはまた貝殻と貝殻の間のセメント物質中の「古い」炭素の混入は, 古海岸線の実際の年代値よりも古い年代値もたらすだろう (Bezerra et al., 2000; Shaw et al., 2010; Wiener, 2012). 「古い」炭素

は、海生生物の貝の食料源の炭素の摂取を通して、海生生物の貝に蓄積されたかもしれない。クレタ島ではよくあるケースで、炭酸塩の基盤が卓越する地域では、多層構造を示す藻類、基盤岩の岩屑を食べる生物、基盤への穿孔、または、これらの生物を捕食する動物は、「古い」炭素を摂取する(Kidwell et al., 2005; Krause et al., 2010; Petchey et al., 2012)。「古い」炭素の潜在的な影響を減らすため、可能な場合には、我々は濾過食者の遺骸、もしくは光合成を行う石灰藻などを放射性炭素の試料に限定した。本研究で、年代測定を行った Falasarna, Elafonisi, Sougia, Preveli, Ancient Olous, Goudouras から採取したタイプ 2 のビーチロックの 75%は、「古い」炭素の影響を受けていない、カキ、再堆積した石灰藻球、イタヤガイ科、二枚貝やザルガイ科の貝殻や破片(Prev-1, SOU-2, Fal-Arch. Site, El-lagoon 1, An-Olous A, Goud-3, Table 1)である。残り 2 つのタイプ 2 のビーチロック試料 (PW-7 and MAR-2) は「古い」炭素を含むかもしれない(そうでないかもしれない) 腹足類である。

タイプ 3 のビーチロックは、本研究で示した新しい放射性炭素の試料の約半分(52%, N=21)である(Table 1)。これらのタイプ 3 の試料に関しては、濾過食者や草食/穿孔を行う生物に由来する貝殻を識別することは不可能だ。それゆえ、このタイプの試料は、「古い」炭素を含むだろう。加えて、タイプ 3 のビーチロックの試料からすべてのセメント物質を引き離すことも不可能で、このセメント物質は、「古い」炭素の潜在的な供給源となる。さらに、本研究で測定した試料は、スーパーリーカルサイト(空隙に二次的に晶出した方解石)やアラゴナイトの再結晶は見られなかった(e.g., Chappell and Polach, 1972)。もしそのような相互作用が起こった場合、最も可能性のある炭素の供給源は、隣接する貝殻の破片やセメント物質が考えられるので、放射性炭素年代の大きな変化を引き起こさないかもしれない。タイプ 3 のビーチロック試料の年代の「古い」炭素の影響を決定することは難しい。なぜならば、草食/穿孔生物に対する濾過食者の割合あるいはセメント物質の割合が、各試料で分からないからである。各試料の組成データがない場合、我々は、3 つのビーチロックのタイプの較正された放射性炭素年代と各試料の標高をプロットすることで、「古い」炭素の潜在的な影響を評価した(西暦 365 年のテクトニックな隆起の影響を取り除いた後; Pirazzoli et al., 1982) (Fig. 5a)。Fig. 5a のプロットにおいて、「古い」炭素の影響が大きい場合、我々はタイプ 3 のビーチロックは、タイプ 1 とタイプ 2 のビーチロックの右側

に系統的にプロットされることを予期した。しかし Fig. 5a の見た目は、そうならず、ビーチロックの 3 つのすべてのタイプの年代は標高に系統的に関係していることを示す。これは、Fig. 5a で定量的にも示され、タイプ 1 とタイプ 2 のビーチロックの試料の集団のトレンドラインは (赤点線)、タイプ 3 のビーチロック試料のトレンドライン (黒点線) とほぼ一致する。2 本の線はほぼ一致し、ビーチロックのタイプに影響されない同様の結果をもたらす (Fig. 5a)。3 つのタイプのビーチロックの年代の間の整合性は Falasarna でも記録され、ここでは我々のタイプ 2 とタイプ 3 の試料と Pirazzoli et al. (1996) や Shaw et al. (2008) のタイプ 1 の生物礁と一致した。したがって、Fig. 5 から、我々は、タイプ 3 のビーチロックの年代における「古い」炭素の影響は、一般的に濾過食者の年代と標高の誤差であると結論づけた。遺骸が堆積し、固結するまでの間の海底における貝殻の死後の残留期間は、タイプ 2 とタイプ 3 のビーチロックの年代の過大評価をもたらさう。ビーチロック内で固結するまでの貝化石の残留期間は、本論文では詳細には検討しない。先行研究は、これらの残留期間は数百年、または千年よりも長い可能性があり (e.g., Resig, 2004; Petchey et al., 2012)、主に大嵐の再来間隔 (e.g., Dezileau et al., 2011; Sabatier et al., 2012)、水温 (e.g., 地中海のような、暖かい海水の環境中の貝は、堆積するまでの残留期間はより短い; Petchey et al., 2012)、あるいはまた環境状態 (e.g., 炭酸塩性の環境の残留期間は珪質碎屑性の環境より短い; Kidwell et al., 2005) に依存する。完全な貝殻からなるビーチロックの形成よりも貝殻が砂サイズまで粉碎されるには潜在的により長い残留期間を必要とするので、残留期間はビーチロックの粒子サイズ分布にある程度影響するかもしれない。もしこのモデルが正しければ、我々はタイプ 3 のビーチロックの年代はタイプ 2 よりも系統的に古いと予想する (NB の残留期間の効果はタイプ 1 のビーチロックの年代には適用されない。なぜならば、それらの物質は堆積システム内にとどまり、そしてその場で死んだものだからだ)。しかしながら、3 つのタイプのビーチロックの年代に有意な差がある標高は観察されないことは (Fig. 5a and b)、残留期間や「古い」炭素のどちらも、年代測定したタイプ 2 とタイプ 3 のビーチロックの個体群の年代値に影響しないことを示す。そのため、上述した注意事項はタイプ 3 のビーチロックの放射性炭素年代を注意深く考慮する理由を与える一方、他のタイプのビーチロックからの年代と標高に対してタイプ 3 の年代と標高をクロスチェックすると大きな

逸脱はない。我々は、我々の放射性炭素年代は明瞭な系統的なバイアスは含まず、海水準やテクトニックプロセスを限定するための役立つ情報を与えると結論付けた。

陸上物質からの放射性炭素年代のケースと同様に(e.g., 木片や骨), 海生化石の年代測定は、複数の測定誤差をもたらす。クレタ島の海岸線から採取した合計40個のビーチロックの新たな試料は、古海岸線の年代を決定するために、放射性炭素年代測定を本研究で行い(Table 1), 既存の31試料の年代値 (Pirazzoli et al., 1996; Shaw et al., 2008)とあわせた。新しい試料の較正された年代の範囲は500年前~4.5万年前で(Table 1), 先行研究の年代値と同様である。陸上の試料と異なり、海洋起源の炭酸塩試料は、較正前の放射性炭素年代から暦年代(i.e., AD 1950)へ変換するため、海洋較正曲線を用いる。本研究の較正前の放射性炭素年代は GNS Science-developed calibration software WinsCal v.6.0 と Marine13 データセットを用いて較正した(Reimer et al., 2013)。1.2万年以前の年代において、Reimer and McCormac (2002)が示唆するローカルマリナーバーの補正值(ΔR)の 58 ± 85 年を適用した。クレタ島の海洋試料の較正された放射性炭素年代を用いた先行研究は、Reimer and McCormac (2002)が提案した地中海の平均値もしくは、オンラインデータベースの掲載されている ΔR のサブセットに基づく ΔR (マリナーバー補正データベース, <http://calib.qub.ac.uk/marine/>)を用いている。地中海地域全体の ΔR の公表された測定値の著しい差を考慮し、我々は ΔR として 58 ± 85 年の値を選択した。その理由は、より大きい誤差をとったほうが地中海全域のマリナーバー補正に関する様々な換算に見られる著しい多様性を良く表現できるからである。整合性を維持するために、我々は、WinsCal software で Marine13 データセットを用いて、本研究で扱うすべての先行研究の較正前の放射性炭素年代を再較正した。すべての新しい放射性炭素測定の要約は、試料地点、試料物質、 2σ の較正年代を Table 1 に示した。放射性炭素年代測定の試料調整の詳細は、オンラインデータで見られる。

4. 古海岸線の標高と年代の関係

新たな放射性炭素年代と先行研究のデータとの統合は、クレタ島の21地点の古海岸線の標高と年代の関係を限定する(Fig. 6)。これらの年代の得られた古海

岸線は、波食台が卓越し、標高 20 m までのクレタ島の全域の同緯度に分布している(Figs. 3 and 6). 既に認識されているように、古海岸線の垂直分布と年代はクレタ島の東部と西部で異なる. クレタ島東部では、古海岸線は標高 2 から 11 m において 1.9–4.5 万年前で、おおよそ標高と年代の関係は正相関を示す(Fig. 6 の地点 ‘Z’ と ‘M’ を参照). クレタ島西部の標高と年代の関係はより複雑で (東部よりも)、約 1500–2000 年前では古海岸線の標高は高いものほど古く、2000–5000 年前では高いものほど新しく、約 1 万年以上前の年代では再び標高の高いものほど古くなる(Fig. 6 と Fig. S2 オンラインデータベース).

我々は、クレタ島西部の約 1500–2000 年前で、海水準上約 10 m までに存在するノッチがクレタ島西部でこの時に発生した一度、または複数回の隆起イベント(i.e., 大規模な地震)を示唆するという先行研究の著者らに同意する(Pirazzoli et al., 1982, 1996; Stiros, 2001; Shaw et al., 2008; Papadopoulos, 2011). このイベントは、西海岸沿いの最大約 8–10 m の隆起をもたらし(e.g., Falasarna, Chrysoskalitissa, Elafonisi, Paleochora), 東に向かって減少し、Preveli で 1.7 m の最小の隆起が記録された(Pr, Fig. 6). 著しい後期完新世の隆起を経験した 5 つの地点では(Fig. 6 の KA, FS, P, L +S, Sf), 顕著な古海岸線 (標高 10 m 以下) より低いところにビーチロックがあり、5000–2000 年前の年代で、標高の低下とともに年代が古くなる(Figs. 6 and 7a). Fig. 7b は、それらの標高を顕著な「西暦 365 年の古海岸線」の標高に標準化することで、クレタ島西部のデータ (新しいデータと既存のデータ) を比較し、そして Fig. 7b は Falassarna と Chrysoskalitissa における Pirazzoli et al. (1996) の観察した層序学的逆転を示す (Fig. 6 と Fig. 7a のプロットの層序区分 ‘FAS’ と ‘Ch’ を参照). この層序学的逆転は、以前には、テクトニックな沈降エピソード、または年代測定した穿孔性二枚貝 *Lithophaga* の「古い」炭素による年代値の過大評価(Shaw et al., 2010)と解釈された. なお、*Lithophaga* は地中海の水深 8 m まで生息し (Simunovic and Grubelic, 1992; Devescovi, 2008; Rovere et al., 2015), 「古い」炭素を摂取し固定することで年代値が変わる. しかしながら、Pirazzoli et al. (1996)も我々のデータセット(Table 1)も年代測定した試料に *Lithophaga* を含まないので、「古い」炭素の影響は受けないと期待される. そのうえ、Shaw et al. (2010)の *Lithophaga* 試料の標高の誤差で説明されるとき(Fig. 7b の標高のエラーバー参照), *Lithophaga* の校正された放射性炭素年代が、「古

い」炭素の影響が著しいという明確な証拠が示されていない；つまり，特定の標高に関しては，*Lithophaga* のほとんどの年代は，形成の標高の誤差を与えた濾過食者の年代と整合性のあるプロットを示す。

その代わり，我々は，観察された層序学的逆転は，後期完新世の汎世界的海水準の上昇を最もよく反映すると確信し，海水準上昇が顕著な「西暦 365 年の古海岸線」より下に沈降した多くのノッチを生み出したのである (Pirazzoli et al., 1982 の「海洋のリップル」). 提案された地中海の後期完新世の海水準上昇は，数値モデリングを伴う古海岸線と考古学的データに基づく多くの研究に支持されている (Laborel et al., 1994; Lambeck and Purcell, 2005; Antonioli et al., 2007; Auriemma and Solinas, 2009; Pavlopoulos, 2010, 2012). 例えば，Antonioli et al. (2007) は，4000 年前以降，約 1 m/1000 年の海水準上昇する中央地中海の海水準変動曲線をモデル化し，過去 5000 年で合計 6–7 m となり，地中海全域の多くの考古学的史跡の水没と調和する (e.g., Antonioli et al., 2007; Auriemma and Solinas, 2009; Pavlopoulos, 2010, 2012). 最近～4000 年間の海水準上昇は，詳細な水中調査により記録されたように，クレタ島中部と東部の多くの考古学的史跡の水没により支持される (e.g., Leatham and Hood, 1959; Betancourt et al., 2005; Pavlopoulos, 2010; Mourtzas, 2012) (Fig. 8 and Table S1 オンラインデータベース). これらの考古学的データはクレタ島の領域からもたらされ (Pirazzoli et al., 1996; Papadopoulos, 2011), 後期完新世の大規模なスケールのテクトニックな隆起の影響を受けていないので，我々は，先行研究の著者らと同様に，古代の遺跡の水没 (Fig. 8) はそれらが建設された時からの海水準上昇を反映すると解釈した (e.g., Antonioli et al., 2007; Auriemma and Solinas, 2009; Pavlopoulos, 2010, 2012). Fig. 8 に提示されたクレタ島の中部から東部の考古学的データは，Antonioli et al. (2007) の提案した過去 4000 年間で約 1 m/1000 年の海水準上昇とほぼ一致する (Antonioli et al. Fig. 8 のグレーの多角形で示された曲線). 従って，後期完新世の海水準上昇は，テクトニックな沈降モデルの代案を提供する (Pirazzoli et al., 1996). 興味深いことに，後期完新世の海水準上昇を考慮する時 (Antonioli et al., 2007), クレタ島西部は，2000–5000 年前の間に累積で約 2 m のテクトニックな隆起を経験していることを示す (Fig. 7c). 従って，我々は，古海岸線の標高と年代の関係で検出された変化は，隆起と海水準上昇の組み合わせで説明できると提案する。

ビーチロックは、クレタ島東部では海水準より上にあり、クレタ島西部のいくつかの地点では顕著な「西暦 365 年の古海岸線」の直上直下に露出し、年代値は約 1–4.8 万年前の範囲である。例えば、Falasarna 港や Elafonisi (FH と El, Fig. 6)は、それぞれ、天然の港やラグーンで波の作用から沿岸が保護された場所であり、我々は、顕著な古海岸線の直上直下でビーチロックの厚い(20 m 以上)シーケンスを記録し、それらの年代範囲は約 1–4 万年前である(Fig. 6). 約 1 万年前以前からクレタ島全域で記録された古海岸線の標高と年代の正の相関は(Figs. 5a, 6 とオンラインデータベースの Fig. S2), 隆起を示すと解釈したいいくつかの他の海岸線で記録された正の相関と調和する(Chappell et al., 1996; Melnick et al., 2009; Saillard et al., 2011; Victor et al., 2011). クレタ島西部では後期完新世の隆起を差し引くと(Fig. 5a), 約 1 万年以前の同年代の古海岸線は同じ緯度で同じ標高を示す。従って、我々は、同じ規模の隆起が約 1–4.5 万年前の間でクレタ島全域(東部と西部)で起こったと結論付けた。

隆起と海水準上昇の複合的影響の直接的な結果として、クレタ島西部のそれぞれの地点で同じ標高に見られる形成されたビーチロックは、幅広い年代を示すかもしれないし、異なる年代のビーチロックが互いに重なり合ったり、近接することもある。実際、クレタ島西部の多くの地点で(Falasarana, Elafonisi, Paleochora, Lissos, Falasarana Harbour; Fig. 6 の地図を参照), 露頭の観察や放射性炭素年代測定を用いて、我々は同じ標高かほぼ同じ標高で(e.g., 標高 10 m 以下), ビーチロックを 3 つの世代に識別した。Fig. 9a の概略図はクレタ島西部に適用し、3 つの世代のビーチロックを説明する：約 1–4 万年前の最も古い年代値(Fig. 9a の緑)は、海水準上昇のため中間の年代の 2000–5000 年前のビーチロックに覆われ(Fig. 9a のピンク), 一方、両方とも 1500–2000 年前の最も若いビーチロックに覆われて実際の年代よりも若くみなされてしまう(Fig. 9a の青)。対照的に、Fig. 9b は、我々がクレタ島東部で記録した(i.e., ここでは最も古い世代のビーチロックが存在), シンプルなビーチロックと基盤の年代の関係を説明する。我々は、いくつかの世代のビーチロックの累積は、クレタ島西部で記録された幅広い年代での違いのほとんどを説明でき、世界的に古海岸線の実証された解釈と矛盾するかもしれないと考える。

5. 古海岸線の形成モデルに関する含蓄

過去 30 年にわたり、多くの研究は、海岸段丘や古海岸線の保存には、形成後にそれらが海水準よりも上に留まる必要があると結論づけた(e.g., Lajoie, 1986; Anderson et al., 1999). この状態に最も合うのは、古海岸線が高海水準期に形成され、そして隆起により古海岸線が波の影響を受ける場所より上に上昇した時だろう(Anderson et al., 1999). クレタ島西部の古海岸線の標高と年代の関係とそれに随伴する異なる年代のビーチロックの地域的な累積は、いくつかの場合、古海岸線(関連したビーチロック)が、完全に浸食されることなく波の影響を受け続けたことを示唆する. 例えば、Falasarna 港(Fig. 6 の FH)は、約 1.6–1.3 万年前の年代に海水準より 1–2 m 上のビーチロックは(Fal-HR-5 and Fal-HR-4; Table 1 and Fig. 6 参照)、テクトニックな隆起の直前の完新世末期には海面下にあった. Fig. 9c の海水準曲線(Siddall et al., 2003)と Falasarna, Chrysoskalitissa, Paleochora の古海岸線の年代に基づくと、Falasarna 港の約 1.6–1.3 万年前のビーチロックは約 1 万年前から海水準あるいは海水準より上にあり、海水準上昇の結果、約 5–6 千年前に波の影響を受ける状態になった. このビーチロック(約 1.6–1.3 万年前)は、後期完新世(上記の約 5–6 千年前)に波の影響を受けたが、その後、テクトニックな隆起のため急速に上昇した. この約 1.6–1.3 万年前のビーチロックが隆起イベントの間に浸食されていないのは、おそらく驚くべきことではない. なぜならば、波の影響を受ける期間がほとんどなかったためである. しかしながら、中期完新世の間、クレタ島東部のビーチロックは、次第に海水準の下に沈降し、波の影響による浸食が予想された.

古海岸線が完全に浸食されないで波の影響のあるゾーンをやり過ごせた状況ならば、古海岸線は高海水準期以外の期間に形成されたかもしれない. 実際に、12.5 万年間の汎世界的海水準曲線(Siddall et al., 2003)と古海岸線の年代と標高を比較した検討は、海水準上昇の期間またはその直前に、古海岸線が形成されたことを示す. これらの状況で、古海岸線は水没し、浸食を被るのはもっともらしいことである. 今、海水準上にある古海岸線が低海水準期または高海水準期(または海水準変動期の間の可能性)に形成された可能性は、高海水準期の古海岸線のみが保存されるという広く抱かれていた見解(e.g., Lajoie, 1986; Anderson et al., 1999)に反する. 結果として、古海岸線の年代値の範囲はより大きくなるだろう(高海水準期だけのモデルよりも)、なぜなら、古海岸線は海水準サイクル

のどの時点でも形成されるからだ(e.g., 生物礁とセメンテーションの速度は海水準変動やテクトニックな隆起の一般的な速度より速い) (Fig. 9c). 従って, 古海岸線の形成は, 海水準の持続期間, 堆積物の累積速度あるいは生物礁の成長に関連し, 海水準の標高自体(i.e., 高海水準 対 低海水準)には関係しないことは明白である.

波の影響のゾーンを通り過ぎた古海岸線は, 不連続でかなり浸食されている; しかしながら, それらが完全に浸食されていない事実は予期しなかった. 部分的に, これらの古海岸線の残存物の保存は, 固結したビーチロックによるもので, 多くの場合, 非常に硬化し, 少なくとも地域的なビーチロックのように浸食に抵抗する. この固結したビーチロックの防御効果は, 古海岸線が海洋浸水あるいは波の影響を受けるゾーンを経由した隆起の物理的な破壊に耐える確率を増加させる. 波の影響を受けるゾーンを通過することとなる何回かのサイクルを耐えた試料のもう一つの特徴は, それらの多くが波の作用があまり深刻でない隔離した湾で得られることである(Fig. 9c). ビーチロックの固結がない場合, 我々はクレタ島西部の古海岸線の複雑な標高と年代の関係(Fig. 9a)はより少ないだろうと考える. クレタ島の古海岸線と形成と保存の提案されたモデルは, 古海岸線が波の影響を受けるゾーンを通過する必要があるというもので, 複数の古海岸線が炭酸塩岩に刻まれ, そして硬化したビーチロックによって防御化されるような地中海の他の地域や世界に応用できるかもしれない.

6. 結論

クレタ島西部の第四紀後期の古海岸線は, 世界中の多くの海岸地域で観察されているような, 標高の上昇とともに年代が古くならない. クレタ島西部で, 同じ標高の古海岸線(10 m a.s.l.以下)は, 数万年の年代の幅を持つ. ここでは, 我々は, 放射性炭素年代またはテクトニックな沈降の誤差を必要とせずに, 観察された関係の主要部分を海水準変動やテクトニックな隆起のプロセスで説明するために, クレタ島の東部から西部で採取した, 個々の古海岸線から得た 71 試料の先行研究と本研究で得た標高と年代のデータを用いた (40 試料の新たな放射性炭素年代値). 古海岸線の形成は, クレタ島西部では後期完新世のテクトニックな隆起, 2–5 千年前の間は海水準上昇の優先, 1 万年以上前には島の全体の同緯度に沿う隆起で説明される. 広く抱かれていた見解に反して, クレタ島の観察

は、古海岸線とそれに伴う石化したビーチロックは波の影響のあるゾーンを通り抜けて、海水準サイクルを通して形成されたかもしれない。本研究の結果は、固結した炭酸塩のビーチロックが多くある古海岸線の他の地域で世界的に応用できるかもしれない。

今井啓文・北村晃寿