第四章　沉积环境及古地理

古地理即地质时期地球表面的自然地理，包括不同地质时代的海陆分布，海水深度，盐度及温度，陆地形态，气候条件以及生物分布状况等。实践证明，古地理的研究可揭示地史时期地壳的沧桑变化，追溯地壳发展的历史；还能阐明某些矿产的形成环境及分布规律，有益于成矿予测和指导找矿，故而长期以来引起人们的重视。人们研究古地理不可能象研究现代自然地理那样用直观的方法进行，只能从古代形成的沉积岩以及埋藏并保存于其内的实体或遗迹化石记录中,寻找出能反映当时沉积和生态环境的标志进行综合分析,以恢复古地理的面貌。

一、岩石类型及形成条件

本区海相三叠系主要由石灰岩和白云岩等碳酸盐岩及以石膏和硬石膏为主的蒸发岩组成，此外尚有少量泥质和钙质页岩分布于其底部。石膏、硬石膏等蒸发岩均见于地下深部，而出露或接近地表的蒸发岩则因成岩后的表生作用影响形成盐溶角砾岩及经脱膏化或脱白云石化而为方解石交代形成次生灰岩。

(一) 泥质岩

泥质岩主要赋存在青龙组底部，除无锡外，全区其他各地均有分布。其岩性多为灰黑色，风化呈灰黄色和黄绿色，一般呈薄层状，时具微细的水平纹层，纹层单厚 0.5–2 毫米。泥质岩中常含不等量的方解石，有时可形成钙质结核和灰岩薄层。这类岩石经 X 光粉末衍射分析结果。

表 4–1　泥质岩 X 光粉末衍射分析结果

Table 4–1　The results of X–ray powder diffraction of argillaceous rock

采样位置	岩石名称	矿物组成
苏州渡村	泥质岩	石英+伊利石+钾长石+方解石+高岭石+白云石+少量绿泥石
靖　江	页　岩	石英+伊利石+斜长石+白云石+铁白云石+绿泥石+少量方解石
南京龙王山	具水平纹层页岩	石英+斜长石+方解石+伊利石+白云石+黄铁矿+绿泥石
南京龙王山	黑色泥岩	石英+斜长石+伊利石+黄铁矿+方解石+绿泥石

差热分析结果，泥质岩矿物成分为伊利石+方解石、白云石+黄铁矿+有机质，部分样品中尚含少量绿泥石。

经扫描电镜分析均为 S.E.I 型。显微镜下泥质物呈黑色、土黄色，模糊不清，但可见富含有机质及黄铁矿粒。黄铁矿粒径 0.05～0.02 毫米,含量为 1%，局部达 5%。

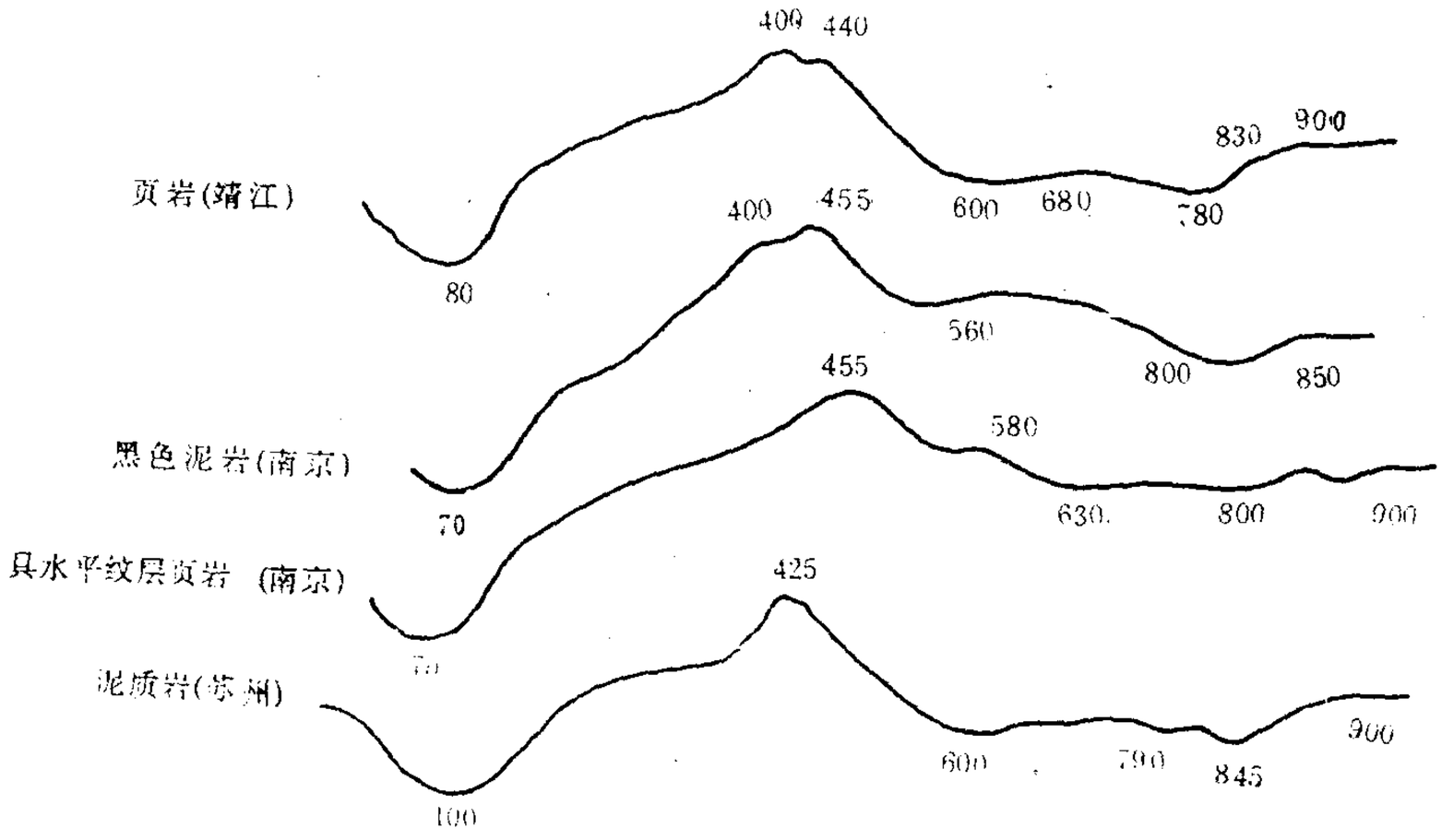


图 4-1 海相三叠系底部青龙组殷坑段泥质岩差热分析曲线

Fig 4—1 DTA curves of mudstones from Yinkeng member of Qinglong Formation

这类岩石中富产菊石和双壳类，个体完整。另见少量介形类和腹足类以及藻类碎屑。区内泥质岩多形成于低能还原条件的水体中。

(二) 碳酸盐岩

关于酸盐岩分类，近些年来国内外学者提出了多种各具特色的方案。根据本课题研究目的与要求，我们采用了邓哈姆 (R.J.Dunham, 1962) 的分类 (表 4-2)。主要是取其易于鉴定 (用放大镜即可)，命名简单，明确提出了各主要岩石类型的环境意义，简明扼要，对研究岩相古地理及古生态比较方便之长。另外也适当地参考了福克 (R.L.Folk, 1959, 1962) 的分类以作补充。

表 4-2 邓哈姆 (1962) 碳酸盐岩分类

Table 4—2 Classification of carbonate rocks from R.J.Dunham,1962

<table>
<tr><td colspan="3">沉 积 结 构 能 辨 认</td><td colspan="2">沉积结构不能辨认</td></tr>
<tr><td colspan="2">在沉积作用过程中原始组分未被粘结</td><td>在沉积作用过程中原始组分被粘结在一起</td><td></td></tr>
<tr><td colspan="2">有灰泥(<0.03mm)</td><td>无灰泥</td><td rowspan="4">粘结灰岩
粘结白云岩
(boundstone)</td><td rowspan="4">结晶灰岩
结晶白云岩
(crystallinestone)</td></tr>
<tr><td colspan="2">灰泥支撑</td><td>颗粒支撑</td><td>颗粒支撑</td></tr>
<tr><td>颗粒<10%</td><td>颗粒>10%</td><td rowspan="2">泥粒灰岩
泥粒白云岩
(packstone)</td><td rowspan="2">颗粒灰岩
颗粒白云岩
(grainstone)</td></tr>
<tr><td>灰泥灰岩
云泥白云岩
(mudstone)</td><td>粒泥灰岩
粒泥白云岩
(wackestone)</td></tr>
</table>

以下为本区海相三叠系碳酸盐岩的主要类型.

1.灰泥灰岩

灰泥灰岩为本区海相三叠系的主要岩石类型，颜色多为青灰色及暗灰色，常呈薄层状，有时呈中厚层至厚层状，水平纹层及微细波状纹层发育，纹层单层厚 1–2 毫米．薄层灰岩层面上时见较丰富的生物潜穴和移迹．岩石的主要成分为微晶方解石，占 90%以上，有时含少量泥质．颗粒含量＜10%，为灰泥支撑．颗粒成分有内碎屑，球粒及生物(介形虫、有孔虫、双壳类及棘皮类等）碎片，偶尔也见有少量石英及水云母等陆源碎屑。部分灰岩中含黄铁矿晶粒，呈星散状分布．局部地区含石膏假晶，分布杂乱。青龙组底部的灰泥灰岩中泥质成分一般较多，向上泥质逐渐减少。此类灰岩属水体不甚流畅，甚至静水还原条件下形成的产物，其层理厚薄与物质供应及沉积速率有关.

此外，本区尚有具瘤状或蠕虫状构造的灰泥灰岩，它们在青龙组南陵湖段内发育较普遍。

瘤状灰泥灰岩，呈灰黄色及紫红色，薄层至中厚层状，由瘤体和基质两部分组成，层面凹凸不平，富产菊石化石。瘤体浅灰或浅红色，由较纯的微晶方解石（0.01–0.02mm）组成；基质灰黄或紫红色，其成分除方解石外，普遍含白云石和泥质，与瘤体之间不易分出明显界线，而常为过渡关系。瘤体或大体平行层理排列成层状，或作杂乱分布，或呈豆荚状不等。有关此类岩石的成因及形成条件众说不一，国内外学者中有人认为属深水环境中的产物。然而由其中往往含氧化铁致呈紫红色以及保存外卷型壳面具粗肋状壳饰的菊石，及其上下层位有时小型线形波痕发育等特征来看，其沉积的水体似乎并不太深，且氧气供应较充分，其成因可能与成岩分异作用有关.

表 4–3　　瘤状灰泥灰岩化学分析结果①

Table 4–3 The data of chemical analysis of nodular mudstone

岩石＼成份	CaO	Mgo	SiO_2	$F_{e2}O_3$	Al_2O_3
瘤状灰泥灰岩	42.92	0.92	13.84	1.71	
瘤　　体	47.62	1.06	8.12	0.80	0.39
基　　质	27.35	1.76	30.51	2.88	10.23

蠕虫状灰泥灰岩，呈薄层至中厚层，主要发育于青龙组南陵湖段的上部，和龙山段中亦有分布，但厚度不大，蠕体较小．此岩石的基质中有色调相对较深的形似蠕虫的“蠕体”，形成蠕虫状构造．蠕体和基质在宏观上，特别是断面的风化面和磨光面上颇为清晰，但在镜下观察二者均由微晶方解石组成，其间界线模糊，蠕体一般平行层理排列呈断续短线状，似层状，或杂乱无章地呈斑点状分布于基质中，有时可见体由斑点状至短线到似层状组成韵律性排列。蠕体形态呈透镜状、长条状、蠕虫状及不规则的斑点状等.

① 据韩树棻1983,简化.

关于蠕虫状灰岩的成因说法也不一致，如残余藻席，塑性变形．水动力作用等等。从蠕体内部不具层理，结构均匀，由质纯微晶方解石组成，以及这类灰岩中化石稀少，而且其上往往为纹层状白云岩所覆等方面分析，可能形成于盐度稍高的海水中，并且与胶体凝聚作用有关。至于蠕体排列的不同形式，或由水动力强弱变化所引起。

需要指出，还有些"蠕虫状灰泥灰岩"是由生物扰动作用所致。生物在沉积物中活动形成的各类潜穴与上述蠕体外貌相似。它们也常呈圆形、椭圆形、直或略带弯曲长条形，有时出现分枝的长条形以及不规则形的斑点或斑块状，或平行层理或杂乱分布于色调相对稍浅的基质中。在层面上也见有疏密不等的各种类型的生物潜穴。生物扰动作用的强弱变化，使层理遭到不同程度的破坏，在岩石中也能产生"蠕体"的规律排列。而生物扰动的强弱除与水动力有关外，还受沉积速度快慢的影响。

这类岩石中除食泥生物造成的潜穴外，其他化石少见。根据以上特徵以及水平层理或微波状层理较发育，常与灰泥灰岩互层等分析，它们也是在水体循环不甚流畅的弱水动力条件中形成的。

2.粒泥灰岩

粒泥灰岩在区内青龙组中亦占较大的比重．其岩性为浅灰--灰色，多呈中厚层--厚层状，少量呈薄层状。岩石由 70-90%的微晶方解石组成基质，含 10-30%颗粒，灰泥支撑。颗粒类型主要有内碎屑、藻球粒及生物碎屑等。

以内碎屑颗粒为主的粒泥灰岩，其岩性为灰色、中厚层状，少数呈薄层状，由 75--85%的微晶方解石组成基质，内碎屑颗粒约占 15-25%，灰泥支撑．颗粒形状由圆形至不规则，大小不一，或呈无规律分布或大致顺层分布，有时显正粒序或逆粒序。

以生物屑为主的粒泥灰岩，为浅灰色及紫红色，多呈薄层状产出。颗粒含量 10-20%，有时可达 45%。颗粒成分为棘皮类、有孔虫、双壳类、介形类、腹足类以及菊石和藻类碎屑，有时含砂、砾屑及鲕粒，灰泥支撑，基质多为微晶方解石及少量泥质。

颗粒类型为球粒的粒泥灰岩，一般为灰黑色及灰色，有的为褐灰色至灰紫色，多呈薄层状．球粒以暗灰色及灰色为主，呈圆至椭圆形，有的在成岩时已被压扁。球粒大小 0.02 至 0.3 毫米，最高含量可达 35%，多属食泥生物粪粒。基质为微晶方解石及少量泥质，灰泥支撑，有时可见生物潜穴及扰动构造。

上述粒泥灰岩，在宁镇地区至巢湖一线常组成基本韵律层的底部岩石，如青龙组南陵湖段，常组成粒泥灰岩--灰泥灰岩--瘤状灰岩，或粒泥灰岩--蠕虫状灰泥灰岩--灰泥灰岩韵律层。它们可能是在周期性稍强水流作用下将早期形成的固结或半固结岩石破碎，稍经搬运再沉积的，局部粒泥灰岩具斜层理和正粒序层。它们还常与灰泥灰岩及泥粒灰岩等构成特殊的风暴岩序列，应属风暴浪基面与正常浪基面之间，于风暴事件衰减期在快速堆积条件下沉积的。

3.泥粒灰岩

泥粒灰岩的颗粒含量＞50%，多呈颗粒支撑，基质为微晶方解石。颗粒类型有内碎屑，生物碎屑以及凝块石，核形石及球粒等。

以砾屑为主的内碎屑泥粒灰岩，为深灰色及灰黄色，中至厚层状。岩层厚度一般为十余厘米至数十厘米不等，个别厚度可达六米。砾屑大小为数毫米至数厘米，粒度由下而上有变细的趋势。颗粒以次圆状为主，少数呈次棱角状，长轴方向大致平行。砾屑成分一般

为灰泥灰岩，比较单一。此类岩石为中等强度水动力条件下形成的产物。此外，在宜兴——南陵一线青龙组殷坑段及和龙山段中分布有竹叶状泥粒灰岩。其砾石呈扁平的竹叶状，直径多为 3–10 厘米，磨圆度为次圆及次棱角状，分选较差，呈平行层理排列，或作叠瓦状及花瓣状排列，也有杂乱无章排列者，形状多样。砾屑含量达可 60–90%，呈颗粒支撑，基质以微晶方解石为主。单层厚由十余厘米至 2 米，局部厚达 6 米。属水动力较强的条件下快速堆积而成。从其共生的岩层特征及沉积序列分析，可能为风暴流形成的滞留沉积。

颗粒为凝块石或核形石的泥粒灰岩，为深灰色，中到薄层状。其中凝块石占 55–80%，所含矿物成分为微晶方解石及微量铁质和泥质，形状不规则，以血凝砾状者居多，粒径 1–5 毫米；核形石则呈次圆状，粒径 1–5 毫米不等，个别可达 2 厘米，有同心圆构造，最多 10 层，一般 2–4 层同心圈，核形石在灰岩中含量为 60–65%。上述两种灰岩的基质均为微晶方解石，颗粒支撑，其沉积的水体伴有一定强度搅动，两种颗粒的形成均与藻类有关。

4.颗粒灰岩

颗料灰岩为颗粒支撑结构，基质由亮晶方解石组成，不含灰泥。本区海相三叠系颗粒灰岩中颗粒类型常见的有鲕粒，内碎屑，还有生物碎屑以及核形石和凝块石等。鲕粒颗粒灰岩为本区颗粒灰岩的主要类型，分布在苏南的东部，皖南及鄂东南一带。鲕粒以正常鲕为主，一般为圆形及椭圆形，大小较均匀，直径 0.5–1 毫米，有时达 2 毫米，具同心层 2–4 圈，多达 7–8 圈，局部地区见复鲕。鲕粒含量 55–85%。

内碎屑颗粒灰岩常与鲕粒颗粒灰岩共生。颗粒为砾及砂级，含量可达 80%，多呈圆至次圆状，分选较好，有时还含少量鲕粒，核形石及生物碎屑。砂屑颗粒灰岩常可见交错层理。其他颗粒灰岩分布较局限，主要见于苏南东部及安徽广德等地。

核形石和凝块石颗粒灰岩两者常共生，并与鲕粒颗粒灰岩往往呈过渡关系。核形石呈椭圆或不规则状，具同心层 2–3 圈，宽窄不一，富有机质，而凝块石则为不规则状凝块体。它们与藻类粘结和凝聚有关。基质为亮晶方解石，晶粒呈栉壳状及镶嵌状结构。

生物屑颗粒灰岩，含生物碎屑颗粒 50–70%，主要为棘皮类、腹足类、有孔虫、还有双壳类及介形类等生物的碎片，并具不同程度的磨圆。基质为亮晶方解石，晶粒亦呈栉壳状和镶嵌状结构。

球粒颗粒灰岩在江苏宜兴及无锡等地最为发育，球粒含量 60–70%，一般粒径 0.2–0.7 毫米，内部由微晶方解石组成，颗粒支撑结构，基质为亮晶方解石。

以上颗粒灰岩均于较高能量的水动力条件下经过较强烈的搅动而形成。

兹将各类灰岩化学分析资料列表于下:

表 4—4 石灰岩化学分析结果表

Table 4—4 The data of chemical analysis of limestone

分析项目 / 平均含量 / 岩石名称	SiO_2 (%)	FeO (%)	Fe_2O_3 (%)	CaO (%)	MgO (%)	Al_2O_3 (%)	SO_3 (%)	K_2O (%)	Na_2O (%)
内碎屑颗粒灰岩	2.82	0.23	0.29	53.00	0.38	0.51	0.032		
生物屑颗粒灰岩				53.02	0.68				
球粒泥粒灰岩				54.67	0.43				
纹层状灰泥灰岩				48.06	1.51				
砂砾屑粒泥灰岩	4.17	0.35	0.09	51.34	0.78	1.11	0.18		
灰泥灰岩				52.25	0.73				
蠕虫状灰泥灰岩	3.69	0.08	0.08	52.94	0.31	0.44	0.06		
瘤状灰泥灰岩	32.06	2.22	0.58	24.16	3.48	7.44	0.71		
灰泥灰岩				52.93	0.66				
灰泥灰岩				53.14	0.43				
灰泥灰岩*	3.48		0.61	52.09	0.46	1.08	0.06	0.13	0.43
似瘤状灰泥灰岩*	23.21		2.82	32.19	1.63	7.38	0.06	1.36	1.46
内碎屑粒泥灰岩*	1.44		0.22	53.94	0.56	0.67	0.08	0.69	0.40
瘤状灰泥灰岩*	12.19		1.70	42.90	1.26	4.12	0.02	0.80	0.50
瘤状灰泥灰岩*	18.07		2.36	34.91	2.92	6.66	0.07	1.20	0.70
蠕虫状灰泥灰岩*	1.95		0.20	53.59	0.51	0.66	0.05	0.13	0.33

* 引用安徽区测队资料

5.白云岩

白云岩为白云石含量＞50%的碳酸盐岩，多由原来的方解石沉积物经白云石化而成。其原岩结构特点在白云石化后仍保存较完整，尚可认别。前已述及本报告采用邓哈姆分类，关于白云岩分类相应地分为云泥白云岩，粒泥白云岩，泥粒白云岩及颗粒白云岩。

(1) 云泥白云岩

云泥白云岩系灰泥灰岩经白云石化而成。一般见于嘉陵江组，有时与膏盐沉积呈互层。其岩性在井下呈黑色，在地表则为浅灰色或浅黄灰色，薄层至厚层状，水平纹层发

育，是因含有机物或含粘土物质及铁质造成的．主要成分为白云石，含量 50–90%，为自形——半自形的菱形晶体；方解石含量一般为 10–15%．此外有时还含少量石英、白云母等陆源碎屑以及棘皮类．介形类，有孔虫碎片及藻丝体。

云泥白云岩在泻湖和潮坪下部低能条件下形成，后因暴露于潮上带，经毛细管浓缩作用而产生的白云石化的结果。

在与石膏和硬石膏互层的白云岩中，还常见具纹层状构造的云泥白云岩．其纹层的成因可能与季节性气候变化引起水体盐度变化有关，故亦称季纹层状云泥白云岩．纹层由藻丝体形成水平或波状纹层者可称藻纹层云泥白云岩，形成于静水并且沉积速度较缓条件下．有的呈叠层石锥体或柱状体者可称叠层石云泥白云岩，系在快速沉积条件下形成。以上的纹层多呈明暗二带交互出现：暗带宽 0.1–0.5 毫米，由白云石和有机质（藻丝体）构成；亮带宽 1–1.4 毫米，主要为含白云石的硬石膏组成，亦含丝状有机质．在地表出露的岩石中硬石膏往往被方解石交代形成具雪花状结构的亮晶方解石．此类白云岩多出现于潮坪环境，其中的白云石略晚于石膏沉淀，属准同生白云岩。

(2).粒泥白云岩

见于无锡青龙组及宁镇地区嘉陵江组一段等层位．岩性为灰黄、灰红及灰白色．球粒粒泥白云岩，基质为微晶白云石，含 10–40%的圆形球粒．球粒大小为 0.06–0.4mm．此类岩石单层厚一般在 0.4m，有时可达 1m．岩石中具鸟眼构造和水平层理，为潮坪较低能水动力条件的产物。

(3) 泥粒白云岩

常见于嘉陵江组中下部，岩性呈浅灰红色，厚层状，缝合线较发育．其中球粒及内碎屑等颗粒成份约占 70%左右，呈颗粒支撑，基质为微晶白云石和少量微晶方解石．内碎屑多微晶白云石组成，以砂屑为主，分选中等．属能量中等，浅水条件下的沉积。

(4) 颗粒白云岩

颗粒白云岩为颗粒灰岩经白云石化而成．其岩性为浅黄色及灰色，中层至厚层状，岩层底部有时可见冲刷痕，有的颗粒白云岩具不太明显的斜层理．岩石的主要成分为白云石和方解石，其中白云石含量为 50–80%．白云石在颗粒白云岩中分布不均，有的颗粒白云岩几乎全为白云石组成，有的白云石只分布在鲕粒，核形石等颗粒之中，基质内未见白云石，也有的是颗粒和部分基质经受了白云石化。

颗粒白云岩中的颗粒种类与颗粒灰岩一样，有鲕粒，内碎屑，生物碎屑，球粒，核形石及凝块石等。颗粒白云岩有的由单一类型的颗粒组成，但往往由几种类型颗粒共同组成。原来的颗粒经白云石化后一般都受不同程度的破坏，但多少尚保留了原颗粒的外形及内部的基本构造。如鲕粒经白云石化后晶粒比原来的方解石的粗，鲕粒同心层构造较模糊，但仍保留一定的痕迹。鲕粒中的白云石为 0.02–0.1 毫米的自形——半自形菱面体，大小均匀。未被完全白云石化的鲕粒，其边缘所分布的白云石较颗粒中心多，这说明白云石化作用是从颗粒外部向中心进行的．各种颗粒中的白云石晶体内部均含有方解石晶体的残余。

颗粒白云岩通常缺乏潮上或泻湖等蒸发环境标志，它们主要产于水浅而能量较高的条件中。其白云石化的机理系因沉积物被埋藏后，处于海底潜流带与大气潜流带间，由大气淡水与海水混合而产生的混合白云石化作用的结果。这种白云石化在颗粒被胶结之前或稍

后不久发生，为准同生阶段或成岩阶段的产物。

(三) 蒸发岩

蒸发岩为含蒸发盐矿物，如硬石膏、石膏、杂卤石、泻利盐等硫酸盐类和石盐，钾盐、光卤石、水氯镁石等氯化物的岩石，由富盐液体经蒸发作用而形成。本区海相三叠系嘉陵江组赋存的蒸发岩有硬石膏及石膏岩且分布甚广。它们在地表常形成盐溶角砾岩和次生灰岩而广泛出露。详见第五章。

二、沉积相带的划分

当前多数地质学者将沉积相理解为沉积环境的物质表现，是一定环境的沉积作用所形成的沉积物组合。因此通过这些沉积物组合的物理、化学和生物特征，可以鉴别其原始的沉积环境。

根据区内海相三叠系的岩性组合特征及其所含生物群落或组合分布情况分析，这里在当时大体上为一从南向北逐渐由浅而深的缓坡型台地。对照 J.F.Read (1985) 研究的碳酸盐台地相模式中的单斜缓坡型 (Homoclinal Ramps) 碳酸盐台地，结合现在应用较广的 J.L.Wilson (1975) 理想碳酸盐标准相带模式，将本区三叠系碳酸盐沉积分为五个沉积相带，即 (一) 盆地相，(二) 缓坡相，(三) 浅滩相，(四) 泻湖相，(五) 潮坪复合体

(一) 盆地相

沉积界面在浪基面之下，为台地内较低洼地区的沉积。主要由灰黑色泥质岩，如页岩、夹薄层深灰色泥灰岩、泥质灰岩、灰色灰泥灰岩及似瘤状灰泥灰岩组成。泥质岩含量可达 50% 或更多，与灰岩常呈互层，构成若干厚度不大的韵律层。水体能量弱，属静水环境。岩石多具水平层理及条带状构造，并可见水平纹层。化石含量丰富，主要为窄盐性生物如菊石及某些双壳类。化石多埋藏于泥质岩及泥灰岩中，保存完整，但因成岩压实作用已均被压扁。此外还有棘皮类、腹足类、介形类及钙藻等生物碎屑，分布于灰岩中。根据所含生物推断，海水盐度基本正常。岩石中时见星散状黄铁矿粒，可能属弱还原环境。这一岩相带组合中未发现深水碳酸盐沉积及深水遗迹化石，也未见其它深水相标志，但从其含有较丰富的底栖双壳类生物，同时结合某些微量元素含量的测试结果（据冯增昭 1988）等因素分析，其总体环境应属陆棚区，可能为陆棚区海水较深地段。

(二) 缓坡相

缓坡处于盆地与浅滩之间，其沉积界面位于低潮线附近（高潮带下部）和最大浪基面以上。其中沉积的除部分泥质岩外，主要为多种类型碳酸盐岩，有灰泥灰岩，瘤状和蠕虫状灰泥灰岩及含砂砾内碎屑，生物屑，核形石、凝块石，藻团粒等颗粒类型的粒泥灰岩及泥粒灰岩，常组成粒泥灰岩--灰泥灰岩--瘤状灰泥灰岩的韵律层，其中的瘤状灰泥灰岩或许相当 Read 所指的结核层。该相带的岩石中通常以水平层理较发育，有时亦见波状层理和斜层理。所含化石以菊石类，牙形类及某些双壳类等窄盐性生物为主，保存较完好。此外，还有介形类、有孔虫、棘皮类、腹足类及藻类等生物碎屑以及生物潜穴和移迹等遗迹化石。反映水能量一般较弱，有时稍强，海水盐度正常，流通较畅。

(三) 浅滩相

浅滩位于缓坡内侧与泻湖之间地势略突起的古高地处，沉积界面在正常浪基面之上。此间水体较浅，循环良好，盐度正常，水动力条件中到强。沉积的岩石类型主要以颗粒灰岩为主，另外夹有较多的泥粒灰岩等。颗粒成分有鲕粒、核形石、砂、砾等内碎屑及生物

碎屑等。颗粒周围多见有泥晶化现象。颗粒磨圆度及分选性均较好。岩石中可以见到斜层理，交错层及冲刷面。由于水体能量较高，保存完整的化石少见，但生物碎屑丰富，主要有棘皮类，介形类、有孔虫，腹足类及藻屑等。此相带出现在青龙组底部者仅见于无锡地区，但在苏州、宜兴、广德、铜陵以及鄂东南一带的青龙组上部的南陵湖段中则有较广泛的分布。

(四) 泻湖相

泻湖一般存在于浅滩后方，其沉积界面位于高潮面之下，属潮间低能带。此处海水与外界不甚通畅，水流循环受到一定的限制，能量较弱，盐度亦较高，窄盐性生物难以生存。泻湖相沉积物以灰泥灰岩、蠕虫状灰泥灰岩、球粒粒泥灰岩为主，还有少量从浅滩上注入的砂屑粒泥灰岩及鲕粒粒泥灰岩等，并且常组成砂屑粒泥灰岩—蠕虫状灰泥灰岩—灰泥灰岩韵律层。岩石以水平层理为主，有时具水平纹层和波状纹层。该相带中未见保存较好的动物化石，仅有某些广盐性的门类，如腹足类，介形类以及蓝绿藻等。但其中生物潜穴和生物扰动构造较发育。

(五) 潮坪复合体

潮坪复合体位于潮间和潮上带，潮汐作用在此占主导地位，其中包括藻坪，盐湖及盐坪（萨布哈）。潮坪复合相带往往具向上变浅的旋回性特征。单层厚 1–10 米。

藻坪沉积位于潮上带下端与潮间带上端的交界地带，水位变化频繁，经常露出海面，为藻类繁殖与发育提供了良好的条件。蓝绿藻因固着在碳酸盐沉积物上形成的藻席甚发育，脱水成岩后则往往形成岩石的不规则纹层状构造。其主要岩石类型有藻纹层灰泥灰岩，纹层状泥质灰岩，藻纹层白云岩及叠层石白云岩等。藻坪中偶见有潮沟沉积的颗粒灰岩，常呈透镜状产出。盐湖通常处于潮上带中地形低洼的积水地带，平时与海水隔绝成为封闭的咸水湖泊，水体流通不畅，长期处于停滞的低能状态，只有在强风暴时期才由风暴流携带新的海水灌入其中。在干燥气候条件下，湖水持续遭蒸发使含盐度不断增加，进而变成膏盐盆地。盐湖沉积有藻纹层状白云岩，含白云石细粒硬石膏岩，季纹层状白云石—硬石膏岩等。有时由水道和风暴掀起的巨浪也会带来一些生物碎屑及鲕粒。鉴于盐湖中的水质含盐量高，除少量广盐性动物及藻类外，其他生物化石很少。盐坪也是处于经常暴露于地表的潮上带，只是当强风暴袭击时方为海水淹没。但潮间带的海水平时可从地下渗入，由于毛细管作用所吸附的卤水经强烈的蒸发作用，可形成结核状至镶嵌状石膏。当硬石膏及石膏形成时，含镁的水体向下渗滤，可以交代其下的碳酸钙而形成白云岩。白云岩中常见有不规则纹层，时具鸟眼构造，并含石英颗粒等陆源物质。

三、风暴沉积

风暴沉积或风暴岩是近二十年左右提出的新概念，系由风暴作用引起的各种风暴流使原有沉积物经改造和再沉积形成一系列特殊的沉积序列和类型，属于事件沉积的一种。气象资料表明，赤道及其附近的低纬度地带常常是强风暴盛行区和发源地，其影响范围直径可达 600–800 公里，最大风速可达 100 米／秒，风浪波及海底深度可达 100–200 米。在风暴流作用下形成密度流时尚需一定的地形坡度以促进其发育，故在浅海陆棚缓坡地带往往是风暴沉积的有利场所。由于风暴驱动力的流动方向和运动方式不同，使其所引起的风暴流在性质上，包括密度流和牵引流以及二者的组合，其中的密度流又有碎屑流、浊流及旋涡流等。由此可见它具有复杂的流体力学性质和流态并且在风暴岩形成的过程中留下了

特殊的沉积构造和序列可供人们去识别.

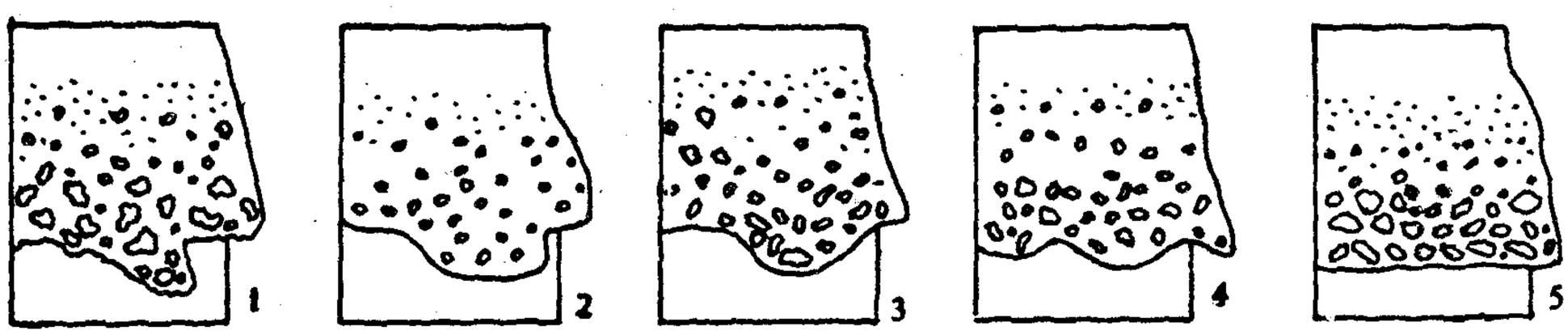
下扬子区海相三叠系中的风暴沉积分布甚广，几乎各地都能见到风暴岩。其中以泾县、南陵、宜兴、广德一带最发育，少者 6–7 层，多者十余层，最多达二十余层。在南陵，泾县等处发育的风暴岩尤为典型，有的组合序列非常完整，特征十分清晰，极易认别.

研究三叠纪风暴沉积有利于对本区古地理的恢复和地质历史灾变事件的了解和判断.

(一) 风暴岩特征

1.底面构造

当风暴增强到高峰时，因表层海浪波长增大，梯度流（回流）加强以及风暴涡流的影响使浪基面下降，并对正常浪基面以下的海底以及风暴发生以前正常天气所形成的海底沉积物进行强烈的冲刷，掏蚀，推移等一系列改造，形成突变的侵蚀界面和底部侵蚀充填构造，构成识别风暴沉积的重要标志. 本区见到的风暴沉积底面形态有口袋状、箱状、槽状、波状及近水平状等几种 (图 4–2).



1.口袋状 2.箱状 3.槽状 4.波状 5.近水平状

图 4–2 风暴沉积底面特征示意图

Fig 4—2 Various features of tempestite basement

各种形态的侵蚀界面上的充填物为粗粒块状沉积，颗粒多为砾屑常呈杂乱的随机分布或平行层面排列，局部可见呈放射状排列 如同花瓣者，也有的地方能见到呈叠瓦状分布的现象。这些似乎都反映了风暴高峰期或即将衰减时风暴涡流和摆动浪对海底掏蚀、改造，而且就地或略有搬运后堆积的产物。即一般所谓的风暴沉积底部的“滞留沉积”或“滞留层”，代表尚未经分异的风暴流沉积。底部滞留沉积的厚度由数厘米到数十厘米或更厚，向上逐渐过渡为粒序层.

2.粒序层理及块状层理

底部滞流沉积之上逐渐过渡为显粒序层理的粒序层。本区所见粒序层一般厚十余厘米至数十厘米，并多显正粒序，即颗粒由砾屑向上渐变为砂屑及粉砂屑。代表风暴衰减期风浪及涡流作用减弱，密度流开始分异，使悬浮的颗粒按重力分异法则，形成颗粒的有序堆积. 但有的地方个别层位亦可见有逆粒序分布，如泾县及南京附近。说明这些地地方的流体尚具一定的剪切流。粒序层中除生物碎屑外未见较完整的化石保存。

粒序层向上逐渐形成细粒的块状层。其颗粒多为砂屑或粉砂屑，不显层理。有时在其中能见到生物的逃逸构造（如铜陵乌木山），说明此块状层属风暴衰减到一定程度的快速

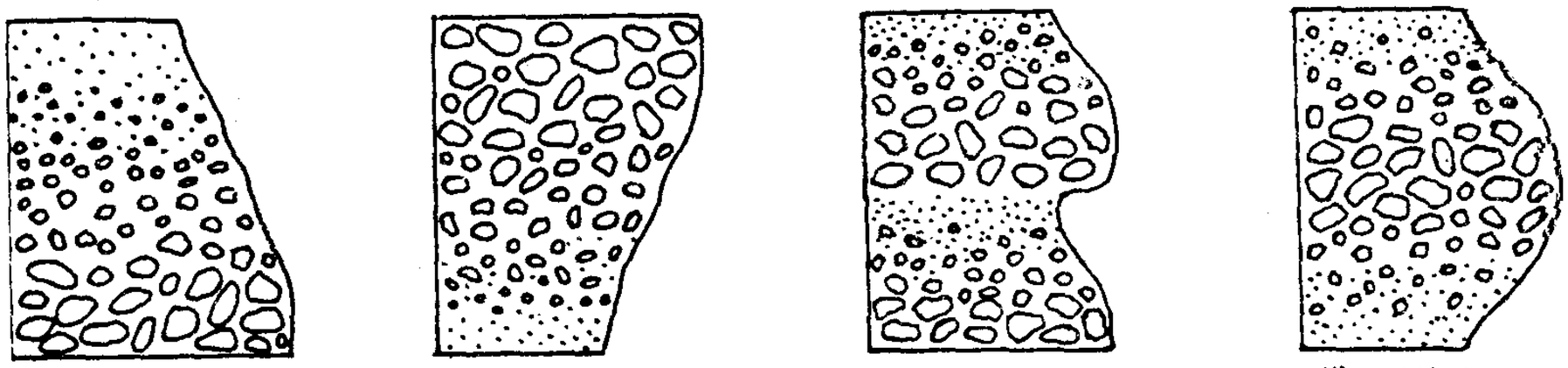


图 4–3　粒序层理
Fig 4—3 Kinds of graded bedding

3.丘状交错层理

丘状交错层理近来较普遍地被认为是风暴作用的重要标志。它是正常浪基面和风暴浪基面之间，由风暴摆动浪作用影响海底沉积物而形成的一种特殊的沉积构造。丘状层理在空间上呈孤立的丘状起伏，在剖面上往往表现为层理向丘峰呈散开状，向丘峰周围的谷区呈聚敛状（　图 4–4)。层系的厚度与上凸幅度与风浪摆动力强度和作用点距离海岸位置或深度等有关。本区所见丘状层理，丘高一般为数厘米至二十余厘米，丘与丘间距离为数十厘米至一米许,有时尚可看到丘状层理呈下凹上凸状，并为其后另一丘状层理所截。丘状交错层理在南陵及泾县一带出露较明显，发育亦较典型，常伴随粒序层出现。其顶部与上覆灰泥岩接触面在剖面上时呈波状。



图 4–4 丘状交错层理立体形态示意图
Fig 4—4 Drowing of solid Shape of hummocky cross–stratification

风暴事件和任何事件一样有其发生、发展与平息的过程。J.R.L.Allen（1982）将一次风暴事件分为风暴前期，风暴增强期，风暴高峰期，风暴衰减期和风暴停息期等五个阶段。然而风暴前期和风暴增强期的沉积常为风暴高峰期强烈的风暴流破坏与改造，难以完整地保存下来。因此作为风暴事件的沉积特征被保留下来的常常是在风暴高峰期、衰减期和停息期三个阶段形成的沉积物中。它们组成一种特殊的风暴沉积序列。理想的风暴沉积序列包括：粒序层、平行纹层、波纹层及泥质层（　图 4–5)。



床砂形态	流态	沉积速率	风暴阶段
泥质岩	层流	很低	停息期
波纹层	下部流态	中 低	衰退期
平行纹层	上部流态	高	
粒序层	悬浮碎屑再沉积	很 高	衰退早期
侵蚀接触	风暴侵蚀		高峰期
背景沉积		很 低	风暴前期

图 4-5 理想风暴沉积序列及水动力解释 (据 T.Aigner, 1982 补充)

Fig 4—5 Ideal tempestite sequence and hydrodynamic intepretation

本区发育齐全的风暴沉积剖面与理想的风暴沉积颇相似。在底部侵蚀面之下为风暴事件以前的沉积，岩性为薄层灰泥灰岩，钙质泥岩和泥灰岩等。在侵蚀面之上常有滞留层，由块状砾屑泥粒灰岩 (a) 组成，代表风暴高峰期，风速大，在强烈的风暴作用下的高密度流尚未发生分异的沉积。滞留层之上过渡为粒序层 (b)，代表风暴衰减期，风速递减，密度流开始分异，悬浮的颗粒按重力分异沉降的产物，形成以正粒序为主的砾—砂屑泥粒灰岩及粒泥灰岩 (如剪切流较大时也有见到逆粒序的现象)。粒序层往上渐变为块状层 (c)，此层粒序不显著，偶见生物逃逸构造代表快速沉积的产物。粒序层和块状层上有数厘米厚的丘状交错层 (d)，其中的丘状交错层理可单一存在，也有相互切割的，或与槽状交错层理相伴生。丘状交错层代表风暴衰减阶段海底沉积物受风暴浪底剪切力作用的结果。丘状交错层上为沙纹层 (e)，由粉砂屑泥粒灰岩或粒泥灰岩组成，依稀可见小型沙纹层理，有的剖面具少量生物潜穴，代表风暴停息阶段低流态的沉积。沙纹层向上可见到薄层灰泥灰岩和泥质岩层 (f)，有时具水平层理，并见生物潜穴，代表风暴过后正常天气下的沉积 (图 4-6)。

上述完整的风暴沉积序列，一般厚度为数十厘米至一米左右。与理想的风暴序列相比较有的 a 及 b 层沉积较厚，使整个风暴序列的厚度可达二米以上。

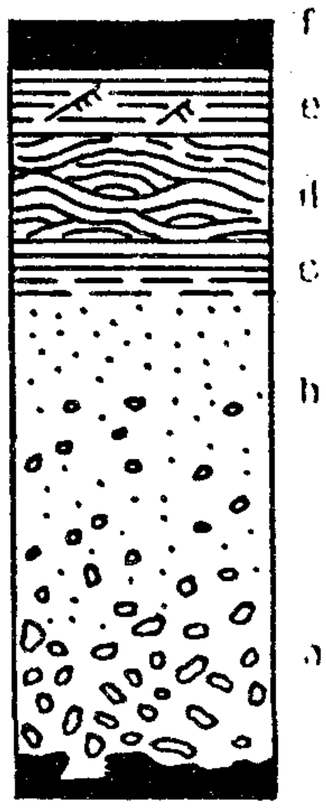
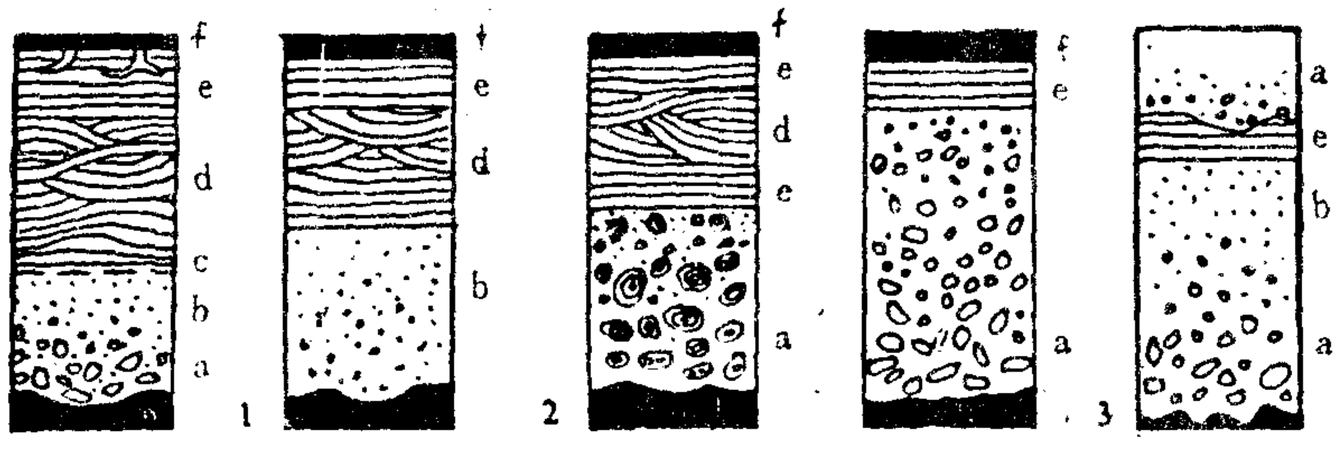


图 4-6 完整的风暴沉积柱状剖面

Fig 4—6 Column rection of a integrated tempestite sequence

(二) 风暴岩类型

根据风暴沉积的剖面结构与理想的模式相比，区内风暴沉积主要可分为完整、较完整和不完整三种类型 (图 4-7)。



1. 完整型　2: 较完整型　3. 不完整型

图 4—7 风暴沉积不同类型

Fig 4—7 Types of tempestite sequence in the Lower Triassic

1.完整型:剖面结构完整，a-f 六个沉积序列的层段发育齐全，特征明显。底部侵蚀界面清晰，一般呈槽状、波状、有时呈口袋状。侵蚀面以上的沉积物粒级较粗，a 及 b 段砾屑为厘米级，c 及 d 段常为砂屑级，e 及 f 段则为粉砂及泥屑级。每一风暴韵律单元厚度由数十厘米至一米以上，其中 a 段-c 段厚度小于 d 段一 f 段，表明风暴高峰期时间持续较短而衰减期和停息期时间持续较长，属接近最大浪基面附近地带的产物。这种类型主要分布于泾县、南陵至繁昌一带，向东延至宜兴等地。

2.较完整型:剖面结构较完整，除 a 段外其他各段均较发育。b 段多砂屑，砾屑较少且细，常呈漂浮状；c 段及 d 段以粉砂屑级为主；e 段及 f 段为泥屑级，其中化石较丰富，主要为菊石、双壳类及牙形类，保存亦较佳。每一风暴韵律单元厚度均在一米以下，属远源较深水（最大浪基面以下）环境形成。此类型主要出露于巢湖地区，向东可延至南京，镇江一带。

无锡地区所见风暴沉积由白云质灰岩组成，其 b 段不甚发育，也属发育较完整类型。a 段砾屑常为鲕粒和核形石以及碎块，d 段丘状层理常与波状层理相叠加和切截，底部侵蚀面呈清晰的箱状和槽状等。

3.不完整型:剖面结构不完整，b、c、d 段不发育，a 段较厚，砾屑粗，多厘米级，常具一定的磨圆，一般呈次圆，次棱角状及竹叶状等，有时显正粒序并有韵律，其上为 e 所覆。其底部侵蚀面清晰，呈近平直和缓波状。这种类型特征有些象近源风暴沉积，但它往往与完整类型共生，推测可能为突发性的强风暴且持续时间极其短暂所形成，也可能是一种风暴碎屑流的产物。有时在 a 段可见韵律，其间尚有起伏的侵蚀面，似表明在一次风暴沉积之后又受到另一次风暴作用的破坏和改造而叠加的结果。

由上所述，本区海相三叠系中风暴岩广泛分布，层次较多，说明这里曾发生过较频繁的区域性风暴事件，推测在其沉积时，下扬子地块正处于当时的赤道附近，与古地磁获得的结果可谓不谋而合。

风暴沉积主要发育在浅海陆棚缓坡地区，作为风暴沉积典型标志的丘状层理也出现在近滨和外陆棚区之间，水深在正常浪基面之下和最大浪基面之上的沉积区。各地风暴岩出现的层位早晚和风暴沉积剖面类型的不同，还显示了区域内海水深度有一定的变化，并且还和台地的演化可能有关。

四、古地理轮廓

本区大地构造位置处于扬子板块的下扬子地块之内。三叠纪前期，这里一度沦为下扬子海盆的一部分。早三叠世沉积了以碳酸盐为主的岩层，其中风暴岩在有些地方出现较频

繁。早三叠世后期至中三叠世初，自西向东逐渐出现以石膏、硬石膏（可能还有易溶盐类）等蒸发岩类为主的沉积。中三叠世海盆逐渐消亡并为内陆盆地所代替，形成一套红色砂泥岩沉积，最后以含煤沉积而告终。这个海盆当时的海岸线由于后期构造的影响已难寻得，唯从其岩性特征及相带分布推测，在其以南或东南①曾有过一个供应盆地陆源物质的古陆。浙西一赣东北一带分布的由陆源碎屑岩（钙质砂页岩）组成的浅水相带，可能是其滨岸或接近滨岸的一部分。海盆北部迄今未见边缘相的踪迹。结合古地磁资料分析，其北的大别、华北及鲁东等地块（三叠纪时均为陆地）当时与本区尚相隔一段较远的距离，目前它们与本区接壤，也是因后期构造的关系使其相互拼合在一起的。由此推测，现在长江中下游海相三叠系的分布范围并不代表当时下扬子海盆的自然边界，而是在以后漫长的地质时间，历经多次构造运动，最后所造成的结果。

在未论述三叠纪古地理之前，有必要对本区晚二叠世的古地理面貌作简略说明。晚二叠世时，在江阴--宜兴--广德一线可能有一条约呈北东向展布的古断裂带，使其两侧沉积环境出现差异，从而产生不同的沉积岩相。晚二叠世末的长兴期，在断裂带以北为较深水而能量较低的闭塞浅海环境，沉积了大隆组页岩夹硅质灰岩（因表生淋滤作用在地表则为硅质页岩），一般厚 20--30 米，其中生物以菊石及腕足类为主；断裂带以南属浅水较高能的碳酸盐台地，沉积了主要由厚层　灰岩等组成的长兴组，厚度为 50--100 米，富产䗴类　，腕足类及珊瑚等生物。由此可见，晚二叠世末，这里大体上已形成南浅北深的海盆。三叠纪的下扬了海盆即在此基础上发育演化的。

二叠纪末，全球发生海退事件，本区可能一度也受其影响，但海水似未全部退去，并于三叠纪初海水随即再度大举入侵，致使下扬子地区复沦为陆表海性质的海盆。由区内海相三叠系所含生物群组合表明，当时这片海区西与特提斯海相连，而且和中上扬子海盆同属特提斯海域的一部分；其东则与古太平洋勾通，并且是一个处于当时赤道附近的浅海海域。随着时间的推移，它经历了一段逐渐变浅的发展与演化过程；至中三叠世安尼锡期后海水终于全部退去，从此结束了海盆的历史。

(一) 印度期古地理

下扬子海盆在三叠纪初的印度期较以前二叠纪末的长兴期的海域稍广，但基本上仍然保持了二叠纪末的古地理格局，即呈南浅北深的海盆。但由三叠纪海侵初期的海水中携带有较丰富的陆源碎屑物质，这些陆源物质在此沉积下来，对原有的古海底地形起到了一定的“填平补齐”的改造作用。使江阴--广德古构造断裂带两侧海底高低较悬殊的地形缩小了其间的差异程度，并构成了一个大致向北倾斜的整体缓坡，从而形成区内海相三叠系底部较普遍分布的以泥质岩沉积为主，夹薄层灰泥灰岩组成的殷坑段。唯无锡嵩山一带可能是古构造南侧古高地的残留部分，其海底仍保持在浪基面以上，且受较强的波浪影响，成为浅水高能的浅滩。因此，与区内其它地区比较其底部无泥质岩分布，却沉积了以鲕粒，核形石及内碎屑等颗粒灰岩为特征的碳酸盐岩，同时其中还出现了由柱状叠层石构成的小型碳酸盐建隆--生物丘，显示较其周围地区的地势为高。

资料表明，绝大多数碳酸盐沉积物都是生物产生的，在平坦的表面上温暖、清澈而较

① 下扬子地块当时排列方位与今不一定相同,为便于叙述起见,凡涉及方向的这里均按当前的方位而论,下同。

浅的海水中往往是生物产生最大的区域，也是碳酸盐最大堆积带。因此碳酸盐沉积作用往往主要发生在平缓向海倾斜的斜坡上部，并且经常与古海岸大体平行的地带。无锡附近之所以在三叠纪海进开始未沉积泥质岩，而形成碳酸盐岩沉积，说明其环境具备了符合产生碳酸盐岩沉积作用的上述条件。除无锡地区以外，处在缓坡近上部的苏州、宜兴、广德、南陵、泾县等地以及鄂东南一带也因位置适当，故在短期内沉积泥质岩之后，亦较早地发生碳酸盐岩的沉积作用，约在印度阶中期相继产生较多的灰岩沉积，从而成为形成碳酸盐岩块体较早的地区，同时产生殷坑段顶界的穿时现象。

根据区域资料分析，研究区同浙西和赣东北一带同属一个三叠纪海盆。那里发育的印度阶，均为陆源碎屑物组成的浅海钙质粉砂岩及砂质页岩等碎屑岩相沉积。从物质成份及粒度比较显示浙西赣东北一带距提供陆源物质的古陆比长江沿岸为近，古陆位置当在浙西及赣东北以南或东南某处。但此古陆因遭受后期构造破坏，业已难窥"庐山真面"，推测上海地区零星分布的金山群及南汇群等变质岩也可能是这个古陆的残块。

区内缓坡盆地在印度期，除无锡外均处于浪基面以下的潮下带，在正常情况下海水能量微弱，沉积的各类岩石中水平层理及纹层均甚发育。海底地形虽有高低，但比差不大，总体比较平坦。巢县及南京一带为本区相对的较深水区，这里的碳酸盐沉积作用开始较晚，印度期仍以沉积泥质岩为主，不过无论是岩相、生物相还是遗迹相均未发现反映深水或半深水的明显标志，而从岩石微量元素分析结果推断，其水深并未超出陆棚的范围。鄂东南一带也在缓坡上部位置，这里的碳酸盐沉积作用亦发生较早，并且海底下沉作用可能较弱，而沉积速率似较其他地区略大，致使海水较快变浅，而于印度期末即由盆地已演变为陆棚边缘浅滩，出现了厚层鲕粒颗粒灰岩沉积。

本区印度阶的风暴岩较发育，在今长江以南大部分地区分布甚广，风暴岩层数较多，特征典型，反映它们当时的古地理环境处于风暴浪基面附近的陆棚缓坡地带。巢县，南京等地海水较深地区也有风暴影响，且发现具远源风暴特征的沉积，其厚度均较小。这充分说明本区在印度期气象条件较恶劣，时有风暴发生，也有可能是本区印度期在历史上为一个风暴多发期。

印度阶的生物在区内基本一致，尤其底部的 *Ophiceras*--*Lytophiceras* 菊石群落几乎遍布全区，遗迹化石绝大部分为各种类型的水平潜穴，反映本区为自然环境大体相同，海底平坦，倾斜不大的缓坡陆棚，除发生风暴时外，平时海水较平静。

(二) 奥伦尼期古地理

奥伦尼期是下扬子区由海进到海退的转折时期，也是缓坡型碳酸盐台地的形成发育演化的主要时期，古地理变化较明显。奥伦尼期开始本区海侵达到高峰，在开始海退前曾有短暂相对稳定时期。此时海水中携带的陆源碎屑物质已大为减少,水质转清，有利于碳酸盐沉积作用在缓坡上部的适当位置顺利进行，从而开始沉积了大量的碳酸盐岩，形成较多的石灰岩层，并组成粒泥灰岩---灰泥灰岩---泥岩韵律层。随着海水逐渐退却和碳酸盐沉积作用的不断加强，使得海平面持续下降，使大量产生碳酸盐的堆积带，朝向海倾斜的缓坡深部迁移，导致浅水水域范围不断扩大，碳酸盐台地逐步向海盆中心推进。无锡地区的浅滩也开始向潮坪转化，出现准同生白云岩夹层。鄂东南一带的浅滩也已转化并形成潮坪复合体，出现了藻坪和盐湖，沉积了蒸发岩类。苏州附近有时也开始出现浅水高能环境，产生颗粒灰岩夹层。巢县、南京一带仍处于浪基面以下的潮下带，但已明显开始进行碳酸

盐的沉积作用，由碳酸盐的欠补偿区转变成为碳酸盐的生产和堆积带，说明海水深度也比印度期要浅些。

奥伦尼晚期海水继续退却，伴随碳酸盐沉积作用进一步加强，海平面下降更显，碳酸盐台地向盆地中心的推进愈迅速，昔日位于缓坡地带的苏州、宜兴、广德、长兴及溧阳等地多变为台地上的边缘浅滩，原来在缓坡下部较深水处的巢县，南京一带，海水进一步有所变浅，形成砂屑粒泥灰岩--灰泥灰岩--瘤状灰泥灰岩的韵律层。此时巢县、南京一带的沉积界面已上升到风暴浪基面之上，因此在正常的沉积相组合中，有时发育有风暴沉积的夹层，同时期的岩层中滑动层理亦较发育，可能与碳酸盐沉积作用的加快，使沉积作用大于下沉作用，将原来较平的缓坡部分加陡有关。奥伦尼末期海水变得更浅，南京及巢县等地海水能量变弱，成为局限海和泻湖，因水体循环已受限制，盐度也略有升高，沉积了粒泥灰岩--蠕虫状灰泥灰岩--纹层状灰泥灰岩韵律层。鄂东南地区已多处于萨布哈潮上环境，沉积着准同生白云岩及石膏岩等蒸发岩。其余大部分地区逐渐由浅滩向潮坪转化，形成鲕粒颗粒灰岩--蠕虫状灰泥灰岩--灰泥灰岩韵律，有时夹凝块石和球粒泥粒灰岩等。

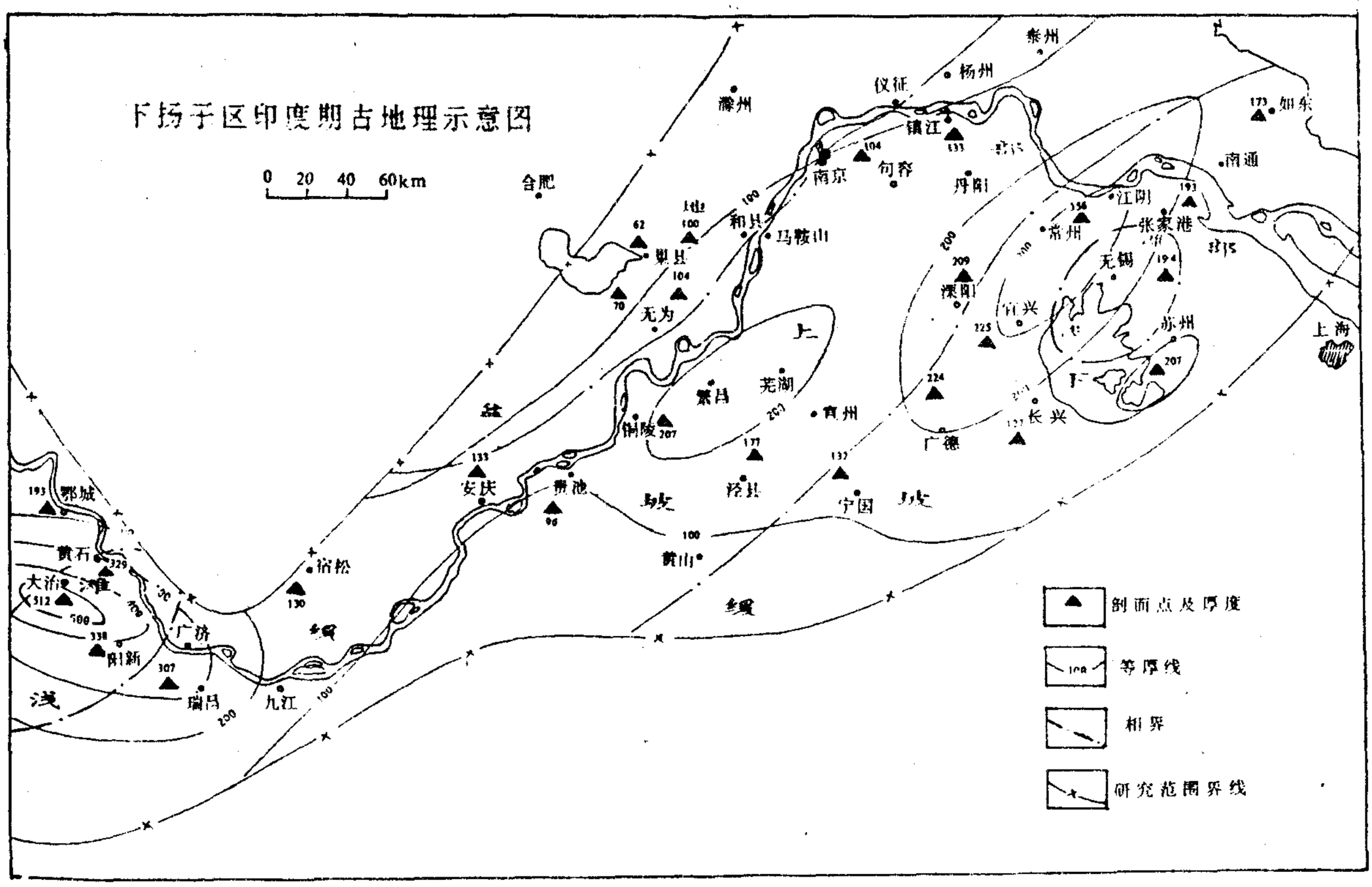
本区奥伦尼期所产生物在鄂东南地区因为处于潮坪蒸发环境，海水咸化，除藻类繁盛形成藻席及叠层石藻丘外，其余生物甚稀少。仅在一些海水含盐度正常情况下形成的灰岩中有牙形类化石保存。其余地区菊石、双壳类及牙形类均甚丰富。分析同一时期的生物群落特征多数地区基本一致，反映海底地势较平缓，环境变化不大，但在相对深水地区菊石数量相对较多，水较浅处双壳类则相对略占优势。遗迹化石以水平潜穴居多，垂直潜穴较少。根据生物方面提供的信息，也没有反映深海或半深海的明显迹象。奥伦尼末期，因海水盐度已不正常，除藻类较发育常形成藻席，以及某些广盐性造迹生物造成的生物潜穴形成生物扰动构造外，生活于正常盐度海水中的菊石仅在巢县有少量发现且保存甚差，推测非原地埋藏，可能由邻近海域搬运而来。

(三) 安尼锡期古地理

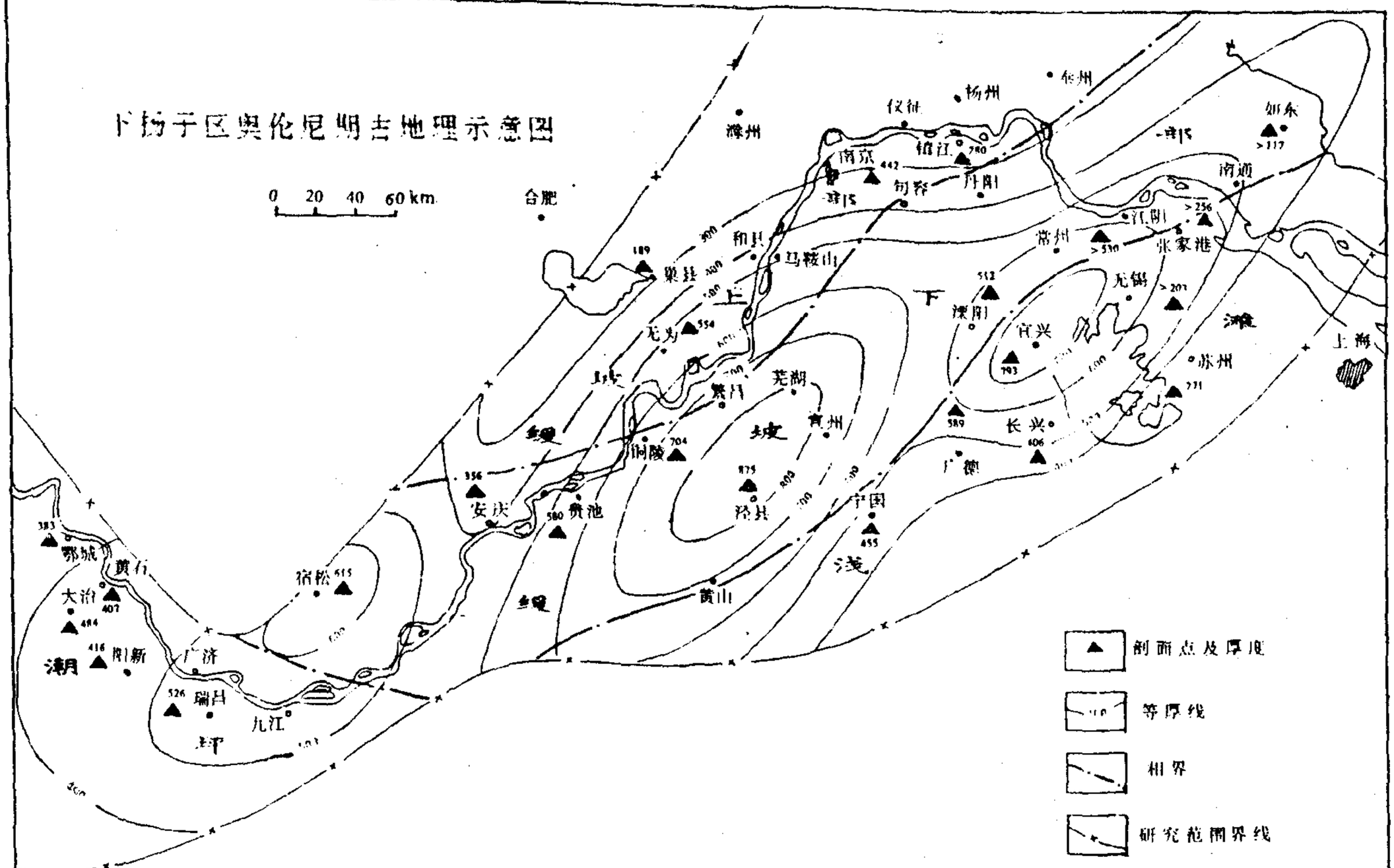
安尼锡期为本区三叠纪海水淹没最后阶段，安尼锡早期海水继续退出，全区基本均处于低潮面以上，大部分地区演变为潮坪复合体，由于天气炎热，蒸发量大，海水极浅而且又得不到及时的补给，从而形成较发育的蒸发岩。巢县、南京、溧阳一带形成盐湖，沉积了巨厚的石膏、硬石膏与纹层状云泥白云岩呈互层，可能还夹有部分易溶盐类，最大厚度可达 400 米以上。因表生作用影响，在地表出露为含石膏假晶白云岩，次生灰岩及盐溶角砾岩。其中的白云岩因普遍含藻屑，而呈纹层状构造。宜兴、宣城一带主要为盐坪--藻坪，沉积藻球粒白云岩和云泥白云岩，其中常含石膏假晶，岩层时具波状层理并有鸟眼构造。无锡仍为浅滩，主要沉积砂砾屑颗粒灰岩及鲕粒颗粒灰岩，并出现有石膏薄层。鄂东南一带安尼锡开始即由蒸发潮坪向三角洲平原过渡。形成杂色碎屑岩夹灰岩（个别地区灰岩较厚）沉积。嗣后这种演变在下扬子其他地区也随即逐渐展开，并大致沿自西向东，由南而北迅速推进。约在进入安尼锡晚期前后,海水由区内全部退出，进入了以陆相为主的古地理演化的新阶段。

总上所述，长江下游一带在早中三叠世时期位于赤道附近，它继承了晚二叠世长兴期的构造格局，当三叠纪印度期初海进开始，约在印度期末达到高峰。全区于海侵初期沦为浅海陆棚。在此基础上发展成南高北低的缓坡型碳酸盐台地，地势较平坦，个别地点在残

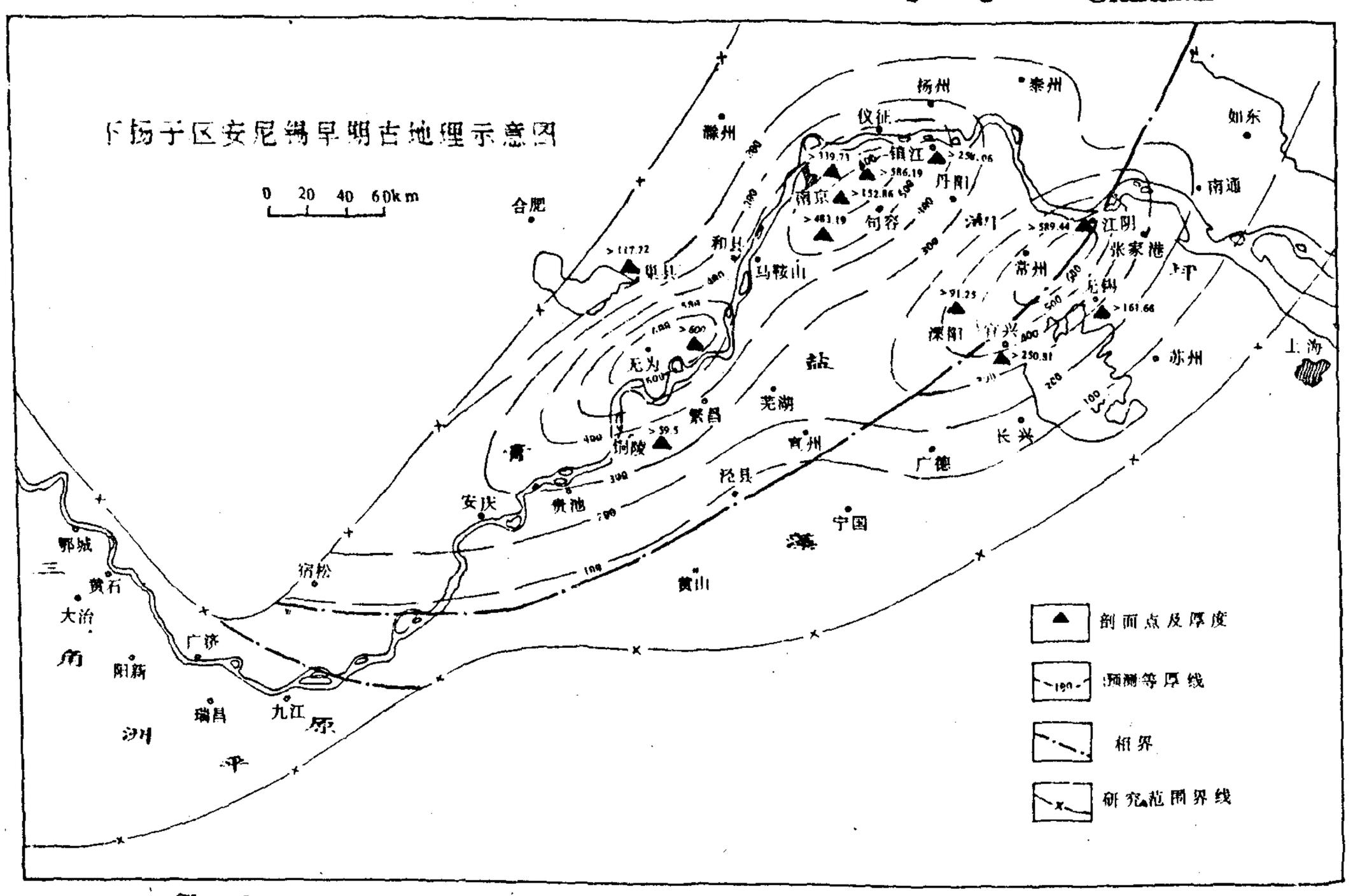
存的高地出现孤立的浅滩。进入奥伦尼期海进已达高峰，并在海退开始前，维持了一段海水相对稳定时期，古地理轮廓无大变化。但不久即开始海退，鄂东南一带便出现了浅滩，奥伦尼晚期，海平面进一步下降，使浅水区逐渐向北推进，浅滩范围明显较前扩大，初步形成陆棚台地前缘高能带。奥伦尼末期全区海水更浅，多数地区成为潮坪，因水循环受限，大部分地区成为局限海和泻湖，并使海水发生弱咸化，少数地区不时仍出现浅滩。中三叠世安尼锡早期,本区大都成为潮坪复合体。因海水覆盖极浅而且经常与广海隔绝，再因气候炎热，受蒸发作用影响，海水进一步咸化，使潮坪上积水较深的低洼处形成膏盐湖，积水较浅的地带形成藻坪和盐坪，部分地区则转变为三角洲平原。约于安尼锡晚期，海水全部从区内退出，从此结束了三叠纪海相沉积历史，开创了陆地古地理景观的新纪元。



Sketch map showing paleogeography of the Lower Yangzi region in Indian



Sketch map showing Paleogeography of the Lower Yangzi region in Olenekian



Sketch map showing Paleogeography of the Lower Yangzi region in Early Anisian