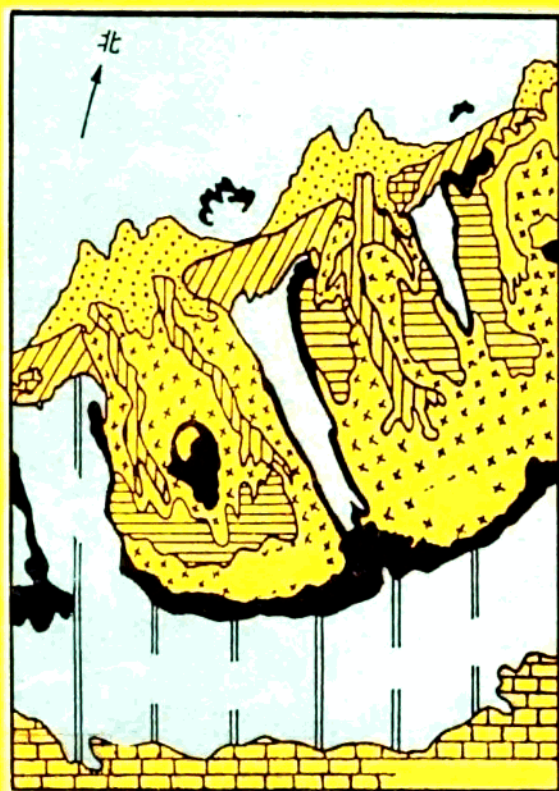


TONGJI UNIVERSITY PRESS

蒸发边缘海相储层的研究

吕炳全 李银德 黄月明 张葆荣 著



同济大学出版社

北京)

30.2

序 言

储层是石油地质学的重要组成部分,随着石油地质学的发展,储层的内容越来越丰富和完整,已形成石油地质学的分支学科——储层地质学。储层是为石油和天然气提供一定储存空间——孔隙和裂缝的岩层,这些孔隙和裂缝基本上是连通的。储层地质学是研究储层及其中的孔隙和裂隙形成与演化的学科。储层的形成主要受控于沉积作用、成岩作用、成烃作用、区域地质构造和生-储-盖组合体系等因素,有了优质的储层,没有很好的生-储-盖组合体系,也不能形成油气藏;优质的储层,存在于完整的生-储-盖组合体系中,才能形成工业油气藏。

蒸发边缘海相储层是目前世界上许多大油、气田的重要储层,是储层中较为特殊的一种类型。它基本上属于碳酸盐岩储层,但在沉积过程中,蒸发作用十分强烈,形成一定数量的蒸发盐类矿物存在于碳酸盐岩之中。由于蒸发盐的易溶性,在它们溶解之后,便形成了储层中的储集空间。由于这一特性,使蒸发边缘海相沉积层成为世界上许多大油、气田的重要储层。

本书在阐明了现代和古代蒸发边缘海相地层的沉积、成岩特征之后,列举了世界上较著名的以蒸发边缘海相沉积为油、气田的储层研究成果;着重分析了我国华北陕甘宁盆地中下奥陶统上马家沟组中蒸发边缘海相储层的沉积、成岩特征及其演化历史,在沉积相的分析中,采用了层序地层学的分析方法,经分析认为,上马家沟组的储层属Ⅱ型层序类型,其中高水位体系域的鲕云岩和颗粒云岩具有最高孔隙度,是最好的储层段。在成岩作用的研究中,除采用了地质的和常规的测试方法外,还采用了电镜扫描、图像分析、X-衍射、阴极发光、包裹体测定温度、盐度;氧、碳稳定同位素分析等新技术测试手段,使储层的沉积、成岩研究更加深入,定性分析更加准确,有些指标已定量化和半量化。根据几种测试方法,对成岩温度进行了系列划分,并认为大部分储层所经历的成岩温度在115~200℃之间。较详细地讨论了在储层成岩演化的同时,烃源岩中有机质也同时向烃转化,在这一转化过程中,干酪根生成的有机酸阴离子在储层流体中的变化,及其对储层流体的pH值等性质的控制作用,加上温度、压力等因素,控制了成岩矿物白云石、方解石、蒙脱石、伊利石、高岭石和绿泥石等矿物之间的转化关系和它们的形成次序。书中采用图像分析方法,对储层的孔隙和裂隙进行了描述,并划分了成因类型,还讨论了上马家沟组储层中生-储-盖组合体系的特征。综合以上各方面的研究,最后对储层进行了分类。上述成果是笔者根据近几年来在该区开展了几个协作研究项目的成果综合写成的,这几个研究项目在评审时均获好评。

我国华北地区下奥陶统的马家沟组分布广泛,西北地区下古生界($r=0$)中,不少地层亦属蒸发边缘海相沉积,如新疆塔里木盆地中的丘里塔格群($r=0$)已见工业油、气流,储层为蒸发边缘海相的含膏白云岩等。华南四川盆地中,三叠系中的含膏盐白云岩中已产工业天然气,这些岩层均属蒸发边缘海相沉积。我国东部一些陆相盆地,在它们的演

化过程中，也经历了某些蒸发湖盆的演化阶段，形成膏盐和白云岩的沉积层，如东营凹陷中，沙河街组的沙四段和沙一段里便有这类储层，已见工业油气流。可见在我国广大的沉积盆地中，寻找蒸发边缘海相储层和蒸发湖相储层的潜力很大，前景广阔。希望本书的出版能拓宽寻找和研究蒸发边缘海相储层和蒸发湖相储层油气田的思路，这将使笔者由衷地感到欣慰。

著者

1994.6.2 上海

1 概述	(1)
1.1 蒸发边缘海相储层特征	(2)
1.2 蒸发边缘海相的沉积成分	(3)
2 现代、新生代蒸发边缘海相沉积模式	(7)
2.1 阿布扎比区	(7)
2.2 巴哈马浅滩—佛罗里达湾	(12)
2.3 海南岛排浦礁坪	(16)
2.4 地中海晚中新世墨西拿期(Messinian)深水蒸发盆地模式	(19)
3 欧、美地区蒸发边缘海相储层实例	(22)
3.1 威林斯顿盆地中、上奥陶统红河组(Red River)储层	(22)
3.2 西得克萨斯州托沃塞(Tobosa)盆地中、下奥陶统 埃伦伯格组(Ellenburger)储层	(24)
3.3 中、西欧的蒸发岩系——蔡希施坦统(P_2)	(28)
3.4 密西西比系(C_1)的米森峡谷组储层	(32)
4 陕甘宁盆地和下奥陶统储层概述	(35)
4.1 盆地概述	(35)
4.2 中央隆起带的构造发展史	(38)
4.3 中央古隆起上的天然气储层	(41)
4.4 储层马家沟组的时代讨论	(43)
5 上马家沟组的储层层序地层学分析	(49)
5.1 储层层序地层学分析概述	(49)
5.2 上马家沟组储层的单井层序地层学分析	(52)
6 储层沉积环境的分析	(63)
6.1 储层层序旋回的特征	(63)
6.2 第一准层序沉积环境的恢复	(64)
6.3 第二准层序沉积环境的恢复	(66)
6.4 第四准层序沉积环境的恢复	(67)
6.5 第五准层序沉积环境的恢复	(69)
6.6 小结	(70)
7 储层氧、碳稳定同位素的特征	(72)
7.1 碳酸盐岩中 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 的时代效应	(72)
7.2 上马家沟组储层 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C$ 的特征	(74)
7.3 单井氧、碳同位素分析	(79)

7.4 与同时代的塔里木盆地的丘里塔格群白云岩(O_1)和 美国俄克拉何马州西南冷溪组白云岩(O_1)对比	(80)
8 储层的矿物包裹体分析	(84)
8.1 储层矿物包裹体特征	(84)
8.2 储层矿物包裹体的成分	(85)
8.3 包裹体测得的温度、盐度和压力	(87)
9 储层中的粘土矿物分析	(90)
9.1 粘土矿物的组分特征与形成环境	(90)
9.2 粘土矿物的热演化分析	(92)
9.3 粘土矿物的成岩作用	(93)
10 储层的成岩作用对储集性能的控制	(96)
10.1 白云岩化作用	(96)
10.2 表生岩溶作用	(101)
10.3 角砾岩化作用	(102)
10.4 压溶作用	(104)
10.5 去云化作用	(104)
10.6 成岩期划分	(106)
11 储层储集空间的特征	(107)
11.1 孔隙类型	(107)
11.2 裂缝类型	(108)
11.3 微孔隙及其类型	(110)
11.4 孔隙充填物与孔喉	(111)
11.5 储层类型	(113)
主要参考文献	(119)
后记	(124)

概 述

以蒸发边缘海相沉积为储层的油、气田在全球各地有广泛分布,如中东、北美、西欧、西伯利亚、澳大利亚和亚洲等地区都发现有这类储层的油、气田。在地质时代上,蒸发边缘海相的储层从前寒武系到第三系均有分布,目前看来,最为富集的是下古生界奥陶系、志留系和中生界的白垩系。

蒸发边缘海环境指分布在热带、亚热带或干旱、半干旱的海域边缘,特别是那些处于封闭和半封闭状态的边缘海区。具体说来,现代的蒸发边缘海域,主要指两个海域,一个是边缘海萨布哈区(The marginal marine sabkha),如现代阿拉伯海南部的阿布扎比沿岸区,那里的蒸发沉积物的主体出现在潮上带,蒸发作用主要发生在沉积物的表面;另一区域是较封闭的、具超盐度水体的局限边缘海区(Subaouiais hypersaline marginal marine environments),如现代委内瑞拉北部博内尔岛上的佩克米尔泻湖区,那里的蒸发作用在水体中进行(moore, 1988)。蒸发边缘海以陆源碎屑沉积物的输入量低为特征,主要沉积物为碳酸盐-蒸发盐体系,其中碳酸盐岩主要为白云岩,蒸发盐主要为石膏和岩盐。无论是现代蒸发边缘海或古代蒸发边缘海都基本如此。

蒸发边缘海相的沉积研究表明,只重视地质历史时期的蒸发边缘海相地层的研究,或者只注意现代蒸发边缘海相沉积过程的研究,都得出不出完整的概念和把研究引向深入。只有把两者很好地结合起来,采用“将今论古”或“古今结合”的方法,才能得出完整的概念,把研究引向深入。本世纪60年代以来的蒸发边缘海相沉积研究的历史,正是这样一个两者紧密结合的研究过程。许多学者对地质历史时期蒸发边缘海相地层的研究作出了重大贡献,如 Given 和 Wilkinson(1987)对整个地质历史时期的蒸发边缘海相地层的分布有精辟的分析;loucks 和 Anderson(1985), Amthor 和 Friedman (1991)对得克萨斯州下奥陶统的埃伦伯格组(Ellenburger)有详细的研究;Skall (1975)等人对加拿大南部的 Elk Point 盆地中泥盆统蒸发边缘海相地层的研究,发现了由硬石膏和石盐组成的堤礁,称之为 Presqu ile 堤礁;Adamas 和 Rhodes (1961)根据对新墨西哥州和西得克萨斯州二叠系蒸发边缘海相地层的研究,建立了渗透回流 (Seepage Refluxion) 模式;Peryt (1978)对波兰西部前苏台德地区上二叠统蔡希斯坦组蒸发边缘海相地层的研究;moore 和其他学者(1988)对美国得克萨斯州 Smackover 地台上侏罗统的研究等。在现代蒸发边缘海相的沉积研究中,Kendall (1984), Purser 和 Evans (1973), Till (1978) 等人对阿拉伯湾阿布扎比沿岸区蒸发边缘海相的研究;Purdy (1963), Multer (1971)等人对巴哈马浅滩和佛罗里达湾的研究;logan (1987)等人对澳大利亚西岸沙克湾沉积相的研究等都作出了重要贡献,使得蒸发边缘海相的研究能够不断深入下去。

蒸发边缘海相沉积研究得以发展的另一个重要原因是这一沉积地层已经成为国内外许多油、气田的重要储层,如美国威林斯顿 (Wiliston) 盆地中奥陶系的红河组 (Red Riv-

er) 储层; 新得克萨斯州下奥陶统埃伦伯格组储层; 美国威利斯顿盆地密西西比 Mission Canyon 层储层等; 我国华北地区奥陶系的马家沟组, 西北地区塔里木盆地地下奥陶统的丘里塔格群等储层, 都是规模较大油、气田的储层, 为了开发这些油、气田的需要, 不少石油公司给予了巨大的投入, 研究这些储层的沉积展布规律, 它们所经历的成岩作用的演化历史和孔隙形成的原因, 有的石油公司不仅投资于油、气田范围储层的研究, 也资助现代蒸发边缘海相区沉积和成岩作用的研究, 这对蒸发边缘海相储层的研究无疑是一个巨大的推动, 特别是在目前, 储层的研究已逐渐成为石油地质学中一个重要分支的时候, 蒸发边缘海相储层的研究更有其独特意义和社会、经济效益。

1.1 蒸发边缘海相储层特征

碳酸盐岩中, 白云岩的孔隙度十分发育, 成为许多油、气田中的储层。蒸发边缘海相沉积中白云岩很发育, 加上石膏和岩盐易溶, 必然形成地层中的溶蚀孔隙, 因而蒸发边缘海相的沉积往往是规模较大的油、气田的储层。如果把具有经济意义的古代蒸发边缘海相储层的体积与现代蒸发边缘海相沉积作一比较, 不难发现, 古代地层中的白云岩比现代白云岩的数量要大得多, 这表明, 古代海洋化学和生物作用比现代海洋化学和生物作用更有利于白云岩的形成 (Zenger and Dunham, 1980)。有的学者认为, 随着地质时代变老, 白云岩的数量是呈指数增加的 (Chillinger, 1956) (图 1.1), 这一结论被一些学者否定, 新

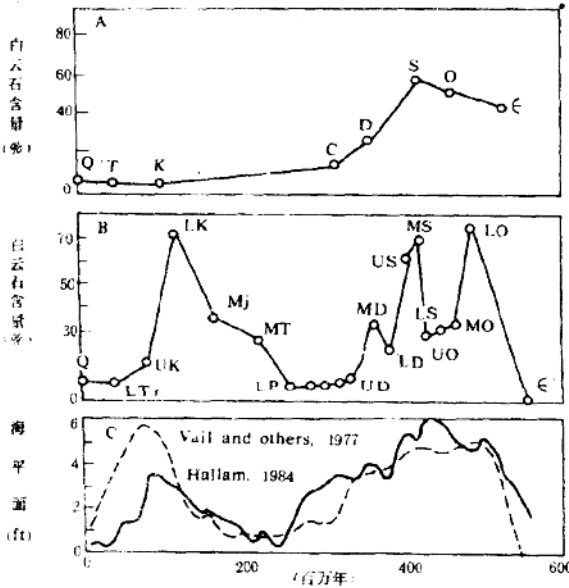


图 1.1 白云岩的数量随年代的变化

A—chillinger (1956) 认为白云岩百分含量与地质年代呈指数函数关系。

B—Given and wilkinson (1987) 统计地质时代中, 白云岩呈旋回分布。

C—Vail (1977) 和 Hallam (1984) 对全球海面变化的认识。

(据 Given and wilkinson, 1987)

的统计数据表明,在地质历史中,白云岩的出现,不是随着时代变老呈指数增加的,而是呈旋回分布的 (Given and wilkinson, 1987), 在旋回中出现三个高峰 (图 1.1) 即早奥陶世、中志留世和早白垩世,这三个高峰期与早古生代海侵和中生代高海面期有密切关系 (Vail, 1977; Hallam, 1984), 这表明在地质历史时期,海侵和海水泛滥期,首先引起浅海和边缘海面积得到最大限度的扩大,这时海水中具有较高的 $P \cdot CO_2$ 、低 CO_3^{2-} 浓度和低方解石的饱和度,从而有利于白云石的形成。同时因为浅海和边缘海的面积得到最大的扩展,因而形成蒸发边缘海的机遇也多。这说明在地质历史时期,白云岩的形成往往与高海面的出现有密切关系,也说明地层中的白云岩,大部分形成于沉积环境中,这些沉积时期形成的白云岩往往受到后期白云岩作用的改造,因而使得白云岩的形成机理变得十分复杂。由此可见,早奥陶世、中志留世和早白垩世是全球性的海进期,因而形成的蒸发边缘海相的储层比现代蒸发边缘海分布面积要大得多。

1.2 蒸发边缘海相的沉积成分

无论是现代蒸发边缘海相,还是地质历史中这一环境的沉积物,均由蒸发盐和碳酸盐岩组成,其中碳酸盐岩主要为白云岩,其次为灰岩,还含少量泥岩;蒸发盐为石膏和岩盐。

1.2.1 碳酸盐岩

目前大部分学者认为,蒸发边缘海相沉积中的白云岩是早期成岩作用中交代文石的产物,即准同生期白云岩。部分白云石可直接从海水中沉淀出来 (shinn, 1969, Mckenzie, 1981, Mazzullo, 1987, Carbauo, 1987; Hardie, 1986), 白云石直接沉淀的机理是在蒸发边缘海的潮间、潮上环境,这一环境早期,由于文石和石膏的大量结晶,海水中的 Ca^{+2} 因此而大量减少,使得海水中 Mg^{+2} / Ca^{+2} 值迅速提高,形成缺钙的水体环境,白云石一部分交代文石;另一部分直接从这一环境中结晶沉淀出原生白云石 (Mitchell, 1987), 被称为缺钙同沉积白云岩,在许多现代潮坪环境、泻湖环境和浅水潮下环境,甚至可造成厚层块状白云岩 (覃建雄, 1992, Azhelo, 1990)。一般原生白云石直接充填于粒间和铸模等孔隙中,或围绕文石针生长为第一、第二世代的胶结物等形成产出 (Deffeyes, 1965; Mckenzie, 1981; Mazzullo, 1987)。白云岩溶解度较低,它与灰岩一样,在大气水淋溶作用下,可形成岩溶地貌。现代白云石的 $\delta^{18}O$ 和 $\delta^{13}C(PDB)$ 值均为正值,少数情况下为负值,一般为 $0\% \sim 4\%$ (PDB) (表 1.1), 古代白云岩的 $\delta^{13}C$ 值与现代白云岩相差无几,而 $\delta^{18}O$ 值相差较大,古代白云岩的 $\delta^{18}O$ 值一般低于现代白云岩,随着地质时代和成岩作用的不同又各有差异,最低值 (PDB) 可达 $-9\% \sim -15\%$ (PDB), 一般为 $-4\% \sim -7\%$ (PDB)。现代白云石中富含 Na^{+1} 和 Sr^{+2} , 而古代白云石则贫 Na^{+1} 和 Sr^{+2} 但富 Fe^{+2} 等。

表 1.1

各地区潮上带现代白云岩的特征

地 区	大小(μ)	成 分	$\delta^{13}\text{C}$ (‰PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰PDB)	年龄(年)
波斯湾	1~5	$\text{Ca}_{52}\text{Mg}_{48} \sim \text{Ca}_{55}\text{Mg}_{45}$	1.97~3.55	-0.37~3.91	2450 ± 130~3370 ± 170
博内尔岛	2	$\text{Ca}_{54}\text{Mg}_{46} \sim \text{Ca}_{56}\text{Mg}_{44}$	—	—	1480 ± 140~2190 ± 150
巴哈马台地	1~2	$\text{Ca}_{55}\text{Mg}_{45} \sim \text{Ca}_{57}\text{Mg}_{43}$	-3.2~-3.9	—	0~2120 ± 150
佛罗里达湾	0.5~5	$\text{Ca}_{57}\text{Mg}_{43} \sim \text{Ca}_{60}\text{Mg}_{40}$	-2.4~1.1	2.4~3.2	160 ± 60~1420 ± 70
伯利兹区	0.5~3	$\text{Ca}_{53}\text{Mg}_{47} \sim \text{Ca}_{58}\text{Mg}_{42}$	-0.6~-5.2	1.2~1.9	845~2925

(据金振奎 1990 改编)

关于白云岩化问题, 60 年代, 人们只注意到咸化海水对白云岩化作用的重要性, 因而认为白云岩化仅发生在准同生期, 即成岩作用的早期, 如蒸发泵引起的白云岩化和渗透回流作用引起的白云岩化。70 年代, 不同的白云岩化模式相继出现, 有成岩早期盐度变动的白云岩化模式, 如混合水模式 (Hanshaw, 1971; Folk, 1974), 库龙模式 (Illing, 1965, Vander, Borch, 1976) 和大气水模式 (Land, 1973) 等。由于地下水地质学的发展, 人们又提出了成岩晚期阶段混合水模式 (Sibley, 1980), 调整白云石化 (Goodell, Garman, 1969) 和溶配白云岩化 (Sibley, 1980), 这类白云岩呈斑块状沿缝合线和微裂缝分布。这些模式虽各有不同, 但它们共同点是认为水体在盐度变化过程中, 从低盐度水中沉淀出白云石, 因为低盐度水中, 结晶中心和其他竞争离子的作用都大量减少了, 从而有利于白云石缓慢结晶。到 80 年代, 由于沉积地球化学, 化学热力学、化学动力学和地下水动力学的发展, 人们强调深埋藏环境温度、压力的增高, 热卤水环流作用、粘土蚀变和有机质热成熟作用对白云石形成的重要性, 提出了后生阶段埋藏压实流白云岩化模式 (Mattes, Mountjoy, 1980; Land, 1985), 区域地形驱动流模式 (Garven, Freeze, 1984; Hans, Machell, 1987) 和热对流模式 (Kohout, Fanning, 1989) 等埋藏白云岩化的模式。90 年代, 由于测试技术的提高, 学科间的相互渗透和边缘学科的迅猛发展, 出现了构造热液模式 (Anderson, Macqueen, 1990; Garven, 1990), 认为区域构造运动与白云岩化作用有关; 火山热液模式 (Cintia, Cervotc, 1990), 认为白云岩化与火山作用有关; 变质热液模式 (Mckenzi, 1991; wikler, 1991) 认为白云岩化与变质作用有关。这些模式的出现, 使白云岩化理论从各个方面得到发展, 从中我们也看到了白云岩化理论今后发展的趋势。

1.2.2 石膏和盐岩

蒸发边缘海的另一类重要蒸发盐类矿物是石膏和盐。在阿拉伯海南部的阿布扎比滨岸带的萨布哈环境中, 石膏首先出现在正常高水位线向陆 1 公里远的潮上带, 那里是毛细管蒸发作用地带, 石膏呈不连续的结核层状和由结核组成的条带状等产出, 条带内部的石膏有的呈盘肠状产出。大量结核状石膏的生长把原始沉积物排挤在石膏结核之间。潮间带上部的块状石膏可能是由沉积物中的石膏糊形成的, 这种石膏结晶速度快, 它们的集合体往往使局部的沉积物表面升高, 因而在沉积物表面形成一个个小丘, 被称为石膏丘或石膏“礁” (kendall, 1984)。古代类似的蒸发盐岩中也能见到这种产状的石膏, 如陕甘宁盆地的下奥陶统马家沟组的天然气储层中, 便有这种石膏丘或石膏“礁”分布。含有石膏丘或石

膏“礁”的储层厚度比相邻地层要厚 20~30m。石膏的另一种产状是结晶体顺层排列，石膏晶体的长轴方向往往平行地层层面，这类石膏被溶蚀后的空洞便称为膏模针孔。古代地层中的石膏，无论是结核状的或结晶的，往往被溶蚀后充填进方解石、白云石、高岭石和石英等矿物。

石盐常以结晶或石盐壳产出，它们与石膏一样，在高温蒸发的卤水面集结成核，晶核沉降在水底继续生长，形成层状石盐，这类层状石盐的晶体中，有大量充满卤水的包裹体。在现代的萨布哈沉积环境中，石盐并非纯堆积矿物，它们在结晶后，可能被风吹走，或低潮时，石盐结晶出来，而高潮时，石盐又溶解于涨潮的潮水之中，石盐这种反复生长和溶解作用，将大大瓦解沉积物的原始结构和构造，以致使岩石的原始结构遭到彻底的破坏。

许多古代蒸发岩是在封闭的、超咸的水盆的水下沉积的，称为水下蒸发岩(Kendall, 1984)。现代东非裂谷中，有一些湖盆的边缘为陆源碎屑砂、泥质沉积，湖盆中央为蒸发盐类沉积(Fitchers, 1992)。这类蒸发岩又可分为深水蒸发岩和浅水蒸发岩两类(Kendall, 1984)。

深水蒸发岩

在卤水处于或接近饱和状态的水盆中，有可能形成深水蒸发岩沉积，其中石膏、盐晶体晶出首先出现在大气和水的界面上，石膏、盐的结晶体像沉积物一样会下沉到湖盆底部，溶解度不同的石膏，盐蒸发矿物在湖盆底部会形成有规律的纹层构造，它反映卤水注入量的多少和周期性的变化，并反映常年温度和蒸发量等各项环境指标的变化。有些石膏可能形成于底部沉积物的上层，当分层的卤水发生混合时，可能有盐类沉淀出来。地中海区的西西里盆地，发现中新世晚期墨西哥期的蒸发盐岩沉积盆地的中心有浊积岩出现，根据盆地中心到边缘的距离，边坡以 1° 计算，得出该盆地在中新世晚期墨西哥期时，蒸发盐沉积的深度超过 175m(Schreiber, 1982)，可见蒸发盐的沉积作用完全在水下进行。死海地区更新统利萨组中有文石与石膏组成的纹层，根据其中锶的含量确定是水深为 400~600m 之间(kendall, 1984)的沉积产物。

毫米级的石膏纹层是深水蒸发盐岩的重要标志。美国二叠盆地中的卡斯提尔组中，纹层石膏厚 400m，含有 250000 多个硬石膏和碳酸盐的纹层，纹层侧向延续达 110 多公里，这些纹层中，可以见到最初是小的扁豆状石膏与层理平行排列的纹层，由水体表面结晶出针状石膏在盆地底部沉积形成层状沉积(Anderson, 1972)。

深水石盐层也呈薄纹层状，一般位于硬石膏层之上，有的深水石盐薄层(2~9cm 厚)呈透明或雾状条带构造(Dellwig, 1969)。也有的学者认为雾状石盐条带是浅水环境的产物(Naomi and Friedman, 1977)，是表示盆地水体发生干涸现象的结果，如密执安盆地中心的透明立方体石盐相便是水下形成的，雾状石盐条带是盆地水体干涸造成的。

一些蒸发岩与非蒸发岩互层的碎屑状蒸发盐岩被认为是滑塌、泥石流整体流和浊流的产物。蒸发盐岩组成的浊积岩中，有时存在完整的波马序列(Schreiber, 1976)，大部分由粒级递变层组成。滨亚德里亚海盆的中新统富含石膏的浊积岩，存在于硅质碎屑岩的复理式岩系中，这个复理式岩系被认为是深海扇沉积体。

此外，美国得克萨斯州和新墨西哥州的二叠系卡斯提尔组、新墨西哥州侏罗系的托迪尔托组；德国二叠系的蔡希斯坦群以及加拿大西部中泥盆统的马斯格格组和温尼伯戈西斯组中，均有水下蒸发岩相的沉积组分和构造特征。

浅水蒸发岩

浅水蒸发盐岩出现在饱和或接近饱和的石膏或石盐的卤水中，水深可在几厘米到20m之间，大部分在不到5m水深的环境中形成，由于水浅，沉积物常受到波浪、风暴和海流等作用，造成沉积物经常受到冲刷、搬运和再沉积等作用，形成特征的结构、构造。

浅水蒸发盐岩的重要特征是具有纹层状石膏层，这与深水蒸发盐层相似，不同之处在于浅水蒸发盐石膏纹层中的石膏颗粒较粗，为粉砂或砂粒级，颗粒破碎和受改造的现象明显，有的纹层石膏已转变为镶嵌结构。出现在加拿大萨斯喀彻温省的上泥盆统索里斯河组的石膏纹层中，除有纹层层理外，还有交错层理、爬升层理和波纹层理。在萨斯喀彻温省的密西西比系（P）的蒸发岩层中，纹层中藻垫发育，因而富含有机质，有鸟类和恐龙爪足的遗迹保存，有的纹层是风暴沉积的产物。在意大利的中新统中，石膏厚达数米，由燕尾式的石膏粗晶组成，由于结晶粗大，加上波浪等水动力作用，因而石膏容易形成碎屑，形成石膏角砾岩，如果在现代的盐碱滩表面，这类石膏容易形成丘状或“礁”状石膏体。所以同样是纹层状石膏层，它属于浅水还是深水的蒸发岩是可以区别出来的。

现代、新生代蒸发边缘海相沉积模式

60年代以来,在波斯湾东南岸,巴哈马台地的安德罗斯岛(Andros Island)、加勒比海南部的博内尔岛(Bonaire Island)、佛罗里达湾的苏格切夫岛、伯利兹地区的阿姆勃格列斯岛(Ambargris Island)的潮上带和澳大利亚西部的沙克湾等地均发现了现代白云岩,我国海南岛西部排浦岸边发现晚更新世白云岩,地中海区发现晚中新世的蒸发边缘海相沉积。深海钻探计划(DSDP)和目前正在执行的大洋钻探(ODP)先后在巴哈马碳酸盐台地和佛罗里达半岛区以及地中海的西西里岛、科西卡岛等蒸发岩区进行过多次海底钻探。波斯湾东南岸、安德罗斯岛和博内尔岛区的白云岩一般被认为是在高度浓缩海水的环境中白云岩化的结果,主要形成机理是蒸发泵和回流渗透作用。而苏格勒夫岛、阿姆勃格列斯岛和我国海南岛的白云岩属正常海水环境下的白云岩化产物。随着研究的深入,有许多新的发现,这些蒸发边缘海区的沉积、成岩模式也在不断变化。现列举如下实例。

2.1 阿布扎比区

阿布扎比区位于波斯湾南岸,又称阿拉伯湾特鲁西尔滨岸区,是萨布哈(Sabkha)蒸发岩发育的标准地区,Sabkha这一名词起源此区,原意是盐坪、盐浦区,其实这里的石盐也只是季节性沉积矿物。

2.1.1 区域沉积环境

阿布扎比沿岸由更新世生物灰岩组成,宽阔的潮坪上,有现代白云岩和石膏广泛分布,潮坪外为泻湖,泻湖外侧有一列平行海岸的障壁岛(图2.1),岛上许多珊瑚已经死亡,它们的外面包有一层起粘结作用的钙藻,主要为 *Lithothamnion*(石枝藻) *Lithophyllum*(石叶藻)和 *Goniolithon*(角石藻)等,其中含棘皮动物 *Echinometra malthei*(沥青海胆)等,这里原来可能是一列发育生长旺盛的礁体。这列障壁岛被一些垂直岸线的潮道分割,潮道宽数公里,7~10m水深,障壁岛外侧有鲕粒砂堆积而成的三角洲,沉积物受到向岸波浪和离岸落潮的水流作用,分选较好,最粗的纯鲕粒砂沿潮道边缘分布,形成低潮时暴露的白色砂堤,鲕粒大小从砂堤向外海逐渐变小,到水深2m处成为鲕粒-球粒-生物碎屑的混合砂,分选性也变差。鲕粒砂组成的潮汐三角洲受落潮水流的控制,向外海发育成溢流杂体。靠近三角洲外缘有宽100m,高1~2m的沙坝,它们具有向陆陡、向海缓的特征,可能是向岸波浪和表面水流作用造成的。这些三角洲的边缘区有时被海草(*Halodule*)固定下来。有些鲕粒落入潮道内,在那里与生物骨屑混合,参加三角洲前缘的进积堆积;部分成为障壁岛的侧向加积,然后回到三角洲上,被风吹搬运,形成风成砂丘。

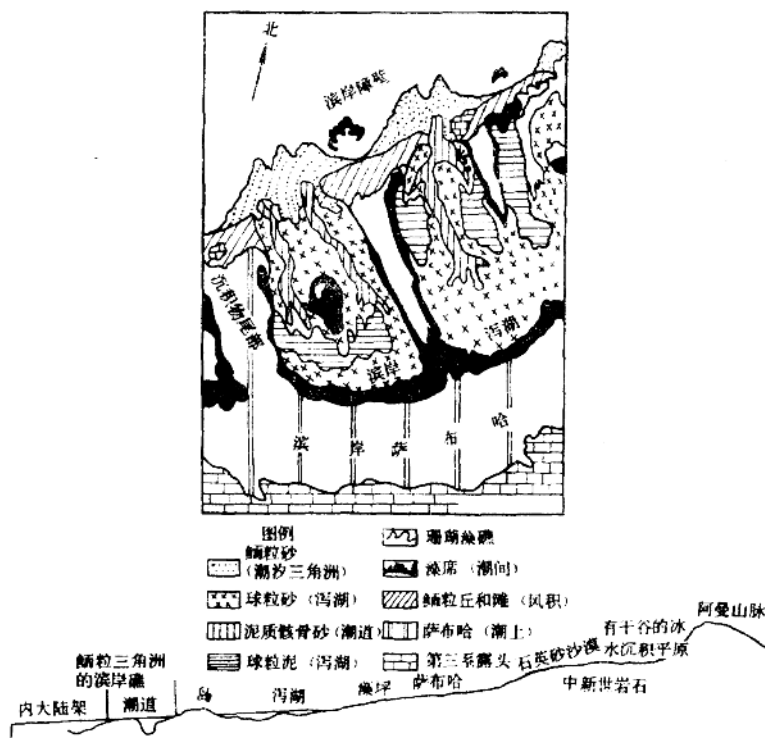


图 2.1 阿布扎比区域图

(Purser 和 Evans, 1973)

滨岸砂坝外的陆架区，水深在 5~15m，沉积物主要为生物碎屑形成的碳酸盐砂，主要生物为双壳类，穿孔有孔虫、腹足类、珊瑚和藻屑等，部分为更细的碳酸盐泥，那里的海底地形较平坦。

阿布扎比区盛行 NNW 向的夏马风，因而来自 NNW 向的波浪作用显得十分重要，在障壁岛滨岸沙坝区，潮差为 2.1m，障壁沙坝后的泻湖区，减小到 1.2m，甚至更小。月平均气温为 12.6~47℃，泻湖水温度为 15~40℃，障壁沙坝和潮坪表面沉积物的温度为 15~50℃，开放海湾的海水盐度为 40‰~50‰，而在泻湖的滨岸区盐度高达 70‰，这里降雨量极少，平均为 40~60mm/a，净蒸发量为 1260~1500mm/a，蒸发量大大超过降雨量，因而形成一个蒸发作用十分强烈的边缘海沉积环境区。

2.1.2 蒸发边缘海的沉积相

1) 潮上带萨布哈

本区潮上潮坪带宽 8~10km，开阔平坦，坡度为 1/3000，是过去 7000 多年来碳酸盐碎屑充填泻湖形成的，因而垂向上是海退层序，即自下而上为泻湖沉积、潮间沉积，最上部为潮上带沉积 (Butler, 1969)。将潮上带分为四带，自海向岸有：①内潮上带，宽 1.6~2.4km，每月被潮水淹没一次或几次，该带被一层厚达 30cm 的石膏软泥覆盖，其下为含少量白云石和石膏的灰泥。②中潮上带，宽 0.4~1.6km，一个月以上才被潮水淹没一

次,其上也有一层石膏软泥,表面的石膏已被硬石膏交代,石膏软泥之下的灰泥中含大量白云石和石膏。③外潮上带,宽0.8~8.0km,每1~5年才被潮水淹没一次,沉积物同中潮上带相似,只是石膏大量地被硬石膏交代,此带外缘,有一层厚达30cm的角砾状硬石膏,石膏砾或结核间为灰质白云石碎屑及石英砂充填,这层硬石膏之下为含白云石和石膏的灰泥。④高潮上带,宽1.6~3.2km,该带不被潮水淹没,其地下水来自陆地,沉积物为风成砂,含石膏胶结物,硬石膏结核等。

在潮上带,氯度变化不大,自岸向内陆逐渐降低,一般在130‰~170‰,向内陆降至107‰。泻湖中,硫酸盐含量为3.2~3.9g/kg,至内、中潮上带达10g/kg以上,之后逐渐降低,高潮上带为2g/kg以下(金振奎,1990)。 Mg^{2+}/Ca^{2+} 值,在内、中潮上带为30~40,之后逐渐降低,高潮上带为4以下。 $\delta^{18}O$ 值,在内潮上带的孔隙水中为3‰(PDB),至高潮上带上升至7.5‰(PDB)。

阿布扎比区的现代白云石仅限于潮上带,而潮间和潮下带则没有。在潮上带,白云石的含量为1%~100%,一般为20%~60%,呈分散状分布于沉积物中,白云石在沉积层表面之下0.6~0.9m内含量最高(Iuing, et.al, 1965),在此深度之下,其含量迅速降低。

区内白云石晶形好,但有序性差,成分为非化学计量的,即 $(Ca_{52}Mg_{48})CO_3 \sim (Ca_{55}Mg_{45})CO_3$,白云石的大小为1~5 μ ,向陆方向变大,向海的内潮上带,白云石多为1~2 μ ,向陆的高潮上带可达5 μ ,且有序性增加,由0.15~0.58。 ^{14}C 年龄最高的白云石出现在高潮上带(Patterson 1972, 转引自 Mckenzie, 1981),这似乎表明随着白云石的“老化”,晶粒变大,有序性增高, ^{14}C 年龄测得为 2450 ± 130 年和 3370 ± 170 年,可见白云石形成时间不长。白云石的 $\delta^{13}C$ 为+9.7‰~+3.55‰,平均为+2.11‰, $\delta^{18}O$ 为-0.39‰~-3.91‰(16块样品)(Illing, 1965)。白云石交代生物壳、球粒和灰泥,生物壳和灰泥中溶蚀孔隙常见,可见白云石主要形成于准同生交代作用期,另外还有一些白云石围绕文石针沉淀生长,这些白云石是直接沉淀的(Mckenzie, 1981)。

白云石和石膏的形成,在潮上带主要是由强烈蒸发作用使地下水浓缩的结果,因而蒸发矿物的形成主要决定于地下卤水面的变化。在有障壁砂坝的海岸,因得不到海水的直接补充,海水只能通过沉积物的下部进行补给,在无砂坝的海岸,涨潮时海水可直接补充(图2.2)。

潮上带的石膏在表层沉积物之下结晶较早,首先生成不连续的石膏结核,然后由结核连结成条带状或肠状层,石膏结核生成将破坏原沉积物中文石等矿物的组构。块状硬石膏是由潮间带上部沉积物中石膏糊结晶而成,硬石膏和石膏在潮间带和潮上带晶出,会使沉积物表面抬高,上部原沉积层被侵蚀或溶蚀后,石膏便在沉积物表面形成一个隆起的小丘,在地层中,它的厚度显然大于邻近非石膏层的厚度,这些便可称为石膏丘或石膏“礁”(Kendall, 1984)。

石膏在潮上带和潮间带上部沉淀后,使地下水中的Ca含量降低,卤水中Mg/Ca比值的增高导致原沉积物文石产生白云石化和菱镁矿晶出,文石在发生白云石化时释放出Sr,它与硫酸根结合形成天青石,当这一过程进行到一定阶段时,卤水因白云石化而获得从文石中释放出来的 Ca^{2+} ,它与地下水中带来的 SO_4^{2-} 结合成更多的石膏,这种石膏可将结核状石膏连接成层,这种反应过程重复进行,在沉积物内不断形成新的动态平衡。加拿大萨斯喀彻温的密西西比系中的弗罗比歇组蒸发岩中出现的结核状石膏层与充满石膏假晶的白云岩交互成层的现象可能就代表了这种演化的过程(Maiklem and Bebout, 1973)。

一旦卤水中的硫酸根和镁含量降低，早期形成的菱镁矿将发生溶解。

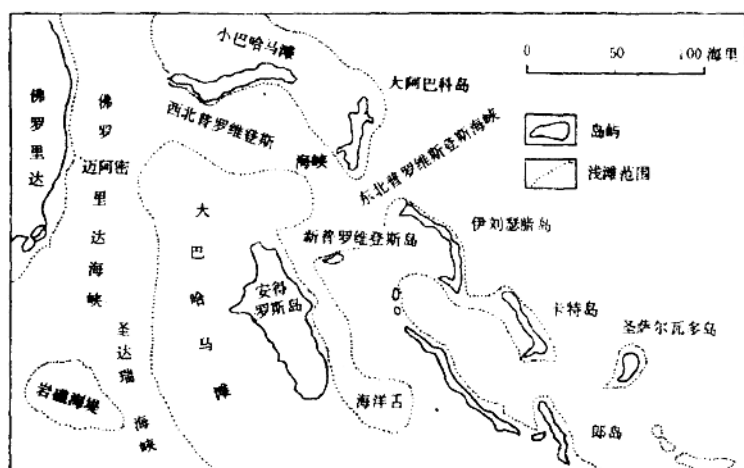
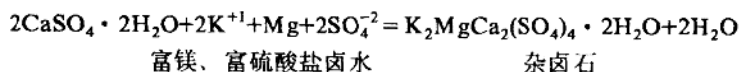


图 2.2 萨布哈中地下水补给的两种类型
(Kendall, 1979)

白云石首先出露在潮间带与潮上带间的过渡带，其数量不断向内陆方向增加，可达内陆 10km 处。有时也会出现白云石不发育的情况，即沉积物中富含石英和缺少文石，卤水中因不形成白云石而富镁，因此，在这一环境中，菱镁矿是稳定的，富镁和富硫酸盐的卤水将与早期形成的石膏反应形成杂卤石，其反应式如下。



在阿布扎比的潮上带中，石盐的晶出，标志着现代潮水的泛滥作用，石盐以三种方式产出：沉积物表面的盐壳、毛细管带上部颗粒的外膜和作为沙质沉积中心的立方体。由于石盐结晶的不稳定，它往往是退潮时晶出，涨潮时则溶解掉，石盐这种反复结晶和溶解作用，往往破坏掉原始沉积物文石的沉积结构。

2) 潮间带上部的藻席

阿布扎比海岸潮间带的沉积物主要是没有白云岩化的灰泥，它的上部被藻席覆盖，宽达 1~2km，在平坦的灰泥沉积物上面长满蓝绿藻，由于暴露于陆上的时间较长，这一环境不利于食草的腹足类如蟹守螺等生存，所以藻类茂盛，形成一层层富藻和不富藻的、以毫米计的微层交替沉积，碎屑沉积物多为风暴带来，风暴把富含沉积物的水带到潮间带，蓝绿藻中的粘液藻的坚韧叶面捕获并吸附这些沉积物颗粒，蓝绿藻并不分泌钙质骨骼，所以藻席中的沉积物主要是风暴带来的碎屑，在阿布扎比沿岸带，每年发生 5~8 次风暴，藻席每年增厚 2~5mm，(Park, 1977)，藻席和碎屑沉积层经过压实和脱水，体积可缩减 70%~80%，形成毫米级的藻纹层沉积构造，石膏往往置换藻席的表层。在研究现代阿布扎比藻席时，根据不同藻类，可分出 4~6 个藻席组合 (Golubic, 1976)。

(1) 孢状藻 (*Pustular*) 席 生长于潮间带中下部的高盐度水体中，由于高盐，这里

食草的腹足类生长受到限制,所以藻席可在潮间带中下部出现,由此可以推论,在食草的腹足类尚未出现的前寒武纪时期,这类藻席可遍布整个潮间带以至潮下带,这可能是前寒武纪碳酸盐沉积中叠层石发育的原因。

(2) 平滑藻 (*Smooch*) 席 是阿布扎比区最广泛的藻席,占藻席面积的 30%~60%,位于大潮低水位以上高 15~90cm 处的高盐度区,也可出现在水深 40cm 深处,深潭和潮道中保存最好,以粘液藻 (*Microcoleus Chthonoplastes*) 为主。

(3) 尖顶藻 (*Pinnacle*) 席 是光滑藻席表层的一种变化形态,主要由大的粘液藻 (*Lyngbya aestuarii*) 组成,可占藻席面积的 30%~40%,但在沉积物中作为纹层保存下来的不多。

(4) 水泡状藻 (*blister*) 席 具坚韧的凸起的水泡状外貌,常破碎为多边形,裂隙中有石膏充填。

(5) 皱纹藻 (*wrinkle*) 席 是一种藻的表层藻席,其下部常伏石膏层或被石膏层置换。

(6) 平坦藻 (*flat*) 席 是一种藻的不连续藻席,生长位置较高,仅在最大潮和风暴潮时才被淹。

这些藻席的纹层沉积层是藻坪环境最明显的标志,在埋藏后的地层中,这些藻纹层是容易被白云岩化的层段。

3) 潮下带和潮间带下部

阿布扎比区的潮间带下部,底质往往是文石泥,其中生活着大量食草的腹足类,它们的排泄物粪球便成了这一范围特有的沉积物,一直向上延伸到为藻席代替的潮间带上部,有的地区已被文石和高镁方解石所胶结,在卡塔尔半岛附近,类似胶结作用正在进行。

这里潮下带的主要沉积环境是泻湖,泻湖中主要有两种沉积物:文石泥和富含孔虫和双壳类的灰色泥质砂,与巴哈马和佛罗里达区的泻湖比较,后两地泻湖中有丰富的珊瑚藻,在水深 3m 处,有高 6cm、直径达 8cm 的孤立状叠层石,由蓝藻 (*Schizothrix Sublittoralis*) 组成,而未发育珊瑚藻。

2.1.3 萨布哈沉积模式的变化

在阿布扎比区形成的上述沉积,对蒸发边缘海相的沉积相和环境说来,是一个典型的沉积模式区,但它们并非一成不变,在这一沉积环境中,如果原始沉积物的性质、滨外水动力环境、地壳运动和地形等因素发生变化,沉积模式也要起很大变化。

1) 原始沉积物的性质

原始沉积物中,碳酸盐的多少有重要的影响,现代萨布哈中,原始沉积物中有丰富的文石具有重要意义,文石被白云岩化后,释放出 Ca^{2+} , Ca^{2+} 与地下水中的 SO_4^{2-} 反应,生成石膏,这种白云石与石膏的形成,使卤水中的 Mg^{2+} 降得很低,造成早期形成的菱镁矿的溶解,所以在蒸发边缘海相的沉积中,白云石和石膏的转化是重要的。如果原沉积物中无文石或文石很少时,性质会发生很大变化,此时,白云岩化作用不发育,卤水中将缺 Ca^{2+} 富 Mg^{2+} ,因此菱镁矿是稳定的,所以非碳酸盐的萨布哈中,富 Mg^{2+} 的卤水与石膏反应便形成杂卤石。

萨布哈沉积中的碳酸盐与石膏形成旋回沉积,在地下深处,方解石被白云石化,同样会有大量的石膏晶出,石膏形成于沉积时的碳酸盐层中,因而使沉积层失去旋回性,造成

单一的厚层石膏的沉积。

2) 滨外水体性质的变化

目前阿布扎比滨外水体为正常海水到微超咸水。如果萨布哈为超咸水体边缘时,食草的腹足类蟹守螺不能在整个潮坪以至潮下带生存,这时藻垫形成的藻纹层沉积可以延伸到潮下带,并被保存下来。藻类形成的丰富的有机质和溶解在超咸水中的硫酸盐,使硫酸盐的还原细菌繁殖起来,形成还原环境,首先石膏被还原,形成硫化氢、黄铁矿和碳酸盐等(Friedman, 1972)。

在阿布扎比区,石盐仅形成于萨布哈区,即潮上带。因为在正常的海水与大气接触界面处,大气是潮湿的。石盐不能在沉积物表面存在,它将被溶解,如果水体是浓缩的卤水,它的水蒸气压力可能很低,不会使大气的湿度增高,因此,只有在超咸水体的萨布哈中,石盐才能够成为一种堆积矿物。如果这里的海水进一步超咸化,可能使潮坪上出现石盐,藻席的面积将会缩小。

3) 风和潮汐作用

风和潮汐作用是决定阿布扎比蒸发边缘海区沉积面貌的重要因素。波斯湾的夏马风,是一股强劲的西北风,在海中可形成1m多高风浪,使海水受到强烈的搅动,这对阿布扎比沿岸鲕粒和鲕粒滩的发育是十分有利的。在潮间和潮上带又使这些鲕粒沉积物堆聚成鲕粒滩和风成鲕粒砂丘。如果大气变化,没有了夏马风,阿布扎比沿岸区便不会有如此发育的鲕粒滩和风成鲕粒砂丘。同时,这一西北风还把沙漠中的砂直接带入海中,虽然其数量不多,沉积缓慢,但对局部沉积物来源少的深水区却是重要的物源,如非洲西海岸外,有大量来自撒哈拉沙漠的风成砂沉积。

波斯湾大潮时,潮差可达2m以上,大的潮差使波斯湾具有宽达15km的宽广潮坪(Shearman, 1963),宽广的潮坪为藻席和萨布哈沉积提供了广阔的空间,如果没有大的潮差,阿布扎比沿岸的藻席和萨布哈不可能有如此发育。

4) 地形和地壳运动

目前阿布扎比滨外有一列障壁岛起着防护作用,如果缺乏障壁堤,沉积物来源和海平面变化又不稳定,萨布哈沉积就不可能像现在这样连续发育,潮间带和潮上带将被一些沙体分割开来,以至出现更为复杂的情况。

在大地构造上,目前阿拉伯湾属稳定的、略有轻微的上升区(KinSman, 1970)。在这一区域,有些构造和盐丘是正在上升的,如果现在的构造背景继续下去,萨布哈将会发展到整个阿拉伯沿岸陆架上,目前正在发育的一些滨外滩和礁,其顶部将会戴上硬石膏的帽子,这样发展下去形成的地层将会与阿拉伯区侏罗系的希斯硬石膏层相似,波斯湾侏罗系中的礁油、气藏和美国密执安州的志留系中的礁油、气藏与这一沉积模式十分相似。

2.2 巴哈马浅滩—佛罗里达湾

巴哈马浅滩位于北大西洋,北纬 $22^{\circ} \sim 28^{\circ}$ 之间,呈NNW向展布,长46km,面积96 000km²,周围以陡峭的边缘斜坡为界,深达数百米至几千米,它与佛罗里达半岛有一海峡相隔,即佛罗里达海峡(图2.3)。1985年1月,大洋钻探计划(ODP)在佛罗里达海峡626号站位钻探了4口井,综合这4口钻井的资料与原在巴哈马浅滩安德罗斯岛上的大艾萨克一号井的资料对比,证实了佛罗里达滩和巴哈马滩在中白垩世以前是一个未分