

海盆の蒸発：蒸発岩の堆積学とメッシニアン期地中海塩分危機

Evaporation of marine basins: a review of evaporite formation and Messinian Salinity Crisis

Abstract

黒田潤一郎¹ 吉村寿紘¹ 川幡穂高²
Francisco J. Jimenez-Espejo¹
Stefano Lugli³ Vinicio Manzi⁴
Marco Roveri⁴

*Junichiro Kuroda¹,
Toshihiro Yoshimura¹,
Hodaka Kawahata²,
Francisco J. Jimenez-Espejo¹,
Stefano Lugli³, Vinicio Manzi⁴, and
Marco Roveri⁴*

2013年11月19日受付.

2014年5月8日受理.

¹ 独立行政法人海洋研究開発機構生物地球化学研究分野

Department of Biogeochemistry, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), 2-15 Natsushima, Yokosuka, Kanagawa 237-0061 Japan

² 東京大学 大気海洋研究所

Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, Kashiwanoha 5-1-5, Kashiwa, Chiba 277-8564, Japan

³ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, Piazza S. Eufemia 19, 41100 Modena, Italy

⁴ Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università di Parma, Parco Area delle Scienze, 157/a, 43124 Parma, Italy

Corresponding author: J. Kuroda,
kurodaj@jamstec.go.jp

The Mediterranean Sea experienced an extraordinary event at the end of the Miocene, when massive evaporites formed rapidly between 5.97 and 5.33 Ma. This event is referred to as the Messinian Salinity Crisis (MSC), which formed the youngest huge salt mass (10^6 km^3), corresponding to $\sim 6\%$ of the total sea salt in the world ocean. Although various scenarios have been proposed to explain the MSC, no general consensus has been achieved. The controversy can be summarized as the crisis being either wet or dry; i.e., either the major portion of the evaporites formed under subaqueous conditions or deep basins dried up to form a Mediterranean desert. Here we review 1) the present-day formation of evaporites in an active salt pond in Sicily, and 2) the basic context of evaporite geology/sedimentology in Sicily, where a deep-sea sedimentary succession that spans the MSC is now preserved on land. Evaporites forming in the present-day saltern in Sicily provide crucial information on how sedimentary structures in gypsum, halite, and potash salts develop through evaporation, which is useful for understanding evaporite depositional environments in the geological past. The Messinian evaporite succession in Sicily is divided into i) the Primary Lower Gypsum unit in peripheral settings, and ii) the Resedimented Lower Gypsum unit, iii) a thick halite unit, and iv) the Upper Gypsum unit that formed in deep basin settings (the Caltanissetta basin). The thick halite appears to have formed simultaneously with or slightly after the Resedimented Lower Gypsum (the second stage of the MSC). The Upper Gypsum unit overlies the Resedimented Lower Gypsum and halite units, which formed during the late stages of the MSC. The Messinian evaporite units are covered by Pliocene hemipelagic sediments; the base of these sediments marks the Zanclean flooding. The lithology of the MSC deposits in Sicily clearly shows that most of the evaporites formed under subaqueous conditions, and only one interval in the halite unit indicates subaerial exposure.

Keywords: Messinian salinity crisis (MSC), The Mediterranean Sea, Sicily, evaporite, halite, gypsum, selenite, Primary Lower Gypsum (PLG), Upper Gypsum (UG)

はじめに

メッシニアン期(Messinian age)は中新世最後の時代区分である(7.246~5.332 Ma, Gradstein et al., 2012). メッシニアン期の後期 5.97~5.33 Ma に地中海で大量の蒸発岩(岩塩や石膏など)が形成された. このイベントは「メッシニアン期塩分危機(Messinian Salinity Crisis; MSC)」と呼ばれている(Hsü et al., 1973; Ryan et al., 1973; Krijgsman et al., 1999a). この蒸発岩の規模は顕生代で最大級のものである(Fig. 1).

地中海は、かつてスペイン南部(Betic Corridor)とモロッコ(Rifean Corridor)の2か所のゲートウェイを通して大西洋と繋がっていた(Esteban et al., 1996; Sierro et al., 1999; Martin et al., 2001) (Fig. 1b). 中新世の末期にこれらのゲートウェイが徐々に閉じて海水の交換が停滞し、地中海は大西洋からほぼ完全に孤立した(Krijgsman et al., 1999b). 地中海は基本的に降水や河川からの流入よりも蒸発の方が卓越しているため、大西洋との海水の交換が低下すると地中海では海水準が低下して塩分が上昇する. 巨大な内海($2.5 \times 10^6 \text{ km}^2$)で海水が蒸発することで、莫大な量($1 \times 10^6 \text{ km}^3$)の蒸発岩が形成された(Hsü et al., 1978; Rouchy and Caruso, 2006). 蒸発岩形成にかかった時間は70万年以下と見積もられており(Krijgsman et al., 1999a), 短期間で急速に蒸発岩が晶出・成長したことを示している. 現在の地中海

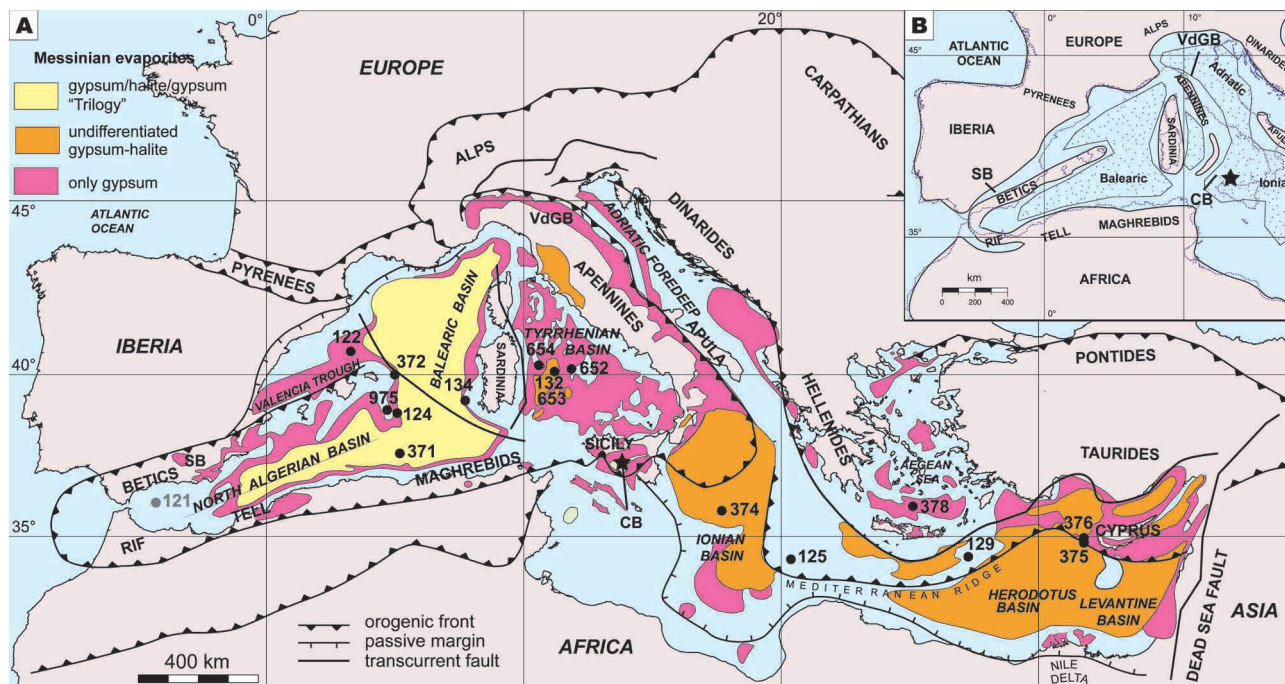


Fig. 1. A) Map of Messinian evaporites in the Mediterranean, from Manzi et al. (2012) after Rouchy and Caruso (2006). The term “trilogy” denotes the three-fold deeper succession imaged by seismic profiling in the Western Mediterranean that includes a mobile (halite) unit sandwiched between two stratified gypsum units (lower and upper). Where both halite and gypsum are present but not distinguishable, the term ‘undifferentiated’ is used. The positions of DSDP and ODP drilling sites, which recovered evaporites (black) and gravels (gray) of latest Miocene age, are also shown. B) Paleogeographic map of Western Mediterranean basins during the Messinian Salinity Crisis, showing the main evaporite depocenters (dotted areas), from Manzi et al. (2012) after Jolivet et al. (2006). Emergent areas are in gray; the dotted line is the modern coastline; the star indicates the study area; CB, Caltanissetta basin; SB, Sorbas basin (Spain); VdGB, Vena del Gesso basin (N Apennines).

海の水の容量は $3.7 \times 10^6 \text{ km}^3$ で、降雨を差し引いた蒸発の純量は地中海では $1.3 \times 10^6 \text{ km}^3 \text{ ky}^{-1}$ となっている (Bryden et al., 1994). これを反映して、現在地中海の塩分は北大西洋の海水のそれより高くなっている。もし大西洋からの海水の流入が途絶えると、現在の地中海は数千年で完全に干上がってしまう。

塩分を 35‰、海塩の密度を 1.35 g cm^{-3} 、地中海の平均水深を 1,500 m と仮定すると、地中海が完全に干上がった場合、1 回で約 30 m の厚さの蒸発岩層が晶出する (Scoffin, 1986)。地中海海底下の岩塩層は音響探査から最大層厚 1,500~3,000 m に及び (Lofi et al., 2007)、蒸発岩の総量 (約 $4 \times 10^{18} \text{ kg}$) は全海水の塩の約 6% に相当すると見積もられている (Hsü et al., 1973, Ryan, 2009)。この塩の量は現在の地中海の海水が 30 回以上蒸発しなければ得られない。

地中海での蒸発岩形成は、全球規模で海水準と塩分に影響を及ぼしたかもしれない。地中海で干上がった水は海水準を約 10 m 上昇させる量に匹敵する。MESSINIAN 期蒸発岩が形成されると、大西洋、太平洋などの外洋域の海水から上記の量に相当する塩分が除去されることになる。単純計算で塩分は約 2‰ 低下した。これは凝固点を約 0.13°C 上昇させる効果がある。筆者らの予想では、凝固点上昇の結果として高緯度域での海水の形成が促進されたかもしれない。氷の形成

は地球のアルベドを高くし、全球規模の寒冷化を促進する方向に働いたはずである。また、塩分の低下によって海洋の熱塩循環パターンが変化したかもしれない。しかし、MESSINIAN 期塩分危機が直接原因となって全球の気候に影響が出たかどうかについて明瞭な証拠は報告されていない。

本論では、まず蒸発岩の基礎的な解説を行う。次に、MESSINIAN 期塩分危機について主にシチリア島の蒸発岩を中心に紹介する。MESSINIAN 期の岩塩の分布は、陸上ではイタリア南部 (シチリア島とカラブリア) に限られる。特にシチリア島は深海盆の蒸発岩シーケンスを残す数少ない場所である (Decima and Wezel, 1973; Roveri et al., 2006; CIESM, 2008)。シチリアのMESSINIAN 期蒸発岩類で特筆すべき点は 1) カリウム塩やマグネシウム塩を含む厚い岩塩シーケンスを残す、2) シチリア島の層序が音響構造から推定される地中海の深海海底下の蒸発岩層序と対比できる、という 2 点である。この深海盆堆積物は、その後の衝上断層の活動により隆起して陸上にもたらされた。これまでのMESSINIAN 期塩分危機の基本的なパラダイムは、シチリアのカルタニセッタ (Caltanissetta) 海盆の上部MESSINIAN 階層序 (下部石膏ユニット、岩塩、上部石膏ユニット) と西地中海深海盆に見られる 3 つの音響ユニット (Lower Unit, Mobile Unit, Upper Unit; Lofi et al., 2005, 2008) との対比によって構

築されてきた (CIESM, 2008). 将来, 深海掘削によって深海盆の地質データが得られれば両者の対比が完成し, メッシニアン期塩分危機の全容が解明されるであろう. しかし, 現在ではまだ深海盆での掘削が実現されていない. 本論では, 理解が比較的進んでいるシチリアの研究のレビューを行い, メッシニアン期塩分危機の研究の現状を紹介したい.

メッシニアン期塩分危機をめぐる論争

メッシニアン期塩分危機はどの程度理解されているのか? 現状では, 2つの異なるシナリオがあり, 決着がついていない. それは, 地中海に水があったのか, 干上がっていたのかという2説の対立に集約される. 前者は陸上地質学者による仮説で, 蒸発岩の大部分は海水が十分に存在する状態で形成したと説く (Manzi et al., 2005, 2007, 2010; Roveri et al., 2006, 2008). 一方, 後者は地球物理学者や深海掘削研究者による説で, 地中海の中で海水準が1,000~1,500 m以上低下し, 深海盆まで大規模に干上がった状態が続いたと解釈している (Hsü et al., 1973; Clauzon, 1978; Barber, 1981; Rouchy and Caruso, 2006).

Manzi et al. (2005, 2007, 2010), Lugli et al. (2010), Roveri et al. (2006, 2008) は, シチリア島やアペニン山地の上部メッシニアン階の下部蒸発岩類 (Lower Evaporites) を詳細に検討し, 浅海相では初生的石膏 (Primary Lower Gypsum, PLG) が占め, 深海相では再堆積性石膏が占めることに注目した. 再堆積性石膏の産状や堆積構造から, 十分な水深があった海底に堆積したと結論している. シチリアの厚い岩塩層の中に陸上露出の痕跡を示す岩塩の乾裂と, それを埋める粘土層が1枚見られる (Lugli et al., 1999). これは深海盆の岩塩層で陸上露出を示す唯一の証拠となっている. 彼らによれば, 蒸発作用によって海水準が低下したことに加え, シチリア周辺の地殻変動による隆起や岩塩の急速な成長による堆積盆の埋没など複合的な要因が重なって陸上露出したと説明されている. つまり, シチリアの蒸発岩類は完全な地中海の蒸発という劇的なイベントを考えずとも説明することが可能である.

一方, 地中海の海底下構造を音響探査などで研究している地球物理学者のグループは, 古くから M 反射面という特徴的な音響反射面に注目してきた. この反射面は深海盆底ではダイアピルやドーム構造を示し, 岩塩と解釈される Mobile Unit を覆い, 浅海部では侵食面 (メッシニアン侵食面) となる (Clauzon, 1978; Barber, 1981; Lofi et al., 2005, 2008; Ryan, 2009). 音響探査でのメッシニアン侵食面の分布を根拠に, 彼らは地中海で海水準が1,000~1,500 m以上低下して深海盆まで露出したと解釈した. 蒸発岩の形成場は海水準の低下に伴って浅海域から深海盆へと深くなり, メッシニアン期塩分危機の最盛期には深海盆まで干上がって海盆中央部で厚い岩塩が沈積した (Fig. 1). 1970年代に行われた掘削航海では, 複数の深海サイトで岩塩が回収された (Hsü et al., 1973; Ryan et al., 1973). ただし, その層準はいずれも Mobile Unit ではなくその上位の Upper Unit に相当する. イオニア海の深海サイト (深海掘削計画 Deep Sea

Table 1. List of the major ions in seawater, and their typical concentration (Wilson, 1975).

Ion	Concentration
	g kg ⁻¹ as S = 35‰
Cl ⁻	19.354
SO ₄ ²⁻	2.712
Br ⁻	0.0673
F ⁻	0.0013
B	0.0045
Na ⁺	10.77
Mg ²⁺	1.290
Ca ²⁺	0.4121
K ⁺	0.399
Sr ²⁺	0.0079

Drilling Project; DSDP Site 374, 現在の水深 4,078 m) では, Mg-K 塩が回収された. Mg-K 塩は海水の蒸発の最終段階で晶出する鉱物 (Fig. 2) であるため, 海水の濃縮が極めて進んだ高濃度の塩水 (ブライン) が深海盆に存在したことを示す証拠となっている. この音響データと掘削試料の解釈を基に, 深海まで干上がったという “desiccated deep basin” モデルが提唱された (Hsü et al., 1973). しかし, このモデルにも様々なシナリオがあり, 決着がついていない. 例えば Clauzon et al. (1996) や Rouchy and Caruso (2006) は, 浅海部と深海盆とで蒸発岩形成時期がずれるというシナリオを提唱した. 第一段階で海水準が少し下がり, 縁辺部で蒸発岩形成が起り, 次いで地中海が完全に孤立して, 侵食が進んで海底峡谷が発達し深部に岩塩が堆積した. 一方 Krijgsman et al. (1999a) は, 沿海部でも深海盆でも同時に蒸発岩形成が始まったと説いた.

蒸 発 岩 と は

1. 蒸発岩の概要

海水などの水溶液から水分が蒸発して沈積した堆積岩が蒸発岩である. 代表的な鉱物は石膏 (gypsum, CaSO₄ · 2H₂O), 硬石膏 (anhydrite, CaSO₄), 岩塩 (halite, NaCl) である.

海水には約 3.5% の塩 (イオン) が溶解している. 海水中の濃度が 1 mg kg⁻¹ 以上のイオンの濃度を Table 1 に示す. 主要な陽イオンは, ナトリウム (Na⁺), マグネシウム (Mg²⁺), カルシウム (Ca²⁺), カリウム (K⁺), ストロンチウム (Sr²⁺), 主な陰イオンは塩素イオン (Cl⁻), 硫酸イオン (SO₄²⁻), 炭酸系イオン (HCO₃⁻ など) である. 海水を煮詰めていくと最初に極微量の Fe₂O₃, 次に少量の炭酸カルシウム (CaCO₃)

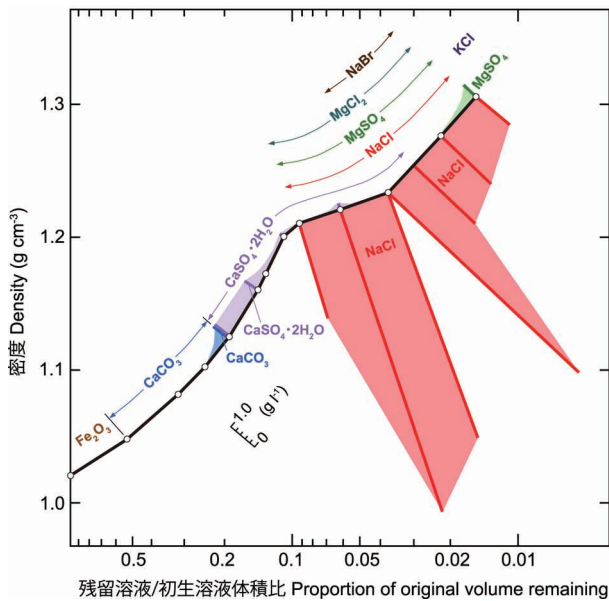


Fig. 2. Brine density (y-axis) versus proportion of original volume remaining (x-axis) in the closed-system evaporation of Mediterranean seawater (initial salinity = 35‰). The concentration of minerals produced (in grams per liter of water) is indicated by the lengths of the lines drawn perpendicular to the curve. Modified after Friedman and Sanders (1978).

が析出し、次に硫酸カルシウム(石膏)が析出する(Fig. 2)。その後、海塩の主要成分である塩化ナトリウム(岩塩, NaCl)が析出し、硫酸マグネシウム(MgSO₄)、塩化マグネシウム(MgCl₂)、塩化カリウム(KCl)、最後に臭化ナトリウム(NaBr)が析出する(Fig. 2)。

海水の蒸発によってできる蒸発岩の晶出順序は上記の通りであるが、その晶出物の内訳は塩化ナトリウムが78%と圧倒的に多く、硫酸カルシウムが約4%を占める(橋本・村上, 2003)。溶液の体積が元の海水の約1/5になるまで蒸発すると石膏が沈積を始め、約1/10で岩塩の析出が始まる(Fig. 2)。硫酸カルシウムは常温では2つの水分子と結合した石膏として析出するが、地下への埋没による圧力上昇あるいは高温化すると、水分子が除去された硬石膏へと変化する(Lugli, 2001)。石膏の溶解度は小さいので、溶解しにくく、岩塩と比較すると地層として残りやすい。

2. 地質時代の蒸発岩から推定される海水組成の変化

蒸発岩構成鉱物の析出順序がこの9億年間の蒸発岩でほとんど変化していないことが知られている(Holland, 1972)。このことは、海水の塩の成分が大きく変化しなかったことを意味する。例えば、硫酸イオン濃度が現在と同じ場合、Ca²⁺が3倍になると炭酸カルシウムでなく石膏がまず沈殿を始める。K⁺の濃度が現在と異なると、カリウム塩の鉱物組成が大きく変化する。

現在地球上に蒸発岩として存在しているNaClの総量は、現存の海水中に溶存するNaClの30%程度と推定されている。すべて溶存させても塩分は30%上昇するにとどまる。

少なくとも顕生代に塩分が現在の海水の1.3倍を越えたことはなかったと推定される。

3. 現代の塩田における蒸発岩鉱物

海水の蒸発が進み塩分が高くなった塩水(ブライン)は通常の海水に比べて屈折率が高く赤外線を吸収しやすいことで蒸発がさらに促進される一方で、塩分が高くなるにつれ表面張力が増加して水分の蒸発が阻害されるという面もある。蒸発岩の形成過程については古くから食塩の製造でも知見が培われており、実験室でも比較的容易に再現できる。蒸発岩の形成プロセスについてはSchreiber and Tabakh (2000)に詳しい。ここでは、イタリアのシチリア島Trapaniの天日塩田を例に蒸発岩鉱物の晶出について解説する。

地中海周辺は地中海性気候の名で知られるように、乾燥した夏と湿潤な冬が特徴である。地中海の中心部に位置するシチリア島では、気温は夏27°C、冬15°Cと一年を通して温暖で、夏期(6~8月)は亜熱帯高気圧が張り出して乾燥し、冬期(10~12月)には偏西風の影響が強くなり降水が増えて湿潤となる。年降水量は600 mm前後である。また、アラビア半島とサハラ砂漠に由来する高温・乾燥の季節風(シロッコ)と低温・湿潤の海洋性気団が前線を形成して降雨をもたらす。シロッコは春と秋(特に3月、11月)に発生しやすく、半日~数日間にわたり南~南東から風速20 mを超える強風が続く。北アフリカでは砂塵を伴う乾燥した強風が吹くが、地中海では嵐となる。

3.1 海水からの蒸発岩鉱物の晶出 シチリア島Trapaniの天日塩田では、乾期の5月~9月に食塩を製造している(Fig. 3)。海水の蒸発で最初に沈殿する塩は酸化鉄や炭酸カルシウムで、塩分140~320 gL⁻¹まで蒸発が進むと石膏が沈殿する。従って海水の主要元素では最初にカルシウムが除去される。海水を引き込んだサリーナと呼ばれる塩田では、最初の段階で炭酸塩や石膏を沈殿させる(Fig. 3d)。塩分と密度をモニタリングして、カルシウム塩が沈殿し終わった時点でブラインを塩化ナトリウム沈殿用の塩田に移す。一面に厚さ20 cm程度の岩塩が析出する(Fig. 3a)。塩化ナトリウムは、まず過飽和になりやすいブラインの表層にラフト(浮いた状態の結晶)として出現する(Fig. 3b)。ラフトは立方体のNaCl結晶が板状に集積したものである。ラフトが成長すると、重みで塩田の底に沈み、より大きな結晶(bottom-grown crust, Fig. 3b)を形成する。十分な水深があれば結晶は上方に成長し、ブラインが浅ければ側方に結晶が成長する(Fig. 3c)。また、降雨によって岩塩が溶解すると、平坦な表面を作る(Fig. 3d)。表面には雨滴に含まれる微量の塵が堆積し、赤みを帯びた色になる。蒸発岩の沈殿と結晶成長は母液が過飽和になれば良いので、必ずしも完全な蒸発を必要としない。この特徴は非常に重要である。実際にサリーナでは十分な水深がある状態でブラインから岩塩や石膏が沈積している。

マグネシウム塩とカリウム塩が認められた場合には蒸発が最終段階まで進んだことの指標となる(Harvie et al., 1980)。塩化ナトリウムが沈殿し尽くしカリウム塩の沈殿が始まるとサリーナのブラインは排水される。マグネシウム塩

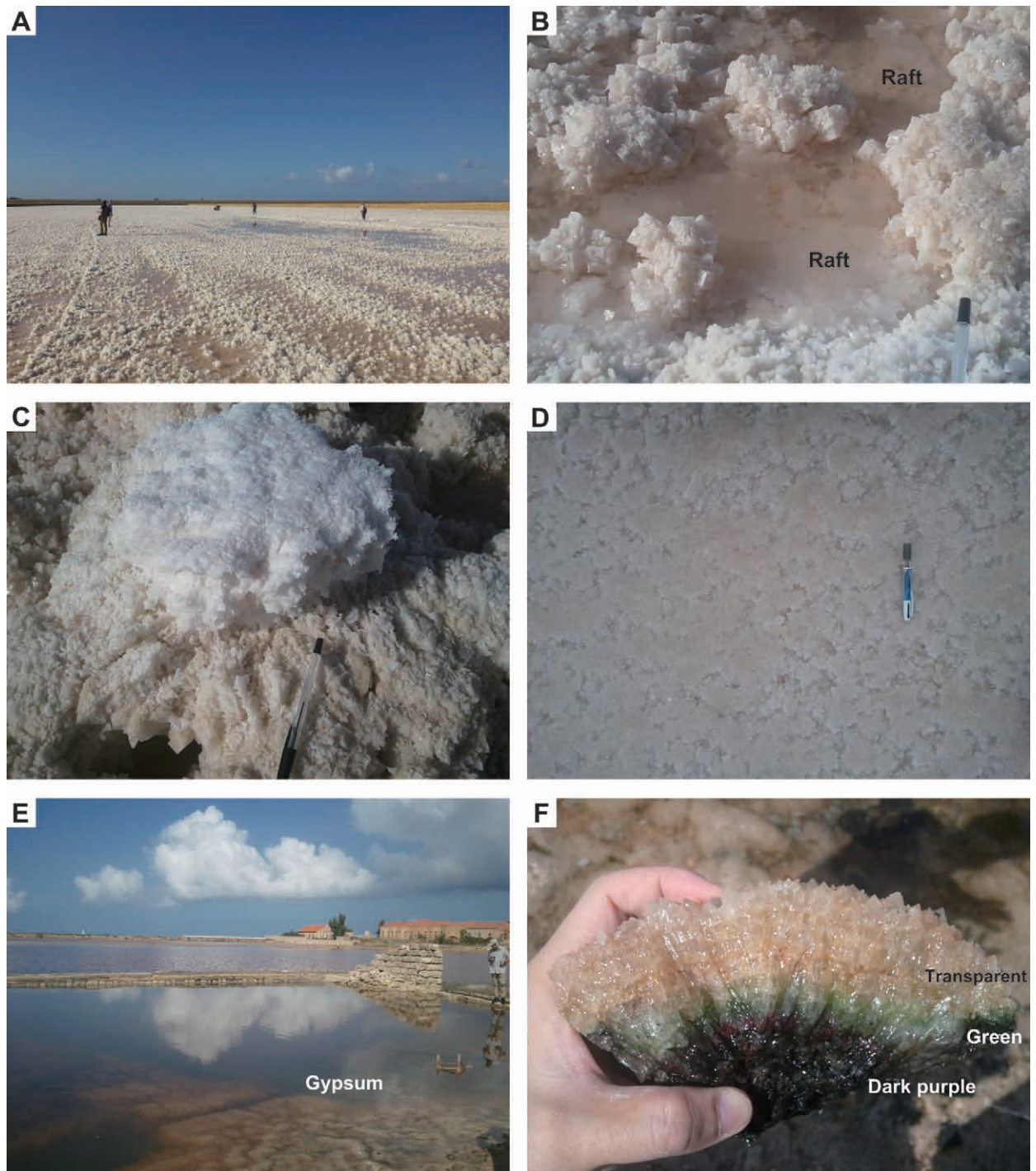


Fig. 3. Modern evaporites in industrial salt ponds (salinas) in Trapani, Sicily, Italy. (A) Overview of a salt pond used for halite precipitation. (B) Close-up image of halite in a salt pond, showing rafts floating on the brine surface and a crust of bottom-grown cubic halite. (C) Laterally growing halite from a bottom-grown halite crust. (D) Bottom-grown halite showing a flat surface caused by dissolution after rain. (E) Overview of a gypsum pond in a salina, showing dome-shaped gypsum on the bottom. (F) Cross-section of gypsum precipitated in a gypsum pond. The gypsum shows a mm- to cm-scale banding that formed annually. Green and dark purple bands are biomats of cyanobacteria and sulfate-reducing bacteria, respectively (see text for details).

やカリウム塩は吸湿性が高いので乾燥気候でも雨期が存在すると保存されにくい、ポリハライト(polyhalite, $K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$)は比較的安定である。天然での蒸

発岩の形成時には、先に沈殿した鉱物の溶解や淡水・ブラインの流入などが起こるため、必ずしも海水を濃縮した際の晶出順序を反映しない。このため蒸発鉱物の組成をもとに各蒸

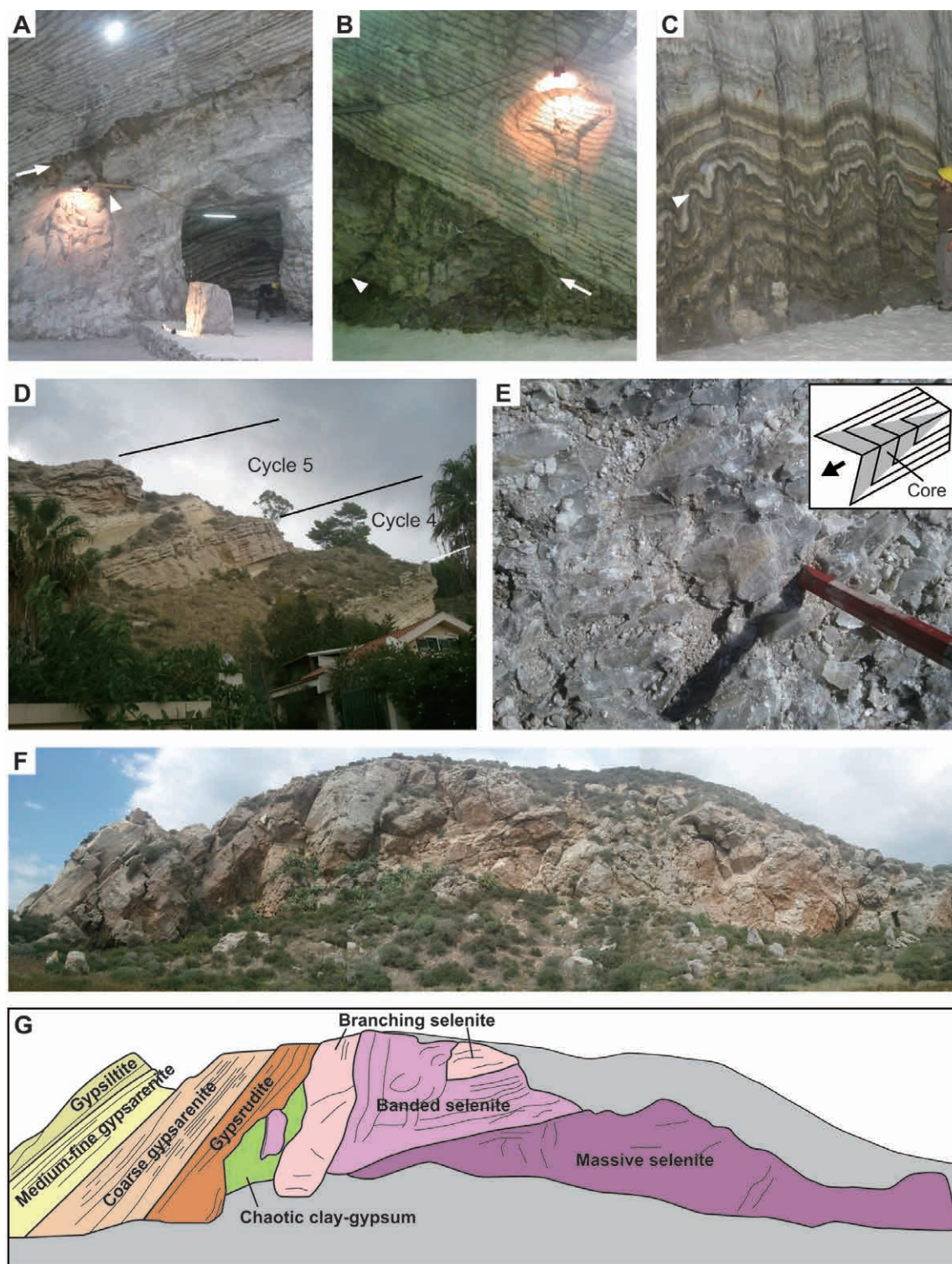


Fig. 4. Messinian evaporites in Sicily. A–B) Halite layers in the Realmonte mine, showing a clay layer (white arrows) with near-vertical desiccation cracks (white triangles). The clay layer separates the halite layers of Unit B (lower) and Unit C (upper); the latter contains rhythmic alternations of halite and thin anhydrite–clay beds (Lugli et al., 1999). Details are given in Fig. 7. C) Folded halite layers with a thin bed of kainite (white triangle) within Unit B in the Realmonte mine. D) Upper Gypsum unit in the Eraclea Minoa section, Sicily, showing the sedimentary cycles from No. 3 (bottom) to No. 6 (top). Details are given in Fig. 8. E) Fragments of twinned crystals of gypsum in a block of Resedimented Lower Gypsum (RLG) in Sicily. The inset shows the schematic structure of vertically oriented selenite crystals, showing swallow-tail twins with a yellowish triangular core that generally contains abundant microbial filaments (see Lugli et al., 2010). F–G) Overview of Resedimented Lower Gypsum in Eraclea Minoa, showing gypsum turbidite (gypsarenite and gypsiltite) layers on the left-hand side and reworked large blocks of lower gypsum units composed of massive, banded, and branching selenites. Details are given in Fig. 6. Figure 4G is from Roveri et al. (2006).

発岩の形成シナリオを検討する必要がある。

3.2 塩田に生息する微生物 蒸発岩は高塩分・浅海・有光層という三つの環境条件のもとで沈殿するため、好塩性の微生物(バクテリア、アーキア、藻類)の生息場所となる。ただ、珪藻は塩分濃度が 150 g L^{-1} になると生息できないので、これを超えるような環境に耐えられる生物はシアノバクテリア *Aphanotheca* 属や *Dunaliella* 属などに限られる。

Trapani の塩田で形成された石膏クラストには、表面から数 cm の深さに緑色の層、さらに内部に黒～暗紫色となる層状構造が認められる(Fig. 3f)。緑色と暗紫色はそれぞれ石膏結晶の間隙にできる光合成細菌(シアノバクテリア)と硫酸還元菌のバイオマットに由来する。暗紫色の層では硫酸還元により石膏の溶解が起こっている。シアノバクテリアや硫酸還元菌は光量と酸素濃度に応じて石膏内部で棲み分けをしている。代謝生成物を利用した共生も起きているかもしれない。このようなバイオマットの存在は地質時代の岩塩層にも記録されている。例えばメッシニアン期の岩塩からはシアノバクテリアの DNA が抽出されており(Panieri et al., 2010)、シアノバクテリアの DNA 化石としては最も古い記録である。天日塩田とメッシニア蒸発岩の石膏は結晶の形状が異なっており、塩田の石膏は単結晶の集合体であるのに対してメッシニア蒸発岩は燕尾状の結晶(swell-tail twin crystals)が多くみられる(Fig. 4e)。この要因はいまだ謎であるが、おそらくは微生物活動が石膏の結晶成長に影響していると推測されている。より大型の生物では生きた化石の一種ブラインシュリンプ(*Artemia* 属)が多く生息しているが、彼らは乾燥・高塩環境に順応した巧みなライフサイクルを営んでおり乾燥が進んで生息が困難になると休眠卵を形成して次の雨期まで堪え忍ぶ。

4. 蒸発岩形成環境を推定する指標の基礎

蒸発岩の形成環境は堆積構造と化学組成から知ることができる。石膏や岩塩の内部構造は形成時の通常の堆積物と同様に堆積環境が記録されている。石膏は微細な針状結晶として沈殿し、水深に応じて平行葉理、斜交葉理、リップルが見受けられる(Manzi et al., 2009; Lugli et al., 2010)。結晶の大きさが 2 mm 以上の透明な石膏結晶をセレナイト(selenite)と呼ぶが、通常は大きさ数～数十 cm 以上のものを指す(Fig. 4e)。乾期雨期のある気候帯の浅海で石膏が形成される場合には内部に年縞が形成される。これは冬期の降雨による淡水の流入によって石膏の表面が溶解することが原因であり、Trapani 塩田の石膏クラストでも観察できる(Fig. 3f)。石膏の結晶成長方向はブラインの流向と密接に関連しており、層理面に対して結晶の成長方向が斜交している場合、結晶の成長方向に垂直な流れ(水平方向の流れ)が存在したことが示唆される。また、縁辺部で削剥された石膏が再堆積したものを碎屑性石膏(礫質のものを gypsrudite、砂質のものを gypsaenite、シルト質のものを gypsiltite)と呼ぶ。石膏は 600 m 程度まで埋没すると硬石膏(CaSO_4)に相転移し(Murray, 1964; Lugli, 2001)、体積は約半分になり(Jowett et al., 1993)、それに伴う組織の変化が報告されている(Azam, 2007)。

浅海性岩塩の結晶化は、塩田での結晶成長がアナログとなる。先述の通り、結晶化は高塩水の表面でのラフト形成に始まり、結晶がある程度の大きさになると底に沈んで結晶成長が続く(Fig. 3b)。これによって粗粒な NaCl 結晶の塊状構造となる。浅海で形成された結晶では、急速に成長するため大量の流体包有物が取り込まれる。一方、深海でブラインから岩塩が沈殿する場合、細粒の結晶からなる薄い層理や葉理が形成される(Schubel and Lowenstein, 1997; Lugli et al., 1999)。岩塩が完全に干出した場合には侵食面から深さ数 m にも達する乾裂(desiccation crack)が形成され、内部には風成塵と思われる粘土層が堆積する(Figs. 4a, 4b)(Lugli et al., 1999)。

蒸発岩の化学組成や同位体比からも形成環境に関する情報が得られる。一般的な化学指標として放射性起源ストロンチウム同位体比($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)や、硫黄($\delta^{34}\text{S}$)・酸素($\delta^{18}\text{O}$)・炭素($\delta^{13}\text{C}$)安定同位体比が用いられる。蒸発岩の構成鉱物では、生物起源の炭酸塩にみられるような生物鉱化作用による元素分配や同位体分別をほぼ無視できる。このため、蒸発岩から地質時代における海水の化学組成や同位体組成を知ることができる。

一方で、蒸発岩は閉鎖的な海域で形成されるため、海盆スケールで同位体組成が異なるケースも多い。ストロンチウム同位体を基にその一例を示そう。海洋における Sr^{2+} の滞留時間は 240 万年と長いので、現在の海水の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は海域によらず一定の値を示すが、地質学的な時間スケールでは主に陸域(河川水+地下水)からの Sr 流入のバランスによって変化する。ただし、閉鎖的な蒸発性海盆ではブラインの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値が陸域の風化物質の流入によって特有の値を有する。各種蒸発鉱物の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値はいずれもブラインと同じ値をもつので、各海盆での陸源物質の流入量やその時系列変化、あるいは海盆間の対比に用いられる(Flecker et al., 2002; Flecker and Ellam, 2006; Lugli et al., 2010)。環境物質中の硫黄は -2 から +6 まで大きな酸化数の変化が起こるため、それに伴って自然界では最大 180‰ に及ぶ $\delta^{34}\text{S}$ 値の変動が起こる(Hoefs, 2004)。ブラインから石膏が沈殿する際の硫黄同位体分別は小さいので、大局的には海盆の硫酸イオンの $\delta^{34}\text{S}$ 値を代表すると考えてよい。このため蒸発岩の石膏を用いてブラインの $\delta^{34}\text{S}$ 値を復元できる。ただし閉鎖的な蒸発性海盆では硫酸塩の $\delta^{34}\text{S}$ 値が均一ではなく、同時代の海水の値よりも 2‰ 高い値を示す例が報告されている(Lu et al., 2001)。これは硫酸還元や硫化物の再酸化が原因とされる。また、岩塩や K-Mg 塩に含まれる硫酸塩の $\delta^{34}\text{S}$ 値は石膏よりも最大で 4‰ 低い値を示す(Raab and Spiro, 1991)ため $\delta^{34}\text{S}$ 値の解釈には注意が必要である。蒸発鉱物の $\delta^{18}\text{O}$ 値は主にブライン(水や硫酸イオン)の $\delta^{18}\text{O}$ 値を反映するが、水の蒸発過程では低い $\delta^{18}\text{O}$ をもつ水分子ほど気化しやすいので、海盆の水は ^{18}O に富むことになる。炭酸塩の場合には水温が約 4°C 上昇すると鉱物の $\delta^{18}\text{O}$ 値は 1‰ 減少するが、蒸発の効果がより強く反映されるため初生的な炭酸塩は高い $\delta^{18}\text{O}$ をもつ。近年では岩塩の流体包有物の $\delta^{18}\text{O}$ 、水素同位体比(δD)を測定することで、より直接的

な蒸発岩の形成環境復元が試みられている (Rigaudier et al., 2011)。

後期中新世の酸素同位体比層序と海水準変動

後期中新世から前期鮮新世の気候変動は、北大西洋の掘削コア (国際深海掘削計画 Ocean Drilling Project, ODP Site 982) 中の底生有孔虫の酸素同位体比に基づいて復元されている (Shackleton et al., 1995; Hodell et al., 2001)。メッシニアン後期 (6.26~5.50 Ma) は、Latest Miocene Glaciation と呼ばれる氷床発達期を含み (Hodell et al., 1994, 2001), 4.1 万年の氷期-間氷期サイクル (18 回分) が顕著になって底生有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ 変動の振幅が大きくなる。特に、ステージ TG20 (5.75 Ma) と TG12 (5.55 Ma) の氷期では底生有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ 値が完新世の値 (約 2.2 ‰) よりも 0.4~0.5 ‰ 重くなり、一時的に大規模な氷床が発達した (Hodell et al., 2001)。Latest Miocene Glaciation は酸素同位体ステージ TG12 氷期 (約 5.50 Ma) をもって終焉する。これに続く時代では、底生有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ 値が軽くなり、その氷期-間氷期サイクルの振幅が小さくなる。このため、氷床の規模は小さくなって海水準が上昇したと解釈されている (Hodell et al., 2001)。

シチリア島の上部中新統の地質概要

シチリア島には中新統-鮮新統の露頭が広く分布している (Fig. 5)。上部中新統は、いくつかの堆積盆が断層を介して分布している。西から Calatafimi 堆積盆、Belice 堆積盆、Caltanissetta 堆積盆、Licodia Eubear 堆積盆の順に分布しており、Caltanissetta 堆積盆が深海相と考えられている (Fig. 5)。メッシニアンの堆積物の岩相は堆積盆ごとに大きく異なることが特徴である。いずれの堆積盆でも中新統の堆積物は鮮新統の半遠洋性石灰質堆積物からなる Trubi 層に覆われる。シチリアの上部メッシニアン階の堆積物は浅海相の初生的下部石膏ユニット (Fig. 6)、深海相の再堆積性下部石膏ユニット、岩塩ユニット (Fig. 7)、上部石膏ユニット (Fig. 8) の 4 つの岩相ユニットに分類される。

4 つの堆積盆のうち、Calatafimi 堆積盆と Licodia Eubear 堆積盆は浅~中深度の堆積盆 (< 200 m) と考えられる。ここでは初生的下部石膏ユニットがメッシニアン侵食面を介して Trubi 層に覆われる (Fig. 5)、浅~中深度の堆積盆ではメッシニアン期塩分危機の中~後半に相当する時代の堆積物は侵食によって失われている。

浅海性の Calatafimi 海盆の南東に位置する Belice 堆積盆では、下部石膏ユニットが再堆積した複雑な岩相を呈す (Lugli et al., 2010)。数 100 m~数 km に及ぶ巨大なブロックやセレナイトのタービダイト層が、セレナイトを主体とする泥質基質中に挟在する。ブロックの内部には下部石膏ユニットの初生的セレナイトが認められるため、周辺の浅海相 (例えば Balatafimini 堆積盆) からスランプや海底地すべりで供給されたものと解釈される。泥質基質中には再堆積した古い時代の有孔虫が含まれる。

深海相とされる Caltanissetta 堆積盆の蒸発岩相は、碎屑

性蒸発岩類や厚い岩塩層がメッシニアン期塩分危機以前に堆積した海洋堆積物を覆い、さらに上部石膏ユニットがこれらを覆う (Fig. 5) (Roveri et al., 2006; Lugli et al., 2010)。Caltanissetta 堆積盆の碎屑性蒸発岩類でも、Belice 堆積盆と同様に巨大な碎屑性ブロックやセレナイトのタービダイトが石膏質基質中に認められる (Fig. 4f, 4g)。ブロック中には燕尾状のセレナイト結晶など下部石膏ユニットの初生構造が認められる (Fig. 6)。

このように、シチリア島の深海堆積相では碎屑性蒸発岩類の寄与が大きい。いずれの碎屑物にも陸上で堆積した証拠はなく、海底で重力流によって堆積したものと考えられる (Lugli et al., 2010)。Caltanissetta 海盆の厚い岩塩層は、堆積盆の凹部で碎屑性蒸発岩類とほぼ同時期か、少し後に形成したと考えられている。この碎屑性蒸発岩類と厚い岩塩は、さらに上部石膏ユニットに覆われる (Fig. 8)。

シチリア島におけるメッシニアン期塩分危機 (MSC)

シチリア島の蒸発岩の形成は、3 つのステージに分類されている (Roveri et al., 2006, 2008)。本論では各ステージの年代と特徴について解説する。

1. 第 1 段階 (5.97~5.61 Ma) : 初生的下部石膏ユニットの形成

メッシニアン期塩分危機の始まり (5.97 Ma) は、下部メッシニアン階の海洋堆積物のサイクル層序 (粘土質・石灰質堆積サイクル) と古地磁気層序によって確立されている (Krijgsman et al., 1999a; Manzi et al., 2013)。Calatafimi や Licodia Eubear など浅~中深度の堆積盆では定常的に酸素に富む底層水の条件下で初生的下部石膏ユニットが形成された (Krijgsman et al., 1999a)。この蒸発岩ユニットは、前期メッシニアンの海洋性堆積物である Tripoli 層の上位に堆積している。

初生的下部石膏ユニットは、その分布が縁辺域に限られるものの、スペイン、イタリア、ギリシャ、キプロスと地中海の広範囲に堆積した (Lugli et al., 2010)。周期的な塊状セレナイト・層状セレナイト互層が特徴である (Fig. 6)。この周期は歳差運動に関連した気候変動と海水準変動に呼応していると考えられる (Lugli et al., 2010)。歳差運動に関連しているという解釈が正しいければ、35 万年という短時間に最大 300 m の蒸発岩が堆積したことになる。石膏には陸上露出の形跡が認められないことから、浅すぎない海底 (< 200 m) で沈積したと考えられる。

下部石膏ユニットの 1 回の堆積サイクルの層相は、下から上に EF1~EF8 と分類されている (Fig. 6c) - EF1 : 粘土質の頁岩, EF2 : ラミナ状~ストロマトライト状石灰岩, EF3 : 塊状 (massive) セレナイト, EF4 : 縞状 (banded) セレナイト, EF5 : 結晶が枝状に連なった (branching) セレナイト, EF6 : セレナイト偽礫 (displacive selenite), EF7 : 石膏礫岩 (gyprudite), EF8 : 石膏砂岩 (gypsarenite) (Lugli et al., 2010)。頁岩 (EF1) や石灰岩 (EF2) は十分な水深がある海底で堆積し、塊状セレナイト (EF4) は比較的水深が深くブラインの飽和度が相対的に低い状態で沈積したと

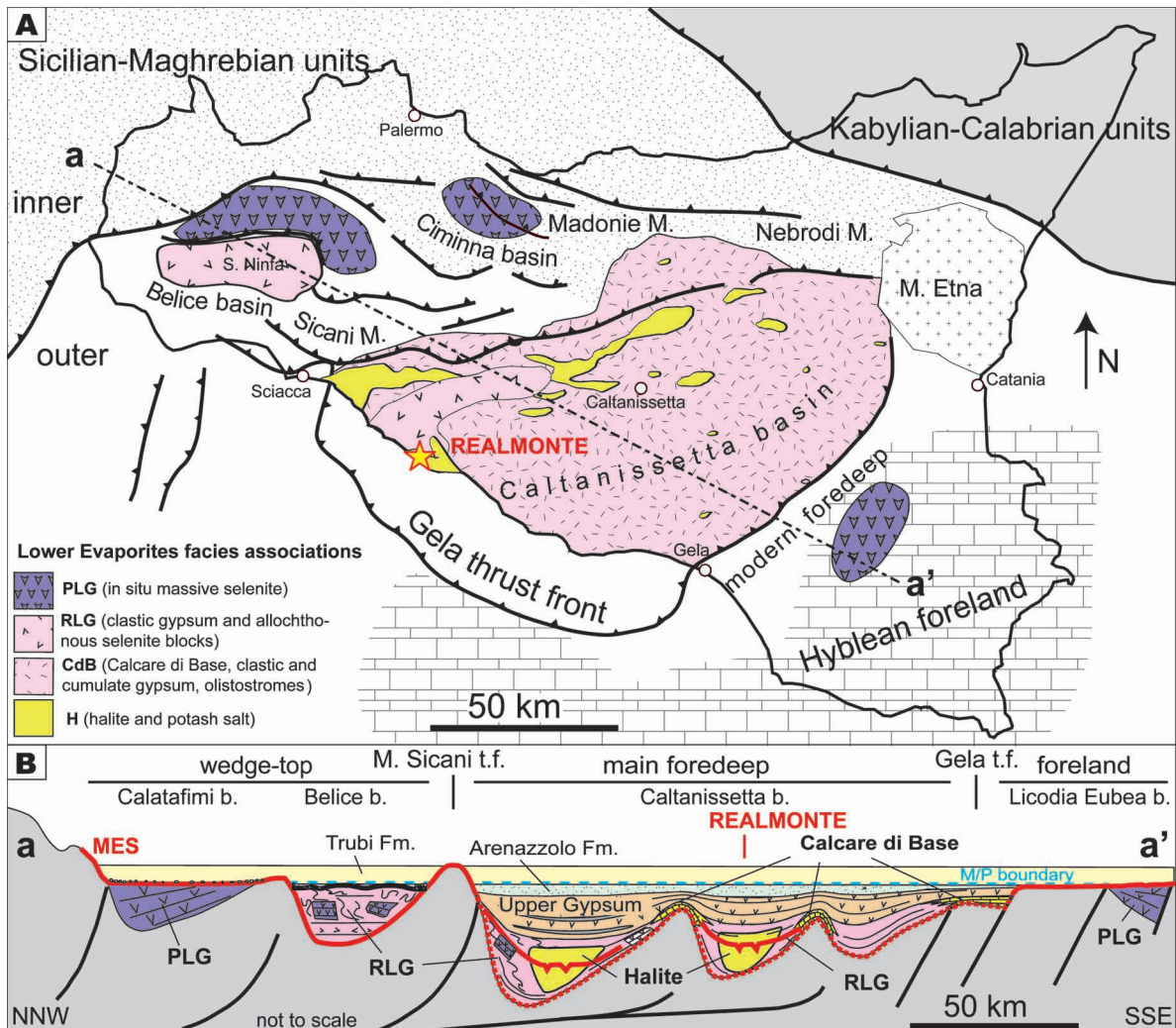


Fig. 5. A) Schematic geological map of Sicily (from Manzi et al., 2011, 2012) showing the location of the Realmonte mine (see Fig. 7). B) Schematic geological cross-section through the Sicilian Basin (from Roveri et al., 2008; Manzi et al., 2012). PLG: Primary Lower Gypsum, RLG: Resedimented Lower Gypsum, H: Halite unit, UG: Upper Gypsum, MES (red bold line): Messinian erosional surface, M/P boundary (light blue dashed line): Miocene/Pliocene boundary.

考えられる (Fig. 6d). また、縞状セテナイト (EF4) は飽和度のより高いブラインから晶出し、その時期は歳差サイクルで規制された気候サイクルのうち、最も乾燥化が進んだ時期に対比される。枝状セテナイト (EF5) は、主に水平方向の強い流れがある状態で発達すると考えられている (Lugli et al., 2010)。枝状セテナイトの存在は、ブラインの水位が上昇して強い流れが発生した時に晶出したことを意味する (Fig. 6d)。EF6～EF8 は異地性の石膏で、乱泥流で運搬された。このように、1 回のサイクルで見かけ上の海進-海退を示す。

このような堆積サイクルが、アペニン山地では合計 16 回認められる (Lugli et al., 2010)。1 番目と 2 番目のサイクルはセテナイトの巨晶 (> 30 cm) からなる薄層で特徴づけられ、比較的飽和度の低いブラインから石膏がゆっくり晶出したことを示唆する (Lugli et al., 2010)。全体的には、下部石膏ユニットを通して徐々に浅海化する傾向にある。特に、枝状セテナイトは第 6 周期 (5.84 Ma) 以降に出現する (Fig.

6b)。興味深いことに、こういったサイクルはイタリア・アペニン山地やスペイン・ソルバスで同様に認められる。このことは、5.84 Ma 以降に広域的な水循環パターンが変化し、塩水に流れがある状態で蒸発岩形成が進んだことを示している。サイクルごとの岩相の特徴にもとづき、深海盆で再堆積したブロックに含まれる石膏層から下部石膏ユニットのサイクルを同定する試みもなされている (Roveri et al., 2006, Lugli et al., 2010)。

海盆ごとの海水の交換はストロンチウム同位体組成に基づいて検討されている。アペニン山地の Vena del Gesso 海盆の石膏の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は 0.708893～0.708998 と低く、これは中生代の石灰岩に由来する低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の寄与によるものとみられる。この低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値はアペニン地域の海盆が閉鎖したことで説明できる。一方シチリアでは、初生的下部石膏ユニットの上部のストロンチウム同位体組成の多くは当時の大西洋の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値 (0.70900～0.709024) に近い値

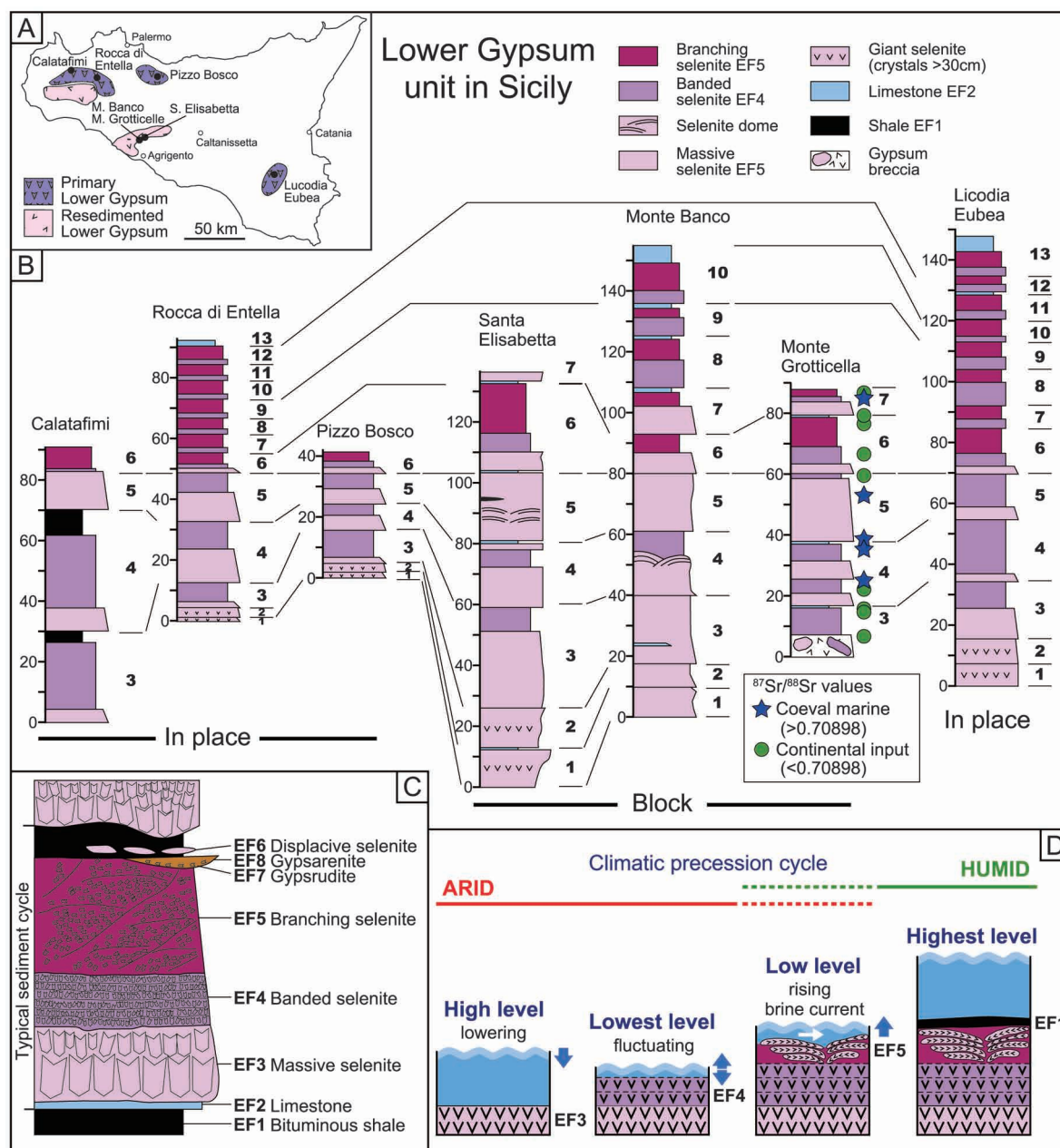


Fig. 6. The Lower Gypsum unit in Sicily, after Lugli et al. (2010). A) Map of logged sites showing the distribution of Primary Lower Gypsum in shallow basins and Resedimented Lower Gypsum in deep basins. B) Stratigraphic logs of Lower Gypsum units. Note that the Calatafimi, Rocca di Entella, Pizzo Bosco, and Licodia Eubea sites are primary (in situ), while gypsum sequences in Santa Elisabetta, Monte Banco, and Monte Grotticelle are included in reworked blocks. Cycle numbers are shown on the right-hand side (bold numbers). Strontium isotopic data from the Monte Grotticelle site are shown as blue stars ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values identical with the coeval latest Miocene seawater; i.e., >0.70898) and green circles ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values showing a continental influence; i.e., <0.70898). C) Typical facies association of a single sedimentary cycle composed of eight components (EF1 to EF8). D) Schematic illustration of the depositional settings of EF3, EF4, EF5, and EF6, with respect to brine levels and climatic conditions.

を示し (Fig. 6b), 外洋水が地中海に断続的に流入したと考えられる (Lugli et al., 2010)。

このステージでは、深海盆では石膏が堆積せず、有機物に富む頁岩やドロマイトが堆積した (Lugli et al., 2010, Manzi et al., 2011)。これは、深海盆では水柱の成層化によって嫌気的水塊が海底に出現し、硫酸還元によって硫酸濃度が低

下し石膏の晶出が規制されていたと考えられる (Manzi et al., 2007, De Lange and Krijgsman, 2010)。

2. 第2段階 (5.61~5.55 Ma) : 深海盆での石膏の再堆積と岩塩層の形成

地中海塩分危機の絶頂期にあたる。沿海部では第1段階で縁辺部に堆積した下部石膏ユニットの一部が陸食さ

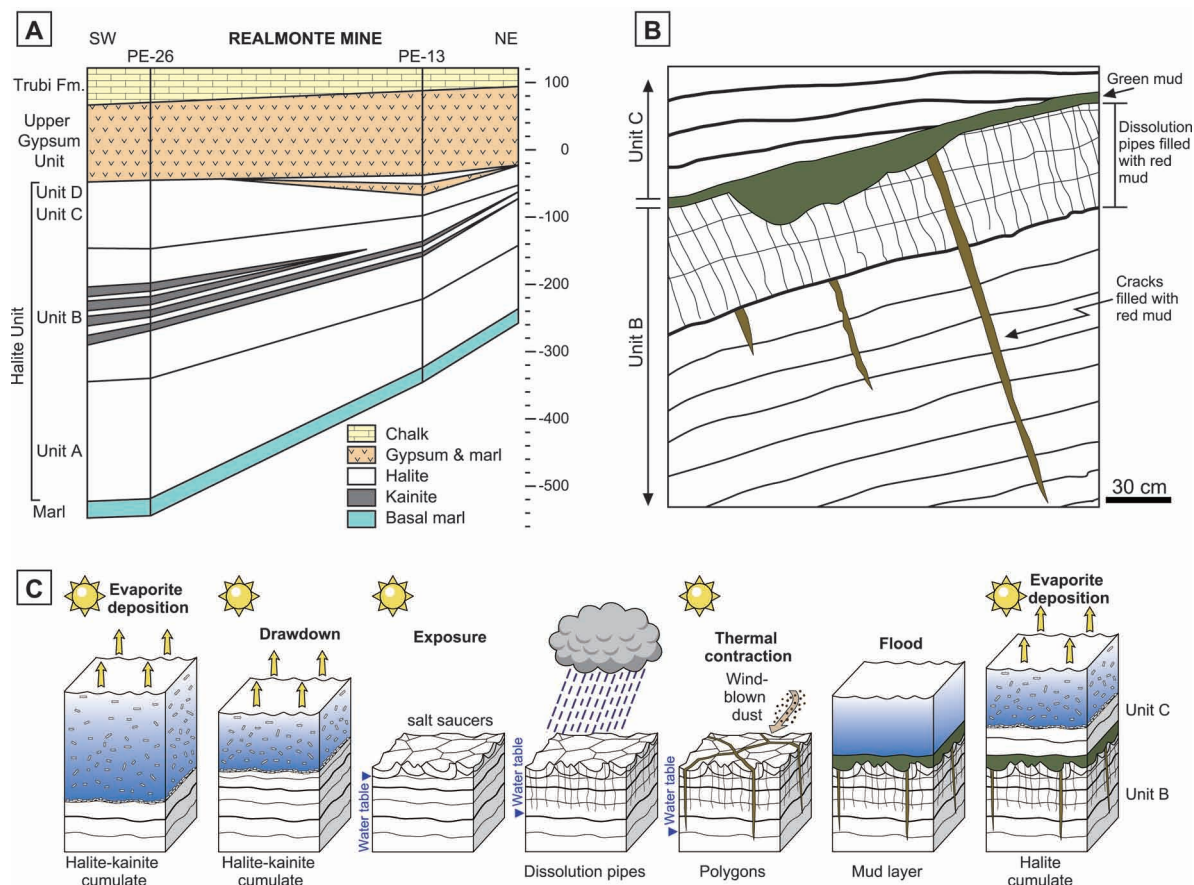


Fig. 7. Summary of the halite unit in the Realmonte mine, modified after Lugli et al. (1999). A) Stratigraphic section in the Realmonte mine. B) Schematic diagram showing the boundary between Units B and C at a depth of -128 m in the Realmonte mine. C) Schematic diagram (not to scale) showing the geological evolution of the Realmonte salt deposit; from left to right: subaqueous deposition of the halite-kainite cumulate of unit B; drawdown of the water level; desiccation of the basin and exposure of the salt beds with the formation of salt saucers; further lowering of the groundwater table and formation of meteoric dissolution pipes that cut through the salt beds; formation of deep thermal contraction polygons bordered by open cracks 6 m deep that were filled by wind-blown dust (i.e., the groundwater table was at least 6 m below the surface); flooding of the basin with dissolution and truncation of the topmost buckled salt layers and deposition of a mud layer; and development of a new evaporative sequence with deposition of the halite-mud couplets of unit C.

れ、深海盆では浅海盆の下部石膏ユニットが起源と思われる大量の碎屑性(再堆積性)石膏が供給された(Roveri et al., 2008). 碎屑性蒸発岩類の形成時期が下部石膏ユニットの形成時期よりも新しいと考えられる根拠は、Caltanissetta 堆積盆の碎屑性蒸発岩類の層位が、浅海盆の侵食面と同時期面に当たる層準より上位に位置するためである(Fig. 5b). 再堆積性下部石膏ユニットと周囲の地層の対比から、第2段階の開始は 5.61 Ma と推定されている。

この第2段階は、酸素同位体比ステージ TG14 と TG12 の氷期を含む(Fig. 9) (Van der Laan et al., 2005, 2006; Manzi et al., 2012). また、このステージは地中海周辺の地殻変動が活発化した時期でもある。氷期に海水準が全球規模で低下したことで大西洋から地中海への海水供給が著しく低下し地中海の孤立が高まった。さらに地域的な地殻変動による隆起が加わり、地中海で相対的海水準が著しく低下したと考えられる。これによって浅海部での侵食と大規模な斜面崩壊が頻発し、深海盆に再堆積した。シチリアの Caltanis-

setta 海盆で碎屑性石膏が供給される中、Realmonte など一部の場所で急速な岩塩の析出が起こった(Manzi et al., 2012). 岩塩については 2.1 節で詳細に解説したい。

2.1 シチリアの岩塩鉱床 シチリア島の Realmonte 岩塩鉱床には 400–600 m の厚さの岩塩が分布する(Lugli et al., 1999). この岩塩層は、再堆積性下部石膏岩類とほぼ同時期もしくは少し後に形成されている(Fig. 9). この岩塩層は下位より A~D のユニットに分類される(Fig. 7a). ユニット A は平板状の岩塩からなり、水深が比較的深く成層した水塊の底で結晶成長したと考えられる。ユニット B は平板状の岩塩で上方浅海化を示す。ユニット B にはカイナイト(kainite, $\text{MgSO}_4 \cdot \text{KCl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) 層が 4~6 枚挟まれる(Fig. 4c). カイナイトは海水が蒸発する最終段階で析出する鉱物で、海水がほぼ完全蒸発に近い状態にあったことを示す。ユニット C は山形紋(chevron)状の結晶成長パターンを示す岩塩で、粘土層と互層をなす(Fig. 4a, 4b). ユニット D は硬石膏を挟在する岩塩層である。

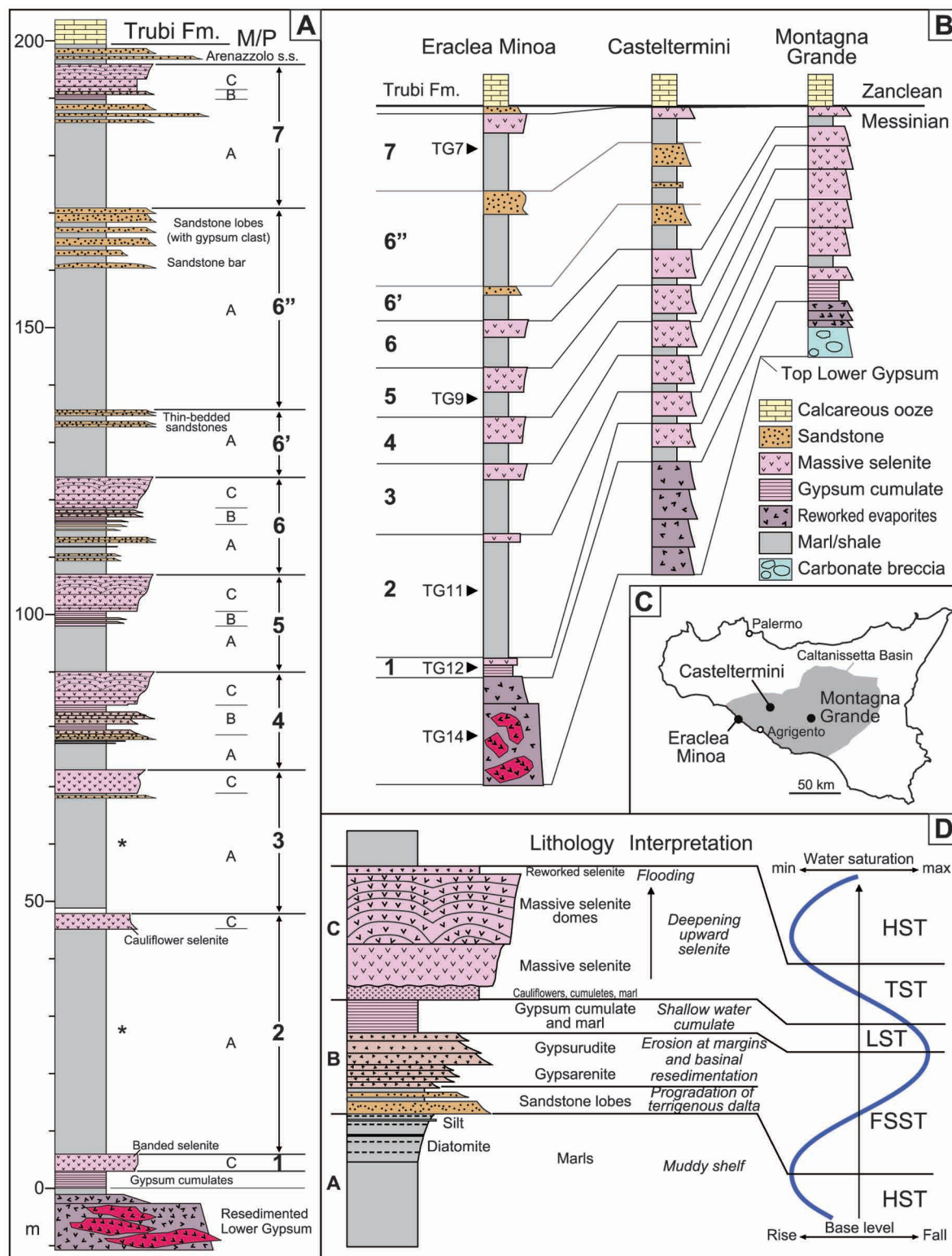


Fig. 8. The Upper Gypsum unit in Sicily, after Manzi et al. (2009). A) Stratigraphic column of the Upper Gypsum unit in the Eraclea Minoa section. The classification of sedimentary facies (A to C) is shown in Fig. 8D. The bold numbers at the right hand side (1 to 7) indicate cycle numbers. An asterisk (*) means that the outcrop is partly covered by vegetation. B) Lithological correlation of the Upper Gypsum unit between the Eraclea Minoa, Casteltermini, and Montagna Grande sections. Stratigraphic levels that can be correlated to oxygen isotope stages TG7, 9, 11, 12, and 14 are shown (Manzi et al., 2009). C) Location map of the three sections in the Caltanissetta basin. D) Typical facies association of a single sedimentary cycle composed of three components (A to C) with changes in water saturation level and the relative sea (brine) level.

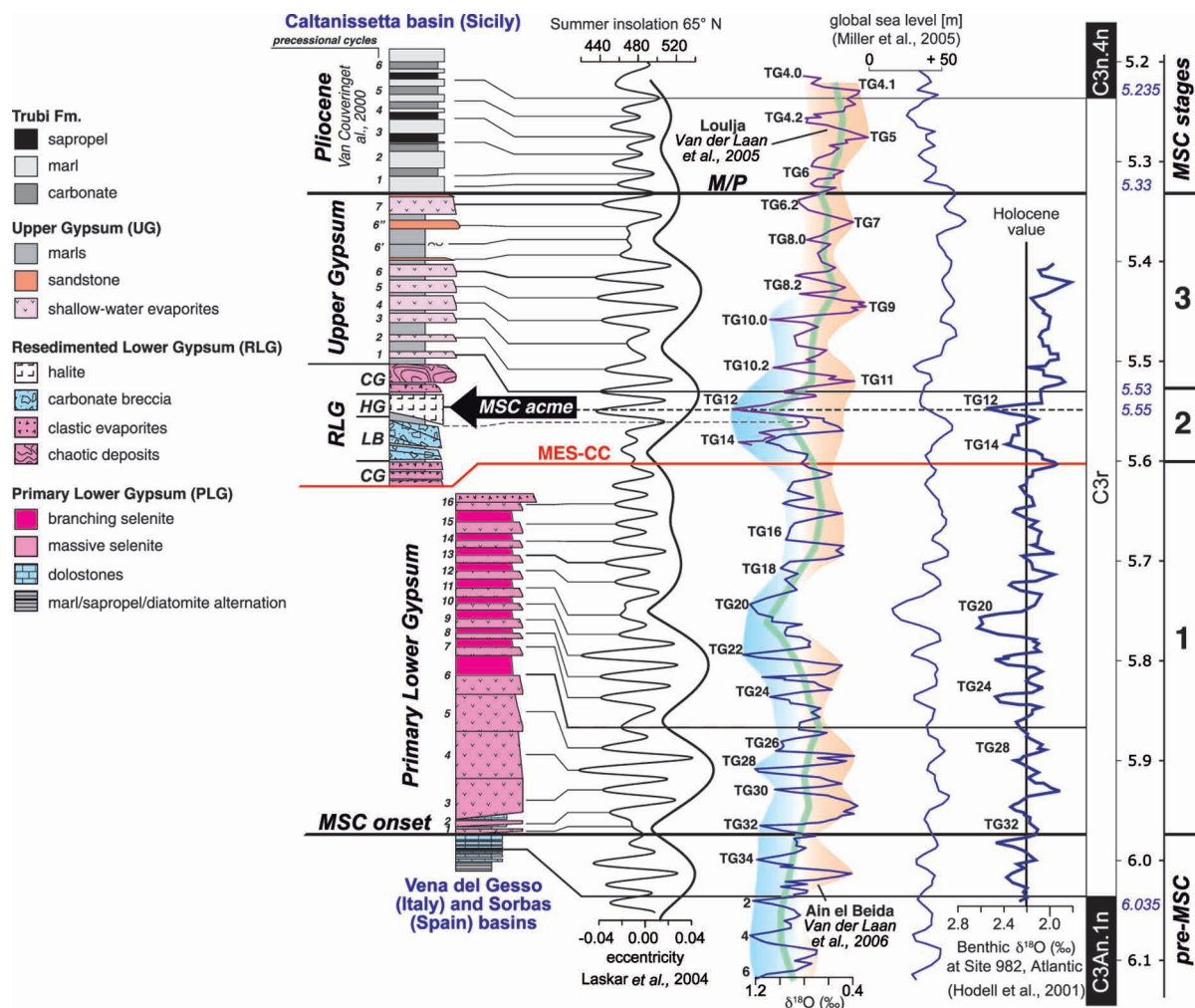


Fig. 9. Correlation between benthic $\delta^{18}O$ records of North Atlantic ODP Site 982 (Hodell et al., 2001) and NW Morocco (Van der Laan et al., 2005, 2006), global sea level change (Miller et al., 2005), eccentricity cycles (Laskar, 2004), and typical lithological changes in the Primary Lower Gypsum unit (PLG) in stage 1 (Lugli et al., 2010), the Resedimented Lower Gypsum (RLG)-halite unit in stage 2, and the Upper Gypsum (UG) unit in stage 3 (Manzi et al., 2009). This figure is modified after Manzi et al. (2012). CG: clastic gypsum, HG: halite and gypsum primary cumulate deposits, LB: limestone breccia, clastic carbonates (Manzi et al. 2011). MSC key-surfaces are: MSC onset (start of evaporite deposition in the Mediterranean); MES-CC (correlative conformity of the Messinian erosional surface) (Roveri et al. 2008); M/P (Miocene–Pliocene boundary).

ユニット B と C の境界には、明瞭な鉛直の割れ目が発達している (Figs. 4a, 4b, 7)。これは 5 m 以下の間隔で存在し、深さは最大 6 m に達する。割れ目の空間的分布から、これらは数 m 規模の多角形乾裂 (giant polygonal desiccation cracks) であり、岩塩が干上がることで形成したと考えられる (Lugli et al., 1999)。ユニット B と C の境界には赤色粘土が挟在する (Fig. 7b)。粘土層はサハラ砂漠などからの風成塵が主な供給源と考えられている。ユニット B の最上部の岩塩層は、塩分の低い水によって溶解した形跡が認められる。このようになったプロセスについて以下のような説明がされている (Fig. 7c)。①ユニット B 堆積の最終段階で塩水がほぼ干上がり、カイナイトを含む岩塩が晶出した。②これらは、最終的に干上がって、表面は皿状の様相を示した (salt saucers)。③その後、降雨により表面の結晶が溶解し

た。④干上がった岩塩には熱膨張などにより多角形乾裂が発達した。⑤サハラ起源の風成塵や洪水などにより粘土質碎屑物が表面を覆い、割れ目を埋めた。⑥その後、再びユニット C の蒸発岩が堆積した (Lugli et al., 1999)。

Realmondo 岩塩鉱山のユニット C では、厚さ数 ~20 cm のほぼ純粋な白色岩塩層と、厚さ 1 ~ 数 mm の粘土層や硬石膏からなるサイクルが認められる (Fig. 4a, 4b)。このサイクルは、岩塩の成長速度を根拠に季節変動に起因する岩相サイクル (年縞) と解釈されている (Manzi et al., 2012)。夏季には高温・乾燥気候下であって蒸発が進み、岩塩の沈積が促進された。一方冬季にはサハラ砂漠からの風成塵が降雨に伴って堆積したか、あるいは洪水によって粘土が供給されて粘土層が堆積した。実際、夏季と推定される部分では岩塩の大きな結晶が保存されているのに対し、粘土層付近の蒸発岩

には雨水や河川水などによる低塩分化で溶解した形跡が観察される場合が多い。ユニット C の岩塩層-粘土層サイクルを年縞と仮定し、その年縞厚をスペクトル解析した結果、3~5 年、9 年、11~13 年、20~27 年、50~100 年の周期が認められた (Manzi et al., 2012)。3~5 年周期はエルニーニョ・南方振動 (El Niño/Southern Oscillation) に、9 年周期は太平洋十年変動 (Pacific Decadal Oscillation) に、11~13 年周期は太陽黒点変動周期に呼応した気候変動が候補として挙げられている (Manzi et al., 2012)。

年縞とされる岩塩・粘土層一組の層の厚さを平均 5 cm として、岩塩層全体の厚さ 600 m と仮定すると、岩塩の堆積期間は 1.2 万年と計算される。岩塩層の中には年縞の認定が難しい層もあるため、この値は最短期間を示す。一方、歳差運動から推定した岩塩形成時期は酸素同位体比ステージ TG12、TG14 の氷期に一致すると推定されており、2 回の氷期を含む期間は約 6 万~8 万年と見積もられる (Hodell et al., 2001, Manzi et al., 2012)。こういった見積もりから、メッシニアン期塩分危機の最盛期にあたる岩塩の形成時期は 1~8 万年と地質学的に短期間であったと評価できる (Fig. 9)。

第 2 段階の碎屑性石膏と次のステージにあたる上部石膏ユニットとの境界の年代は 5.53 Ma と見積もられている (Manzi et al., 2012)。ただし、岩塩上位に薄い石膏層が挟在するため、その堆積期間を差し引くと岩塩形成が終了したのは 5.55 Ma 前後となる。

3. 第 3 段階 (5.55~5.33 Ma) : 上部石膏ユニットの形成

このステージでは、Caltanissetta 堆積盆で上部石膏ユニットが堆積した (Fig. 8)。地中海周辺の地殻変動が静穏期を迎え、海盆全体が沈降したようである。Caltanissetta 海盆もまた沈降場であって海盆域が広がり、見かけ上の海進が進行した。上部石膏ユニットには、初生的石膏とマール質泥の互層からなる 9~10 つのサイクルが認められる (Figs. 4d, 8a)。代表的な 1 回分のサイクルは (A) マール質泥、(B) ラミナ状石膏集積物や碎屑性石膏、(C) 塊状セレナイトからなる (Fig. 8d)。異なる堆積環境が繰り返し出現することは、海水準や海水の塩濃度が周期的に変化したことを反映する (Fig. 8d)。この変化は、歳差運動に呼応した湿潤-乾燥の気候サイクルが原因とされる (Manzi et al., 2009)。マールの堆積時は湿潤気候が卓越した時期に相当し、相対的に塩分の低い状態となる。マール中の炭酸塩の低い $\delta^{18}\text{O}$ 値や汽水性の化石群集もまた低い塩分を示唆する。逆に蒸発岩形成は乾燥気候の時期に当たる。高い炭酸塩の $\delta^{18}\text{O}$ 値が示すように、陸水の寄与が小さく水収支は負となったようだ。

酸素同位体ステージ TG9 (約 5.42 Ma) から TG7 へと時代を経るに従い、陸水の流入や降雨パターンが変化し、表層水が徐々に希釈されて塩分が低下した (Manzi et al., 2012)。これに伴い Lago-Mare と呼ばれる汽水性の化石群集がシチリアをはじめ地中海周辺域に広く認められるようになる。Caltanissetta 海盆の上部石膏ユニットの最上部には Arenazzolo 砂岩層が認められる (Fig. 8a)。この砂岩層は汽水~淡水性の貝形虫群集を含み、メッシニアン期塩分危機

の終わりに淡水の流入が起こったことを示す。第 3 段階の最終期には大規模な海水の流入 (Zanclean flooding) が起こりメッシニアン期塩分危機は終焉を迎える (Van Couvering et al., 2000)。鮮新世の訪れとともにシチリアの深海堆積盆は蒸発岩形成場から半遠洋性海洋環境に戻る。

メッシニアン期におけるシチリア蒸発岩と地中海全体の蒸発岩の関連

1. 西地中海のメッシニアン期塩分危機とシチリアの蒸発岩

西地中海周辺では、浅海盆とされるスペインのソルバスやモロッコなど陸上セクションの石膏・泥質岩互層のサイクル層序が詳細に調べられており、大西洋コアの底生有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 記録との比較によってシチリア島やアペニン山地の下部石膏ユニットや上部石膏ユニットとの対比が進められてきた (Sierro et al., 1999, 2001; Krijgsman et al., 1999a, b; Lugli et al., 2010)。西地中海の深海盆ではメッシニアン期塩分危機の堆積物の完全シーケンスは回収されていない。しかし、音響探査によって三層構造 (Trilogy) が古くから知られていた (Montadert, 1970, Lofi et al., 2005, 2008, Ryan, 2009) (Fig. 1a)。これは下位から Lower Unit, Mobile Unit, Upper Unit で構成され、メッシニアン期塩分危機で形成した一連の蒸発岩シーケンスと考えられている。Mobile Unit はドーム構造やダイアピル構造を呈す音響ユニットであり、速度構造や形態から厚い岩塩層と解釈されている。Upper Unit と Lower Unit には層状構造が認められ、石膏や泥質堆積物などの互層と考えられる。Lower Unit, Mobile Unit, Upper Unit は、それぞれシチリア島の下部石膏ユニット、厚い岩塩層、上部石膏ユニットに対比されてきた (CIESM, 2008)。

ここでは、主に Roveri et al. (2001, 2008), Manzi et al. (2005, 2012), Lugli et al. (2010) で提唱されたシチリア島の蒸発岩シーケンスと深海盆の三層構造との比較を紹介する。

1.1 Upper Unit シチリア島での上部石膏ユニットに対比される。その対比が正しければ、シチリアの上部石膏ユニットに認められる周期的な石膏・マール互層からなるだろう。過去の深海掘削では、Upper Unit の最上部に相当する堆積物が回収された。DSDP Leg 13 や Leg 42A では、バレアス海盆やその縁辺部、バレンシアトラフやアルジェリアマージンなどで石膏や岩塩が回収された (Ryan et al., 1973)。バレアレスライズ DSDP Site 124 では「アトランティスの柱」の愛称で知られるストロマトライト様や層状の硬石膏が回収されている (Fig. 1)。これは現在の乾燥地域の潮上帯にできる硬石膏と炭酸塩のラミナ状~ストロマトライト様堆積物 (サブカ) と共通点が多いことから、浅海性堆積物と結論された (Friedman, 1973)。メッシニアン期塩分危機の後半に深海盆で初生的な浅海性蒸発岩が晶出するという点で、深海掘削の記録はシチリアの上部石膏ユニットの成因のシナリオと似ているかもしれない。

1.2 Mobile Unit 塑性変形構造が発達し、内部構造に乏しい音響ユニットである。西地中海の深海盆では 600~

1,000 m の厚さであるが、陸方向にオンラップしてメッシニアン侵食面に繋がる。シチリアの岩塩層と対比できると仮定すると、いくつかの岩相ユニットに分類される厚い岩塩層からなると予想される。その中には、シチリア岩塩ユニット B のようにカイナイトなどの K-Mg 塩や多角形乾裂が存在するかもしれない。あるいはユニット C のように年縞が発達した岩塩かもしれない。しかし、過去の深海掘削では一度もこの Mobile Unit に到達できていない。

1.3 Lower Unit 厚さ 500~700 m の音響ユニットである。シチリアの下部石膏ユニットに対比されると解釈されているが、年代も岩相も分かておらず証拠に乏しい。Krijgsman et al. (1999a) は Lower Unit を 5.6 Ma 以前にたまった初生的蒸発岩と解釈した。それに対して Lofi et al. (2005) は Lower Unit を 5.6 Ma より後に再堆積でたまった碎屑性堆積物が占めると解釈している。この音響ユニットがシチリアの再堆積性下部石膏ユニットに相当する (Roveri et al. 2008) と仮定すると、後者の解釈がよりもっともらしいと思われる。

1.4 侵食の証拠と再堆積物 西地中海の深海盆では、上記の三層構造が明瞭であるが、沿海部(海底斜面や陸棚など)での構造は非常に複雑である。深海盆の海底下の三層構造は、沿海部でオンラップしており、縁辺侵食面に繋がる。実際、この反射面の掘削 (DSDP Site 121 など) では礫が回収されており、河川堆積物と解釈されている (Ryan et al., 1973)。この反射面は峡谷のような形態を呈し、西地中海フランス沖リオン湾では地中海の海水準が低下して河川ネットワークが発達したと解釈されている (Lofi et al., 2005, 2008)。反射面は沖合に向かって分岐し複数の侵食面になる。Chaotic Unit と称する音響ユニットは、そういった侵食面に挟まれるように分布する。文字通り内部構造が不明瞭で厚さが不規則に変化する音響ユニットで、再堆積性の碎屑物からなると解釈されている (Lofi et al., 2005, 2008)。Lofi et al. (2005, 2008) や Ryan (2009) はメッシニアン侵食面の発達に伴って大量の堆積物が除去されて沖合に供給されたと考えた。その碎屑物は Chaotic Unit を形成し、一部はさらに深海盆に供給されて岩塩の下位もしくは同層準に再堆積したと考えられる。Chaotic Unit はアペニン山地やシチリアに分布する碎屑性下部石膏ユニット (Roveri et al., 2001, 2006, 2008) に対比される。

2. 東地中海のメッシニアン期塩分危機

東地中海では主にキプロス島、クレタ島、エーゲ海周辺の陸上露頭 (Robertson et al., 1995, Orszag-Sperber, 2006)、およびイオニア海やフローレンス海嶺での深海掘削で研究が進められてきた。東地中海での深海掘削では、イオニア海盆 (Site 374) とフローレンス海嶺 (Site 376) で岩塩が回収されている (Fig. 1)。いずれの岩塩も、深海盆底の音響データに広く認められる厚い岩塩層よりも上位層に相当する層準から回収されている。したがって、シチリアの岩塩よりも後の時代の蒸発岩と推察される。イオニア海盆の掘削ではポリハライトやカイナイトといったマグネシウム-カリウム塩を伴う岩塩が回収されており、極めて塩分の高いブラインが存在し

たことを示す (Kuehn and Hsü, 1978)。

西地中海と異なり、東地中海の音響構造には明瞭な Upper Unit や Lower Unit が認められておらず、厚い Mobile Unit のみが広く分布する (Lofi et al., 2005, 2008)。東地中海では Mobile Unit は 1,500 m 以上の厚さとなっており、内部に層状構造を伴う (Lofi et al., 2005, 2008)。西地中海と東地中海では岩塩層が異なる特徴を示す。しかし東地中海と西地中海の Mobile Unit がどのように繋がっているか、同時に形成したものかは不明である。東地中海でも西地中海と同様に Mobile Unit を浅海に延長すると Chaotic Unit を伴う侵食面に繋がる。この侵食面は東地中海南縁のナイルデルタなどで顕著に認められる。Barber (1981) はナイルデルタの詳細な音響探査により、メッシニアン期塩分危機には現在の水深 2,500 m まで陸上侵食の痕跡が見られると報告した。東地中海東縁のレバノン海盆では、音響探査データから再堆積性蒸発岩の存在が示唆されている (Bertoni and Cartwright, 2007)。これはシチリアの碎屑性下部石膏ユニットに対比されるかもしれない。

3. ゲートウェイの歴史

地中海は、かつてスペイン南部 (Betic Corridor) とモロッコ (Rifean Corridor) の 2 か所のゲートウェイを通して大西洋と繋がっていた (Esteban et al., 1996, Sierro et al., 1999, Martin et al., 2001) (Fig. 1b)。中新世の末期にこれらのゲートウェイが徐々に閉じて海水の交換が低下したと考えられている (Krijgsman et al., 1999b, Sierro et al., 1999)。

後期メッシニアン期の氷床発達期 (Latest Miocene Glaciation) の開始 (約 6.26 Ma) はメッシニアン期塩分危機の開始 (5.97 Ma) より 30 万年も古く (Fig. 9)、氷床発達による海水準低下を塩分危機の直接的原因と考えるのは難しい (Hodell et al., 2001)。さらに Latest Miocene Glaciation の中で海水準が 10~30 m 低下したとされる TG20 氷期 (Miller et al., 2005) もまた、メッシニアン期塩分危機の開始 (5.97 Ma) と最も盛期 (5.59~5.50 Ma) と時期が合わない。そのため Rifian-Betic 地域の地殻変動による隆起が塩分危機の開始に不可欠であると認識されている (Hodell et al., 2001; CIESM, 2008)。スペイン側のゲートウェイである Guadalquivir 堆積盆の堆積相には、地殻変動に起因する隆起の痕跡が認められている (Sierro et al., 2008)。Duggen et al. (2003) は、この地域に沈み込んだテチス海洋リソスフェアが西向きにロールバックし、それに伴ってアセノスフェアが上昇したことで Betic-Rifean が隆起したとする説を提唱している。

メッシニアン期塩分危機で 100 万 km³ 規模の蒸発岩類が析出するには、地中海の海水が 30 回以上蒸発する必要がある。Rohling et al. (2008) は下部石膏ユニットの形成時に大西洋から地中海への海水流入率は現在のジブラルタル海峡での流入率の 3% 程度と見積もった。塩分危機の第一段階では海水の流入は僅かに継続していたようである。また、Garcia-Catellanos and Villaseñor (2011) は、ジブラルタル島弧のテクトニックな隆起とゲートウェイでの海水流入に

よる侵食のバランスによって僅かな海水流入が周期的に続くというモデルを提唱し、これが蒸発岩類に認められる岩相変化のサイクルを作ると解釈した。しかし彼らのモデルを支持する地質学的根拠は少なく、議論の余地が残る。

ジブラルタル海峡の開通は、5.33 Ma に起こった (Lourens et al., 1996, Van Couvering et al., 2000)。海峡の開通は Zanclean flooding と呼ばれ、大規模な海水の流入を引き起こしたと考えられている。Latest Miocene Glaciation は TG12 氷期 (約 5.50 Ma) で終わる (Hodell et al., 2001)。これに続く時代には氷床の規模は小さくなって海水準が上昇したと解釈されている (Fig. 9)。しかし、この海水準上昇は 5.50 Ma でありメッシニアン期塩分危機の終焉 (5.33 Ma) より 17 万年も先行する (Hodell et al., 2001)。このため融氷による海水準上昇が塩分危機を終わらせた直接の原因と考えるのは難しい。ジブラルタルの開通には別の要因が必要である。

ジブラルタル海峡は大西洋側で水深 280 m と浅いが、海峡部では 900 m と深いチャンネルとなっており、そのチャンネルは東側のアルボラン海盆に繋がっている (Blanc, 2002; Garcia-Castellanos et al., 2009)。Duggen et al. (2003) は隆起したジブラルタル周辺でスランプなどの斜面崩壊が盛んに発生したことで海峡が開通したとしている。一方、Blanc (2002) や Loget and Van Den Driessche (2006) はメッシニアン期塩分危機の間に河川侵食で形成された谷が Zanclean flooding の際に大西洋からの海水の供給路となったと考えている。いずれかの原因で海峡が開通したのであろう。現在のジブラルタル海峡の海底下には U 字状の音響構造が認められている。Garcia-Castellanos et al. (2009) はこの U 字状構造は Zanclean flooding の際に流路となった峡谷で、海水の流入と共に大きく削られて発達したと解釈した。彼らは数値シミュレーションにより Zanclean flooding の際に海水が大西洋からジブラルタル海峡を拡大させながら $10^8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ で地中海に流れ込んだと見積もった。これはアマゾン川の流量の 1,000 倍に匹敵し、わずか数か月～2 年程度で地中海の大部分に海水が戻る流量である。その間に地中海の海水準は 1 日 10 m という速度で上昇したと試算されている。

このように 5.33 Ma の Zanclean flooding を経て、地中海全体に海洋環境が戻る。鮮新世の始まりである。メッシニアン期のリアス式海岸は水没して海底谷になり、堆積物は海底谷の中にトラップされ、深海盆には再び泥が堆積する (Trubi 層)。現在の状態に似た海洋環境となり、メッシニアン期塩分危機は終焉を迎える。

課題と今後の展望

1. メッシニアン期塩分危機研究の課題と展望

本論では、主に Roveri et al. (2001, 2008)、Manzi et al. (2005, 2012)、Lugli et al. (2010) が提唱したシチリア島の蒸発岩形成シナリオを紹介した。重要な点は、シチリア島の深海相である Caltanissetta 海盆の蒸発岩には陸上露出を示す証拠が 1 か所だけ認められるという点である。これは、

岩塩層のユニット B と C の境界にある 1 枚の粘土層と乾裂である (Figs. 4a, 4b, 7)。岩塩層より前に堆積した再堆積性石膏は、その産状や堆積構造から十分な水深のある海底下で堆積したと結論され、岩塩層の大部分もブラインが十分に存在する状態で晶出した。さらに、その上位を覆う上部石膏ユニットにも陸上露出の証拠はない。では、この岩塩層中の唯一の陸上露出の証拠は何を意味するのだろうか？岩塩はわずか数万年で厚さ数 100 m と急速に成長する。蒸発による地中海の海水準の低下に併せ、シチリア周辺の地殻変動による隆起と急激な岩塩晶出によって海盆は埋没し陸化した。このシナリオは地中海の海水準が数 1,000 m の規模で低下し地中海の大部分が干上がるという劇的なイベントを必要としない。筆者らは、この解釈が合理的であると考え、しかし、このシナリオはシチリア周辺地域の蒸発岩形成プロセスを限定的に説明するものなのか、地中海全体での蒸発岩形成プロセスを説明できるものなのか未解明である。蒸発によって地中海の海水準が 1,000 m 以上低下したと主張する研究者を納得させるに至っていない。本論で紹介したシナリオが地中海全体の蒸発岩形成プロセスを説明するかどうかを検証するためには、地中海深海盆での蒸発岩の掘削と、掘削によって得られた蒸発岩サクセションとシチリアの蒸発岩との対比が不可欠である。過去の深海掘削では地中海深海盆の Upper Unit の最上部や、地中海沿海部の不整合を伴う不連続な石膏層を回収したに過ぎず、厚い岩塩層は手つかずのままである。地中海の深海盆でメッシニアン期の蒸発岩を回収することで、

- ・深海盆の岩塩に陸上露出の証拠があるか？地中海は本当に深海盆まで干上がったのか？
- ・シチリアで提唱された三段階のシナリオと調和的か？その時代は一致するか？
- ・これまで間接的証拠である音響データで提唱されてきた 1,000 m を超える海水準の低下を支持する地質学的証拠が得られるか？
- ・深海盆で最初に蒸発岩が晶出するのはいつか？
- ・東地中海と西地中海のメッシニアン期塩分危機は同時期か？その蒸発岩形成環境は同じか異なるか？
- ・グローバルな海水準変動との関連性はどうか？

といった問題を解決するための試料が得られるだろう。特に、陸上露出の証拠の有無により、長年に渡る論争に終止符が打たれる。岩塩に陸上露出を示す乾裂が普遍的に認められれば、地中海はやはり深海盆まで干上がったと言えるだろう。反対に海底で上方に結晶成長する岩塩が累々と堆積していれば、十分な水深がある環境で岩塩晶出が進んだ、つまり深海盆が干上がらなかったという結論になる。蒸発岩の詳細な年代測定は非常に難しいが、岩相のサイクル層序や酸素同位体層序を駆使することで、掘削試料の詳細な検討が可能になると期待される。

蒸発岩、特に岩塩は透水性が悪く、流体をトラップする能力が高いため、しばしば重要な炭化水素リザーバーのキャップロックになる (Mohriak et al., 2012)。したがって、これまでのノンライザー掘削では安全面で掘削が難しかった。掘削

船「ちきゅう」などで用いられるライザー掘削技術は、このような岩石を掘削回収できる唯一の方法である。ちきゅうを用いた地中海の深海掘削で、これまでの40年に渡る論争に決着をつけることができると期待する。

2. 中新世末のグローバル気候変動との関わり

中新世後期は温暖であった中期中新世(Mid-Miocene Climate Optimum)が終わり、寒冷化する時代である(Zachos et al., 2001)。約9~8 Maにアジアモンスーンが顕著になり(Zhisheng et al., 2001, Sun and Wang, 2005)。これに伴って各地で乾燥化が進む。陸上では7~5 MaからC4植物が多様化する(Cerling et al., 1993, Pagani et al., 1999, Tipple and Pagani, 2007)。北太平洋では8.5 Maに湧昇の強化や風成塵による鉄供給の増加を示す珪藻 *Chaetoceros* 属休眠胞子の急増イベント(PACE-1)が報告されている(Suto et al., 2012)。前期鮮新世(約4~3 Ma)に入ると、パナマ海峡が徐々に閉鎖して西赤道大西洋と東赤道太平洋との間で海水の交換が途絶えた(Sykes et al., 1982; Burton et al., 1997; Molnar, 2008)。これは海洋循環パターンや降水分布を大きく変え、鮮新世の北半球氷床発達に影響したと考えられている。一方、メッシニアン期塩分危機がグローバル気候変動に果たした役割はほとんどわかっていない。今後、メッシニアン期塩分危機と気候や生命進化の関わりについて検討することで、メッシニアン期塩分危機が新生代の地球表層に与えた影響が明らかになっていくだろう。

謝 辞

本論文を作成するにあたり、独立行政法人海洋研究開発機構の大河内直彦博士、鈴木勝彦博士には大変お世話になり、貴重なご助言を賜った。担当編集委員である東京大学の小宮剛准教授、および査読者である東北大学の井龍康文教授と1名の匿名査読者には原稿の改善に関して多くの有意義なコメントを頂いた。本論文は、科学研究費補助金基盤研究(S)22224009「地球表層システムにおける海洋酸性化と生物大量絶滅」および基盤研究(C)25400505「岩塩流体包有物から読み解く海水組成の変化~白亜紀から現在まで~」による研究の成果である。以上の方々ならびに関係各位に心から感謝いたします。

文 献

- Azam, S., 2007, Study on the geological and engineering aspects of anhydrite/gypsum transition in the Arabian Gulf coastal deposits. *Bull. Engin. Geol. Envir.*, **66**, 177–185.
- Barber, P. M., 1981, Messinian subaerial erosion of the proto-Nile Delta. *Mar. Geol.*, **44**, 253–272.
- Bertoni, C. and Cartwright, J. A., 2007, Clastic depositional systems at the base of the late Miocene evaporites of the Levant region, Eastern Mediterranean. In Schreiber, B. C., Lugli, S. and Babel, M., eds., *Evaporites through Space and Time*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **285**, 37–52.
- Blanc, P.-L., 2002, The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait: assessing the size of a cataclysm. *Geodinamica Acta*, **15**, 303–317.
- Bryden, H. L., Candela, J. and Kinder, T. H., 1994, Exchange through the Strait of Gibraltar. *Prog. Oceanogr.*, **33**, 201–248.
- Burton, K. W., Ling, H.-F. and O'Nions, R. K., 1997, Closure of the Central American Isthmus and its effect on deep-water formation in the North Atlantic. *Nature*, **386**, 382–385.
- Cerling, T. E., Wang, Y. and Quade, J., 1993, Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. *Nature*, **361**, 344–345.
- CIESM, 2008, The Messinian Salinity Crisis mega-deposits to microbiology—a consensus report: Monaco. *CIESM Workshop Monogr.*, **33**, 73–82.
- Clauzon, G., 1978, The Messinian Var Canyon (Province, southern France): paleogeographic implications. *Mar. Geol.*, **27**, 231–246.
- Clauzon, G., Suc, J. P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M. F., 1996, Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: Controversy resolved? *Geology*, **24**, 363–366.
- De Lange, G. J. and Krijgsman, W., 2010, Messinian salinity crisis: a novel unifying shallow gypsum/deep dolomite formation mechanism. *Mar. Geol.*, **275**, 273–277.
- Decima, A. and Wezel, F. C., 1973, Late Miocene evaporites of the Central Sicilian Basin. In Ryan, W. B. F., et al. eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 1234–1240.
- Duggen, S., Hoernle, K., Bogaard, P. V. D., Rüpke, L. and Morgan, J. P., 2003, Deep roots of the Messinian salinity crisis. *Nature*, **422**, 602–606.
- Esteban, M., Braga, J. C., Martin, J. C. and Santisteban, C., 1996, An overview of Miocene reefs from the Mediterranean areas: general trends and facies models. In Franseen, E. K., Esteban, M., Ward, W. and Rouchy, J. M., eds., *Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean, SEPM Concepts Sediment. Paleontol.*, **5**, 3–53.
- Flecker, R. and Ellam, R. M., 2006, Identifying Late Miocene episodes of connection and isolation in the Mediterranean–Paratethyan realm using Sr isotopes. *Sediment. Geol.*, **188–189**, 189–203.
- Flecker, R., de Villiers, S. and Ellam, R. M., 2002, Modelling the effect of evaporation on the salinity- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relationship in modern and ancient marginal-marine systems: the Mediterranean Messinian Salinity Crisis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**, 221–233.
- Friedman, G. M., 1973, Petrographic data and comments on the depositional environment of the Miocene sulphates and dolomites at Sites 124, 132, and 134, western Mediterranean Sea. In Ryan, W. B. F. and Hsü, K. J. eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **13**(2), 695–707.
- Friedman, G. M. and Sanders, J. E., 1978, *Principles of Sedimentology*. John Wiley & Sons, Inc., New York, 527p.
- Garcia-Castellanos, D. and Villaseñore, A., 2011, Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. *Nature*, **480**, 359–363.
- Garcia-Castellanos, D., Estrada, F., Jiménez-Munt, I., Gorini, C., Fernández, M., Vergés, J. and De Vicente, R., 2009, Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. *Nature*, **462**, 778–781.
- Gradstein, F., Ogg, J., Schmitz, M., Ogg, G., 2012, *The Geological Time Scale 2012*. Elsevier, 1176p.
- Harvie, C. E., Weare, J. H., Hardie, L. A., Eugster, H. P., 1980, Evaporation of Seawater: Calculated Mineral Sequences. *Science*, **208**, 498–500.
- 橋本壽夫・村上正祥(Hashimoto, T. and Murakami, M.), 2003, 塩の科学(*Salt Science*), 朝倉書店(Asakura Publ.), 198 p.
- Hodell, D. A., Benson, R. H., Kent, D. V., Boersma, A. and K. Rakic-El Bied, 1994, Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an upper Miocene drill core from the Salé Briqueterie (northwestern Morocco): A high-resolution chronology for the Messinian stage. *Paleoceanography*, **9**, 835–855.
- Hodell, D. A., Curtis, J. H., Sierro, F. J. and Raymo, M. E.,

- 2001, Correlation of late Miocene to early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic. *Paleoceanography*, **16**, 164–178.
- Hoefs, J., 2004, *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, Berlin.
- Holland, H. D., 1972, The geologic history of sea water—an attempt to solve the problem. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, 637–651.
- Hsü, K. J., Ryan, W. B. F. and Cita, M. B., 1973, Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, **242**, 240–244.
- Hsü, K. J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M. B., Erickson, A., Garrison, R. E., Kidd, R. B., Mélières, F., Moeller, C. and Wright, R., 1978, History of the Mediterranean salinity crisis. *Nature*, **267**, 399–403.
- Jolivet, L., Augier, R., Robin, C. and Suc, J. P., 2006, Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sediment. Geol.*, **188–189**, 9–33.
- Jowett, E. C., Cathles III, L. M., Davis, B. W., 1993, Predicting depths of gypsum dehydration in evaporitic sedimentary basins. *AAPG Bull.*, **77**, 402–413.
- Krijgsman, W., Hilgen, F. J., Raffi, I., Sierro, F. J. and Wilson, D. S., 1999a, Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*, **400**, 652–655.
- Krijgsman, W., Langereis, C. G., Zachariasse, W. J., Boccaletti, M., Moratti, G., Gelati, R., Iaccarino, S., Papani, G. and Villa, G., 1999b, Late Neogene evolution of the Taza-Guercif Basin (Rifean Corridor, Morocco) and implications for the Messinian salinity crisis. *Mar. Geol.*, **153**, 147–160.
- Kuehn, R. and Hsü, K. J., 1978, Chemistry of halite and potash salt cores, DSDP Sites 374 and 376, Leg 42A, Mediterranean Sea. In Hsü, K. J., Montadert, L., et al. eds., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **42** (1), 613–619.
- Laskar, J., Robutel, P., Joutel, F., Gastineau, M., Correia, A. C. M. and Levrard, B., 2004, A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron. Astrophys.*, **428**, 261–285.
- Lofi, J., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., Dos Reis, T., Ryan, W. B. F. and Steckler, M. S., 2005, Erosional processes and paleo-environmental changes in the western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Mar. Geol.*, **217**, 1–30.
- Lofi, J., Deverchère, J., Gaullier, V., Gillet, H., Gorini, C., Guenoc, P., Loncke, L., Maillard, A., Sage, F., Thion, I., Capron, A. and Obono zue Obame, E., 2008, The Messinian Salinity Crisis in the offshore domain: an overview of our knowledge through seismic profile interpretation and multi-site approach. *CIESM Workshop Monogr.*, **33**, 83–90.
- Loget, N. and Van Den Driessche, J., 2006, On the origin of the Strait of Gibraltar. *Sediment. Geol.*, **188–189**, 341–356.
- Lourens, L. J., Hilgen, F. J., Zachariasse, W. J., Van Hoof, A. A. M., Antonarakou, A. and Vergnaud-Grazzini, C., 1996, Evaluation of the Pliocene to early Pleistocene astronomical time scale. *Paleoceanography*, **11**, 391–413.
- Lu, F. H., Meyers, W. J. and Schoonen, M. A., 2001, S and O (SO_4) isotopes, simultaneous modeling, and environmental significance of the Nijar messinian gypsum, Spain. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **65**, 3081–3092.
- Lugli, S., 2001, Timing of post-depositional events in the Burano Formation of the Secchia valley (Upper Triassic, Northern Apennines), clues from gypsum $\pm$ anhydrite transitions and carbonate metasomatism. *Sediment. Geol.*, **140**, 107–122.
- Lugli, S., Schreiber, B. C., Triberti, B., 1999, Giant polygons in the Realmonte Mine (Agrigento, Sicily); evidence for the desiccation of a Messinian halite basin. *Jour. Sediment. Res.*, **69**, 764–771.
- Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M. and Schreiber, B. C., 2010, The Primary Lower Gypsum in the Mediterranean: A new facies interpretation for the first stage of the Messinian salinity crisis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **297**, 83–99.
- Manzi, V., Lugli, S., Ricci Lucchi, F. and Roveri, M., 2005, Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): Did the Mediterranean ever dry out? *Sedimentology*, **52**, 875–902.
- Manzi, V., Roveri, M., Gennari, R., Bertini, A., Biffi, U., Giunta, S., Iaccarino, S. M., Lanci, L., Lugli, S., Negri, A., Riva, A., Rossi, M. E. and Taviani, M., 2007, The deep-water counterpart of the Messinian Lower Evaporites in the Apennine foredeep: the Fanantello section (northern Apennines, Italy). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **251**, 470–499.
- Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M. and Schreiber, B. C., 2009, A new facies model for the Upper Gypsum of Sicily (Italy): chronological and paleoenvironmental constraints for the Messinian salinity crisis in the Mediterranean. *Sedimentology*, **56**, 1937–1960.
- Manzi, V., Lugli, S., Roveri, M., Schreiber, B. C. and Gennari, R., 2011, The Messinian “Calcare di Base” (Sicily, Italy) revisited. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **123**, 347–370.
- Manzi, V., Gennari, R., Lugli, S., Roveri, M., Scafetta, N. and Schreiber, B. C., 2012, High-frequency cyclicity in the Mediterranean Messinian evaporites: evidence for solar-lunar climate forcing. *Jour. Sediment. Res.*, **82**, 991–1005.
- Manzi, V., Gennari, R., Hilgen, F., Krijgsman, W., Lugli, S., Roveri, M. and Sierro, F. J., 2013, Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. *Terra Nova*, **25**, 315–322.
- Martin, J. M., Braga, J. C. and Betzler, C., 2001, The Messinian Guadalquivir corridor: the last northern, Atlantic-Mediterranean gateway. *Terra Nova*, **13**, 418–424.
- Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Wright, J. D., Mountain, G. S., Katz, M. E., Sugarman, P. J., Cramer, B. S., Christie-Blick, N. and Pekar, S. F., 2005, The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, **310**, 1293–1298.
- Mohriak, W. U., Szatmari, P. and Anjos, S., 2012, Salt: geology and tectonics of selected Brazilian basins in their global context. In Alsop, G. I., Archer, S. G., Hartley, A. J., Grant, N. T. and Hodgkinson, R., eds., *Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **363**, 131–158.
- Molnar, P., 2008, Closing of the Central American seaway and the ice age: a critical review. *Paleoceanography*, **23**, PA2201.
- Montadert, L., Sancho, J., Fail, J. P., Debyser, J. and Winnock, E., 1970, De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en Méditerranée Occidentale (Nord-Est des Baléares). *CR Acad. Sci. Paris, Série D*, **271**, 812–815.
- Murray, R. C., 1964, Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. *Jour. Sediment. Petrol.*, **34**, 512–523.
- Orszag-Sperber, F., 2006, Changing perspectives in the concept of “Lago-Mare” in Mediterranean Late Miocene evolution. *Sediment. Geol.*, **188–189**, 259–277.
- Pagani, M., Freeman, K. H. and Arthur, M. A., 1999, Late Miocene atmospheric CO_2 concentrations and the expansion of C4 grasses. *Science*, **285**, 876–879.
- Panieri, G., Lugli, S., Manzi, V., Roveri, M., Schreiber, B. C. and Palinska, K. A., 2010, Ribosomal RNA gene fragments from fossilized cyanobacteria identified in primary gypsum from the late Miocene, Italy. *Geobiology*, **8**, 101–111.
- Raab, M. and Spiro, B., 1991, Sulfur isotopic variations during seawater evaporation with fractional crystallization. *Chem. Geol.*, **86**, 323–333.
- Rigaudier, T., Lécuyer, C., Gardien, V., Suc, J. P., and Martineau, F., 2011, The record of temperature, wind velocity and

- air humidity in the δD and $\delta^{18}O$ of water inclusions in synthetic and Messinian halites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **75**, 4637–4652.
- Robertson, A. H. F., Eaton, S., Follows, E. J. and Payne, A. S., 1995, Depositional processes and basin analysis of Messinian evaporites in Cyprus. *Terra Nova*, **7**, 233–253.
- Rohling, E. J., Schiebel, R. and Siddall, M., 2008, Controls on Messinian Lower Evaporite cycles in the Mediterranean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **275**, 165–171.
- Rouchy, J.-M. and Caruso, A., 2006, The Messinian salinity crisis in the Mediterranean Basin: A reassessment of the data and an integrated scenario. *Sediment. Geol.*, **188–189**, 35–67.
- Roveri, M., Bassetti, M. A. and Ricci Lucchi, F., 2001, The Mediterranean Messinian Salinity Crisis: an Apennine fore-deep perspective. *Sediment. Geol.*, **140**, 201–214.
- Roveri, M., Manzi, V., Lugli, S., Schreiber, B. C., Caruso, A., Rouchy, J.-M., Iaccarino, S. M., Gennari, R., and Vitale, F. P., 2006, Clastic vs. primary precipitated evaporites in the Messinian Sicilian basins: Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy Interim Colloquium PARMA: The Messinian salinity crisis revisited, II: *Post-Congress Field Trip, Acta Naturalia de L'Ateneo Parmense*, 42–1, 125–199.
- Roveri, M., Lugli, S., Manzi, V. and Schreiber, B. C., 2008, The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: Toward a new scenario for the Messinian salinity crisis. *Terra Nova*, **20**, 483–488.
- Ryan, W. B. F., 2009, Decoding the Mediterranean salinity crisis. *Sedimentology*, **56**, 95–136.
- Ryan, W. B. F., Hsü, K. J., Cita, M. B., Dumitrica, P., Lort, P., Maync, W., Nesteroff, W. D., Pautot, P., Stradner, H. and Wezel, F. C., 1973, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **13**, 1447 p.
- Schreiber, B. C., 1997, Field trip to Eraclea Minoa: Upper Messinian. “Neogene Mediterranean Paleooceanography”. *Excursion Guide Book Palermo-Caltanissetta-Agrigento-Erice (Sicily)*, **24–27**, 72–80.
- Schreiber, B. C. and Tabakh, M. E., 2000, Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology*, **47**, 215–238.
- Schubel, K. A. and Lowenstein, T. K., 1997, Criteria for the recognition of shallow-perennial-saline-lake halites based on Recent sediments from the Qaidam Basin, western China. *Jour. Sediment. Res.*, **67**, 74–87.
- Scoffin, T. P., 1986, *Introduction to Carbonate Sediments and Rocks*. Blackie and Sons, Glasgow, 274 p.
- Shackleton, N. J., Hall, M. A. and Pate, D., 1995, Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. In Pisias, N. G., Mayer, L. A., Janecek, T. R., Palmer-Julson, A. and van Andel, T. H., eds., *Proc. ODP, Sci. Results*, **138**, 337–355.
- Sierro, F. J., Flores, J. A., Zamarreno, I., Vazquez, A., Utrilla, R., Frances, G., Hilgen, F. J. and Krijgsman, W., 1999, Messinian climate oscillations, astronomic cyclicality and reef growth in the western Mediterranean. *Mar. Geol.*, **153**, 137–146.
- Sierro, F. J., Hilgen, F. J., Krijgsman, W. and Flores, J. A., 2001, The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **168**, 141–169.
- Sierro, F. J., Ledesma, S. and Flores, J. A., 2008, Astrobiochronology of Late Neogene deposits near the Strait of Gibraltar (SW Spain). Implications for the tectonic control of the Messinian Salinity Crisis. *CIESM Workshop Monogr.*, **33**, 45–49.
- Sun, X. and Wang, X., 2005, How old is the Asian monsoon system?—Palaeobotanical records from China. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **222**, 181–222.
- Suto, I., Kawamura, K., Hagimoto, S., Teraishi, A. and Tanaka, Y., 2012, Changes in upwelling mechanisms drove the evolution of marine organisms. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **339–341**, 39–51.
- Sykes, L. R., McCann, W. R. and Kafka, A. L., 1982, Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *Jour. Geophys. Res.*, **87**, 10656–10676.
- Tipple, B. J. and Pagani, M., 2007, The early origins of terrestrial C4 photosynthesis. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **35**, 435–461.
- Van Couvering, J. A., Castradori, D., Cita, M. B., Hilgen, F. J. and Rio, D., 2000, The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series. *Episodes*, **23**, 179–187.
- Van der Laan, E., Gaboardi, S., Hilgen, F. J. and Lourens, L. J., 2005, Regional climate and glacial control on high-resolution oxygen isotope records from Ain El Beida (latest Miocene, NW Morocco): a cyclostratigraphic analysis in the depth and time domain. *Paleoceanography*, **20**, PA1001.
- Van der Laan, E., Snel, E., de Kaenel, E., Hilgen, F. J. and Krijgsman, W., 2006, No major deglaciation across the Miocene–Pliocene boundary: Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Loulja sections (Bou Regreg area, NW Morocco). *Paleoceanography*, **21**, PA3011.
- Wilson, T. R. S., 1975, Salinity and the major elements of sea water. In Riley, J. P. and Skirrow, G. eds., *Chemical Oceanography*, **1**, 365–413.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. and Billups, K., 2001, Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**, 686–693.
- Zhisheng, A., Kutzbach, J. E., Prell, W. L. and Porter, S. C., 2001, Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya–Tibetan plateau since Late Miocene times. *Nature*, **411**, 62–66.

(要 旨)

黒田潤一郎・吉村寿紘・川幡穂高・Francisco J. Jimenez-Espejo・Stefano Lugli・Vinicio Manzi・Marco Roveri, 2014, 海盆の蒸発：蒸発岩の堆積学とMessinian期地中海塩分危機. 地質雑, **120**, 181–200. (Kuroda, J., Yoshimura, T., Kawahata, H., Francisco J. Jimenez-Espejo, Stefano Lugli, Vinicio Manzi, and Marco Roveri., 2014, Evaporation of marine basins: a review of evaporite formation and Messinian Salinity Crisis. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **120**, 181–200.)

地中海は中新世の末期(5.97~5.33 Ma)に膨大な量の蒸発岩が形成されるイベントを経験した。これはMessinian期塩分危機と呼ばれる。これらの蒸発岩は十分に塩水が存在する状況で析出したのか、深海盆までが干上がったのか、未だ議論に決着がついていない。本論では、1)シチリア島の天日塩田で見られる蒸発鉱物(石膏・岩塩)の形成プロセスとその堆積構造と形成環境の関連を紹介し、2)シチリア島のMessinian期蒸発岩で提唱された塩分危機のシナリオを解説する。シチリア島のMessinian期蒸発岩類は浅海堆積相で晶出した初生的下部石膏ユニット、深海盆でこれが再堆積した碎屑性下部石膏ユニット、深海堆積相の厚い岩塩層、深海堆積相でこれらを覆う上部石膏ユニットに大別される。これらの蒸発岩類は5.33 Maに突如終焉し、広く鮮新世の半遠洋性石灰質堆積物に覆われる。

科学論文では、学説の検証可能性を保証することが重要です。そのため、地質学雑誌掲載論文には、重要な証拠となった試料がどこで得られたかを示しているものがあります。言うまでもないことですが、見学や採取を行う場合、各自の責任において地権者や関係官庁への連絡と許可の取得の必要があることにご注意下さい。詳しくは、次のページをご覧ください。

<http://www.geosociety.jp/publication/content0073.html>

一般社団法人日本地質学会