

А.Б. Веймарн, Д.П. Найдин, Л.Ф. Копаевич,  
А.С. Алексеев, М.А. Назаров

**МЕТОДЫ АНАЛИЗА ГЛОБАЛЬНЫХ  
КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ  
ПРИ ДЕТАЛЬНЫХ  
СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЯХ**

Методические рекомендации

Издательство Московского университета

1998

Министерство природных ресурсов Российской Федерации

Московский Государственный университет  
им М.В. Ломоносова  
Геологический факультет

А.Б. Веймарн, Д.П. Найдин, Л.Ф. Копаевич,  
А.С. Алексеев, М.А. Назаров

**МЕТОДЫ АНАЛИЗА ГЛОБАЛЬНЫХ  
КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПРИ  
ДЕТАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЯХ**

Методические рекомендации

Издательство Московского университета  
Москва  
1998

УДК 551.7.02

ББК 26.3

В26

А.Б. Веймарн, Д.П. Найдин, Л.Ф.Копаевич, А.С. Алексеев, М.А. Назаров. **Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальном стратиграфическом исследовании.** Методические рекомендации. - М.:Изд-во МГУ, 1998, 190 с. ISBN 5-211-03985-8

Рассматриваются методы выявления катастрофических событий геологического прошлого. Дана характеристика биотических кризисов и массовых вымираний, седиментологических событий, геохимических методов выявления глобальных катастроф. палеогеографические и палеотектонические реконструкции. характеризуются космические события. Кроме того приводятся детальные описания изучавшихся авторами глобальных катастрофических событий на рубеже мела - палеогена. сеноманского - туронского и франского - фаменского веков и указываются области возможного применения результатов этих исследований при детализации стратиграфических границ и увязке межрегиональных стратиграфических схем. Рассмотрены возможные причины глобальных событий

Для геологов-съемщиков, стратиграфов, палеонтологов, литологов, геохимиков, студентов и преподавателей геологических ВУЗов.

Илл.51, библиография 249 названий, 190с.

Рецензент - доктор геол.-мин. наук, профессор Б.Т. Янин

*Рекомендовано к печати Департаментом региональной геологии и геофизики Министерства природных ресурсов Российской Федерации и Ученым советом геологического факультета МГУ.*

ISBN 5-211-03985-8

© Веймарн А.Б., Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Назаров М.А., 1998

© Министерство природных ресурсов РФ, 1998

© Геологический факультет МГУ им М.В. Ломоносова, 1998

## ВВЕДЕНИЕ

Разработка детальных региональных стратиграфических схем и вопросы межрегиональных стратиграфических корреляций чрезвычайно важны при геологическом картировании. Особую остроту эта проблема приобретает в связи с изданием новой серии Государственных геологических карт России масштаба 1 : 200 000. В процессе этих работ особо важное значение имеет палеогеографический аспект. В ряде случаев трудности удаленных стратиграфических корреляций для регионов, расположенных в разных палеогеографических областях, помогает преодолеть распознавание в разрезах следов глобальных геологических катастроф. Последние сохраняются в разрезах самых разных геологических структур часто вне зависимости от палеогеографических обстановок, что позволяет осуществлять широкие стратиграфические сопоставления. В то же время катастрофы приурочены к узким геохронологическим интервалам, что значительно уточняет и детализирует стратиграфические построения.

В главе первой методических рекомендаций рассматриваются различные глобальные геологические (в том числе катастрофические) события и методы их выявления в процессе стратиграфических исследований. Последующие три главы посвящены результатам изучения авторами глобальных событий на рубежах маастрихтского-датского, сеноманского-туронского и франского-фаменского веков.

Меловой и девонский периоды в силу ряда особенностей представляют собой благоприятные объекты для выявления и изучения критических ситуаций в развитии Земли. В течение мелового периода произошли основные фазы в раскрытии океанов, мощнейшая вспышка гранитоидного магматизма и колоссальные излияния базальтов, планктонный "взрыв" и резкое изменение органического мира, накопление грандиозных запасов углеводов, углей и бокситов. При этом рубеж сеноманского и туронского веков характеризуется необычайно широким развитием бескислородных событий в океанах и эпиконтинентальных морях, тогда как события на границе маастрихта и дания, то-есть рубеже мезозоя и кайнозоя, обусловлены действием комплекса причин, включая очевидно и космические. Последний рубеж является предметом всестороннего изучения, приносящего все новые подтверждения его необычности в фанерозойской истории Земли.

В девонский период на рубеже франского и фаменского веков также выявлены глобальные геологические события: массовое вымирание организмов, значительные эвстатические колебания уровня моря, внезапное появление анаэробных фаций. В этот момент во многих регионах началась деструкция земной коры, связанная с процессами

рифтогенеза. Она сопровождалась специфическим вулканизмом, резкими изменениями в процессе седиментации, образованием уникальных по размерам железомарганцевых и барит-полиметаллических месторождений.

В двух заключительных главах рекомендаций рассмотрены возможные различные причины глобальных катастроф и, наконец, их роль в детализации стратиграфических границ и увязке межрегиональных стратиграфических шкал.

Участие авторов в написании отдельных разделов методических рекомендаций:

Глава 1 - Л.Ф. Копаевич, Д.П. Найдин, А.Б. Веймарн, А.С.Алексеев.

Глава 2 - Разделы 2.1 и 2.2 -Д.П. Найдин, Л.Ф. Копаевич, раздел 2.3 - М.А. Назаров, А.С.Алексеев.

Глава 3 - Д.П. Найдин, Л.Ф. Копаевич, А.С.Алексеев.

Глава 4 - А.Б. Веймарн.

Глава 5 - А.Б. Веймарн.

Глава 6 - А.Б. Веймарн, А.С.Алексеев.

## ГЛАВА I. ГЛОБАЛЬНЫЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И МЕТОДЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ

Под **глобальными катастрофическими событиями** в геологической истории мы понимаем относительно кратковременные явления, приведшие к проявившимся в масштабе всей Земли изменениям литосферы, атмосферы и гидросферы, которые четко фиксируются в палеонтологической и седиментологической летописях. Массовые вымирания организмов являются наиболее четким признаком происшедшей глобальной катастрофы. Причины глобальных катастроф являются предметом острых дискуссий и в настоящее время интенсивно изучаются и обсуждаются в геологической литературе.

### 1.1 Биотические события (массовые и малые вымирания)

В палеонтологии и стратиграфии наибольший интерес представляет такое понимание термина **“событие” (“event”)**, при котором оно рассматривается как некоторый имевший место в прошлом процесс или явление, чем-то выделяющееся на общем фоне изменения органического мира. Такие события обычно называются **“биологическими” (biologocal events)**, **“биотическими” (biotic events)** или **“биособытиями” (bioevents)**. С этими терминами связано часто понимание кризисного состояния биоты, то-есть представления о **глобальных биотических кризисах**.

**1.1.1. Глобальные биотические кризисы** - это относительно длительные события, занимающие 10-15 млн. лет. Дестабилизирующий биоту толчок приводит к вымиранию специализированных господствующих видов, происходит упрощение структуры сообщества и сокращения разнообразия. При последующей стабилизации обстановки восстанавливаются прежние тенденции, быстрый рост разнообразия создает впечатление **“взрывной эволюции”** [Красилов и др., 1985]. Глобальные биотические кризисы представляют собой критические моменты существенной перестройки всей биосферы. Важнейшей составной частью биотических кризисов являются лежащие в их основе **массовые вымирания (МВ)**, благодаря которым освобождаются ранее занятые экологические ниши и происходит **“омоложение”** сообществ различного уровня, что обеспечивает ускоренную эволюцию переживших эти события групп организмов [Алексеев, 1989].

Признание того, что глобальные биотические кризисы и МВ действительно имели место в истории развития Земли, не освобождает от разработки конкретных показателей, с помощью которых их можно было бы выявлять и сравнивать. Модель структуры глобального биотического кризиса была предложена еще в 1924 г. Д.Н.Соболевым. Она включала в себя **переворот (метабазис)**, за которым следовали **молодение**

**(катабазис, приступ быстрого обратного развития) и фаза органического роста (анабазис, быстрая диверсификация), завершающаяся достижением стационарного состояния (стазибазис).** В последние годы разработке этой проблемы особое внимание уделяет О. Валлизер [Wallizer, 1986, 1995]. Всестороннему рассмотрению этой проблемы посвящены исследования в рамках международного проекта N 335 Международной программы геологической корреляции.

Начало кризиса совпадает с неким весьма кратковременным глобальным событием, которое дестабилизирует биосферу. В результате этого события, резко изменяющего условия обитания организмов, начинается их МВ, распространяющееся по пищевым цепям. Само вымирание занимало, как правило, довольно значительный промежуток времени (до нескольких сотен тысяч лет). Растянутость МВ вполне понятна, так как реакция сложно построенной биосферы не может быть мгновенной. Необходимое для реакции биосферы время составляло иногда сотни тысяч лет, но возможно, и значительно больше. К сожалению, этот вопрос не исследован в достаточной степени. Однако ясно, что этого времени было достаточно для того, чтобы в осадках данный процесс мог быть записан весьма подробно, а не в виде одной поверхности или плоскости напластования. Поэтому МВ при рассмотрении их в более крупном масштабе обычно хорошо определены и приобретают ступенчатую структуру.

За ступенчатым вымиранием следует довольно длительный (от 1-2 до 5-6 млн. лет) период низкого таксономического разнообразия, когда вымирание доживающих таксонов уравнивается появлением новых. Лицо биоты определяют древние группы, которые оказались способными пережить неблагоприятный момент резких изменений среды, однако эволюционно они, как правило, бесперспективны. Наконец, весь процесс кризиса завершается бурной диверсификацией, быстрым ростом разнообразия глобальной биоты, благодаря занятию освободившихся экологических ниш. Как правило, через 5-6 млн. лет после начала диверсификации достигается, либо превышает разнообразие, существовавшее на предкризисной стадии. По-видимому, биотические кризисы имели различную амплитуду и продолжительность, но последовательность событий при этом выдерживалась.

**1.1.2. Массовые вымирания и их свойства.** Наибольший интерес при изучении биотических кризисов должны представлять МВ, лежащие в основе этих событий. Массовое вымирание - это одновременное в глобальном масштабе исчезновение многих таксонов высокого ранга, принадлежащих различным группам организмов, и резкое сокращение разнообразия тех, которые полностью не исчезают. Ведущая

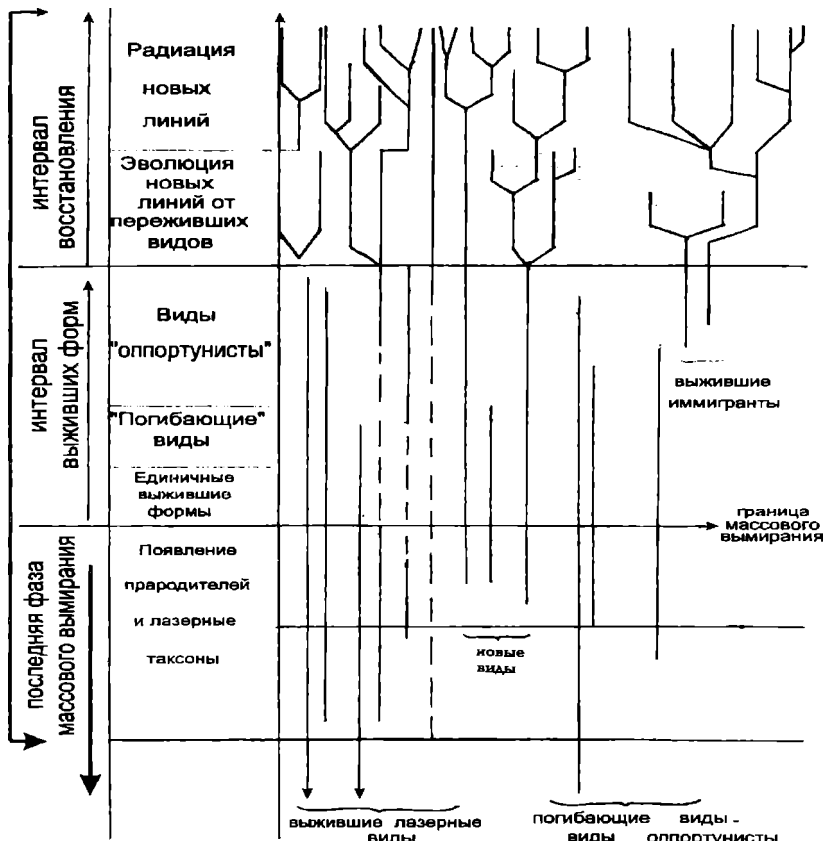


Рис. 1.1. Изменение структуры биосообщества при массовом вымирании [по E. Kauffman, 1994]

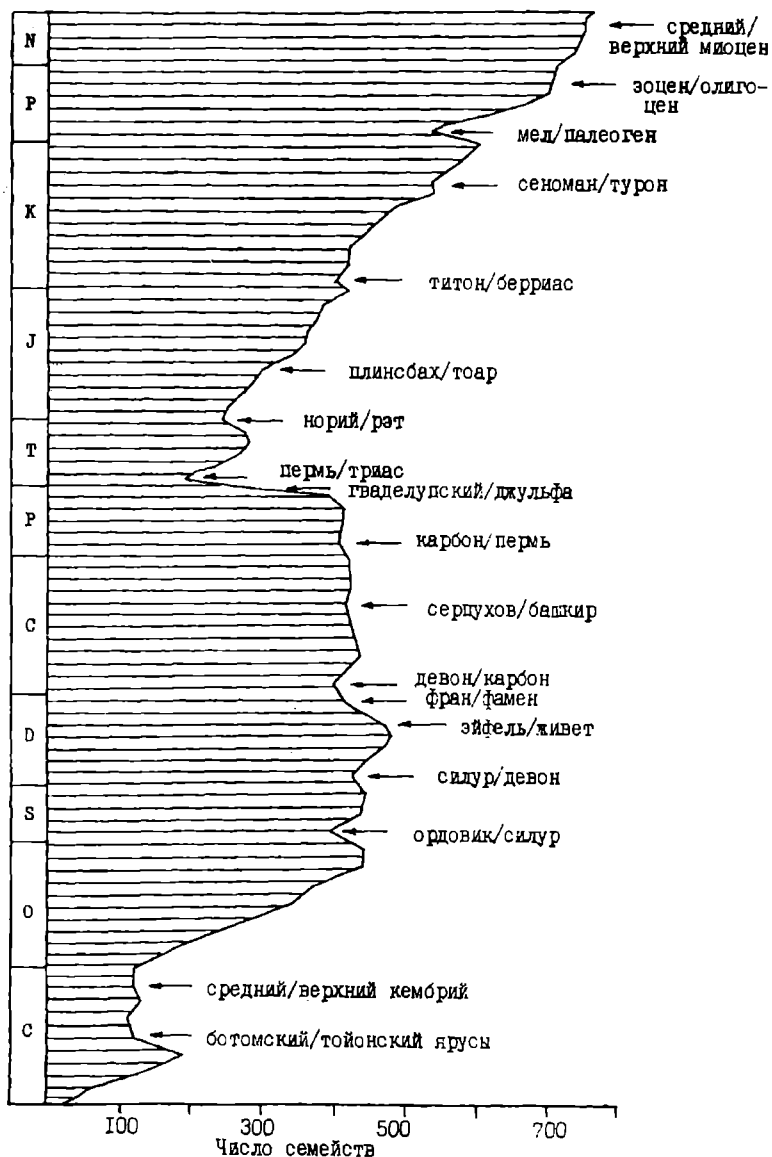


Рис. 1.2. Изменения таксономического разнообразия морской биоты на уровне семейств в фанерозое.

роль МВ подчеркивается еще и тем, что только через их структуру и динамику можно реконструировать причины и характер вызывающих их событий. Вымирание таксонов - это непрерывный процесс, идущий с более или менее постоянной скоростью; в палеонтологической летописи МВ фиксируются по резкому росту уровня вымирания (количество вымирающих таксонов, выраженное в процентах от общего числа существовавших в течение данного времени). Амплитуда МВ может быть определена с помощью определения интенсивности вымирания - то есть отношения уровня вымирания на критическом рубеже к фоновому уровню вымирания.

Модель изменения состава биотического сообщества при массовом вымирании была предложена Э.Кауффманом [Kauffman, 1994]. В ней выделено несколько групп таксонов, отличающихся по своей тактике по отношению к кризисной ситуации. В зависимости от преобладания определенных групп выделяются этапы в структуре глобального биотического кризиса: интервал, соответствующий последней фазе МВ, верхняя граница которого совпадает с концом МВ; интервал "переживания", то-есть существования выживших форм, отвечает времени, когда биота еще не оправилась от постигшего ее стресса; интервал восстановления или "регенерации", соответствующий началу нового этапа в жизни биоты. Особая роль в структуре массового вымирания принадлежит "переживающим" и "лазерным" таксонам, дающим в последствии начало новому эволюционному этапу (рис.1.1).

Биотические кризисы и сопровождавшие их МВ значительно различались по масштабам. Среди них отчетливо выделяются четыре-пять наиболее крупных событий - **"великие массовые вымирания"** и около пятнадцати событий значительно меньшей амплитуды и продолжительности. Это так называемые **"малые вымирания"**. Всего же можно насчитать до 29 событий МВ.

В периоды великих МВ происходят крайне резкие изменения в структуре биоты самых разных уровней. Малые МВ являются значительно менее масштабными (рис. 1.2, 1.3). Предполагается, что первыми зафиксированными событиями такого типа были вымирания вендского периода [Sokolov, Fedonkin, 1986; Vidal, Knoll, 1982]. На рубеже рифея и венда отмечается резкое обеднение фитопланктона, что было связано с влиянием одного из величайших в истории Земли оледенений. После оледенения появились разнообразные крупные многоклеточные, которые очень быстро распространились практически глобально, но просуществовали недолго и почти полностью вымерли в начале второй половины вендского периода. Однако имеющихся данных об органическом мире докембрия совершенно недостаточно для адекватного

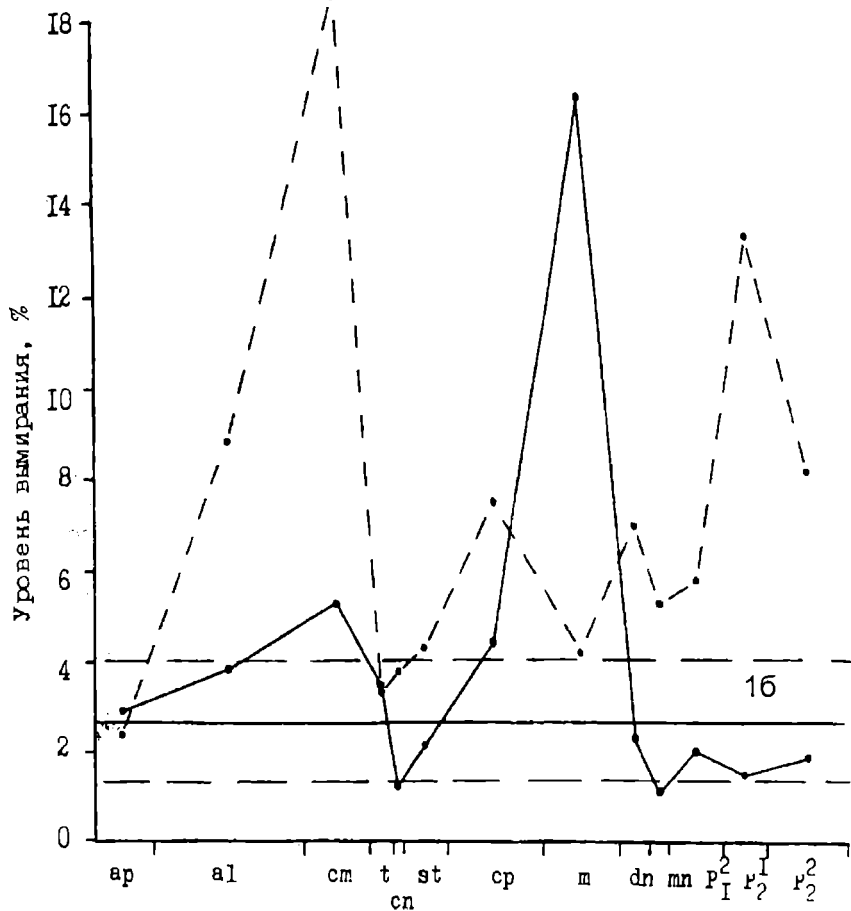


Рис. 1.3. Уровень вымирания (сплошная линия) и появления (пунктир) 1069 семейств морских, пресноводных и наземных организмов. Для уровня вымирания показано среднее (фоновое) значение  $2,65 \pm 1,3\%$  (16):

ар - апт; ал - альб; см - сеноман; т - турон; спп - коньяк; ст - сантон; ср - кампан; м - маастрихт; дп - даний; мп - монс; P<sub>I</sub><sup>2</sup> - поздний палеоцен; P<sub>2</sub><sup>1</sup> - ранний эоцен; P<sub>2</sub><sup>2</sup> - средний эоцен.

описания событий этого МВ. К великим МВ, которые однозначно признаются всеми исследователями, можно отнести следующие четыре: ордовикско-силурийское, пермско-триасовое, триасовое-юрское и мел-палеогеновое.

**Периодичность** МВ принадлежит к числу наиболее дискуссионных вопросов, так как для количественного анализа временных рядов требуются точные исходные возрастные датировки, которые иногда крайне трудно получить даже для одной границы. Особенно активно эта проблема стала дискутироваться после публикации статьи Д.Раупа и Дж. Сепкоски [Raup, Sepkoski, 1984], в которой постулировалось существование отчетливо выраженной периодичности МВ в мезокайнозойе с интервалом около 26 млн. лет. Различные исследователи тут же выступили с критикой этого положения, опираясь на неправильный методологический подход авторов [см. подробно Алексеев, 1989, с.40]. В то же время несмотря на противоречивые результаты статистических исследований, имеются все основания считать, что глобальные биотические кризисы, частью которых являются МВ, могли быть периодическими вне зависимости от их природы, это вытекает из периодического характера большинства земных и космических процессов. Указанная американскими авторами периодичность с интервалом близким к 30 млн. лет существует, но в то же время не всегда выдерживается. Так в течение фанерозоя отмечаются периоды некоторого сгущения МВ, например во второй половине девонского периода, конце перми и конце триаса. Высказывалось также мнение, что наряду с периодическими малыми МВ отмечаются аperiodические великие МВ [Алексеев, 1989б].

Отсутствие **селективности** также является одной из характерных особенностей МВ, что давно уже было отмечено, например, для мел-палеогенового события. Это означает, что вымирание в более или менее равной степени проявляется среди организмов, ведущих различный образ жизни и занимающих неодинаковое положение в пищевой пирамиде: фито- и зоопланктона, морского бентоса и нектона, морских и наземных животных. Так, на рубеже мела и палеогена интенсивность вымирания обитателей суши и пресных вод, поверхностных слоев и толщи вод морей и океанов, а также донных морских животных была весьма сходной и во всяком случае достоверно не различалась [Алексеев, 1989]. Вместе с тем, особенно чувствительными к вымиранию оказались фито- и зоопланктонные организмы с известковым скелетом, а также хищники высоких пищевых уровней, как морские, так и наземные и рептилии, питавшиеся свежей растительностью.

Отчетливые различия отмечаются между МВ в зависимости от того, какие группы испытали наиболее резкие изменения. Так, пермско-

Иерархия и Привязки		Синхронизация Германия		Бентосная Фораминиферовая зонация для ЕПО				Региональные фораминиферовые схемы			
				Восточная часть ЕПО		Западная часть ЕПО		Восточная часть ЕПО		Западная часть ЕПО	
Роль страт. в ил. подразделениях				Лямца, Бельковский, Кошачич, 1991		Косб, 1977		Schoenfeld, 1990			
m	m	m	m	Hanzawaia ekblomi/ Pseudotextularia elegans		BF13	Pseudotextularia elegans	XXVI	Pseudotextularia elegans	Pseudotextularia elegans - I Zone	
				Gavelinella danica/ Brotzenella praescuta		BF12	Brotzenella praescuta	XXV	Gavelinella danica		
m	m	m	m	Bolivinoides draco draco		BF11	Bolivinoides draco draco	XXIV	Bolivinoides draco draco	paleocenicus/reticulata P.R. Zone	
				Bolivinoides paleocenicus/ Neofabelina reticulata	Brotzenella complanata	BF10b	Brotzenella complanata	XXIII	Neofabelina reticulata	decurrens - I Zone	
				Neofabelina reticulata/ Neofabelina decurrens		BF10a	Angulogavelinella gracilis	XXII			
cp	cp	cp	cp	Angulogavelinella gracilis/ Bolivinoides peterssoni		BF9	Brotzenella taylorensis	XXI	Bolivinoides draco miliaris	peterssoni/hiltermanni - C.R. Zone	
				Neofabelina praereticulata/ Brotzenella taylorensis	Osguieria navarroana	BF8b					navarroana/ cristata - P.R. Zone
				Bolivinoides decoratus giganteus		BF8a	Bolivinoides draco miliaris	XX		miliaris/incrasata - P.R. Zone	
				Bolivinoides draco miliaris		BF7				gracilis - P.R. Zone	
				Globobulites hiltermanni (= Gemdyensis)		BF6	Brotzenella monterelensis	XIX	Neofabelina nummalis	leopolitana - P.R. Zone	
Brotzenella monterelensis/ Heterostoma laeopolitana		BF5	Cibicoides voltzianus	XVIII		laevigatus - P.R. Zone					
cp	cp	cp	cp	C. voltzianus Cibicoides aktulagyensis/ Cibicoides lemrensis/ Gavelinella clementiana usakensis	BF4c	Cibicoides aktulagyensis	XVII	Bolivinoides decoratus decoratus	granulatus - P.R. Zone		
					BF4b	Cibicoides lemrensis	XVI				
					Bolivinoides decoratus decoratus/ B. granulatus		BF4a	Bolivinoides decoratus decoratus	XV		wedekindi - P.R. Zone
					Gavelinella clementiana clementiana		BF3	Gavelinella clementiana clementiana	XIV	Bolivinoides strigillatus	strigillatus - P.R. Zone
Bolivinoides strigillatus		BF2b	Bolivinoides strigillatus	XIII		pommerana / franki - P.R. Zone					
st	st	st	st	Gavelinella steligera		BF2a			strigillatus - P.R. Zone		
				Stensioeina granulata perfecta		BF1	Stensioeina granulata perfecta	XII	Stensioeina granulata perfecta	perfecta - P.R. Zone	

Рис. 1.4. Зональное расчленение сантон-маастрихтских отложений (верхний мел) ЕПО по бентосным фораминиферам

триасовое МВ в основном затронуло бентосные организмы, а триасово-юрское - нектонные и планктонные. Причины данных различий могут быть весьма разнообразными, начиная с чисто внешних и кончая внутренними, но они пока не расшифрованы. По мнению Д. Яблонски [Jablonski, 1986], МВ практически неизбирательны к жертвам. Тип личиночного развития, широта ареала и богатство видами (или другими таксонами более низкого ранга) не оказывают существенного влияния на выживание группы во время МВ, в противоположность тому, как это имеет место в течение периодов фонового вымирания. Д. Яблонски не был первым, кто сформулировал этот вывод. Приоритет принадлежит здесь Б.Л. Личкову, который еще в 1945 г. писал: "Можно, конечно, с натяжкой утверждать, что вымирание в конце волн - это и есть отбор, но правильнее сказать, что это явление особого типа и масштаба, отличающееся от повседневно происходящего отбора" [Личков, 1945, с. 93-94].

Однако абсолютно неселективным МВ может быть лишь в том случае, если в результате вызвавшего его события погибнет вся биота, то-есть изменения среды будут превышать допустимые пределы для существования жизни. Конечно, таких событий в истории Земли не было. Речь идет о тех особенностях организмов, о той разнице в степени их приспособленности к среде, которые отвечают обычному уровню различий, рассматриваемому, например, в современной синтетической теории эволюции. В этом смысле МВ действительно неселективны, поскольку изменения абиотических и биотических параметров окружающей среды во время них были на несколько порядков выше нормы. При этих условиях преимущества одних организмов по сравнению с другими не могут быть реализованы - их было совершенно недостаточно для противостояния сдвигам среды.

### **1.1.3. Выявление биотических событий на основе анализа зональных стратиграфических шкал**

Накопленный опыт составления стратиграфических схем убедительно показывает, что в настоящее время не приходится говорить о существовании единого зонального деления Международной стратиграфической шкалы (МСШ). Шкала не может быть составлена из зон, выделенных разными авторами на различной методической основе для разных палеогеографических областей. По твердому убеждению авторов зональная шкала должна иметь единую палеобиогеографическую основу. Это обстоятельство признается рядом исследователей, которые предлагают две параллельные зональные шкалы для мезозоя Европейской (Среднеевропейской, Бореальной) палеобиогеографической области (ЕПО) и Средиземноморской (Тетис) области.

Выделение хронозон является как бы завершающим этапом

биостратиграфического исследования; ему предшествует достаточно длительная и трудоемкая процедура установления региональных стратиграфических подразделений. Под термином региональная зона (лона) понимаются отложения ниже и выше которых не повторяется характерный для них комплекс ископаемых организмов [Найдин и др., 1984, с. 72]. Отложения зоны образовывались таким образом на протяжении существования определенной ассоциации организмов, часть которой и представлена зональным комплексом [Стратиграфический кодекс, 1992; Найдин, Копаевич, 1977]. Подзона - часть зоны с незначительными, иногда количественными изменениями в составе зонального комплекса [Стратиграфический кодекс, 1992, Найдин, Копаевич, 1977, Найдин и др., 1984]. Стратиграфические интервалы, относимые к подзонам, могут соответствовать эпиболям некоторых видов или подвидов, фиксировать экспансию одного или двух-трех видов, заменивших многовидовую ассоциацию. Выделение подзон позволяет не только детализировать зональные шкалы, делать их более дробными, что само по себе очень важно, но позволяет фиксировать определенные моменты в развитии биоты, отвечающие какому-либо региональному или даже глобальному событию, связанному например с трансгрессивно-регрессивными циклами, или бескислородными обстановками.

Безусловно звенья родственных линий быстро эволюционирующих групп организмов - идеальное средство детальной стратиграфии. В частности, для юрской и раннемеловой истории мезозойской эры такие линии прослежены в группе аммонитов. Для позднего мела аммониты уже нельзя считать столь универсальной группой и выбор зональных форм определяется их последовательностью в соответствующих стратиграфических интервалах верхнего мела на всем пространстве определенной палеобиогеографической области. Для области Тетис на протяжении большей части позднемеловой эпохи такой группой оставались аммониты, для ЕПО в туроне, коньяке и раннем сантоне на смену аммонитам приходят иноцерамы, в позднем сантоне, кампане и маастрихте дробное расчленение наиболее логично проводить по филогенетическим изменениям в группе белемнитов. Белемнитовые и иноцеромовые зоны и подзоны выделяются по видам и подвидам, составляющим филогенетические линии.

Для позднепалеозойских и мезокайнозойских отложений большую роль в зональном расчленении начинают играть разного рода микрофоссилии. Для позднего палеозоя это бентосные фораминиферы, для юры и мела - это также бентосные и в значительной мере планктонные фораминиферы, для определенных интервалов интересные данные получены по остракодам. Для палеогена это нуммулиты, планктонные

фораминиферы, нанопланктон, динофлагелляты, силикофлагелляты, диатомеи. Примером достаточно дробной стратиграфической схемы, охватывающей практически все пространство ЕПО, можно считать зональную схему по бентосным фораминиферам для кампан-маастрихтского интервала [Beniamovskii, Koraevich, 1998](рис. 1.4). В основу этой схемы положены детальные биостратиграфические схемы для двух регионов; Мангышлак-Прикаспийского и Западно-германского [Найдин и др., 1984б; Schoenfeld & Burnett, 1991]. Эта схема содержит 13 зон, которые названы по характерным для каждого из двух регионов индекс-видам. Многие из этих зон и подзон прослеживаются и в других частях ЕПО: в Ульяновском Поволжье [Беньямовский и др., 1988], в Днепровско-Донецкой впадине [Липник и Люльева, 1981], в Белоруссии и Литве [Акимец и др., 1991], в Крыму, Польше и юго-западной Англии [Aleksiev & Koraevich, 1997; Gawor-Biedowa, 1992; Bailey et al., 1983]. Для биостратиграфической схемы использованы филогенетические линии важных в стратиграфическом отношении видов фораминифер.

Последние десятилетия были отмечены многими знаменательными успехами стратиграфии. Среди наиболее важных следует назвать событийную стратиграфию, которая позволяет коррелировать геологические события в глобальном или субглобальном масштабе. Фиксация определенного события или событий всегда имела место при разработке стратиграфических схем, но только в последние годы выявление сигналов, то-есть максимально кратковременных явлений прошлого, позволило усилить событийное направление в стратиграфии. Сочетание различных методов реконструкции событий геологического прошлого, попытки причинного объяснения их, придает стратиграфическим выводам более высокую степень достоверности и точности, позволяет создать жесткую систему временных реперов, которые могут служить надежным каркасом общей стратиграфической шкалы. Непрерывное введение в стратиграфию новых методик расчленения, сопоставления и датирования осадочных толщ (геохимических, радиометрических, геофизических, палеомагнитных и др.) повышает точность стратиграфических построений. Особо важную роль здесь приобретают биособытия, поскольку именно они чаще всего находят свое отражение в зональных стратиграфических шкалах. Именно на этой основе - событийной или биособытийной - выделяются так называемые **инфразональные** категории, которые соответствуют отдельным частям зон [Гладенков, 1997].

Существуют различные классификации биособытий. Одна из них была предложена О. Валлизером [Wallizer, 1983], который различает 4 типа событий. К первому типу он относит **инновации**, то-есть

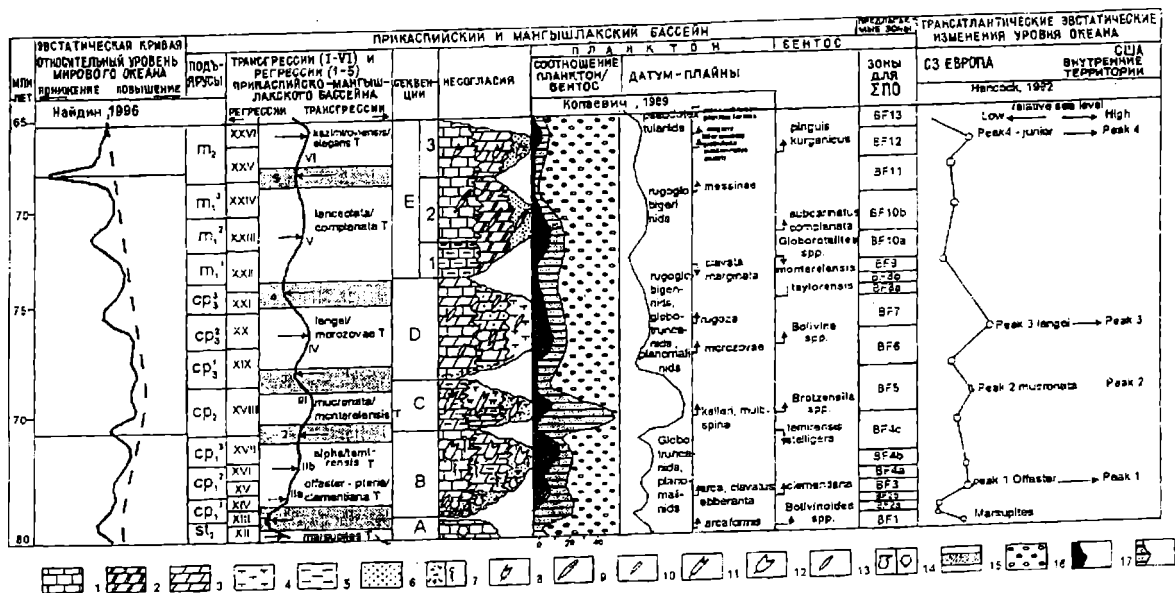


Рис. 1.5. Зонально-событийная шкала для позднемаастрихтских-маастрихтских отложений Запада и Востока ЕПО  
 1 - мел; 2 - мелоподобные мергели; 3 - мергели; 4 - глины карбонатные; 5 - глины; 6 - пески и песчаники; 7 фосфориты/ следы биотурбации; 8 - 13 различные роды и виды белемнитов; 14 - *Oxytoma tenuicostata*/Marsupites testudinarius; 15 - регрессивные элизоды; 16 - бентосные фораминиферы с известковой раковинной; 17, 18 - различные типы планктонных фораминифер

возникновение принципиально новых морфологических планов строения организмов. Ко второму - события **радиации** - взрывной рост таксономического и морфологического разнообразия какой-либо группы, отражающий ее адаптивную радиацию в связи с освобождением многих экологических ниш (биотопов). Третий тип событий включает скоротечные **расширения географического ареала** какой-либо группы. Наконец, в четвертый тип событий выделены **вымирения**, прежде всего **МВ**, которые могут быть либо ступенчатыми, либо одновременными. В частности включение некоторых событий в состав приведенной выше схемы в значительной степени детализирует ее (рис. 1.5).

Более развернутая классификация биособытий, которая нашла наиболее широкое применение, дана Э.Кауффманом [Kauffman, 1986]. Она включает восемь типов событий: **1 - события прерывистой эволюции** (скачкообразное появление новых таксонов видового ранга); **2 - популяционные взрывы**; **3 - кратковременное увеличение продуктивности бассейна**; **4 - иммиграция и эмиграция**; **5 - экологические события** (резкие и существенные изменения структуры биосообществ); **6 - региональная колонизация** (заселение незанятых биотопов); **7 - массовая гибель** (из-за действия абиотических факторов); **8 - массовые вымирения** (исчезновение более 50% таксонов в глобальном масштабе в относительно короткое время). Любое из этих событий может оставить соответствующий след и использоваться при детализации стратиграфических шкал. Среди перечисленных восьми типов 7 и 8 соответствуют глобальным катастрофическим событиям и сопровождающим их биотическим кризисам. Примером может служить маастрихт - датское событие и связанное с ним **МВ**. События 3, 5 и 6 также являются глобальными и субглобальными, они сопровождались малыми вымирениями - например событие на границе сеномана и турона. Типы 2 и 6 - связаны с экспансией отдельных видов в условиях, когда большинство других таксонов не выдерживает изменений условий среды.

Любые дискретные явления в развитии органического мира, запечатленные в геологической летописи, могут быть использованы для детализации расчленения древних толщ и выявления событий катастрофического плана. Здесь важно выбрать и установить масштаб явления, а также его длительность. Причем разрешающая способность такого подхода становится выше при разработке более дробного зонального расчленения изучаемых толщ. Дробное деление позволяет также отделить региональные подразделения от чисто местных, связанных с локальными колебаниями среды. В последнее время разработаны дробные зональные шкалы, особенно для мезозоя и кайнозоя. Высокую степень детальности имеют многие палеозойские

конодонтовые шкалы.

Важное значение имеет выделение реперов, естественно не только биологических (см. следующий раздел).

Суммируя данные по внутризональным единицам, можно сказать, что они часто отражают кратковременные, скачкообразные, спазматические события. Все они или многие из них могут считаться катастрофическими. Большинство из них фиксируются как региональные, (отдельные бассейны, провинции), но отмечаются и субглобальные (океаны, континенты). В этих случаях их можно уверенно классифицировать как достаточно резкие, катастрофические.

Таким образом ясно, что дробные зональные и инфразональные подразделения и уровни являются основой для составления календаря кратковременных геологических событий, к разряду которых принадлежат и катастрофические. Корреляционное значение инфразонального уровня или зоны не остается постоянным, а меняется с накоплением данных и в зависимости от интерпретации. Уровень, подзона или зона, выделенные в качестве чисто локальной единицы, могут со временем оказаться планетарными. Поэтому резкое разграничение местных, региональных и глобальных шкал носит преходящий характер. Планетарные подразделения складываются из местных, а не существуют независимо от них [Красилов и др., 1985].

### 1.2. Седиментологические события и методы их изучения

Катастрофические события ярко проявляются в седиментогенезе. В седиментологической летописи они выражены в образовании уже упоминавшихся выше **реперов**. Определение стратиграфического соответствия реперов представляет собой один из наиболее распространенных методов событийной стратиграфии. Соответствующие друг другу реперы не обязательно однородные или даже не обязательно сходные по тем или иным признакам слои. Каждый репер маркирует какое-то заметное, часто из ряда вон выходящее событие, воздействие которого на осадконакопление может меняться в зависимости от локальной обстановки. Стратиграфическое соответствие реперных горизонтов означает **соответствие одному и тому же событию** [Красилов и др., 1985]. Локальное событие порождает реперы местного значения, глобальное - оставляет след в геологической летописи всей планеты. Среди важнейших реперов можно отметить следующие:

- **перерывы** в стратиграфических разрезах;
- **“черные или битуминозные сланцы”**, прослои в породах, обогащенные органическим веществом;
- **“глинистые прослои”** в карбонатных породах;
- **прослои бентонитов и туфов;**

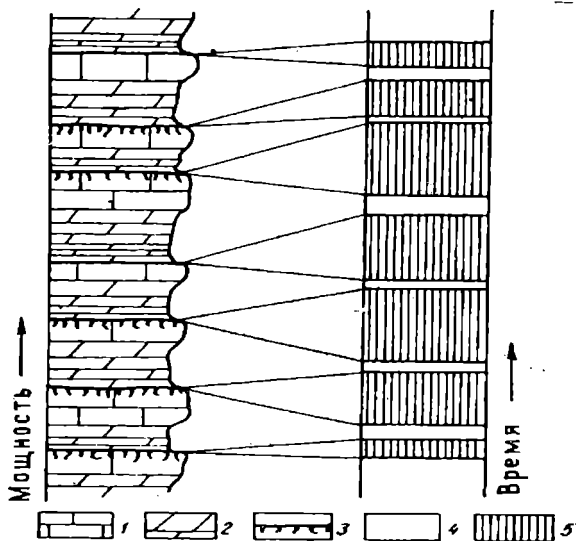


Рис. 1.6. Ритмичное чередование мергелей и известняков (слева) и его представительность во времени: 1 - известняки; 2 - мергели; 3 - образования типа "твердого дна"; 4 - время накопления присутствующих в разрезе отложений; 5 - временные гиатусы, соответствующие поверхностям раздела между ритмами.

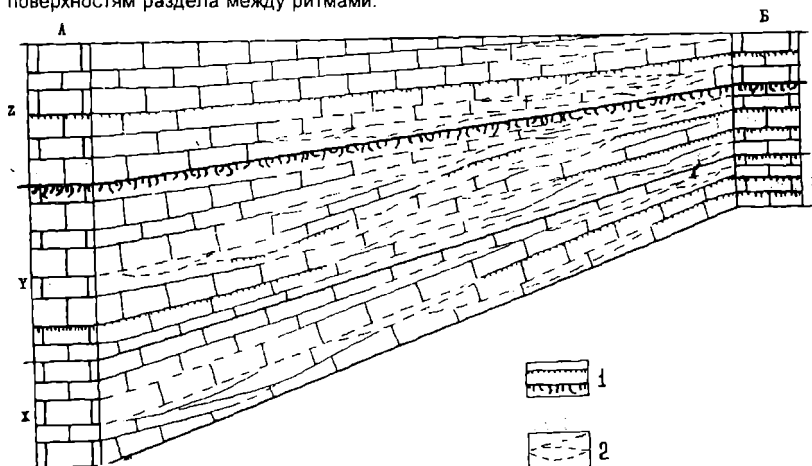


Рис. 1.7. Изменение полноты и мощностей разрезов карбонатных отложений в результате развития скрытых перерывов и образования типа "твердого дна": z, y, x - стратиграфические подразделения номинативно представленные в разрезах А и Б; 1 - образования типа "твердого дна"; 2 - поверхности ненакопления, скрытые перерывы.

- тектиты;
- турбидиты;
- катастрофиты.

**Перерывы** в стратиграфических разрезах изучаются со времени возникновения стратиграфии и их роль давно известна. Особое место всегда отводилось перерывам крупного масштаба - типа углового несогласия, длительно формирующимся в субаэральных условиях, эрозионным поверхностям и т.д. В то же время перерывам менее явным, синседиментационным уделялось меньше внимания, и степень изученности их гораздо хуже. Однако роль их в стратиграфии и палеогеографии необычайно велика. Так, изучение перерывов типа "твердого дна" (hard ground) показало возможность использования их для региональных, а также межрегиональных корреляций. В последнем случае причину формирования такого типа перерывов можно связывать с событиями глобального, возможно катастрофического плана. Интересно, что в ряде случаев именно небольшие по своему стратиграфическому hiatus перерывы могут соответствовать глобальному катастрофическому событию (граница мел/палеоген). Перерывы разного рода особенно хорошо иллюстрируются методами сейсмостратиграфии. Современные высокочувствительные методы позволяют фиксировать множество местных и региональных перерывов, дальнейшее прослеживание которых при изучении сейсмологических данных дает возможность выделения hiatus межконтинентального характера, которые связаны с эвстатическими циклами [Vail et al., 1977; Haq et al., 1987].

При проведении геологической съемки в районах широкого развития карбонатных толщ иногда возникают затруднения в связи с часто происходящими быстрыми и значительными изменениями их мощностей. Мощности как будто бы номинально полных разрезов, сложенных пясчистым мелом, известняками и мергелями могут сильно изменяться на небольшом расстоянии. Для объяснения этого феномена далеко не всегда следует привлекать различия в структурном положении разрезов, в первую очередь они могут быть связаны с перерывами типа твердого дна ТД. Подавляющая часть ТД образовалась при кратковременном прекращении или замедлении темпа осадконакопления. Так как подобных коротких эпизодов может быть много, то в сумме происходит существенное сокращение мощности. В результате присутствующие в разрезе отложения далеко не полностью соответствуют времени формирования всего разреза (рис. 1.6). Именно такой механизм приводит к образованию близко расположенных на площади номинативно полных разрезов, но значительно различающихся друг от друга порядком мощностей (рис. 1.7).

Совершенно новое направление в изучении перерывов типа ТД связано с исследованием возможности аккумуляции в них повышенных концентраций некоторых элементов, как-то железа, марганца, кремнезема, стронция и фосфора.

Интересный материал поставляют прослои, насыщенные органическим веществом, типа так называемых **“черных сланцев”**. Своеобразие геохимии этих пород, связь с рядом крупнейших месторождений и дискуссионность их генезиса отражены в многочисленных публикациях. По Я.Э. Юдовичу и М.П.Кетрис [1988] черные сланцы - это водно-осадочные горные породы, пелитоморфные и сланцеватые, обогащенные сингенетическим органическим веществом преимущественно аквагенного и отчасти терригенного типов. Обычно в них почти полностью отсутствуют следы и остатки роющих организмов. Как правило, слои такого рода чередуются с несколько более толстыми глинистыми прослойками, образуя с ними ритмичные пары со средней мощностью 20-30 мм. Для них обычна тонкодисперсная примесь диагенетического пирита, а содержание терригенной песчано-алевритовой составляющей колеблется от низкого до умеренного. Слои такого рода встречены на различных уровнях в осадочных толщах позднего докембрия и всего фанерозоя. Сюда можно отнести слои с повышенной концентрацией органического вещества в отложениях верхнего венда Русской плиты (так называемый “вендский доманик”), доманикоидные фации франских отложений Русской плиты, апт-альбские отложения Атлантики, Западного и Восточного Пери-Тетиса. Практически глобальным распространением пользуются прослои черных сланцев с повышенным содержанием битумного вещества в пограничных отложениях сеноманского и туронского ярусов [Hilbrecht, 1986; Jarvis et al., 1988; Kuhnt et al., 1992]. Большинству седиментологических событий такого типа отвечают и биотические события типа малых вымираний. Таким образом, их также можно классифицировать, как “сигналы” глобальных катастрофических событий. По мнению С.Г.Неручева [1982], разделяемому далеко не всеми исследователями, эпохи интенсифицированного накопления планктоногенного органического вещества, совпадающие с эпохами вымирания наиболее высокоорганизованных организмов и эпохами уранонакопления, контролировались глобальными причинами эндогенного характера.

Опыт использования **“глинистых” прослоев** в стратиграфии и палеогеографии уже имеется. Благодаря исследованиям последних лет изучена их природа, установлено, что они являются следствием синседиментационных процессов растворения карбонатного вещества еще в осадке [Ernst, 1982; Копаевич, 1987], причем некоторые из них могут

служить надежными стратиграфическим реперами регионального плана. Процессы растворения определялись колебаниями биопродуктивности фотической зоны, поставляющей избыток органического вещества на дно, которое, в свою очередь и приводило к процессам растворения. Среди них совершенно особое место занимают прослои глин, сформировавшихся в результате резкого изменения биопродуктивности микроорганизмов на протяжении глобального катастрофического события. "Глинистые" прослои такого рода несут в себе информацию не только о процессах, происходивших во время их накопления, но и помогают установить причину, которая вызвала эти процессы. К числу таких прослоев относится прослой на границе мела и палеогена. Его можно отнести и к числу геохимических реперов, так как в нем обнаружены повышенные содержания иридия, и других платиноидов. Трактовка генезиса этих пород сих пор неоднозначна, первопричина их образования по мнению одних авторов имеет импактную природу, по мнению других - вулканическую.

**Пепловые или бентонитовые прослои** являются прекрасными стратиграфическими маркерами и широко используются в региональном, а некоторые - в межрегиональном масштабе. Особую ценность они приобретают в тех случаях, когда имеют специфические черты и являются следствием глобального события. Поэтому совершенно особая роль принадлежит пепловым и туфовым прослоям, явившихся следствием крупного извержения, охватившего большие территории. Они отвечают мгновенным в геологическом смысле событиям и служат проявлением "эпизодической" седиментации. Ее примером может служить гомогенит - прослой, распространенный в Восточном Средиземноморье мощностью в несколько метров, с гомогенной структурой, без следов биотурбации [Красилов и др., 1985, стр.69]. Он обязан своим происхождением мощному извержению вулкана Санторин около 3500 лет тому назад.

К числу мгновенных относятся также реперы, связанные с падением космических тел. Среди них выделяются **тектитовые горизонты**, которые образуются как выбросы из метеоритных кратеров. Обширные тектитовые поля описаны на геохронологических уровнях 35, 14 и 0.7 млн.л. Поле тектитов с возрастом 0.7.млн.л. протягивается на огромные расстояния от Тасмании через Австралию и Зондские острова к Южному Китаю, Таиланду и Филиппинам. В Индийском и Тихом океанах они вскрыты скважинами, удаленными друг от друга на десятки тысяч км [Красилов и др., 1985; с. 71]

Гравитационная группа коллювиальных (склоновых) отложений четко реагирует на динамические процессы, происходящие на поверхности Земли. Обрушение склонов как на суше, так и под водой

всегда катастрофично. Причем спусковым механизмом при их образовании нередко служат землетрясения.

Большую роль при реконструкции тектонических событий играют **турбидиты**. Они представляют собой отложения мутьевых потоков, приносящих взвешенный материал на расстояния до нескольких тысяч километров. Различают проксимальные и более тонкозернистые дистальные турбидиты. Зарождающиеся на континентальном склоне в зонах высокой тектонической активности, они не только являются ярчайшим проявлением "эпизодической седиментации" лавинного характера. С ними из зон высокой биологической продуктивности на абиссальные равнины выносятся обогащенный терригенной органикой осадочный материал. Турбидиты прерывают медленное пелагическое осадконакопление и обладают собственной периодичностью, которая связана со сложным комплексом тектонических, климатических и эвстатических событий. В настоящее время выявлен почти непрерывный ряд гравитационных и флювиальных процессов под водой, начинающихся с обвалов, оползней, переходящих в турбидитные (суспензионные) потоки и затем мутьевые потоки малой плотности. При этом формируется **флишевая формация**, образование которой сопровождается серией таких катастрофических событий, как землетрясения.

Среди многообразия генетических типов пород В.Т. Фролов [1995] выделяет **катастрофиты** или **катастрофические отложения**. Сюда, в первую очередь, следует причислить **темпеститы** или **штормовые прослои**, которые являются проявлением мощных ураганов, сильных волн, цунами и другого рода причин, имеющих в целом катастрофическую природу. В большинстве случаев это одиночные циклы толщиной от 10 до 100 см с градационной слоистостью, напоминающей турбидиты. Взмученный штормом осадок отлагается последовательно - крупные частицы раньше мелких, часто лавинно, что обеспечивает неустойчивое, вертикальное положение раковин, седиментов и других удлиненных компонентов. Обычно они относительно глубоководны (до 200-300 м) и также как и турбидиты могут быть дистальными и проксимальными. Темпеститы хорошо выделяются в разрезах, прослеживаются часто на значительных расстояниях и являются одним из показателей резкого нарушения нормального хода осадконакопления. Примером такого реперного горизонта темпеститов является прослой на границе мела и палеогена, прослеживающийся в некоторых местонахождениях [Officier, 1995]. Причину его формирования исследователи видят в мощном катастрофическом цунами, возникшем вследствие импактного события. Штормы являются также мощным тафономическим фактором. Фрагменты донных сообществ могут быть погребены в прижизненном положении, в

то же время в дальнейшем раковинный материал может неоднократно переотлагаться, образуя темпеститовые ракушечники, в которых смешан материал из разных экологических зон. При многочисленных повторных переотложениях раковины разрушаются, образуя так называемые "костные слои". Столь же глубокий след оставляют штормы в истории континентального осадконакопления.

В последние годы стали обращать внимание на другие катастрофиты, как-то инундиты (отложения сильных наводнений), тайдалииты (отложения высоких приливов), сейсмиты, ракушняки и т.д. К инундитам относятся и потоповые отложения, связанные с прорывом ледяных плотин или завальных озер, с крупными наводнениями на суше и гигантскими разливами рек, создающих озера-моря и оставляющих большой след в отложениях.

Выявление перерывов и отдельных генетических типов отложений, характеризующих катастрофические события, при изучении геологических разрезов является начальным этапом исследований. Определение масштаба этих событий требует прослеживания их по площади. Методически это осуществимо путем построения литолого-фациальных карт и разрезов [Фролов, 1993]. Эти материалы, в свою очередь, служат основой для палеогеографических построений, позволяющих дать наиболее полную характеристику условий, в которых происходили катастрофические события, позволяют оценить их масштаб и значение для стратиграфических корреляций.

### **1.3. Методы изучения глобальных геохимических событий.**

**1.3.1. Геохимия отдельных элементов.** Глобальные катастрофические события в истории Земли сопровождались резкими изменениями химического состава атмосферы, гидросферы, возможной активизацией эндогенных процессов. Образовавшиеся при этом геохимические аномалии могут быть выявлены при детальном стратиграфическом исследовании. Наиболее яркой иллюстрацией этого является обнаружение иридиевой аномалии в различных регионах Земли на границе отложений мела и палеогена. Подробно это явление будет описано в соответствующем разделе.

Детальность геохимической характеристики разрезов может быть самой различной в зависимости от целей проводимых работ и имеющихся у исследователей возможностей определения тех или иных групп элементов по той или иной методике. Однако, чрезвычайно важным всегда является качество проведенного опробования разреза и представительность проб. Аномальные содержания элемента в определенном интервале разреза определяются на фоне его кларковых содержаний в породе и региональных кларков.

Безусловно, чем большее количество элементов и с большей точностью будет определено, тем более надежную геологическую интерпретацию геохимических аномалий можно ожидать. При этом надо иметь в виду, что наибольшую информацию можно получить при изучении характера распределения не только отдельных элементов, но и групп элементов, например, таких как литофилы, халькофилы, сидерофилы, элементы с различной степенью подвижности и другие. Очень информативна группа редкоземельных элементов (РЗЭ). О характере обстановок осадконакопления часто свидетельствуют те или иные соотношения элементов.

Кроме иридия достаточно интересными оказались данные по содержанию других элементов группы платины, как геохимических маркеров обстановок седиментации [Sawlowicz, 1993].

Особое внимание следует обращать на геохимическое опробование отложений, непосредственно прилегающих к поверхности несогласия. При этом нередко решаются вопросы, связанные с образованием кор выветривания или выпадения специфических осадков на данную поверхность.

**1.3.2. Изотопные исследования.** Изучение изотопного состава серы в осадочных породах достаточно информативно. По мнению специально исследовавших этот вопрос В.А. Гриненко и Л.Н. Гриненко [1974] **изотопный состав серы** отражает условия осадконакопления: аэрацию придонной воды, скорость седиментации и интенсивность сульфатредукции. В практике геохимических работ определяется соотношение изотопов  $^{34}\text{S}$  и  $^{32}\text{S}$  в образцах по сравнению с этим соотношением в стандарте. Величина  $\delta^{34}\text{S}$  (в ‰) находится по формуле:

$$\delta^{34}\text{S} (\text{‰}) = 1000 (R \text{ обр.}/R \text{ ст.} - 1), \text{ где}$$

$$R \text{ обр.} = {}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S} \text{ в образце, а } R \text{ ст.} = {}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S} \text{ в стандарте.}$$

За стандарт принято соотношение изотопов в сере троилитной фазы метеорита Каньон Дьябло, где  $^{32}\text{S}/^{34}\text{S} = 22,22$ , а  $\delta^{34}\text{S} = 0,00$ . Положительные значения  $\delta^{34}\text{S}$  говорят об обогащении изотопом  $^{34}\text{S}$  по отношению к сере метеорита, а отрицательные - об обогащении изотопом  $^{32}\text{S}$ .

Поскольку глобальные катастрофические события нередко приводят к возникновению явлений аноксии, можно рекомендовать изучение характеристик аноксии с помощью определения  $\delta^{34}\text{S}$  в сингенетичных фрамбоидных пиритах, обычно присутствующих в черных сланцах [Волков, 1984]. Интересные данные по изотопии серы были получены канадскими геологами при исследовании верхнедевонских отложений и характеристике катастрофических событий на границе

франского и фаменского ярусов [Geldzetter et al., 1987; Wang et al., 1996].

Замечательный метод независимого контроля процессов эвстазии предложил Е. Спунер [Spooner, 1976], который использовал метод анализа соотношений **изотопов стронция**. Скорее всего, главным фактором, контролирующим соотношение изотопов стронция  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  во времени являются колебания водного стока с континентов, вызванные изменениями площади суши. Это отношение в морской воде меньше, чем в воде, поступающей с суши, вследствие обмена, происходящего в гидротермальных конвективных системах срединных океанических хребтов. Существует достаточно четкая корреляция между этим отношением и другими данными по эвстатическим колебаниям для оксфордского века и для всего кайнозоя [Хэллем, 1983].

**Изотопный состав кислорода** органических карбонатов контролируется целым рядом факторов, из которых наиболее важными являются температура и соленость воды. Используется соотношение различных изотопов кислорода -  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ . Повышение значения  $\delta^{18}\text{O}$  может означать тенденцию к похолоданию, либо к повышению солености воды бассейна седиментации. При этом необходимо сделать несколько допущений: а) карбонат  $\text{CaCO}_3$  раковины отлагался в изотопном равновесии с кислородом морской воды; б) постседиментационных изменений первичных изотопных соотношений не было; в) отсутствовал специфический для видов "жизненный" эффект; г) отсутствовал какой-либо эффект, вызванный изменением в глубине обитания носителя раковины или в плотности морской воды.

Многие раковины (фоссилии), хорошо сохранившиеся в ископаемом состоянии, удовлетворяют первому требованию; можно также принять меры, чтобы свести к минимуму ошибки, связанные с диагенезом и другими постседиментационными изменениями. Оценка влияния указанных четырех факторов на температуру по фораминиферам показала, что совокупный эффект влияния их составляет примерно 2-3 °C для любого данного значения [Berger et Gardner, 1975; Savin et Stehli, 1974].

Известны такие значения фракционирования изотопов, которые свидетельствуют о видовой специфичности. В частности симбиотические водоросли, находящиеся в клетках фораминифер или тканях кораллов, поставляют обогащенный  $^{18}\text{O}$  метаболический  $\text{CO}_2$  во внутренний фонд организма-хозяина, секретирующего карбонат. Следовательно, значения  $\delta^{18}\text{O}$  для карбонатных форм этих организмов дают температуры, отличающиеся повышением на несколько градусов - до 5°C [Erez, 1978].

Измеряемые изотопные величины зависят от изотопного состава

морской воды, в которой формировался скелет ( $\delta_w$  в приводимом ниже уравнении). Испарение морской воды удаляет более легкий изотоп  $^{18}\text{O}$ , обогащая таким образом морскую воду более тяжелым изотопом  $^{18}\text{O}$ . В современном открытом океане с соленостью в диапазоне 33 - 38‰ вариации  $\delta^{18}\text{O}$  достигают 1.5‰. Кроме региональных вариаций  $\delta^{18}\text{O}$  могут быть и локальные вариации, например образцы морской воды, собранной днем, обогащены  $^{18}\text{O}$ , поскольку фракционирование  $\text{CO}_2$  осуществляется планктоном только днем. Поэтому при интерпретации изотопных значений для образцов из ограниченных водных масс может иметь важное значение отношение локальной биомассы к локальной водной массе.

Температура осаждения кальцита может быть определена по следующему палеотемпературному уравнению, предложенному С.Эпштейном и др. [Epstein et al., 1953], или по его модификациям:

$$T^{\circ}\text{C} = 16.5 - 4.3(\delta_c - \delta_w) + 0.14(\delta_c - \delta_w)^2,$$

где

$\delta_c = \delta^{18}\text{O}$  карбоната кальция относительно стандарта PDB (за стандарт принято соотношение изотопов в росте белемнита формации Рее Деэ мелового возраста (Южная Калифорния, США),

$\delta_w = \delta^{18}\text{O}$  карбоната кальция относительно "средней океанической воды" стандарт (SMOW)

и

$\delta^{18}\text{O} = 1000 (R_{\text{обр.}}/R_{\text{ст.}} - 1)$  где  $R_{\text{обр.}} = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  образца, а  $R_{\text{ст.}} = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  стандарта.

Например, выражение  $\delta^{18}\text{O} = 10\text{‰}$  означает, что изотопное отношение образца превышает изотопное отношение стандарта на 10 частей на 1000, или на 10‰ или на 1%. Ясно, что невозможно определить точное значение  $\delta_w$  для геологического прошлого, и это ограничивает применимость метода, но предположение о вариациях изотопного состава морской воды привело к созданию инструмента для изучения в первую очередь позднего кайнозоя, когда образовались полярные ледяные шапки. В дальнейшем метод изучения колебания температур и в более древних отложениях применяется с большим успехом.

**Изотопный состав углерода** также несет важную геологическую информацию. В седиментологических исследованиях широко используется величина соотношения изотопов  $^{13}\text{C}$  и  $^{12}\text{C}$ , как в карбонатных породах (преимущественно известняках и доломитах), так и в органическом углероде. Это соотношение измеряется значением  $\delta^{13}\text{C}$ , которое определяется по формуле:

$$\delta^{13}\text{C} = 1000(R_{\text{обр.}}/R_{\text{ст.}} - 1), \text{ где } R_{\text{обр.}} = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ для образца, а } R_{\text{ст.}} =$$

$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  стандарта PDB (см. выше).

Отношение  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  карбонатных скелетов пелагических организмов отражает прежде всего изотопный состав суммарной углекислоты, растворенной в воде. В процессе фотосинтеза фитопланктон избирательно поглощает преимущественно углекислоту с легким изотопом  $^{12}\text{C}$ . В результате вертикального переноса и последующего разложения остатков отмерших организмов на дне происходит высвобождение изотопно легкой углекислоты. Таким образом, карбонаты скелетных остатков, обитавших в фотической зоне, обогащаются тяжелым изотопом  $^{13}\text{C}$ . Степень такого обогащения отражает интенсивность изъятия изотопно легкой углекислоты в процессе фотосинтеза, то-есть интенсивность продуцирования органического вещества [Найдин, Кияшко, 1989].

Многочисленные данные по карбонатным породам докембрия и палеозоя показывают, что  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$  оставалось примерно на одном уровне  $0 \pm 3 \text{‰}$  [Галимов, 1968; Schidlowski et al., 1983]. Кроме того выявлено, что разница изотопных показателей ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}}$ ) есть своего рода планетарная геохимическая константа, обусловленная процессом фотосинтеза. Она составляет около  $-25\text{‰}$  и сохраняет свою величину со времени позднего катархея [Schidlowski et al., 1975]. При средних величинах  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг.}} - 25\text{‰}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб.}} - 0\text{‰}$  соотношение масс  $\text{C}_{\text{орг.}} : \text{C}_{\text{карб.}}$  в "подвижном резервуаре углерода" [Гаррелс, Маккензи, 1974] составляет  $0.18 : 0.82$  - так называемое соотношение или коэффициент Ронова. Поэтому утяжеление углерода карбонатов (при питании биосферы мантийной  $\text{CO}_2$  с постоянным изотопным составом  $\delta^{13}\text{C} - 5\text{‰}$ ) возможно только за счет увеличения резервуара  $\text{C}_{\text{орг.}}$ . Следовательно, величина  $\delta^{13}\text{C}$  может служить мерой величины степени фоссилизации  $\text{C}_{\text{орг.}}$ , или доли его, выпадающей из биологического круговорота, а также величины первичной биопродуктивности [Юдович, Кертис, 1988]. Однако, это верно только в среднем и не всякое утяжеление карбонатного углерода можно трактовать именно так. В каждом конкретном случае требуется тщательный анализ, нередко приводящий к различным точкам зрения на природу данного явления.

Последние данные по изотопии углерода позволяют говорить о карбоновой изотопной стратиграфии, дающей возможность коррелировать карбонатные толщи различных бассейнов [Ferreiri et al., 1997].

**1.3.3. Состав органического вещества.** Породы, принадлежащие к так называемым черным сланцам содержат гораздо больше органического углерода, чем нормальные глинистые сланцы и тем более обычные "нормальные" карбонаты, однако его содержание редко

превышает несколько процентов. Большая часть органического вещества состоит из бесструктурного керогена, но имеется непостоянная примесь различных остатков организмов - оболочек динофлагеллят, пыльцы и спор с подчиненным количеством растительного детрита. Природа органического углерода в прослоях битуминозных сланцев может быть различной. В целом накопление на дне морей и океанов осадков, в той или иной степени обогащенных  $C_{орг}$ , обеспечивалось действием трех факторов: наличием повышенных содержаний самого органического вещества, степенью его фоссилизации, то-есть долей его выпадения из биологического круговорота, и скоростью минеральной седиментации. Наиболее благоприятные условия для действия этих факторов возникали в так называемые политаксонные фазы резкого возрастания продуктивности биоты пелагиали во время эвстатического повышения уровня моря и расширения акваторий эпиконтинентальных морей, при относительно высокой и равномерной температуре поверхностных вод (что приводило к уменьшению количества растворенного в воде кислорода). Сглаживался температурный градиент и возрастала галогенная стратификация водной толщи. При вялой ее динамике затруднялась доставка кислорода на дно и, как следствие, в придонной зоне развивалась стагнация. Большинство исследователей связывают происхождение органического вещества (ОВ) морских осадков с жизнью пелагиали, поскольку от продуктивности пелагиали зависит количество поступающего на дно  $C_{орг}$ . В то же время содержание  $C_{орг}$  в осадке не обязательно связано с высокой биопродуктивностью и значительным привнесом органического материала, а может быть результатом дефицита кислорода на дне.

По В.Дину и др. (Dean et al., 1986) углерод органического вещества морских отложений мелового возраста показывает значения  $\delta^{13}C$  между -26 и -28‰ ; значения тяжелее -25‰ исключительно редки.

Обзор публикаций показывает, что углерод органического вещества в морских разрезах может иметь двойное происхождение - автохтонное и аллохтонное, при этом для мелового периода ведущая роль отводится первому типу. В тоже время в меловых разрезах океанов обнаружена значительная доля органического вещества наземного происхождения. На основе специального изучения органического углерода кернов многочисленных скважин DSDP Б.Саймонейт [Simoneit, 1986] пришел к выводу о том, что органическое вещество поступало в меловые океаны из разных источников и сохранялось в различных эвксинных обстановках. По его заключению, резко преобладал терригенный органический материал, а чисто автохтонный морской углерод имел подчиненное значение. Чисто морской  $C_{орг}$  зафиксирован только в Тихом

и Индийском океанах. Морской генезис органики во многих разрезах подтверждается высокими концентрациями биофильных металлов - Си, Ni, Zn, V, Ba и др.).

#### 1.4. Палеогеографический анализ

Необходимым условием описания геологических событий прошлого, в том числе и катастрофических, является их палеогеографическая характеристика.

Естественным введением в палеогеографию является **учение о фациях** или **фациальный анализ**. Слово “**фация**” происходит от латинского **facies**, что означает лицо, внешность, вид, облик, то-есть какое-то общее представление о предмете.

В значении, которое выражает совокупность литологических и фаунистических признаков данной стратиграфической единицы, слово фация впервые было применено Грессли [Gressli, 1838]. Этому пониманию фации отвечает предложенное позднее определение: фация - это часть слоя или пласта, обладающая определенными литологическим и палеонтологическими признаками, что связано с условиями образования. Д.В.Наливкин считал, что фация такая же основная систематическая единица в седиментологии и палеогеографии, как вид - в зоологии.

Фациальный анализ - это комплексные исследования, помогающие определить условия формирования горных пород в прошлом. Он складывается из лито- и биофациального анализов, а также из тщательного анализа общегеологических данных (площади распространения, мощности, переходов по простирацию и т.д.). Фациальный анализ - это обобщающая дисциплина, в которой данные из разных областей знания используются для воссоздания древних обстановок.

Полезно различать литофации и биофации, относя эти понятия к литологическим (вещественным) и к фаунистическим и флористическим характеристикам стратиграфических единиц.

**1.4.1. Литофациальный анализ** состоит в определении фаций по текстурным и структурным особенностям пород. В каждом отдельном случае какие-либо данные могут оказаться важнее и надежнее других.

**Текстурные особенности осадочных пород.** Среди наблюдаемых в поле текстурных особенностей многих осадочных пород наибольшее внимание привлекают: косая или градационная слоистость, знаки ряби, отпечатки неровностей кровли нижележащих отложений, трещины высыхания, следы струй, отпечатки капель дождя, следы жизнедеятельности животных и т.д. Ценность изучения таких текстур состоит в том, что можно многое узнать о динамике воздуха или воды,

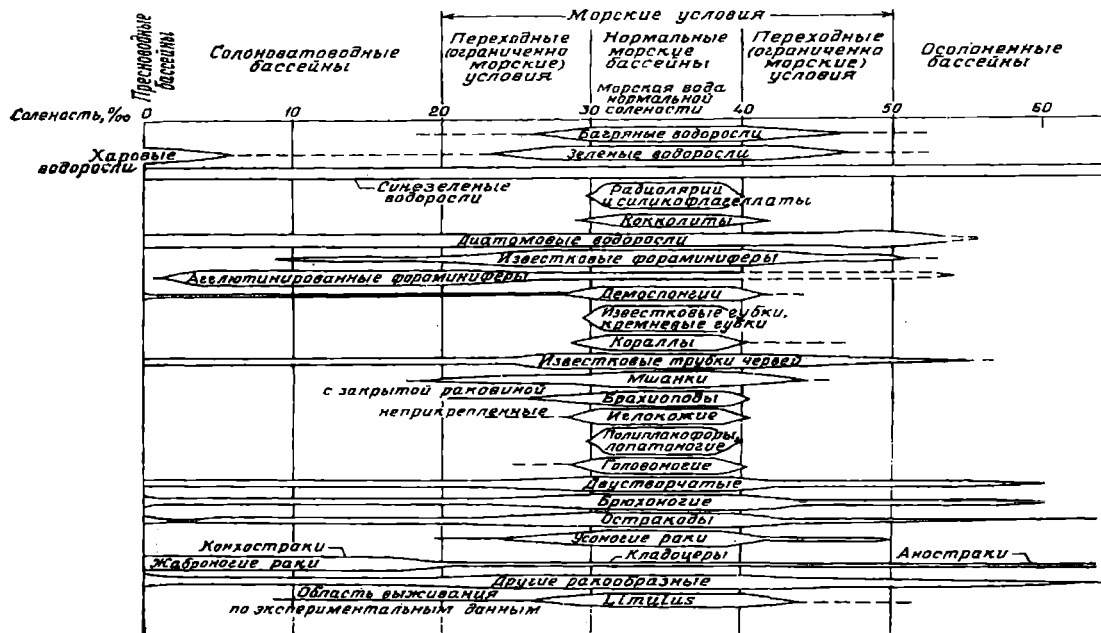


Рис. 1.8. Современное распространение могущих превратиться в окаменелости групп беспозвоночных и водорослей в зависимости от солесности бассейна.

обословившем перенос и отложение осадочного материала, о типах и направлениях течений, о скорости осадконакопления и поступления материала. Так, например установлено, что симметричная рябь с одинаковыми углами наклона у валиков характерна для водной среды, а несимметричная рябь может быть как водной, так и ветровой (золовой). Водную рябь отличают от ветровой по индексу ряби (отношение ширины валика к его высоте), у водной - он колеблется от 5 до 10, у ветровой - от 20 до 50.

**Зернистость и структура.** Анализ этих особенностей пород требует лабораторного изучения. При этом исследуется как обломочный материал, так и цементирующая масса. Размер обломочного материала позволяет судить о рельефе и удаленности области сноса (питания). По крупности осадочных частиц судят о скорости движения воды в месте образования осадка. Состав обломочного материала галечников, конгломератов, песков, песчаников позволяет выяснить длительность и характер переноса, установить источник сноса. Изучение структуры поверхности зерен кварцевого песка с помощью электронного микроскопа позволяет узнать, было ли осадконакопление ледниковым, золовым или литоральным.

Сортировка обломочного материала говорит о степени длительности переноса обломков. Форма обломков определяется составом разрушающейся породы, ее трещиноватостью, сланцеватостью, слоистостью. Степень окатанности обломков зависит от состава пород, от первоначальной формы обломков, от скорости и длительности переноса. Существуют шкалы окатанности обломков, наиболее простая из которых содержит пять категорий: неокатанные угловатые, полуугловатые, полуокатанные, окатанные. Отсутствие сортировки характерно для морен, осыпей, глубоководных брекчий, обвальных и селевых отложений.

Расположение обломочного материала позволяет установить направление движения воды, его характер. Характеристика цементирующей массы - необходимый элемент анализа структуры обломочных пород. Например, карбонатный цемент характерен для неподвижных галечников водных бассейнов, конгломераты, образовавшиеся из подвижных галечников содержат мало цемента.

Окраска пород также может служить индикатором среды осадконакопления. Так, зеленый цвет объясняется присутствием глауконита, минерала образующегося в мелководно-морских условиях. Черный и темно-серый цвета характеризуют породы, сформировавшиеся в восстановительных условиях. Ископаемые песчаные и песчано-глинистые отложения пустынь нередко имеют красную окраску.

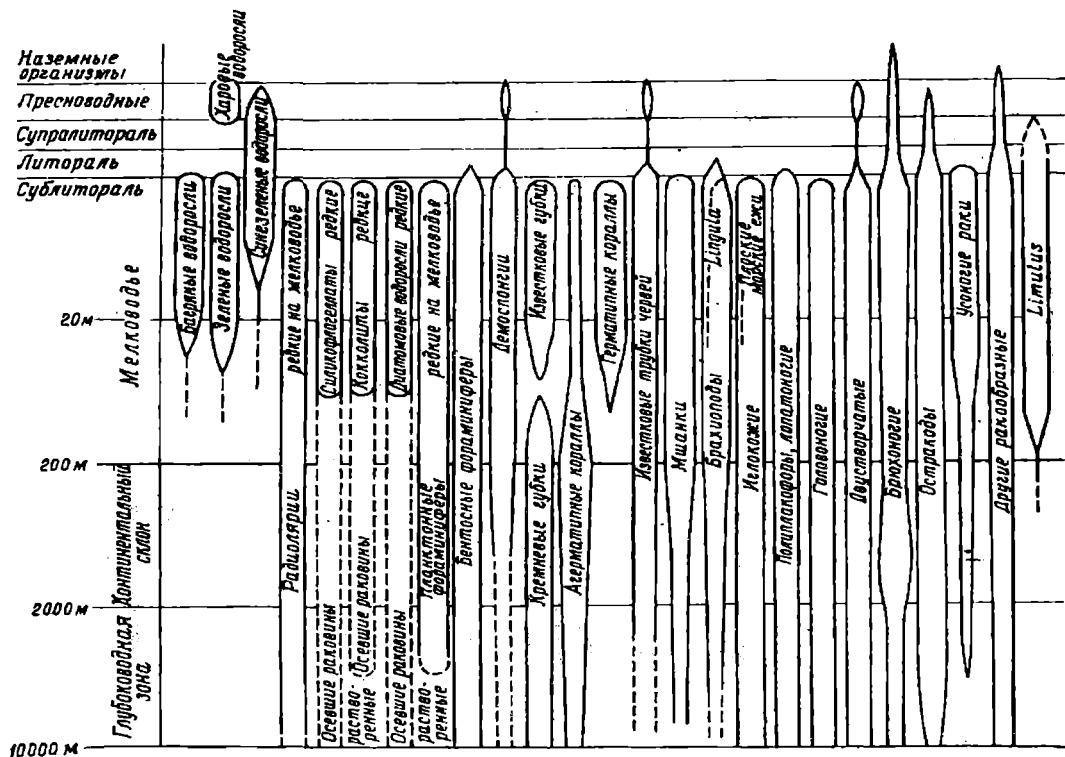


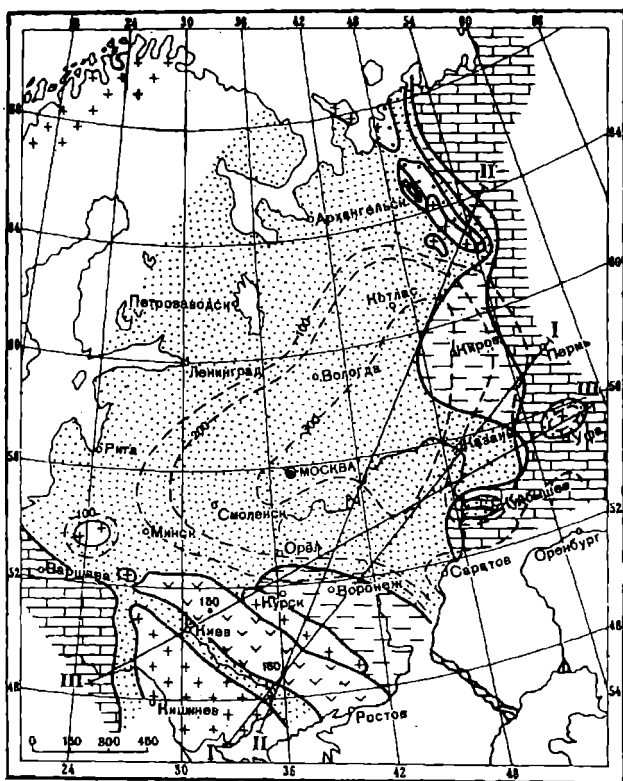
Рис. 1.9. Современное распространение могущих превратиться в окаменелости главных групп беспозвоночных и водорослей в зависимости от глубины морского бассейна.

**1.4.2. Биофациальный анализ.** Интерпретация древних природных условий осадконакопления сильно упрощается, если в породах имеются ископаемые органические остатки. Для проведения такого рода исследований необходимо иметь представления об условиях жизни современных растений и животных, об основных факторах, определяющих их расселение и развитие. Этому помогают экология и палеоэкология, выясняющие взаимоотношения современных и когда-то существовавших организмов с окружающей средой. Так расселение организмов в водной среде определяется следующими основными условиями: температура, соленость, освещенность, глубина, газовый режим, гидродинамика среды, характер грунта и т. д.

Присутствие в разрезах остатков беспозвоночных, выживающих только в узком диапазоне изменения солености, таких, как кораллы, брахиоподы, иглокожие, головоногие и мшанки, достаточно для вывода об осадконакоплении в условиях нормальной солености, что составляет в современных бассейнах 31- 35‰ (1‰ = 1г/л). Вообще ископаемые организмы - самые лучшие показатели солености из всех, которыми мы ныне располагаем (рис. 1.8). Они же, хотя и с меньшей надежностью, являются одними из лучших показателей глубины бассейна. Литоральные условия характеризуются сокращением таксономического разнообразия, которое часто сопровождается увеличением числа особей каждого вида, сравнительно с нормальными морскими условиями (рис. 1.9). В то же время батиметрические оценки исключительно сложны, поскольку глубина воды сама по себе не играет значительной роли, а влияние осуществляется через факторы, связанные с глубиной: растворимость карбонатов, проникновение света и источники пищи.

Ископаемые остатки наземных растений - лучшие из известных индикаторов климата. Если флора имеет близких родственников в современном растительном мире, то палеотемпературы можно установить с большой точностью; особенно ценные результаты дают спорово-пыльцевой и диатомовый анализы. Среди морских беспозвоночных лучшими показателями тропических условий являются, вероятно, герматипные кораллы.

Биостратомический анализ ориентировки раковин, особенности их распада на части, характер дробления дает важные сведения о динамике придонных вод, а тип субстрата определяется типами организмов, часть которых легко прерастает в окаменелости. Особенно ценны в этом отношении ходы и норы живых организмов, следы их движения по поверхности и т.д., то-есть следы жизнедеятельности организмов. Ископаемые следы дают нам такие сведения, как характер субстрата, скорость осадконакопления, движение воды, распределение



### Условные обозначения

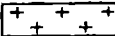
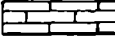





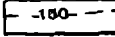

	Области денудации		Известняки и доломиты
	Пестроцветные песчаные и глинистые породы с просоями конгломератов		Соленосные породы
	Пестроцветные песчаные и глинистые породы		Границы между фациями
	Мергели и глинны с просоями известняков и песчаников		Изолинии мощностей живецких отложений в метрах
	Известняки и доломиты с просоями песков и песчаников		Мощности в метрах

Рис. 1.10. Карта фаций осадков конца живецкого времени [по Р.М. Пистрак, 1950].



источников питания, а также о более общих природных условиях, например о солености и глубине моря.

Использование ископаемых для оценки палеогеографических условий прошлого неизбежно наталкивается на определенные ограничения. Прежде всего во многих породах ископаемые остатки исключительно редки или попросту отсутствуют. Чем с более древними отложениями приходится иметь дело, тем все меньше организмов, которые можно было бы сравнить с ныне существующими видами, условия выживания которых нам известны. Точно так же, чем древнее ископаемые остатки, тем сомнительнее предположение, что условия выживания не изменились со временем.

**1.4.3. Модели фаций** . Главная цель фациального анализа - построить модель фации, которая по сути дела представляет собой гипотезу о палеогеографической обстановке, благоприятной для формирования соответствующих пород и выживания соответствующих организмов. Анализ общегеологических данных состоит в определении площади распространения отложений, их мощности, взаимоотношения с подстилающими и покрывающими отложениями, а также с соседними одновозрастными отложениями (переход по простираению). Чисто пространственные изменения можно представить с помощью палеогеографических карт (рис. 1.10), а изменения во времени - с помощью фациальных профилей (рис. 1.11). Иногда можно объединить оба вида иллюстраций и построить блок-диаграмму, показывающую вариации в трех измерениях. В закрытых районах, изучаемых с помощью буровых скважин, традиционные методы фациального анализа дополняются результатами сейсморазведки, а именно - сейсмостратиграфии. Сейсморазведка дает возможность выявлять рифовые массивы высотой 100-300 м на глубине более 2 км, зоны выклинивания песчаных толщ, клиноформное заполнение глубоких впадин осадками, приносимыми с бортов этих впадин.

Актуалистические сопоставления - необходимая и наиболее существенная часть фациального анализа. Все существующие модели формирования фаций основаны на надежных сведениях о современных условиях осадконакопления и их древних фациальных аналогах. В то же время актуалистические сравнения требуют как логичности суждений, так и определенной осторожности. Например, прямое сопоставление современных и древних эпиконтинентальных морей может привести к серьезным ошибкам, если нет достаточно ясных знаний о том, что означает разнообразие очертаний суши и моря на всем земном шаре. По мнению Э. Хеллзма - вместо того, чтобы бездумно повторять фразу: "Настоящее есть ключ к пониманию прошлого", полезнее было бы

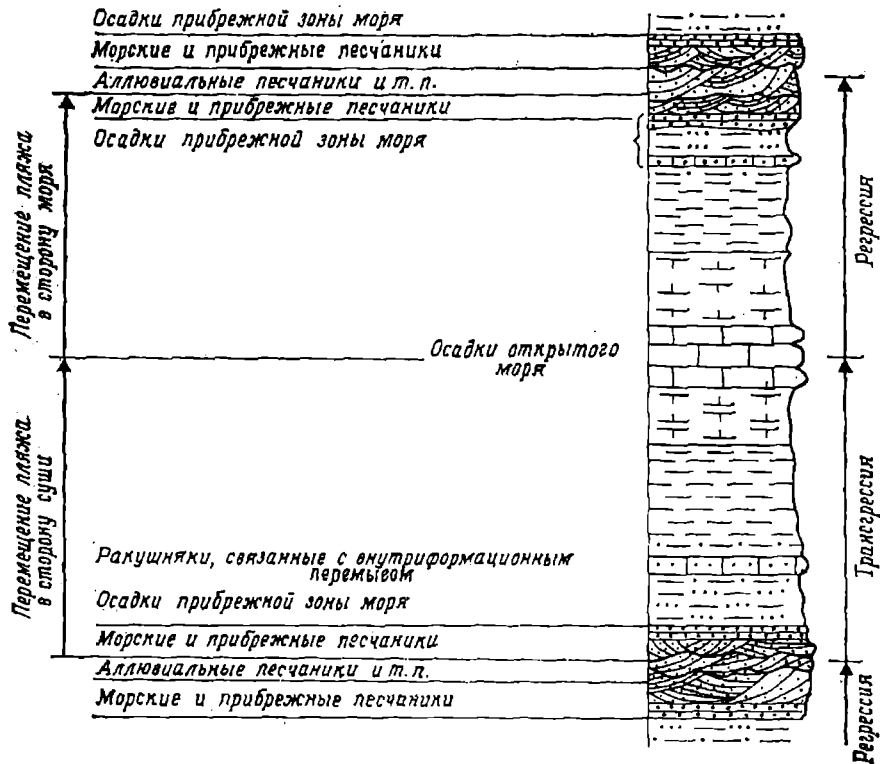


Рис. 1.12. Интерпретация типичной циклотемы в верхнемеловых отложениях Западного Внутреннего бассейна США на основе представлений о трансгрессиях и регрессиях.

спросить: "В какой мере настоящее может быть ключом к пониманию прошлого" [Хеллэм, 1983, с. 28].

### **1.5. Палеотектонические реконструкции - основной метод изучения тектонических событий.**

Эндогенные процессы, приводящие к формированию тектонических структур, как правило, характеризуются достаточной длительностью. Однако, нередко они приводят к событиям относительно кратковременным и имеющим глобальный, а нередко и катастрофический характер. Ярким примером катастрофических событий являются землетрясения.

С процессами рифтогенеза по мнению ряда исследователей [Cathles, Hallam, 1991] могут быть связаны эвстатические колебания, отмеченные пиками третьего порядка на кривой Вейла. В свою очередь, эвстатические колебания уровня океана многие геологи [Johnson et al., 1985, Goodfellow et al., 1988] считают одной из основных причин массовых вымираний организмов. Кроме того, с рифтогенезом связаны процессы вулканизма и дегазации Земли. Одним из следствий этого по мнению В.Л. Сывороткина [1996] может быть разрушение озонового слоя атмосферы и следующие за этим экологические катастрофы.

Все это делает необходимым в процессе региональных стратиграфических исследований при оценке возможного проявления глобальных катастрофических событий анализировать палеотектонические обстановки для определенных промежутков времени. Для этих целей наиболее информативны палеотектонические карты данной территории, составленные последовательно для отдельных веков и более дробных подразделений. Палеотектонические карты содержат характеристику магматизма, формационных комплексов пород, их мощность, положение конседиментационных разломов и установленные на основании всего материала геодинамические обстановки и эндогенные тектонические режимы. Анализ ряда таких следующих по времени друг за другом карт позволяет в ряде случаев выявить глобальное событие, оценить роль эндогенных факторов в его формировании, приблизиться к пониманию возможных причин его возникновения.

### **1.6. Эвстатические колебания уровня мирового океана**

Разрезы отложений эпиконтинентальных и краевых морей, в которых нет фациальных изменений, указывающих на непостоянную глубину бассейна, встречаются редко. На практике часто наблюдаются систематические изменения в разрезе, которые связываются с циклическим осадконакоплением. При этом единицы разреза, отвечающие циклам, называются **циклотемами** (рис. 1.12). Такую циклотему можно интерпретировать как результат единого

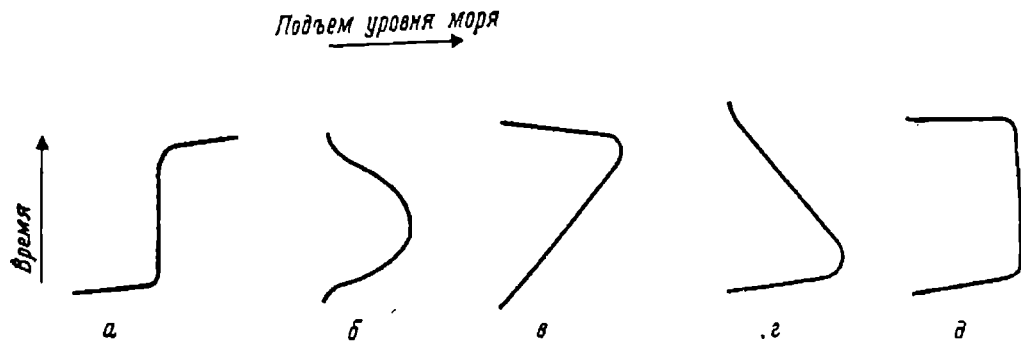


Рис. 1.13. Возможные эвстатические модели для юрского периода в Европе: а - короткие фазы быстрого подъема уровня моря, разделенные более длительной фазой его стабильного положения; б - умеренный по скорости подъем, за которым следует такое же падение уровня моря без разделяющей фазы стабильного стояния; в - медленный подъем, сразу же сменяющийся быстрым падением; г - быстрый подъем, сразу же сменяющийся медленным падением; д - быстрые подъем и падение уровня моря, разделенные длительной фазой стабильного стояния.

трансгрессивно-регрессивного цикла. При этом наиболее глубоководные отложения будут соответствовать времени максимальной трансгрессии моря.

Циклотема может отвечать либо региональному тектоническому событию, а именно смене опускания поднятием, либо глобальному повышению и понижению уровня моря. Великий австрийский геолог Эдуард Зюсс предложил для глобальных событий второго типа термин **эвстазия**. Он наметил три подхода к их изучению. Первый основан на исследовании современных береговых линий и пригоден поэтому только для анализа самых последних геологических событий. Второй и третий, опирающиеся на анализ осадочных формаций и прослеживание изменения береговых линий древних морей, годятся для всего фанерозоя.

Наиболее трудная часть таких исследований состоит в исключении влияния местной тектоники и в отделении **эвстатического события** от **регионального фона**. Необходимо также возможно более точное определение относительных скоростей и суммарной величины подъемов и понижений уровня моря и выявление их причины.

**Характер разрезов.** Наилучший материал по этой проблеме был получен при изучении мелководных морских толщ на относительно стабильных структурах. Если глубина моря была достаточно мала, то даже незначительные колебания уровня моря могли существенно отразиться на характере осадконакопления. Необходимым условием выявления эвстатических колебаний является дробное биостратиграфическое расчленение.

При этом следует учитывать, что различные фации не могут одинаково реагировать на эвстазию. Последовательные подъемы и падения уровня моря могут быть четко выражены на окраинах осадочного бассейна, в то время как в центральных его частях более глубоководные осадки будут изменяться слабо. Например, на удаленной от берега отмели, лишенной привноса терригенного материала, регрессивные эпизоды в карбонатном разрезе могут быть выражены либо как приостановки в осадконакоплении (*omission surfaces*), либо как горизонты твердого дна (*hard grounds*). Следует также помнить, что эвстатическое повышение уровня моря только тогда приводит к трансгрессии, когда привнос терригенного материала невелик. Представления об эвстатическом контроле становятся правдоподобными, если время углубления бассейна хорошо совпадает с трансгрессиями на береговой линии, а время обмеления - с регрессиями. Если же представляется возможность доказать межконтинентальное совпадение во времени этих процессов, то эвстазия может быть окончательно доказана. Альтернативным может быть предположение о том, что континенты

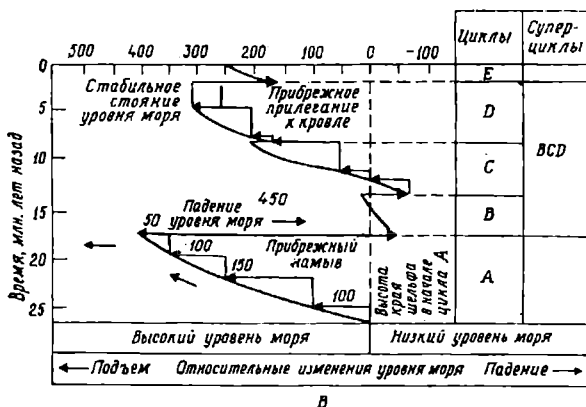
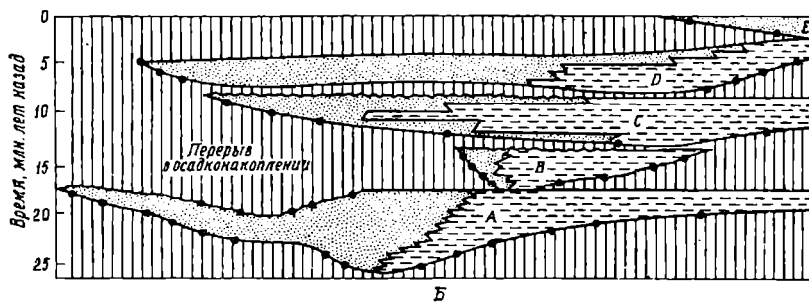
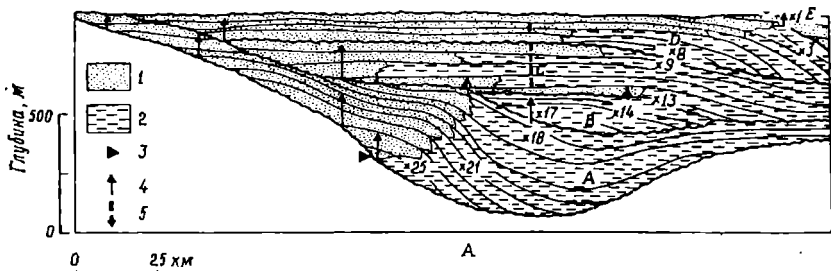


Рис. 1.14. Переход от стратиграфического разреза к хроностратиграфическим таблицам и региональным таблицам циклов относительных колебаний уровня моря. А - профиль: 1 - прибрежные отложения, 2 - морские отложения, 3 - первоначальный край шельфа, 4 - прибрежный намыв, 5 - смещение уровня моря вниз. Цифры с косым крестом означают возраст в млн. лет, Б - хроностратиграфическая схема; В - региональная схема циклов относительных изменений уровня моря.

двигаются вверх и вниз одновременно, но такая идея выглядит значительно менее правдоподобной, чем представление об изменениях уровня моря.

Попытки выявить литологические и палеонтологические критерии распознания углубления и обмеления в разнофациальных эпиконтинентальных разрезах показали сопоставимость подобных событий на площадях в сотни тысяч квадратных километров независимо от локальных тектонических и фациальных особенностей. Важно выяснить относительные скорости подъема и падения уровня моря, что является безусловно очень непростой задачей.

Согласно Э. Хэллему [1983] существует несколько вариантов, изображенных на рис. 1.13. К ним относятся: а - короткие фазы быстрого подъема уровня моря, которые разделяются более длительной фазой его стабильного положения; б - умеренный по скорости подъем, сменяющийся умеренным понижением без промежуточной фазы стабильного стояния; в - медленный подъем, сразу же сменяющийся быстрым падением; г - быстрый подъем, сразу же сменяющийся медленным понижением; д - быстрые подъем и падение, разделяемые длительной фазой стабильного стояния. Выбор между этими вариантами непрост, но как кажется на примере юрских и меловых отложений Европы, большая часть циклов отвечает моделям в и д, или же комбинациям моделей г и д.

Третий из предложенных Э. Зюссом путей изучения эвстатических колебаний заключается в нанесении на равноплощадную карту континентов областей развития морских фаций определенного возраста, вычислении площадей этих областей и прослеживании изменений этих площадей во времени. Данные, полученные в результате прослеживания изменения фаций по разрезу, то-есть во времени, и на площади могут служить основой для построения суммарной эвстатической кривой для определенного промежутка геологического времени. Примером таких исследований могут являться уже упоминавшиеся публикации Э. Хэллема для юры Западной Европы [Hallam, 1978], а также Дж. Ханкока и Э. Кауффмана для позднего мела Западного Внутреннего бассейна США и Западной Европы [Hancock, Kauffman, 1979]. Авторы указывают, что для установления эвстатического контроля необходимы доказательства синхронности главных трансгрессий и регрессий, а также более или менее одинаковых масштабов трансгрессий в каждой из стабильных структур с одинаковым рельефом.

Переворот в научных представлениях геологов вызвал метод сейсмического профилирования, который привел к формированию новой научной дисциплины **сейсмостратиграфии**. Сейсмостратиграфия - это

геологический подход к стратиграфической интерпретации сейсмических данных. Первичные сейсмические отражения вызваны физическими поверхностями раздела в породах, к которым главным образом относятся поверхности напластования и несогласия, разделяющие породы с разной плотностью и скоростью сейсмических волн. Эти поверхности, как правило, совпадают с хроностратиграфическими границами. Крупные стратиграфические единицы, сложенные относительно согласной последовательностью слоев с нижней и верхней границами, определяемыми несогласиями, названы осадочными комплексами или **секвенциями**.

Характер стратиграфического несогласия - главный критерий выделения различных типов границ осадочных комплексов [Vail et al., 1977]. Вместе с полученными в результате бурения литофациальными данными характер несогласий между секвенциями используются для выяснения относительных изменений уровня моря в данном регионе.

На относительное поднятие этого уровня указывает береговое перекрытие (*coastal onlap*), - последовательное смещение в сторону берега литоральных или прибрежных фаций. Вертикальная и горизонтальная составляющие такого перекрытия названы соответственно прибрежный намыв или аградация (*aggradation*) и приращение берега (*coastal encroachment*). Эти данные могут быть использованы для количественной оценки величины подъема уровня моря. Прибрежное прилегание к кровле (*coastal toplap*) характерно для относительно стабильного уровня моря, но может формироваться и в период относительного стабильного поднятия этого уровня при интенсивном терригенном сносе с континента. Относительное понижение уровня моря происходит достаточно резко и отражается в смещении прибрежных фаций в сторону бассейна (рис. 1.14).

В работах, которые являются одними из наиболее значительных вкладов в изучение эвстазии [Vail et al., 1977, Haq et al., 1987], использовано огромное количество фактического материала и разработана эвстатическая кривая для всего фанерозоя. Предполагается, что уровень моря сначала относительно быстро поднимался до пика в позднем кембрии, затем испытывал постепенное понижение в течении всего палеозоя, за которым последовал мезозойский подъем до позднемелового периода включительно, сменившийся кайнозойским падением до аномально низкого современного уровня. На фоне главной тенденции выделяется серия циклов второго, третьего и четвертого порядков, которые отчетливо фиксируются, начиная с мезозоя. Длительность циклов второго порядка 10-80 млн.лет, третьего - 1-10 млн.лет. И те и другие имеют заметный асимметричный характер с

постепенным подъемом и резким падением.

Несмотря на существующие многочисленные неопределенности и противоречия, а также усилившуюся в последние годы критику "кривой Вейла" в изучении процессов эвстазии наметился значительный прогресс. Наиболее ожесточенные споры вызывают причины эвстазии. Самой ее очевидной причиной до последнего времени считались процессы чередования таяния и образования ледников, а именно гляциозвстазия. Новые океанографические исследования позволили предположить, что эвстатические колебания могли вызываться динамикой океанических хребтов. В частности было показано, что большая поздне меловая трансгрессия хорошо коррелируется с периодом ускоренного спрединга, который вызвал резкое увеличение объема срединных океанических хребтов [Haas, Pitman, 1973]. Кроме того поздне меловое эвстатическое повышение может быть результатом заметного раздвижения континентов Пангеи и удлинением системы срединных океанических хребтов. Таким образом кинематика литосферных плит, определяемая вариациями теплового потока в мантии могла быть главным определяющим фактором, регулирующим эвстатические колебания уровня моря [Милановский и др., 1992].

### 1.7 Космические события

По существующим в настоящее время оценкам [McLaren & Goodfellow, 1990] столкновения Земли с космическими телами, диаметр которых  $\geq 5$  км, в течение фанерозоя происходили каждые 7-14 млн. лет. Тела такого диаметра образуют на поверхности планеты кратеры размером  $\geq 100$  км. Соответственно болиды диаметром  $\geq 10$  км, формирующие кратеры диаметром  $\geq 200$  км, встречаются с Землей в среднем 1 раз за 55 млн. лет.

Было проведено компьютерное моделирование условий, возникающих при падении в океан глубиной 5 км астероида диаметром 10 км (имеющего скорость 20 км/сек) [Roddy et al., 1988]. Катастрофический эффект такого события чрезвычайно велик:

1. Огромная масса разреженного воздуха с температурой 20000° быстро распространяется от места падения и вызывает колоссальные пожары.

2. Образующийся кратер содержит разрушенные и расплавленные породы со специфическими минералогическими и геохимическими характеристиками. Возникают огромные цунами, особенно разрушительные на шельфе, где в результате этого формируются специфические катастрофические отложения.

3. Освобождающаяся энергия способна вызвать землетрясение до 12 баллов по шкале Рихтера, сформировать осадочные призмы вдоль

и геохимическими характеристиками. Возникают огромные цунами, особенно разрушительные на шельфе, где в результате этого формируются специфические катастрофические отложения.

3. Освобождающаяся энергия способна вызвать землетрясение до 12 баллов по шкале Рихтера, сформировать осадочные призмы вдоль континентального склона и инициировать вулканическую и гидротермальную деятельность.

4. Около  $105 \text{ км}^3$  раздробленных пород и  $9 \times 10^{13} \text{ т}$  породообразного материала поднимаются на высоту до 100 км. Около 80-90% из них возвращаются на поверхность, формируя покров выбросов, окружающий кратер. Однако, 10-20% остается в атмосфере в течение нескольких месяцев, постепенно выпадая на значительную часть поверхности земли. При этом из части испарившегося материала образуются микротектиты. Происходят значительные изменения химического состава атмосферы. Непрозрачность атмосферы в этот период резко уменьшает фотосинтез. Океан может охлаждаться на  $3-4^\circ$ , а поверхность континентов на  $40^\circ$ .

## **ГЛАВА 2. ГЛОБАЛЬНОЕ КАТАСТРОФИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ РУБЕЖА МААСТРИХТ/ДАНИЙ**

Рубеж маастрихт/даний (М/Д) привлекает к себе внимание уже только потому, что он является одновременно границей более высоких геохронологических (стратиграфических) таксонов: периодов (систем) мелового и палеогенового и даже эр - мезозойской и кайнозойской и занимает исключительное место в фанерозойской истории Земли.

С границей М/Д связывают резкое, по оценкам многих исследователей катастрофическое, изменение земной биоты. Происходившие на рубеже М/Д события оставили глубочайший след в стратисфере и привели к весьма существенным изменениям жизни на земле. К одному из таких весьма заметных изменений относится известное всем "вымирание динозавров", благодаря которому этот рубеж получил название "великого мезозойского вымирания". Интереснейшим моментом в характеристике этой границы можно считать обнаруженные в разных регионах повышенные концентрации металлов-платиноидов космического происхождения, в частности иридия. Именно этот факт привлек к М/Д рубежу внимание не только геологов и палеонтологов, но и исследователей самых различных областей современной науки, в числе которых можно назвать известнейших физиков-ядерщиков. Именно эти исследователи настаивают на космической природе М/Д события.

Уникальность М/Д рубежа в фанерозойской истории Земли признается всеми исследователями. Однако, в оценке происходивших событий и, особенно, в объяснении причин их вызывавших, высказываются различные мнения, концепции, взгляды. Большое разнообразие представлений можно свести к двум основным группам. Первую группу составляют представления, которые ведущую роль отводят космическим причинам. Ко второй группе принадлежат концепции, связывающие события рубежа М/Д с действием так называемых "земных" сил.

### **2.1. Особенности границы мела и палеогена.**

Интересные материалы для разработки модели событий, происходивших на рубеже маастрихта и дания, были получены в результате изучения разрезов полуострова Мангышлака (Западный Казахстан, рис. 2.1). Именно здесь впервые на Евро-Азиатской территории были обнаружены в 1980 г. разрезы с повышенными концентрациями иридия в "глинах" на рубеже маастрихта и дания. Описание отложений, пограничных между мелом и палеогеном Мангышлака, содержатся в ряде работ [Найдин, 1986; Найдин и др., 1990]

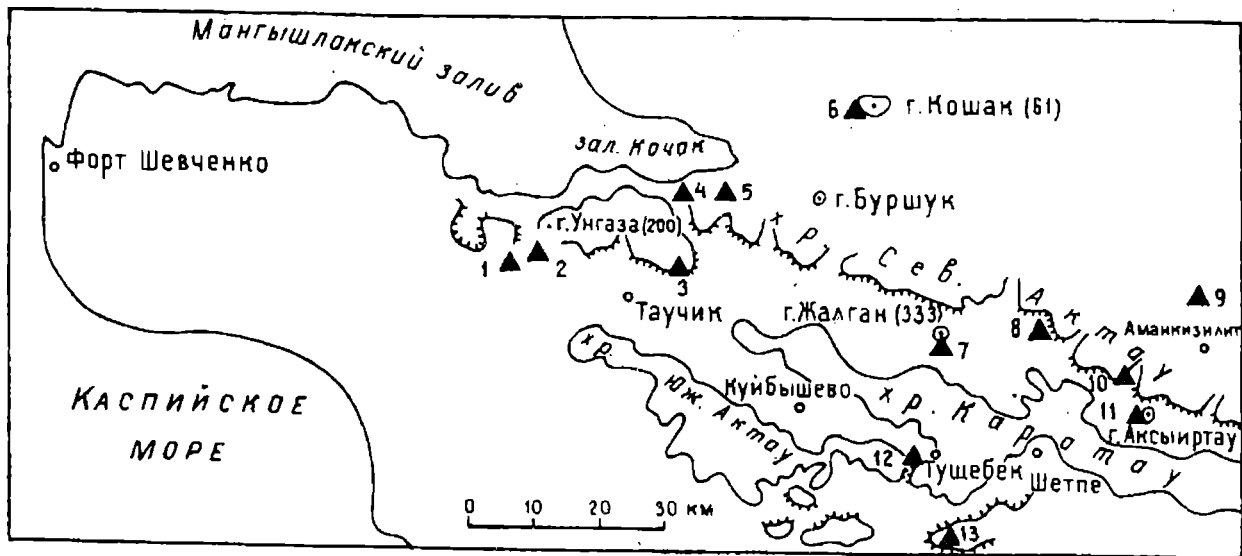


Рис. 2.1. Схема расположения изученных разрезов:  
6 - Кошак; 9 - Кызылсай.

Этот интервал представлен здесь эпиконтинентальными карбонатами, которые формировались в мелководных условиях. Глубины накопления осадков не превышали 50-200 м. Характерной особенностью карбонатной толщи Мангышлака является наличие весьма непродолжительных перерывов типа "твердого дна" (ТД) и прослоев так называемых "глин" (рис. 2.2).

### **2.1.1. Седиментологическая характеристика пограничных отложений**

На территории Северного Мангышлака можно выделить два типа разрезов с маастрихт-датской границей. Первый тип разрезов характеризуется наличием перерыва типа ТД на исследуемом рубеже.

В разрезах второго типа на контакте М/Д развит прослой "пограничных глин". По своему общему облику "пограничные глины" почти не отличаются от обычных для карбонатных толщ прослоев глин. Отличия устанавливаются прежде всего в поле: "пограничные глины" разделяют отложения, содержащие совершенно различные комплексы макро- и микрофауны - маастрихтский и датский. Во-вторых, они отличаются несколько меньшей карбонатностью, но самое существенное их отличие - повышенные концентрации иридия и присутствия в них зерен ударно-метаморфизованного кварца. Прослой "глин" на границе маастрихта и дания содержит значительный процент гидрослюд - до 20% и хлорита - от 5 до 15%.

Разрезы первого типа прослеживаются на протяжении многих десятков километров по северной периферии хр. Северный Актау в полосе перехода к Бузачам. Непрерывный переход от маастрихта к данию присутствует всего лишь в двух разрезах - Кошак и Кызылсай, расстояние между которыми 60 км.

Нахождение почти рядом разрезов двух типов - одна из особенностей маастрихт-датской карбонатной толщи Мангышлака. В подавляющем большинстве других регионов (включая океаны) наиболее обычен контакт М/Д первого типа при весьма незначительном стратиграфическом hiatus и отсутствии углового несогласия между маастрихтом и данием. Разрезы второго типа встречаются значительно реже.

Литологический состав пород на рубеже М/Д в мангышлакских разрезах меняется, хотя и несущественно: маастрихт - это преимущественно писчий мел белого цвета, тогда как даний сложен крепкими желтовато-серыми известняками, в основании которых местами развит белый грубый мел. Смена литологического состава выражена весьма четко не только в разрезах с "твердым дном", но и в разрезах с "пограничными глинами".

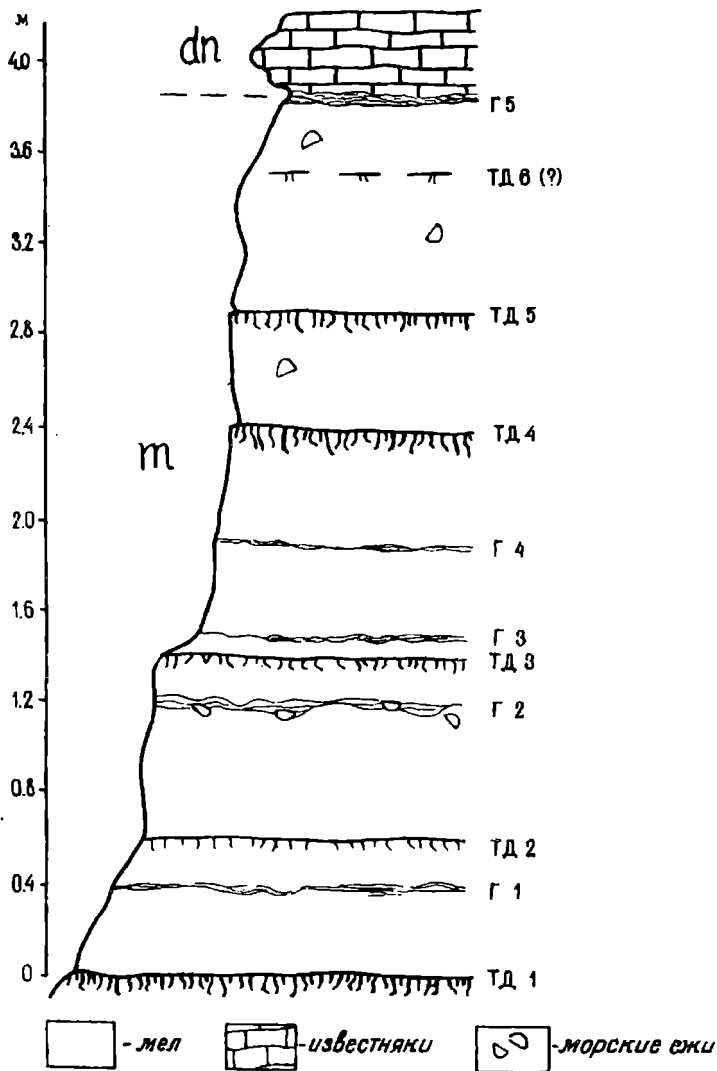


Рис. 2.2. Мел терминального маастрихта с образованиями «твёрдого дна». Условно показаны поверхности ТД1-ТД6 и «прослои глин» Г1-Г5. [Найдин, Копаевич, 1988]

Палеонтологический состав маастрихтского мела и датских известняков резко различен. Аммониты и белемниты исчезают на рубеже М/Д, меняются комплексы брахиопод и двустворок. Иголокожие (морские ежи и морские лилии) весьма обильны как в маастрихте, так и в дании, однако маастрихтские и датские их комплексы существенно различны [Найдин и др., 1990а] (рис. 2.3, 2.4).

Комплексы планктонных фораминифер и известковистого нанопланктона претерпевают на рубеже М/Д весьма радикальные изменения [Найдин и др., 1990]. Отмечается их общее обеднение в нижних горизонтах дания по сравнению с подстилающими и покрывающими отложениями (рис. 2.5). Обеднение комплекса планктонных фораминифер (ПФ) в маастрихтских припограничных слоях происходит постепенно. Последний уровень, содержащий богатый комплекс ПФ прослеживается в 3х м ниже "глин" в разрезе Кызылсай и в 4,5 м ниже в разрезе Кошак. В последующих образцах остаются редкие представители мелких, так называемых "космополитных таксонов", имеющих широкий стратиграфический диапазон и обширные географический ареалы и сравнительно легко переживающих любые стрессовые ситуации. Распределение остатков кокколитофорид позволяет установить следующую последовательность: обильный маастрихтский комплекс, резкое обеднение в глинах и одновременное единичное появление датских форм; бедный комплекс нижних горизонтов дания, состоящий из космополитных меловых видов с единичными датскими элементами и затем типично датско-палеоценовые виды [Найдин и др., 1990б]. По К. Перш-Нильсен в начале дания сохранялось видовое разнообразие известкового нанопланктона, но при этом резко сократилась численность кокколитов. Меловые кокколиты в основании дания являются действительно пережившими, а не переотложенными формами. Это подтверждается изотопными сигналами значений  $d^{18}O$  и  $d^{13}C$  кальцита раковин одного и того же вида из маастрихта и дания. Они являются резко различными [Hallam, Perch-Nielsen, 1990].

"Пограничные глины", а также нижние 1,5 м известняков дания в разрезе Кызылсай и 2,5 м грубого мела и известняков кошакского разреза практически не содержат планктонных фораминифер - это "апланктонная" зона, выделяемая и в других регионах мира.

В целом в распределении ПФ и бентосных фораминифер (БФ) во многих регионах мира, а также остракод и нанофоссилий имеется одна общая особенность - таксономическое обеднение нижних горизонтов дания в сравнении с подстилающими и покрывающими отложениями. Изменения эти происходят не столь резко, как это

# Кызылсай

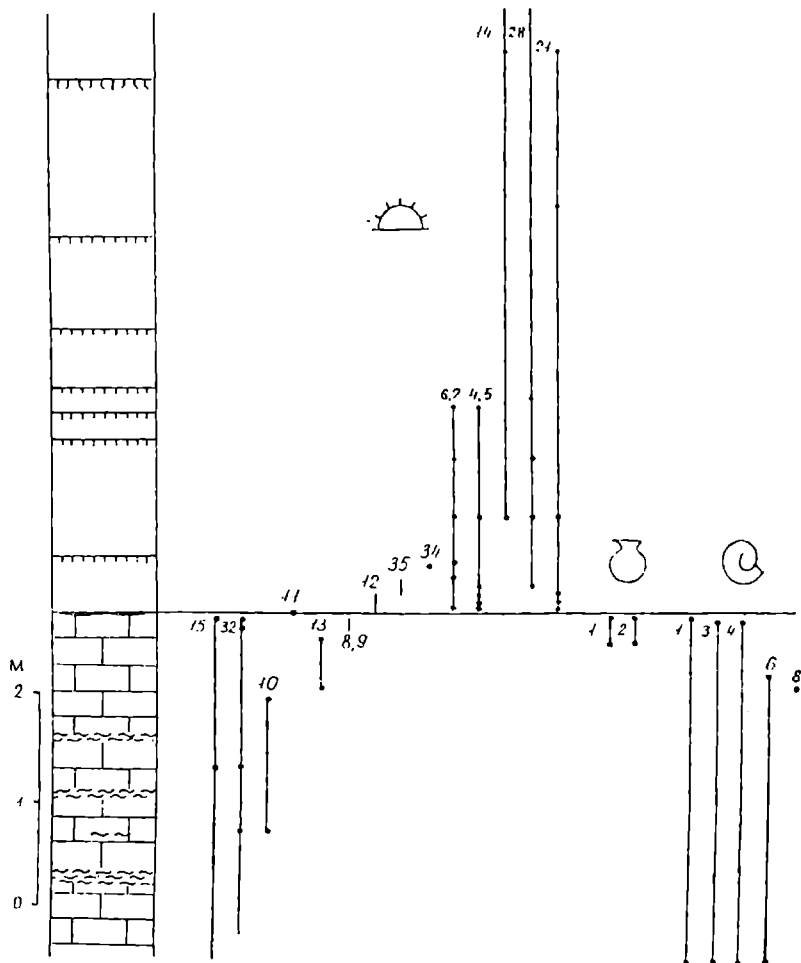


Рис. 2.3. Распределение остатков макрофауны в разрезе Кызылсай. [Найдин и др., 1990а]

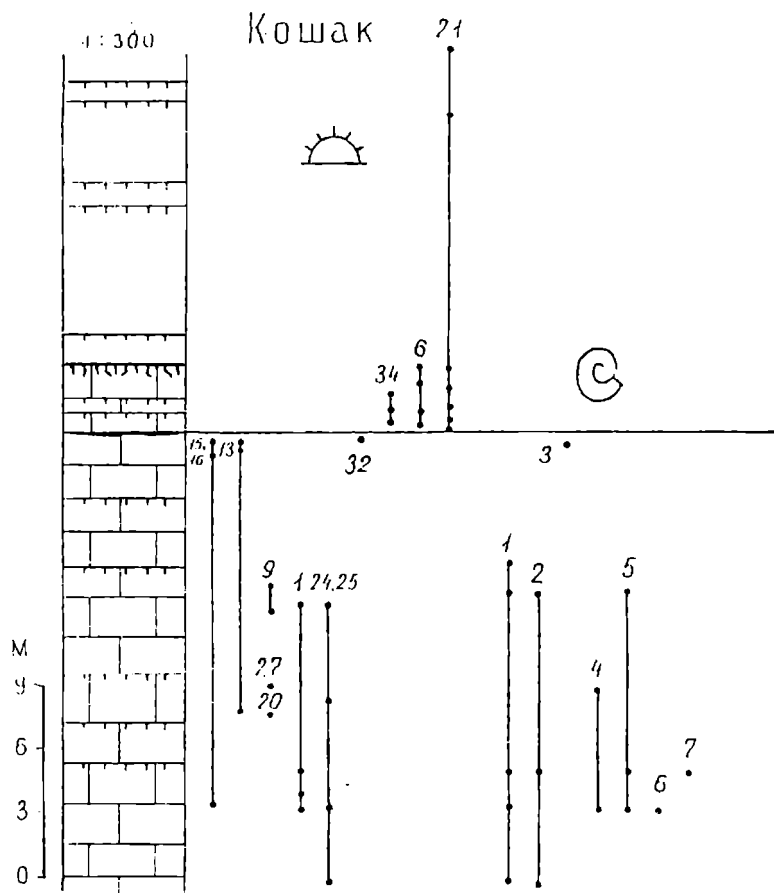


Рис. 2.4. Распределение остатков макрофауны в разрезе Кошак [Найдин и др., 1990а]

представлялось ранее, датские примитивные формы появляются еще в маастрихте, отдельные виды ПФ и кокколитофорид пересекают пограничный рубеж. Было высказано предположение, что "апланктонная" зона начала дания отражает интервал времени, когда была весьма значительно снижена продуктивность пелагиали и морская биота еще не оправилась после потрясений, вызванных ее массовой гибелью. По К. Сю [Hsu, 1986], это стадия почти безжизненного "strangelove" ("чуждого любви") океана. Ориентировочно длительность интервала особенно низкой продуктивности оценивается от 80-88 до 117-147 тыс. лет [Найдин и др., 1990]. Датские известняки Мангышлака, как и в разрезах Дании и Швеции, отличаются более высокой магнизиальностью по сравнению с маастрихтским мелом. Это отражает уменьшение от маастрихта к данию роли участия в карбонатнакоплении низкомагнизиальных скелетных элементов кокколитофорид, что, вероятно, было связано со снижением общей продуктивности пелагиали [Найдин и др., 1986].

Как и в других регионах мира, на Мангышлаке "пограничные глины" располагаются в пределах интервала обратной магнитной полярности 29R. Мощность отложений, охваченных этим интервалом в разрезе Кызылсай, всего лишь несколько десятков сантиметров [Найдин, 1986]. Между тем в разрезах других регионов мощность интервала измеряется метрами [Alvarez et al., 1977]. Так, в опорном магнитостратиграфическом разрезе Губбио (Северная Италия) граница М/Д располагается в верхней части пачки мощностью 5 м, отвечающей магнитной зоне обратной полярности. На Мангышлаке за счет наличия горизонтов "твердого дна" происходит сокращение мощности, но не номинативной полноты карбонатного разреза М/Д.

**2.1.2. Геохимия пограничных отложений. Изотопия углерода и кислорода.** Важная роль в интерпретации физико-географических условий времени перехода от маастрихта к данию принадлежит изотопным данным. По разрезам Кошак и Кызылсай установлен общий негативный сдвиг  $\delta^{13}\text{C}$  от маастрихтских средних значений  $\pm 2,3\text{-}2,4\%$  к средним значениям  $+ 1,4\%$  для дания. Причем сдвиг происходит не на палеонтологически доказанной границе М/Д, то есть в "пограничных глинах", а в 0,6-0,7 м выше их [Найдин, Копаевич, 1988; Найдин, Кияшко, 1989]. Таким образом, по мангышлакским эпиконтинентальным карбонатам подтверждается установленное во многих регионах мира закономерное "облегчение" изотопного состава углерода от маастрихта к данию, что истолковывается, как уменьшение продуктивности пелагиали в дании. Изотопный состав кислорода датских известняков сдвинут в негативную сторону по сравнению с маастрихтскими

Кызылсай Фораминиферы  
планктон (ПФ)

Нанопланктон  
(НН)

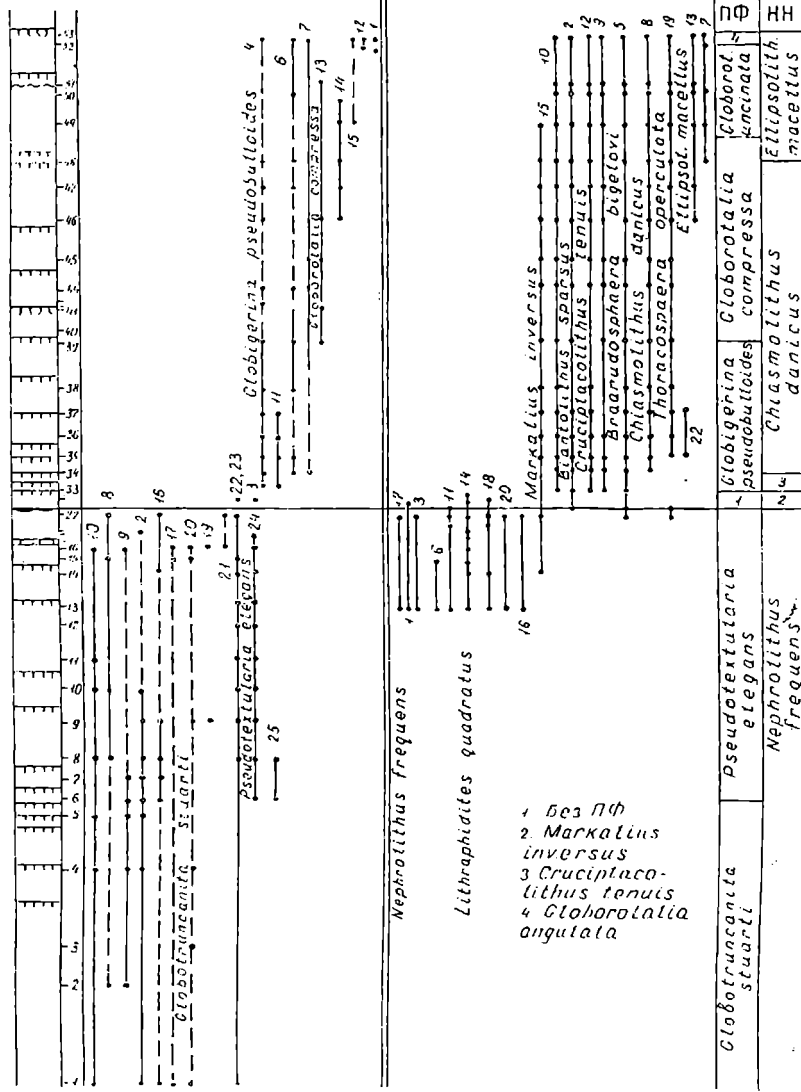


Рис. 2.5. Распределение планктонных фораминифер и нанофоссилий в разрезе Кызылсай. [Найдин и др., 1990б]

значениями  $\delta^{18}\text{O}$ : от 2,0 к 2,7-2,8‰, что можно трактовать как потепление в датское время примерно на 3°C. Сдвиг значений  $\delta^{18}\text{O}$ , как и для  $\delta^{13}\text{C}$ , происходит несколько выше "пограничных глин" (рис. 2.6,2.7).

Принципиально важными представляются результаты детальных изотопных определений в интервале перехода маастрихт/даний. Полученные значения  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  испытывают некоторые колебания, отличные от средних маастрихтских и датских цифр.

Так, в разрезе Кошак для верхних 0,8 м маастрихтского мела значения  $\delta^{13}\text{C}$  изменяются от 1,95 до 2,46‰, а  $\delta^{18}\text{O}$  от -1,75 до -2,16‰. В 0,8 м грубого мела основания дания  $\delta^{13}\text{C}$  меняется от 1,61 до 2,28‰, а  $\delta^{18}\text{O}$  от -0,66 (расчленяющийся прослой "глин" в 0,6-0,7 м выше "пограничных глин") до -2,60‰ (рис. 2.6).

В разрезе Кошак из зоны непосредственного контакта М/Д были отобраны пробы в среднем через 1 см из самой верхней части маастрихтского мела (18 см) и основания датского грубого мела (12 см). Получены практически не меняющиеся значения  $\delta^{13}\text{C}$  2,21-2,56‰ для маастрихта, такого же порядка для прослоя "пограничных глин" мощностью 1 см (2,22-2,51‰, 4 пробы), по датскому грубому мелу регистрируется снижение значений  $\delta^{13}\text{C}$  снизу вверх от 2,37-2,47 до 1,89-1,98‰.

Более заметны колебания  $\delta^{18}\text{O}$ : в маастрихте от -1,65 до -1,92‰ (интервал 15-18 см ниже "пограничных глин"), от -2,04 до -2,40 (4-14 см), от -1,39 до -1,68‰ (самые верхние 3 см). В прослое "пограничных глин"  $\delta^{18}\text{O}$  (по 4 замерам) -1,12 - -1,14‰; такой же порядок цифр для нижних 3 см дания: от -1,14 до 1,55‰, а вот для промежутка 4-12 см выше "пограничных глин" определены заметно иные значения  $\delta^{18}\text{O}$ : от -2,23 до -2,73‰.

В обоих разрезах  $\delta^{18}\text{O}$  "пограничных глин" сдвинута в позитивную сторону относительно как маастрихтских, так и датских значений. Ориентировочно рассчитано, что поверхностная температура воды мангышлакского моря во время накопления "пограничных глин" была примерно на 4°C ниже маастрихтских температур. Возможно еще одно снижение температуры отражает пик наиболее положительных значений  $\delta^{18}\text{O}$ , регистрируемый в разрезе Кошак в расщепляющемся прослое "глин" в 0,6-0,7 м выше границы М/Д. А. Саркар и др. [Sarcar et al., 1992] для "пограничных глин" разреза Кошак реконструируют наступление очень быстрого (1000 лет) похолодания.

В "пограничных глинах" кызылсайского разреза значения  $\delta^{13}\text{C}$  сдвинуты в положительную сторону весьма незначительно по

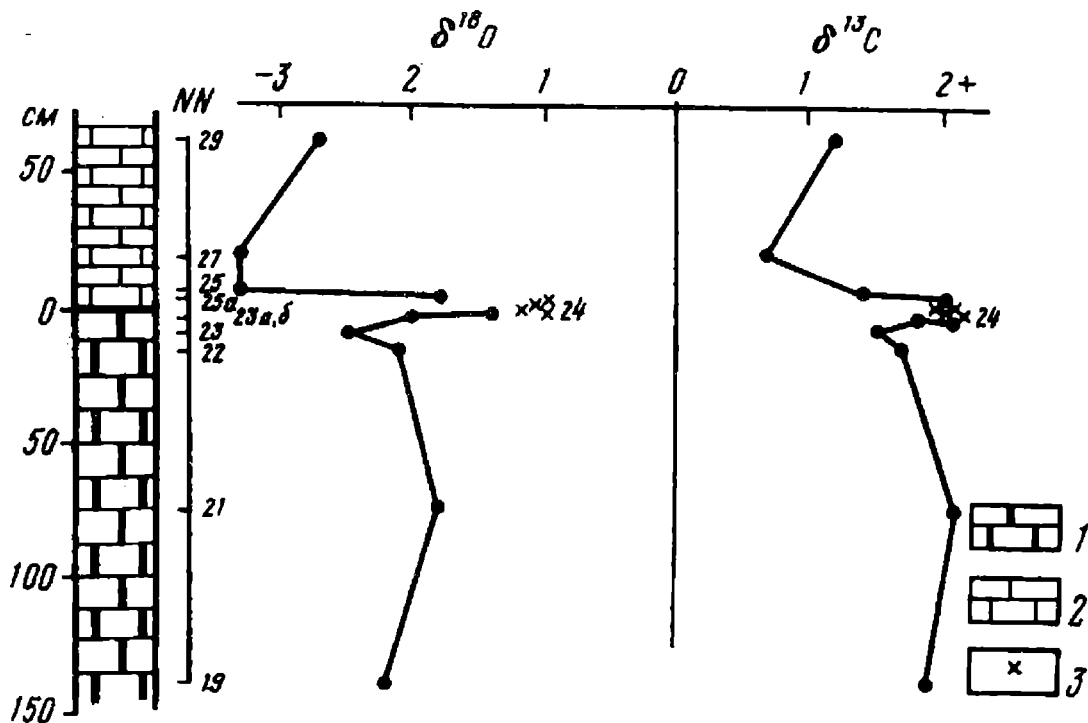


Рис. 2.6. Изотопный состав кислорода и углерода  $\text{CaCO}_3$  маастрихтского мела, датских известняков и прослоя "глин" в разрезе Кызылсай [Найдин, Копеевич, 1988] 1 - мел; 2 - известняки; 3 - пробы из "глин".

сравнению с маастрихтскими цифрами и несколько более заметно сравнительно с датскими цифрами  $\delta^{13}\text{C}$  [Найдин и др., 1986].

В разрезе Кошак, как было указано выше, изотопный состав углерода "пограничных глин" не отличается от значений  $\delta^{13}\text{C}$ , полученных по пробам, отобранным непосредственно как ниже, так и выше. Какие-либо изменения продуктивности пелагиали по значениям  $\delta^{13}\text{C}$  не могут быть предположены. А. Саркар и другие [Sarcar et al., 1992] по разрезу Кошак также регистрируют весьма плавное изменение содержания  $\delta^{13}\text{C}$  в зоне перехода от маастрихта к данию, что свидетельствует о весьма постепенном изменении продуктивности. Содержание  $\text{C}_{\text{орг}}$  в пограничных "глинах" и в прослое "глин" в 0,6 м выше очень невелико: 0,07-0,14%, что лишь незначительно выше фона для чистых карбонатов. Таким образом по  $\text{C}_{\text{орг}}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в разрезе Кошак на рубеже М/Д "скачок" в продуктивности не регистрируется.

Приведенные сравнительные данные показывают, что для перехода М/Д, значения  $\delta^{18}\text{O}$  на Мангышлаке изменяются более контрастно по сравнению с  $\delta^{13}\text{C}$ . Заметим также, что приведенные выше ориентировочные значения температуры для рубежа М/Д не выходят за пределы колебаний температур во время накопления толщ из чередующихся слоев мел(известняк)/мергель. Каких-либо резких температурных "скачков" не было.

В статье Д.П. Найдина и С.И. Кияшко [1989] приведен краткий обзор изотопных определений на границе М/Д в различных регионах мира. Была отмечена противоречивость результатов, опубликованных различными авторами: регистрируется то "утяжеление", то "облегчение" значений  $\delta^{18}\text{O}$  и соответственно делается вывод то о похолодании, то о потеплении непосредственно на рубеже М/Д. Точно также и цифры  $\delta^{13}\text{C}$  для границы М/Д предлагаются различные: их можно трактовать то как уменьшение, то наоборот, как повышение продуктивности пелагиали. В статье была приведена оценка опубликованных изотопных материалов и рассмотрены причины их неопределенности.

Пересмотр опубликованных данных (включая новые, не охваченные упомянутым обзором) показал, что пики значений  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  точно на границе М/Д в значительной степени являются артефактом, возникающим вследствие генерализации изотопных цифр при их графической подаче. Так, в работе Д. Моунта и его соавторов [Mount et al., 1986] на графике, где мощность дана в масштабе 1:2000 (то есть в 1 см 20 м) резкие негативные пики  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$  показаны

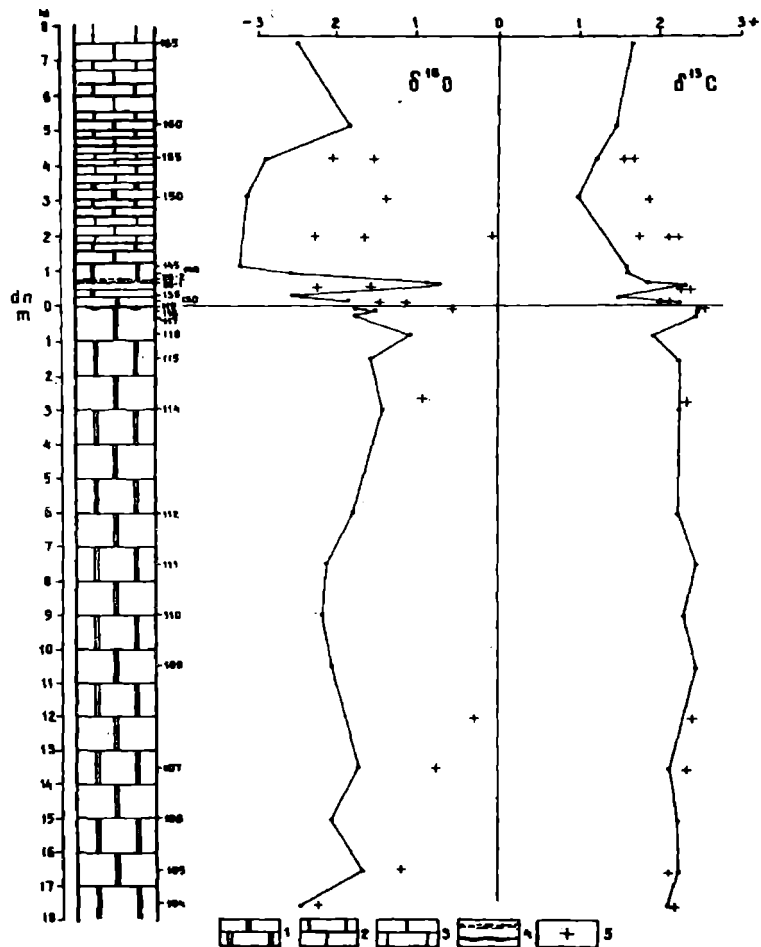


Рис. 2.7.  $\delta^{18}\text{O}$  и  $\delta^{13}\text{C}$  в отложениях, пограничных между маастрихтом и данием. Кошак [Найдин, Копаевич, 1988]  
 1 - мел; 2 - грубый мел; 3 - известняки; 4 - прослой "глин"; 5 - пробы из панцирей морских ежей.

точно на границе М/Д. Однако из текста следует, что пики негативных значений для кислорода располагаются в 15 см, а для углерода в 8 см выше границы М/Д. Причем каждый из этих пиков состоит из нескольких меняющихся значений.

Резкий негативный сдвиг значений  $\delta^{13}\text{C}$ , определенных по тонкой карбонатной фракции осадка на поднятии Шатского (северо-запад Тихого океана), происходит очень близко к границе М/Д, но не на самой границе [Gerstel et al., 1986]. Это не слишком заметно на графике, на котором мощность дана в метрах (и поэтому можно говорить, что резкий скачок происходит именно на границе), и очень четко видно на графике, данном в сантиметровом масштабе.

Колебания изотопного состава С и О, установленные в разрезах океанов, в целом происходили как до, так и после границы М/Д [Zachos et al., 1989].

Опубликованные цифры в своем большинстве реальны, а их весьма значительная изменчивость скорее всего связана с общей нестабильностью физико-географических условий рубежа М/Д. Сам прослой "пограничных глин" в различных регионах выражен различно. Если на Мангышлаке его мощность 1-2 см, то в разрезе Гредеро (Италия) 10 см, а на Копетдаге порядка 15 см. Не исключено, что объем "пограничных глин" различными исследователями понимается различно, что скорее всего отражает региональные условия формирования "глин". Таким образом во время накопления "пограничных глин" обстановка их образования регионально не была одинаковой. Физико-географические условия изменялись в пространстве не только во время образования "пограничных глин", но как до, так и после их формирования, что и регистрируется изотопными данными.

**2.1.3. Палеогеографические реконструкции.** При интерпретации мангышлакских разрезов с "пограничными глинами" необходимо достаточно ясно себе представлять развитие событий в океаносфере, происходивших в меловой период.

Может быть набросан следующий эскиз сценария событий, происходивших на рубеже М/Д. В океанах и обширных эпиконтинентальных морях после "планктонного взрыва" [Найдин и др., 1986] с турона и до маастрихта установилась устойчивая и в общем равномерная планктоногенная седиментация. Отложения верхнего мела сложены преимущественно скелетными элементами нанопланктона и в меньшей степени зоопланктона. Остатки бентоса и нектона не имели сколько-нибудь существенного породообразующего значения. Принос материала с суши в огромные пространства океанов

и морей, удаленные от берегов, был ничтожен. В условиях теплового равномерного, не отличавшегося сезонной контрастностью климата позднего мела эрозия суши почти прекращалась. Начальная стадия формирования планктоногенных осадков связана с фотосинтезирующей деятельностью обитавших в верхних освещенных слоях воды автотрофных растений. Под воздействием световой энергии фитопланктон, потребляя  $\text{CO}_2$ , продуцировал органическое вещество. Первичная продуктивность осуществлялась как бесскелетными, так и скелетными формами. Важнейшее значение имели представители фитопланктона, продуцировавшие известковистые и кремниевые скелетные элементы. Наиболее широко были распространены известковистые нанофоссилии кокколитофорид (золотистые водоросли), которые для построения скелетных элементов извлекали из воды  $\text{Ca}^{++}$ . Карбонатные сферы кальцисферулид местами были обычны. Диатомеи и силикофлагеллаты (одноклеточные жгутиковые) формировали скелетные элементы из различных кристаллографических модификаций  $\text{SiO}_2$ . Динофлагеллаты в основном принадлежат к микрофитопланктону, но бывают формы с известковыми цистами [Willems, 1988].

Таким образом, скелетные элементы ряда представителей фитопланктона принимали участие в формировании осадка. Особенно важны в процессах осадкообразования были скелеты автотрофных организмов. В первую очередь должны быть упомянуты известковые кокколитовые и кремнистые диатомовые илы. Часть продукции пелагиали и, следовательно, осадка создается скелетами представителей следующего звена пищевой цепи - гетеротрофными организмами: фораминиферами ( $\text{CaCO}_3$ ) и радиоляриями ( $\text{SiO}_2$ ).

Особо следует остановиться на месте, занимаемом в жизни пелагиали, сверхмелкими одноклеточными организмами, объединяемыми в так называемый пикопланктон (размер клеток от 0,2 до 2 мкм). В его составе, кроме гетеротрофов, значительная роль принадлежит автотрофам. Показано, что в олиготрофных зонах Атлантического океана автотрофный пикопланктон является метаболически активной компонентой, создающей до 60% всей общей первичной продукции [Platt et al., 1983]. Гетеротрофные представители пикопланктона - сверхмелкие одноклеточные организмы - также могли быть важным начальным звеном в трофических цепях. Установлено, что биомасса планктонных инфузорий иногда может быть равна биомассе остального зоопланктона. В литературе существуют достаточно противоречивые оценки продуктивности современного океана. Что касается геологического прошлого, то на современном

уровне развития науки совершенно невозможно определить палеопродуктивность.

Тем не менее для интерпретации событий рубежа М/Д необходимы хотя бы ориентировочные оценки морской продуктивности конца мезозоя. К подобной оценке можно подойти в сравнительном плане. Так, продуктивность в позднемеловую эпоху была выше сравнительно с продуктивностью раннемеловой эпохи. Прежде всего потому, что акватории эпиконтинентальных морей в раннем мелу были значительно менее обширными по сравнению с поздним мелом.

Как можно судить по составу породообразующих компонентов верхнемеловых отложений, основная роль в продуцировании биомассы принадлежала известковому нанопланктону и диатомовым, и в меньшей степени зоопланктону. В условиях теплого климата позднего мела в океанах и обширных эпиконтинентальных морях продуктивность пелагиали не была высокой. Однако карбонатная продуктивность пелагиали была достаточной для накопления в конечном счете отложений, мощность которых измеряется сотнями метров. Накопление извести обеспечивалось неисчерпаемыми количествами содержащегося в воде  $Ca^{++}$ , а также  $CO_2$  вулканического происхождения. Действовал основной закон карбоната накопления А.Б. Ронова [1980]: количество карбонатных осадков прямо пропорционально интенсивности вулканической деятельности и площади распространения внутриматериковых морей.

Кроме того, в пелагиали существуют и, очевидно, существовали в прошлом организмы, не обладающие скелетными элементами, и либо совсем не фоссилизирующиеся, либо оставляющие эфемерные следы в каменной летописи стратисферы. Поэтому их роль в жизни пелагиали прошлого трудно оценить. Можно лишь утверждать, что роль их была весьма значительной: они продуцировали органическое вещество, формировали низшее звено трофической цепи, участвовали в установлении баланса  $CO_2/O_2$ . Кроме того, экспериментальным путем установлено, что в современных культурах кокколитофориды, имеющие известковый скелет, лишаются его при возникновении стрессовых условий и вновь обретают его при восстановлении экологического равновесия.

В маастрихтском веке продуктивность была максимальной для позднемеловой эпохи. Доказательство такого предположения видится прежде всего в том, что из всего верхнего мела маастрихтские отложения характеризуются наибольшей мощностью и наиболее высоким темпом их образования. Возросла продукция биомассы, что, по-видимому, было связано с некоторыми особенностями

маастрихтской палеогеографии, выразившимися в частных трансгрессиях, осложнявших общую эвстатическую регрессию конца мезозоя, что можно связать с изменением циркуляции в океанах в результате их углубления [Найдин и др., 1986]. Д. Моунт и его соавторы [Mount et al., 1986] предполагают, что в океанах в позднем маастрихте началась смена экваториальной системы циркуляции полярной.

Общие палеогеографические условия в маастрихте были менее устойчивыми и равномерными, чем в предшествующие века позднего мела. В раннем маастрихте происходило заметное похолодание вод эпиконтинентальных морей, тогда как в позднем маастрихте по изотопным данным разреза Цумая (Испания) намечается несколько фаз потепления [Mount et al., 1986].

Большинство исследователей, связывающих события рубежа М/Д с развитием пелагиали, объясняют возникновение биотического кризиса на этом рубеже резким снижением биопродуктивности пелагиали. Допускается, что падение биопродуктивности было вызвано истощением питательных ресурсов океанов и морей, в результате резкого снижения поступления биогенов с суши, рельеф которой к концу мезозоя был сnivelирован.

Продуктивность от маастрихта к данию действительно снизилась. Темп образования датских карбонатов был ниже маастрихтского карбоната накопления [Найдин и др., 1986] не только в эпиконтинентальных бассейнах, но и в океанах. Так, на поднятии Шатского (северо-запад Тихого океана) темп аккумуляции маастрихтских карбонатов был порядка 1,0-1,2 г/см<sup>2</sup>/1000 лет, тогда как датских всего лишь 0,1-0,3 г/см<sup>2</sup>/1000 лет (Gerstel et al., 1986). В дании уменьшилась фотосинтезирующая активность фитопланктона и, как следствие, уменьшилась общая продуктивность, фитопланктон не продуцировал в таком же объеме, как в маастрихте, известковый материал осадка

Датские карбонаты более магниезиальны, что, очевидно отражает сокращение участия в их сложении остатков наиболее важного продуцента планктоногенных карбонатов - известкового нанопланктона. Значения  $\delta^{13}\text{C}$  в дании негативно смещены относительно изотопного состава углерода карбонатов маастрихта. Но вот резкость и внезапность снижения продуктивности именно на границе М/Д представляется сомнительной, о чем в частности, свидетельствуют приведенные выше данные по  $\delta^{13}\text{C}$ .

Вместе с тем, как уже многократно отмечалось, рубеж М/Д в развитии биоты представляется уникальным. По-видимому,

экологические события этого рубежа готовились в течение длительного времени. Развитию биоты (как и любому другому процессу развития) присуща естественная инерция. Тем не менее, время от времени происходили скачки, нарушавшие устоявшийся ход развития.

## **2.2. Экологическая модель событий рубежа маастрихт/даний.**

Здесь предлагается дальнейшее развитие обоснования концепции длительной подготовки в пелагиали океанов и морей событий рубежа М/Д. В конце маастрихта на огромных акваториях возникли условия, благоприятствовавшие развитию явления, близкого по своему характеру так называемым "красным приливам". Во время "красных приливов" развивается цветение (взрывное размножение) одного или немногих видов динофлагеллат, диатомей, сине-зеленых водорослей. Цветение охватывает преимущественно эвтрофные области океанов (в особенности зоны апвеллингов), где взрывообразно возрастает продуктивность пелагиали, что приводит к накоплению в воде продуктов распада органики, развитию бактерий, возникновению дефицита кислорода и насыщению воды токсичными продуктами жизнедеятельности организмов, вызвавших явление. Эти организмы не обладали скелетными элементами и поэтому не оставили следов в каменной летописи. "Красные приливы" влекли за собой гибель морской биоты. Было высказано предположение [Найдин, 1986] о том, что образование прослоев "глин" и в первую очередь "пограничных глин" могло быть вызвано массовыми вспышками продукции бесскелетных форм. Вспышки приводили к уменьшению образования биогенного  $\text{CaCO}_3$  и происходили при кратковременных понижениях температуры поверхностных вод, на что указывают повышения значений  $\delta^{18}\text{O}$  в прослоях "глин" (рис. 2.8).

Основное затруднение, которое возникает при попытках связать события М/Д с жизнью пелагиали, актуалистического плана. По данным, которым располагала до последнего времени наука, "красные приливы", хотя и охватывают значительные акватории, тем не менее к категории глобальных явлений не причислялись. Однако исследованиями последних лет показано, что число "красных приливов" с 20-х по 80-е годы в результате антропогенного загрязнения возросло в 40 раз и, таким образом, перед человечеством возникла еще одна экологическая проблема глобального масштаба. В прошлом могли существовать какие-то иные глобально активные источники поступления в океаносферу веществ, приводивших к аномальному развитию каких-то компонентов биоты.

А. Фишер [Fisher, 1991] предложил весьма интересное

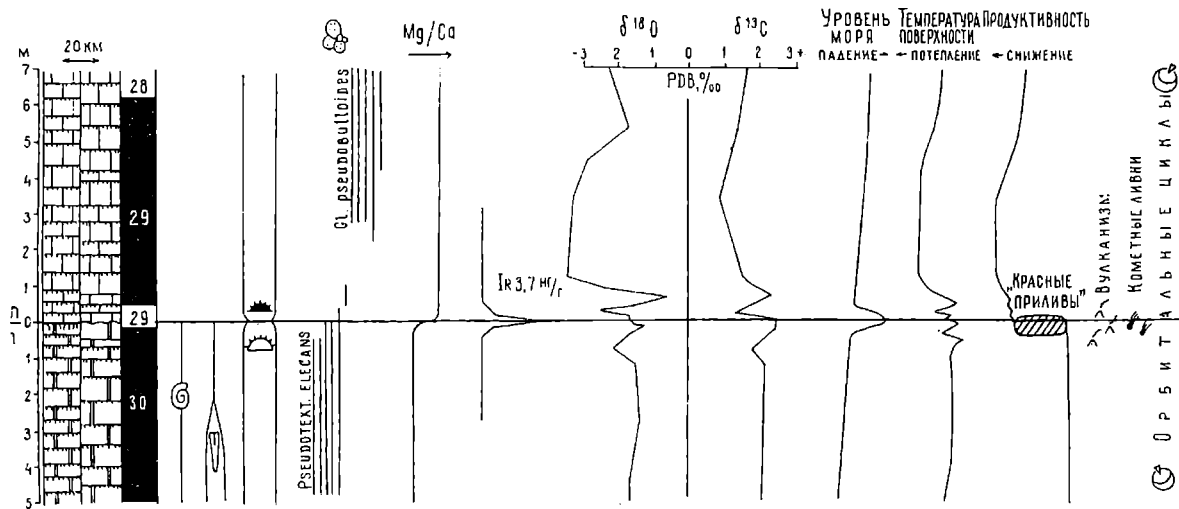


Рис. 2.8. Данные определения некоторых параметров в пограничных отложениях маастрихта и дания Мангышлака и их интерпретация. Колонки слева представляют два типа контакта маастрихта/ даний: крайняя левая - с резко выраженным твердым дном в кровле маастрихта, рядом с ней - колонка с пограничными глинами на контакте. Колонка справа - магнитостратиграфическое расчленение разреза Кызылсай, правее показано распределение моллюсков, морских ежей и планктонных фораминифер.

объяснение особенностей рубежа М/Д. Как и гипотеза "красных приливов", его интерпретация опирается на процессы, происходившие в пелагиали. По А. Фишеру, биотический кризис на границе М/Д в океанах был вызван "цветением" ("bloom") тасманитид (празиофитные водоросли), результатом которого было отравление и гибель эпипелагических сообществ. Цветение тасманитид наступало вследствие гиперфертилизации (сверхудобрения, перенасыщения питательными веществами) океанов при обильном приносе нитратов и нитритов кометными ливнями. Возникали кислотные дожди, океаны подвергались непосредственному воздействию "нитратного шока", на континентах ускорялись процессы выщелачивания, что приводило к интенсификации поступления питательных веществ в океаны. Гиперфертилизация усиливалась действием сернокислотных дождей, возникавшими при излиянии базальтов. Цветение тасманитид, вызвавшее биотический кризис, отражено в изотопной записи очень коротким позитивным сдвигом значения  $\delta^{13}\text{C}$ . Цветение сменилось значительным снижением продуктивности пелагиали, документированном негативными значениями  $\delta^{13}\text{C}$ . Основное различие гипотез "красных приливов" и гиперфертилизации заключается в том, что первая предполагает относительную длительность и отсутствие вмешательства внешних сил в подготовке явления, тогда как вторая цветение тасманитид связывает с катастрофическим действием внеземных факторов.

В уже упомянувшейся статье Д. Моунта и его коллег [Mount et al., 1986] высказано заслуживающее самого серьезного внимания предположение о возможности сравнения событий конца мелового периода с явлениями, происходящими в современных океанах. Их предположение основывается на результатах изучения разреза верхнего маастрихта разреза Цумая (Испания). По разрезу они отмечают три негативных сдвига значений как  $\delta^{13}\text{C}$ , так и  $\delta^{18}\text{O}$ . Четвертый негативный сдвиг приходится на границу М/Д. Негативные экскурсы связываются с эпизодами потепления и сокращения первичной продуктивности пелагиали. Возникновение теплых эпизодов они объясняют тем, что в позднем маастрихте началась смена меловой экваториальной системы циркуляции (доминировало погружение теплых соленых вод в обширных эпиконтинентальных морях, температурный градиент поверхность/дно и соответственно градиент экватор/полярные регионы были небольшими) кайнозойской полярной термогалинной системой (началось охлаждение полярных регионов и погружение охлажденных полярных вод). При свертывании

экваториальной системы океанической циркуляции периодически существенно расширялись области распространения теплых поверхностных слоев воды и подавлялись апвеллинги. Это приводило к сокращению продуктивности и развивались события по своему характеру близкие современному явлению Эль-Ниньо, но значительно более масштабные.

Явление Эль-Ниньо, периодически происходящее у берегов Перу и Эквадора, отражает нарушение нормального для региона состояния океана и атмосферы. Явление заключается в подавлении обычного для региона берегового холодного апвеллинга и резком потеплении поверхностных вод океана (на 10–14°C) и находящихся над ними воздушных масс. Явление обычно начинается в декабре и продолжается несколько месяцев. Эль-Ниньо 1982–1983 гг. началось раньше, а потепление распространилось на юг до берегов Чили, на север до берегов Северной Америки, охватило район Галапагосских островов. Резкое потепление во время развития Эль-Ниньо приводит к массовой смертности одних и уходу из региона других организмов, нарушаются сложившиеся трофические связи, что приводит к гибели многих организмов. Эль-Ниньо сопровождается резким изменением погодных условий, что сказывается не только над океаном, но и над сушей. Эль-Ниньо 1982–1983 гг. пагубно отразилось на фауне Галапагосских островов, на пресмыкающихся и птицах. Эль-Ниньо нарушает сложившиеся природные условия огромных пространств Мирового океана. Так, например, ослабление апвеллинга, потепление поверхностных вод, развитие “красного прилива”, уход многих видов рыбы от атлантического побережья Южной Африки связывают с влиянием Эль-Ниньо [Федоров, 1984]. Нарушение системы взаимодействия океан/атмосфера приводит к развитию погодных аномалий на континентах. Резкое снижение количества атмосферных осадков и засушливые условия возникают в Австралии, Восточной и Северной Африке. Наоборот, в Северной и особенно в Южной Америке Эль-Ниньо приносит необычайно дождливую погоду: при этом значения температуры воздушных масс на протяжении года испытывают большие перепады. Естественно, что подобные неустойчивые колебания погодных условий сказываются и на сухопутной флоре и фауне.

Обращение к Эль-Ниньо позволяет сделать ряд выводов, которые могут быть использованы при интерпретации событий рубежа М/Д.

1. На весьма значительных по своей акватории участках Мирового океана (восточная периферия Тихого океана) возникают

нарушения нормального (то есть установившегося, обычного для региона) режима взаимодействия океана и атмосферы, приводящие к резкому изменению привычных для морской биоты условий обитания; для многих представителей органического мира изменения являются катастрофическими.

2. Эти нарушения скоротечны, кратковременны (несколько месяцев) и проявляются с определенной периодичностью.

3. Нарушения (естественно, в ослабленной форме) распространяются на обширные пространства Мирового океана и за пределы региона непосредственного их возникновения.

4. Возникающие над океаном неизбежные перестройки воздушных масс отражаются на погодных условиях континентов, где они также как в океанах, ухудшают условия обитания многих представителей органического мира. Таким образом, можно утверждать, что события, вызванные Эль-Ниньо, по существу проявляются глобально.

5. В различных областях океанов и континентов резонансные события, связанные с Эль-Ниньо, изменчивы и разнонаправлены: на одних континентах засуха, тогда как на других идут ливневые дожди; на одном и том же континенте весна необычайно холодная, а осень столь же аномально теплая и т.д и т.п.

Вовсе не исключено, что события, подобные Эль-Ниньо, случались многократно в истории Мирового океана, но пока не распознаются, так как, по-видимому, они были не такими грандиозными, как на рубеже М/Д. Эль-Ниньо по-существу является нарушением океанической циркуляции, охватывающим значительные области Мирового океана.

При объяснении особенностей рубежа М/Д кардинальное значение имеют палеонтологические материалы. К рубежу М/Д происходило либо постепенное, либо ступенчатое исчезновение многих групп организмов. Градуалистический характер приближения биоты к рубежу находит все новые и новые подтверждения. Так, Э. Хэллем и К. Перш-Нильсен [Hallam, Perch-Nielsen, 1990], отмечая необычайную отчетливость границы М/Д по микро- и нанопланктону, тем не менее подчеркивают, что к категории внезапных ее отнести нельзя. Процесс вымирания планктонных фораминифер по данным разреза Эль-Кеф (Тунис) был растянут во времени на несколько сотен тысяч лет и состоял из нескольких этапов; во время первого этапа, происходившего за 300 тысяч лет до рубежа М/Д вымерло 29% видов планктонных фораминифер. В разрезе процесс вымирания фиксируется в интервале от 25 см ниже до 7 см выше геохимической границы с аномальными

концентрациями иридия [Keller, 1988a]. Смена комплексов маастрихтских и датских бентосных фораминифер в разрезе Эль-Кеф также не связана с геохимической границей [Keller, 1988b].

На рубеже М/Д и на подходе к нему и какое-то время спустя не происходили направленные и выдержанные во времени процессы: потепления или похолодания, осолонения или опреснения, углубления или обмеления. Потепления могли сменяться фазами похолодания. В одних регионах могло быть холоднее, чем в других.

Выше приводились данные Д. Моунта и других [Mount et al., 1986], согласно которым в позднем маастрихте (по разрезу Цумая, Испания) происходили три фазы потепления. Для Северной Пацифики реконструируется похолодание, начавшееся за несколько десятков тысяч лет до рубежа М/Д в высоких широтах и затем распространившееся в область низких широт [Gerstel et al., 1986]. По Д. Захосу и другим [Zachos et al., 1989], в указанном регионе похолодание началось за 200 тысяч лет до рубежа М/Д, а потепление примерно на 3°C происходило через 600 тысяч лет после рубежа.

В конце маастрихта - начале датского века на земном лике сложились неустойчивые, изменчивые физико-географические условия - климатические прежде всего. Нестабильность условий весьма четко регистрируется изотопными записями. Она отражает процессы, происходившие в гигантском водном резервуаре - океанах и морях. В терминальном маастрихте и в самом начале датского века на огромных пространствах Мирового океана развивались события подобные, но отнюдь не тождественные явлениям Эль-Ниньо. Нетождественность их заключалась прежде всего в том, что они были более грандиозными по масштабу их проявления. На протяжении относительно короткого интервала времени периодически то в одной, то в другой части Мирового океана нарушалась динамическая система равновесия между океаном и атмосферой, изменялись направления ветров, возникали аномальные течения, ослаблялись или прекращались совсем подъем глубинных холодных вод, что приводило к потеплению поверхностных слоев воды и гибели пелагической биоты. Неодновременность возникновения губительных для планктонной биоты условий подтверждается распределением фораминифер в удаленных друг от друга разрезах. В бореальной области первые "примитивные" планктонные виды появляются несколько ниже "пограничного глинистого" прослоя, в то же время в разрезах области низких широт они приурочены непосредственно к датским отложениям [Gerstel et al., 1986]. Некоторые разрезы содержат значительную часть маастрихтского планктона и в нижних горизонтах дания (Туркмения,

Эль-Кеф) [Алексеев и др., 1988; D'Hondt, Keller, 1991]. Неоднократно повторявшиеся на протяжении геологически короткого (первые десятки тысяч лет) промежутка времени нарушения динамического равновесия системы океан/атмосфера приводили к возникновению на просторах Мирового океана пагубных для биоты обстановок (явления типа Эль-Ниньо, "красные приливы" и т. п.).

В начале раздела уже отмечалось весьма широкое, по-видимому, глобальное распространение контакта М/Д, характеризующегося весьма небольшим стратиграфическим гиатусом, "твердым дном" в кровле маастрихта и отсутствием углового несогласия между маастрихтом и данием. Возникновение подобного контакта связывают с процессами растворения  $\text{CaCO}_3$  в результате предполагаемого возрастания на границе М/Д содержания  $\text{CO}_2$  в атмосфере и океанах. Возрастание концентрации  $\text{CO}_2$  объясняется резким сокращением его фотосинтетического изъятия в результате катастрофического сокращения массы фитопланктона. Сходный механизм предлагается Д.М. МакЛином [McLean, 1985].

Морфологические особенности "твердого дна" в кровле маастрихта свидетельствуют о том, что в его формировании, помимо растворения, участвовали также процессы размыва. Скоротечность процессов, проявлявшихся на огромных пространствах, заставляет искать иные объяснения возникновения гиатуса М/Д.

События перехода М/Д происходили на протяжении единого цикла карбонатного седиментогенеза и кокколито-мшанковые известняки дания естественным образом завершают карбонатную циклотему позднего мела. Как известно, позднемеловая эвстатическая трансгрессия в маастрихте сменилась эвстатической регрессией [Vail et al., 1977; Hapcock, Kauffmann, 1979]. Но общая маастрихтская регрессия осложнялась локальными трансгрессиями. Маастрихт залегает трансгрессивно, а местами даже ингрессионно, на древних (вплоть до докембрийских) породах в ряде районов запада Евразии [Найдин и др., 1986]. На уточненной эвстатической кривой П.Вейла [Наг et al., 1987] общая тенденция снижения уровня моря в маастрихте сопровождается двумя краткими циклами повышения и падения уровня.

Таким образом в маастрихте на фоне общей регрессии происходили частные трансгрессии. Они, очевидно, могут быть увязаны с намеченными Д. Моунтом и его соавторами [Mount et al., 1986] фазами потепления. Весьма вероятно, что так называемая "elegans"-трансгрессия, впервые установленная К. Вихером (Wicher, 1953) в Европе по распространению тепловодных средиземноморских фораминифер и затем прослеженная на значительных пространствах

ЕПО [Найдин и др., 1986; Найдин и др., 1990б] отвечает одной из фаз потепления.

Осложнением общей регрессии является также резкий регрессивный пик на рубеже М/Д, установленный в разрезах Туниса [Brinkhuis, Zachariasse, 1988]. Именно этому пику соответствует рассматриваемый здесь гиатус М/Д.

Высказывалось предположение о возможности связать возникновение гиатуса со скоротечным уходом воды с континента в результате импульсивного возрастания емкости котловины Тихого океана [Naidin, 1987]. Возможность такого объяснения подкрепляется заключением Ю.М. Пуцаровского [1992] о том, что маастрихт-палеоценовое время было весьма тектонически активно; при этом он полагает, что в эту глобальную эпоху тектогенеза "движения (условно 65 млн. лет назад) определили основные черты современного структурного облика и Атлантического океана и Тихоокеанской области". Локальные трансгрессии маастрихта, с одной стороны, и кратковременная регрессия рубежа М/Д с другой, представляют дополнительные свидетельства общей нестабильности палеогеографических условий времени перехода от маастрихта к данию.

Почему именно на границе М/Д развивались неустойчивые палеобиогеографические условия? Суть вопроса: почему граница М/Д так отчетливо обозначена в стратисфере геологическими и биологическими реперами, свидетельствующими о несомненной скоротечности (по меркам геологического времени) происходивших процессов. Если привлечение для объяснения катастрофического действия внезапных сил освобождает геолога от ответа на этот вопрос (ибо вопрос следует переадресовать астрофизикам) и оставляет ему лишь заботу объяснения последствий катастрофы, то предлагаемая экологическая модель требует дать геологически обоснованный ответ, базирующийся на результатах анализа происходивших геологических и биологических событий.

Исключительность, уникальность рубежа М/Д состоит в том, что на протяжении геологически короткого интервала времени одновременно действовали различные геологические и биологические факторы, частично вступавшие во взаимодействие друг с другом. Факторы эти следующие.

1. Особенности палеогеографии маастрихта, обусловленные сменой системы океанической циркуляции.
2. Развитие фитопланктона.
3. Вулканизм, происходивший, вероятно, импульсами.
4. Импульс регрессии, вызванной тектоническими движениями

океанского дна.

5. Не исключено воздействие космических факторов, скорее всего, в форме не одного, а нескольких кометных ливней, что могло привести к гиперфертилизации океана в смысле А. Фишера, однако без предполагаемого им "нитратного шока".

До и после, а также на самом рубеже действовал сложный причинно-следственный механизм. Трудно объяснить происходившее тогда воздействием какого-либо одного фактора. Рубеж М/Д представлял собой биогеоценотический перелом, который сам по себе, без привлечения действия вземных сил вызвал грандиозную глобальную экологическую катастрофу. В стратиффере были оставлены необычайно резко выраженные сигналы в виде "пограничных глин" и стратиграфически незначительного гиагуса (см. рис. 2.8.).

Основной вывод, который напрашивается после анализа новых и пересмотра имеющихся геологических и палеонтологических данных (с привлечением актуалистической информации), заключается в том, что к рубежу М/Д были приурочены неустойчивые палеогеографические условия. Особенности рубежа не формировались под воздействием какого-либо одного направленного процесса (похолодания или, наоборот, потепления, регрессии или трансгрессии и т.д.). Они представляют собой суммарный эффект действия и взаимодействия многих факторов. Нестабильность палеогеографии рубежа М/Д является наиболее характерной его чертой. В океане, вместе с воздействием на биоту явлений типа Эль-Ниньо, сама по себе нестабильность пагубно сказывалась на биоте.

Анализ актуалистических материалов со всей очевидностью показывает, что перестройка глобальной циркуляции в океанах вызывает погодные (климатические) осцилляции, сказывающиеся и на континентах. Это крайне важное заключение, ибо одним из самых сложных моментов интерпретации событий рубежа М/Д является доказательство их синхронности в морях и на суше. Первопричиной события, происходившие на рубеже М/Д, развивались в океаносфере, а причинно-следственный механизм этих событий был необычайно сложным. Представленная модель всего лишь попытка хотя бы немного разобраться в работе этого механизма.

### **2.3. Импактная модель событий рубежа маастрихт/даний**

В начале 80-х годов была выдвинута гипотеза о том, что массовое вымирание организмов, приуроченное к рубежу М/Д, было вызвано последствиями столкновения с Землей крупного космического тела, астероида, чей диаметр мог достигать 10 км [Alvarez et al., 1980]. Свидетельством импактного события послужила так называемая

«иридиевая аномалия», первоначально выявленная на границе М/Д в Италии (Губбио) и Дании (Стевенс Клинт). Иридий, сидерофильный элемент из группы платиноидов, имеет крайне низкую концентрацию в земной коре - около 0,03 нг/г [Назаров и др., 1988], но весьма распространен в космическом веществе, где его содержание колеблется в пределах 500-5000 нг/г. В пограничной глине концентрация иридия чаще всего составляет от 2 до 80 нг/г, т.е. на два-три порядка выше, чем ниже и выше по разрезу. «Иридиевая аномалия» ныне установлена примерно в 150 разрезах, рассеянных по всему земному шару в океанах и на континентах. Космическая природа данной геохимической аномалии аргументируется также космическими соотношениями сидерофильных элементов [Ganapathy, 1980; Kyte et al., 1980, 1985; Назаров и др., 1988]; присутствием на М/Д границе ударно-метаморфизованного кварца и полевого шпата [Bohor et al., 1984; Badjukov et al., 1986], стишовита [McHone et al., 1989], стекла ударного плавления (тектитов) [Sigurdsson et al., 1991a,b; Smit et al., 1992; Koeberl et al., 1992]. Доказательством вероятности ударного события может служить также идентификация крупных импактных структур на поверхности Земли, имеющих возраст близкий к мел-палеогеновому рубежу [Kunk et al., 1989; Hildebrand et al., 1991; Nazarov et al., 1992].

В качестве непосредственных причин массового вымирания в рамках импактной модели принимаются резкие изменения климата: длительная непрозрачность атмосферы для солнечных лучей благодаря высокому содержанию в ней мельчайших частиц - материала кратерных выбросов и вещества ударника вкупе с огромным количеством сажи; глобальное понижение температуры из-за прекращения солнечной инсоляции; кислотные дожди как результат образования колоссальных количеств окислов азота во время взрыва астероида; обширные штормовые пожары.

В океане волна вымирания была вызвана резким сокращением первичной продуктивности фотосинтетических водорослей, определяющих пищевой баланс морской экосистемы. Свидетельством катастрофического падения продуктивности является аномалия  $\delta^{13}\text{C}$ , установленная в пограничной глине во многих разрезах земного шара (см. предыдущий раздел).

На суше кратковременное снижение температуры воздуха вызвало вымирание прежде всего наиболее крупных рептилий. Пресноводные организмы, входящие в состав сообществ, функционирующих на основе уже «мертвого» органического вещества испытали не столь драматическое изменение.

Хотя импактная модель весьма реалистична, подтверждается накопленной суммой разнообразных фактов и не противоречит экспериментальным данным, многие вопросы еще остаются весьма неясными. Среди них особое значение имеет решение проблемы, был ли М/Д кризис результатом одного удара или нескольких одновременных ударов. Не исключено, что имела место растянутая во времени метеоритная бомбардировка. Для ответа на эти вопросы необходимо дальнейшее тщательное изучение пограничных отложений мела и палеогена.

На территории СНГ «иридиевая аномалия» до сих пор была установлена на Мангышлаке (разрез Кызылсай) [Назаров и др., 1983] и в Копет-Даге [Алексеев и др., 1988]. В настоящее время проведено детальное исследование границы М/Д в разрезе Кошак (Мангышлак). В качестве сравнительных приводятся сведения по разрезам Копет-Дага и Малого Балхана.

### **2.3.1. Мангышлак (Западный Казахстан)**

Валовой состав изученных образцов определялся рентгенофлуоресцентным методом; содержания Cr, Co, Sc, Hf, Th и РЗЭ определены методом инструментального нейтронноактивационного анализа; Ba, V, Ni, Cu, Sr - количественным спектральным анализом; Iг - радиохимическим нейтронноактивационным анализом. Определение содержания ударно-метаморфизованного кварца, несущего системы планарных элементов ударного происхождения, проводилось в прозрачных шлифах алевритовой (120 мкм) нерастворимой фракции изученных образцов под оптически микроскопом.

**Геохимические данные.** В разрезе Кошак максимальные концентрации Iг (2,0 нг/г) обнаружены в базальной части прослоя «пограничных глин» и стратиграфическое распределение этого элемента отвечает каноническому профилю, типичному для других морских разрезов [Назаров и др., 1988] (рис. 2.9). Близкое значение (3,7 нг/г) получено индийскими исследователями [Sarker et al., 1993]. При этом такое каноническое распределение наблюдается не только для абсолютных концентраций Iг, но также и для отношения Iг/La, которое описывает распределение Iг в терригенной фракции изученных осадков. Фоновые концентрации Iг (0,1-0,2 нг/г) в разрезе Кошак примерно на порядок выше среднекоровых и близки к таковым в глубоководных илах. Однако в фоновом глинистом материале Iг нами вообще не обнаружен. Поверхностная концентрация Iг составляет 5,4 нг/см<sup>2</sup>, что ниже чем в соседнем разрезе Кызылсай [Назаров и др., 1983]. Это указывает на латеральные неоднородности фиксации космической компоненты на данной границе.

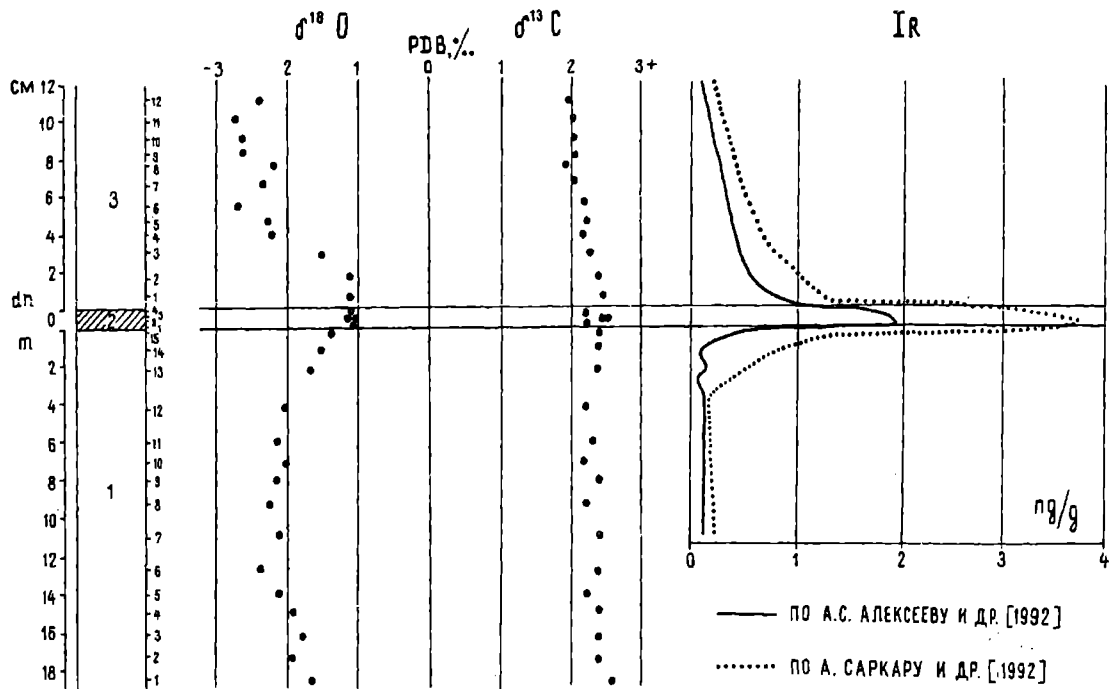


Рис. 2.9.  $\delta^{18}O$ ,  $\delta^{13}C$  и IR на границе маастрихт/даний в разрезе Кошак.

1- маастрихт, 2 - "пограничные глины"; 3- даний. 1/1-15, 2/1-4, 3/1-12-NN проб для изотопных исследований.

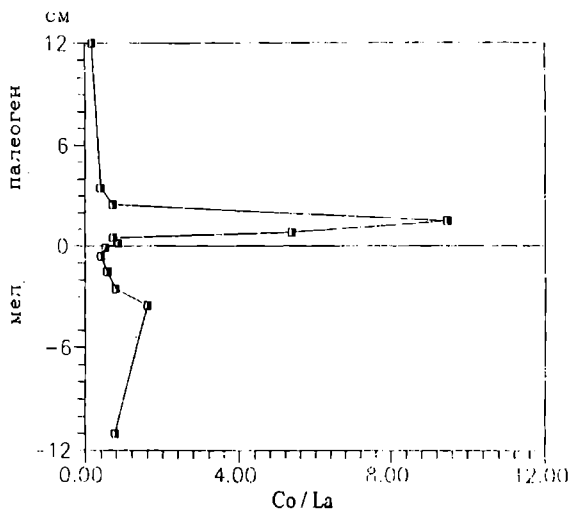


Рис.2.10.Профиль Co/La отношения в пограничном интервале мела и палеогена

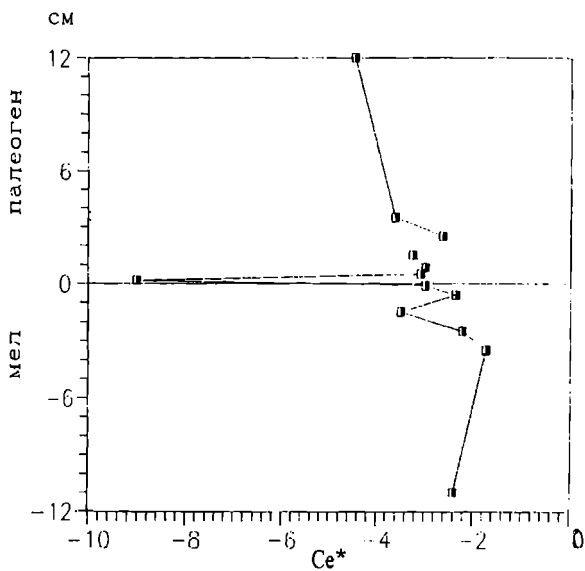


Рис.2.11. Интенсивность Ce аномалии  $Ce^*=(Ce - 2.13La)$  на границе мела и палеогена в разрезе Кошак

Элементы-гидролизаторы (PЗЭ., Sc, Cr, V, Hf, Th, Fe) и элементы с более выраженной халькофильной тенденцией (Cu, Ni) показывают максимальные концентрации в кровле пограничного слоя или образуют два пика в базальной части прослоя «пограничных глин» (вместе с Ig) и в ее кровле. Наконец, элементы высокой подвижности (Mn, Co), имеют максимальные концентрации в самой базальной части датского известняка, т.е. непосредственно выше «глин» (рис.2.10). При этом содержания Co исключительно высоки (62 мкг/г, т.е. в 10 раз выше среднекоровых) и его поверхностная концентрация составляет 170 мкг/см<sup>2</sup>. Указанные тенденции характерны не только для валовых концентраций элементов, но и для их содержаний в терригенной части (т.е. по отношению к La). Соотношения литофильных элементов по всему разрезу достаточной близки к среднекоровым. Спектры PЗЭ также существенно не меняются. Для них типично некоторое обеднение легкими PЗЭ по отношению к тяжелым при слабом дефиците Ce (рис.2.11). Однако в базальной части «пограничных глин» дефицит Ce выражен очень резко.

В валовом составе пород существенных аномалий не наблюдается. Естественно, пограничная «глина» имеет пониженную карбонатность и отвечает по составу глинистому известняку. При этом терригенная компонента в пограничном слое по соотношению главных элементов такая же как и в глинистом прослое в 1 м выше границы. Характерно однако, что терригенный материал в этом глинистом слое содержит заметно меньше кварца и больше глинистых минералов (иллита) по сравнению с терригенным материалом, находящемся в карбонатных породах ниже и выше границы. На такое изменение состава глинистого материала указывает стратиграфическое распределение отношения  $SiO_2/Al_2O_3$ . Содержания Na в изученных образцах сильно варьируют и могут быть очень высокими. Однако распределение и концентрации этого элемента не являются первичными, а отражают его миграцию метеорными водами в аридной обстановке.

Распределение ударно-метаморфизованного кварца имеет сложный характер. Его концентрация (по отношению к общему числу кварцевых зерен) несколько ниже в «пограничных глинах», чем в непосредственно выше и ниже лежащих карбонатных породах. Максимальный размер зерен ударно-метаморфизованного кварца 80 мкм. Обычно эти зерна содержат одну или две системы планарных элементов. Некоторые из них имеют волнистое погасание и пониженный показатель преломления. В фоновом образце глинистого материала и в маастрихтском мелу ударно-метаморфизованный кварц

не обнаружен. Поверхностная концентрация зерен ударно-метаморфизованного кварца размером 40-80 мкм составляет около 3 мкг/см<sup>2</sup>. Интересно отметить, что карбонатные породы не столь существенно отличаются от «пограничных глин» по содержанию алевритовой фракции, как это можно было бы ожидать.

**Обсуждение результатов.** Высокие концентрации Ig и присутствие ударно-метаморфизованного кварца являются отличительной чертой непрерывных разрезов пограничных отложений мела и палеогена.

Разрез Кошак несомненно является полным разрезом, в котором зафиксирована последовательность загадочных событий на рубеже мела и палеогена. Содержания Ig в этом разрезе невысоки, хотя и являются аномальными по отношению к среднекоровым. Они много ниже, чем в мел-палеогеновых отложениях, образовавшихся в неглубоких морских бассейнах (разрезы Сумбар, Стенс Клинт), но сопоставимы с концентрациями Ig в мел-палеогеновых отложениях Ютландии [Назаров и др., 1983]. Концентрация ударно-метаморфизованного кварца в разрезе Кошак также ниже, чем в Сумбарском разрезе [Badjukov et al., 1986]. По-видимому, в обстановке спокойной седиментации, в условиях относительно глубокого открытого моря при низкой скорости осадконакопления, возможна фиксация только атмосферной компоненты кратерных выбросов и материала ударника.

Разрез Кошак несомненно отражает относительно глубоководную обстановку. Небольшая Се аномалия указывает на существование открытого морского бассейна как до, так и после мел-палеогенового события при постепенном его углублении, тогда как высокие фоновые концентрации Ig свидетельствуют о низких скоростях седиментации (мм в тыс. лет). Судя по низкому La/Yb отношению, терригенный компонент скорее всего представлен туфовым материалом основного состава. Ударное событие на короткое время изменило режим седиментации, что литологически выражается в образовании глинистого прослоя. Хотя ударно-метаморфизованный кварц и наблюдается в последнем сантиметре писчего мела маастрихта, его присутствие в этом образце, по-видимому, связано с внедрением в него «пограничных глин», т.е. можно предполагать, что начало седиментации кратерных выбросов полностью совпадает во времени с началом седиментации глинистого материала и подавлением карбонатообразования. Однако само по себе вещество пограничного слоя не является только продуктом ударного события, поскольку глинистый материал аналогичного валового состава наблюдается и

выше по разрезу вне видимой связи с мел-палеогеновым событием. Более того, пониженные концентрации ударно-метаморфизованного кварца в пограничной глине требуют увеличения привноса кварца, не связанного с кратерными выбросами. Таким образом, хотя ударное событие, по-видимому, инициировало замедление карбонатной седиментации, это замедление само по себе не является уникальным.

С другой стороны, в разрезе Кошак запечатлены необычные изменения в режиме седиментации, которые скорее всего являются результатом ударного события (также как и осаждение космического вещества и материала кратерных выбросов), но на которые ранее не обращалось внимания, поскольку они недостаточно отчетливо зафиксированы в других разрезах. Во-первых, граница в разрезе Кошак маркируется исключительно резкой Se аномалией, очевидно связанной с кратковременным притоком бедной Se океанической воды, что может быть вызвано турбуленцией в океане сразу же после ударного события. Во-вторых, примечательной особенностью разреза Кошак является необычайно резкая Co аномалия, которая находится выше аномалий Ir и элементов-гидролизаторов и коррелирует с аномалией Mn. Co и Mn обладают сходными геохимическими свойствами и по сравнению с Fe интенсивно осаждаются при более высоких значениях Eh и pH. Поскольку значения pH примерно буферизируются осаждением карбоната, то интенсивное осаждение Co и Mn может быть связано только с увеличением степени окисления. Распределение Mn и Co коррелирует по всему разрезу, но только в узком интервале непосредственно выше границы их концентрации достигают аномальных значений, что свидетельствует о временной связи ударного и окислительного событий. Эта связь подтверждается высоким отношением Co/Mn в данной аномалии, которое много выше среднего, что предполагает привнос Co космического происхождения. Однако, с другой стороны, отношение поверхностных концентраций Co к Ir намного выше космического, а значение поверхностной концентрации – больше возможной плотности выпадения космического – для рубежа мела и палеогена [Назаров и др., 1988], что указывает и на присутствие земного Co в данной аномалии. Таким образом, можно заключить, что окислительное событие, наблюдаемое в разрезе Кошак является прямым результатом столкновения с Землей космического тела. Разделение элементов при седиментации в последовательности (снизу вверх) Ir - (Fe, Sc, V, Cr) - (Co, Mn) свидетельствует о прогрессивной и постепенной смене обстановки с восстановительной на резко окислительную. Эволюция очень ярко выражена в разрезе Кошак, но она запечатлена и в других

разрезах. Например, в разрез Сумбара зафиксировано возрастание содержания  $Co$  в известняках, перекрывающих пограничную глину [Алексеев и др., 1988]. Аналогичное поведение  $Co$  отмечено и в мел-палеогеновом разрезе поднятия Шатского [Michel et al., 1985]. В разрезе Тетричкаро (Грузия) отмечается очень высокое по сравнению с космическим отношение  $Co/Ir$ . Следовательно, наблюдаемое изменение окислительно-восстановительной обстановки имело, если и не глобальный, то, по крайней мере, региональный характер. Причиной для развития окислительной обстановки могли быть кислотные дожди [Zahle, 1990] или фотохимическое окисление при воздействии жесткой радиации [Anbar and Holland, 1992], интенсивность которой должна была резко возрасти в связи с разрушением озонового экрана после ударного события. Несомненно оба эти фактора могли иметь серьезные биотические последствия и могли бы послужить причиной мезозойского биотического кризиса.

### **2.3.2. Копетдаг и Малый Балхан (Западная Туркмения).**

Пограничные отложения мела и палеогена на территории Западной Туркмении широко распространены, хорошо обнажены и довольно полно изучены. Нами исследованы два района развития пограничных толщ - в долине р. Сумбар (Копетдаг) и на Малом Балхане.

**Описание разрезов.** В первом районе наиболее интересным является разрез СМ4 (рис. 2.12), расположенный на северном крыле Сумбарской синклинали в 6 км от пос. Кара-Кала на склоне горы Исак, примерно в 100 м восточнее шоссейной дороги на Кызыл-Арват. Терминальный маастрихт (общей мощностью 10 м, сл.1) представлен голубовато-серыми мергелями (без пластов известняков, как в более низкой части маастрихта), содержащими вверху довольно редкие панцири морских ежей из рода *Echinocorys* (по мнению определившего их М.М. Москвина, позднemaастрихтского облика) и многочисленные ядра аммонитов *Hoplосcaphites constrictus* (Sow.), *Baculites* sp. Ядра аммонитов встречаются вплоть до кровли маастрихта и присутствуют даже в верхних 5 см меловых отложений.

В основании вышележащего сумбарского горизонта (мощностью 15 м), сложенного мергелями с линзовидными прослоями известняков и принадлежащего датскому ярусу, наблюдается прослой коричневой и красновато-серой глины (сл.2), обогащенной в базальных частях гипсом (см. рис. 2.12). Мощность этого слоя около 6 см. Его нижняя граница резкая, слегка волнистая, однако иногда на ней наблюдаются карманообразные углубления шириной до 15 см, вдающиеся в кровлю маастрихтских мергелей на 5-7 см и выполненные желто-бурым железистым материалом с большим количеством

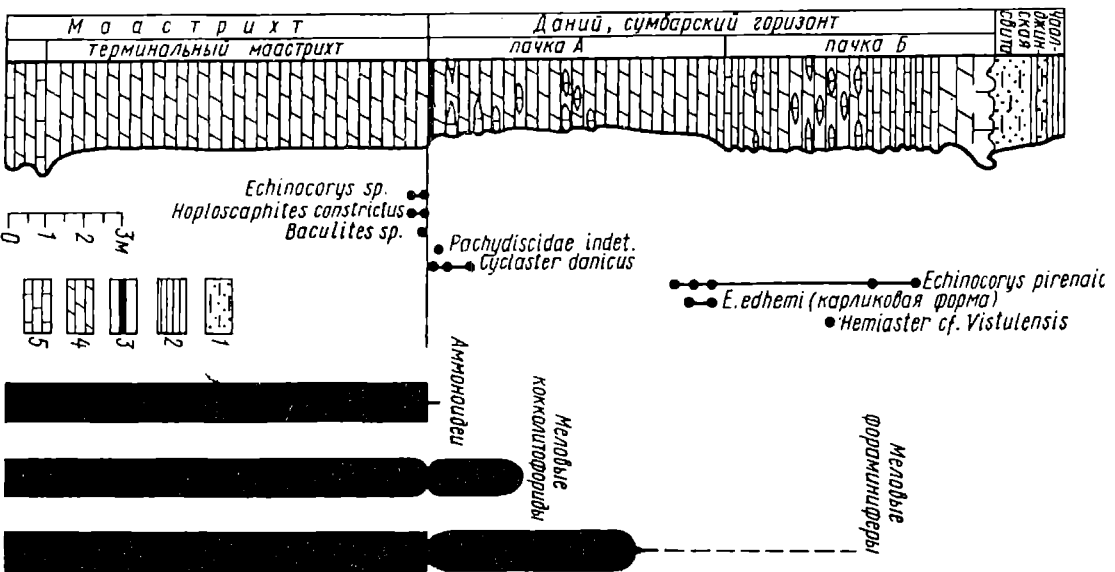


Рис. 2. 12. Разрез пограничных отложений МД на правом берегу реки Сумбар у пос. Кара-Кага (СМ4)

кристаллов гипса. Коричневая глина вверх довольно резко, но все же через переходную зону смешанной окраски, сменяется зеленовато-серой известковистой глиной. Последняя, становясь все более известковистой, переходит в зеленовато-серые мергели, которые постепенно сменяются глинистыми известняками и известняками. Мергели сл.4 содержат довольно многочисленные панцири морских ежей *Cyclaster danicus* Schlbt., *Pseudogibbaster* sp. Здесь же обнаружен единственный отпечаток аммонита с ожелезненным фрагментом, который не может быть определен точнее, чем *Pachydiscidae* gen. et sp.indet. Максимально высокая находка *Cyclaster danicus* сделана в одном метре от подошвы сумбарского горизонта. Начиная с середины последнего (6,5 м выше основания), панцири морских ежей вновь становятся довольно многочисленными. Среди них определены *Echinocorys pyrenaica* Seunes (инт. 6,5-12,7 м), *E.edhemi* Boehm (карликовые формы, инт. 7,0-7,5 м), *Hemiaster* cf. *vistulensis* Kongiel (10,5 м выше основания). Все эти виды морских ежей типичны для датского яруса Западной Европы, Северного Кавказа и Закаспия.

Распределение фораминифер в разрезе СМ4 изучено только предварительно. Мергели в кровле маастрихта содержат довольно многочисленные раковины фораминифер (2500-3500 экз/г), среди которых планктонные формы составляют 76-89%<sup>1</sup>. Планктонные фораминиферы представлены следующими видами: *Globotruncan* arca *Cushman*, *Globotruncanita stuarti* (Lapp.), *Globotruncanella petaloidea* (Gand.), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), а также мелкими гетерохелицидами, *Planoglobulina* sp. Среди бентосных форм следует отметить *Bolivinoidea draco* Marsson и *Stensioeina pommerana* Brotzen. Много кальцисферулид. Коричневая глина крайне бедна остатками фораминифер, особенно в ее нижней части. Так, в образце СМ4/2 (0-1 см) из 8 г породы выделено лишь 12 раковин фораминифер *Chiloguembelina* sp. (2 экз.), *Cibicides* sp. (1 экз.), *Globorotalites* sp. (1 экз.), гладкие и ребристые прямые раковины нодозариид (8 экз.). Выше (обр. СМ4/3, 1-2 см) разнообразие комплекса возрастает - появляются особенно многочисленные *Tarpanina selmensis* (Cushman) (до 20-30%), а также *Globotruncanella petaloidea*, *Globotruncanita stuarti*, *Clavulinoidea kjurendagensis* Moroz., *Bolivina* sp. Планктонные фораминиферы составляют 39%, агглютинирующий бентос - не более 4,5%. В образцах СМ4/4 и СМ4/5 содержится заметное количество раковин *Guembelitra cretacea* Cushman (2,18-2,45%). Одновременно происходит увеличение общего количества раковин фораминифер (от 1,5 экз/г в обр. СМ4/2 до

<sup>1</sup>Подсчет производился во фракции 0.05 мм.

632 экз/г в обр. СМ4/5) и роли планктонных форм (до 48%). В нижней части зеленой глины сл.3, где много гипса, фораминиферовое число вновь резко падает до 104 экз/г, хотя соотношение планктона и бентоса не изменяется. В мергелях сл.4 общий облик комплекса становится очень близким к маастрихтскому (значительную роль в нем играют глоботрунканиды, *Pseudotextularia elegans*, *Bolivinoidea draco*, *Stensioeina rommerana* и другие меловые виды). Аналогичный облик фораминиферового комплекса сохраняется на протяжении всей нижней части сумбарского горизонта до отметки +5 м. Резкое сокращение количества раковин типичных меловых фораминифер происходит в инт. 5,0-6,5 м от подошвы этого горизонта, т.е. на том же уровне, где в разрезе появляются многочисленные панцири морских ежей. В 3 м от основания сумбарского горизонта встречены первые *Eoglobigerina taurica* Moroz. и *E. Pentagona* Moroz.

Более полно распределение фораминифер на этой границе изучено в соседнем разрезе СМ5, который расположен в 150 м западнее [Катана, Алексеев, 1991]. Литологически этот разрез идентичен разрезу СМ4 (рис. 2.12).

Кровля маастрихта сложена однородными мергелями, в которых присутствуют аммониты *Hoploscaphites constrictus* (Sow.) (в 5 и 15 см ниже границы). В основании дания пограничный глинистый горизонт (ПГГ) включает шоколадного цвета глину с тонкими прослоечками гипса (0-2,5 см), бурую глину (+2,5 - 4,5 см), переход к зеленой глине (+4,5 - 6 см), зеленую глину (+6 - 15 см) и переход к мергелю (+15 - 20 см). Выше залегают мергели, в которых на уровне 20-40 см от подошвы ПГГ встречены многочисленные панцири датских морских ежей *Cyclaster danicus* SchlГt.

Опробованию были подвергнуты верхние 1,5 м мергелей маастрихта, причем их последние 0,2 м охарактеризованы пятью образцами, и нижние 0,4 м дания. В ПГГ образцы отбирались бороздой с шагом по мощности 2-4 см, а выше каждые 5 см. Всего проанализировано 18 образцов.

Подсчет фораминифер производился отдельно по двум размерным фракциям 50 - 160 и >160 мкм. Для каждого образца подсчитывалось не менее нескольких сотен экземпляров раковин фораминифер. Затем результаты по каждой фракции объединялись.

В маастрихте содержание фораминифер высокое: фораминиферовое число обычно свыше 1000 экз/г, хотя отмечается некоторая тенденция к его падению по направлению к верхней границе маастрихта. Возможно, это артефакт, связанный с редким отбором образцов в маастрихтской части разреза. Обращает на себя внимание

небольшой пик численности фораминифер вблизи кровли маастрихта (уровень - 5-10 см). В ПГГ, за исключением базальных 2,5 см, содержание фораминифер стабильно низкое (около 200 экз/г) и не изменяется при переходе от ПГГ к мергелям. Резкий рост до маастрихтского уровня отмечен в образцах 7-9 (инт. +25 - 40 см). Значительное падение фораминиферового числа в нижней части дания по сравнению с маастрихтом отмечено также В.Г. Морозовой и др. [1967] в разрезе Кызыл-Чешме (Западная Туркмения), хотя детальность отбора проб там была значительно меньше.

В комплексах фораминифер доминируют планктонные виды, которые составляют в маастрихте, как правило, не менее 70% и около 50% в дании, однако подавляющую роль среди них играют *Heterohelicidae* (обычно 75-80% от общего числа планктонных форм)(рис. 2.13). Небольшой пик планктонных форм отмечен вблизи кровли маастрихта, затем следует постепенное падение, достигающее минимума (39%) на уровне +20 - 25 см. Содержание бентосных агглютинирующих фораминифер крайне не велико (обычно доли процента) и не испытывает заметных колебаний. Не отмечается его рост и в ПГГ, который можно было бы объяснить растворением раковин известковых фораминифер.

Наиболее заметные изменения комплексов фораминифер на границе маастрихта и дания связаны с резким увеличением численности *Tarpanina selmensis* (Cushman), которое начинается уже в последних 3 см маастрихта (14,7%) и достигает максимума в ПГГ и перекрывающих его мергелях (20-30%). Аналогичный всплеск дает и *Guembelitra cretacea* Cushman, два максимума которой приурочены к уровням +2,5 - 4,5 см (21%) и +35 - 40 см (17%). Доминирование этих двух видов-оппортунистов, способных легко переносить неблагоприятные условия, в самой нижней части датского яруса ранее отмечалось для разреза СМ4 [Алексеев и др., 1988].

Подтверждается, что ряд типичных меловых форм, в том числе многие *Globotrucana*, *Pseudotextularia* из планктона и бентосные *Bolivinoidea draco* Marsson и *Stensioeina pommerana* Brotzen, переходят границу маастрихта и дания, которая маркируется иридиевой аномалией, хотя в ПГГ их значительно меньше, либо они полностью там отсутствуют.

Сравнение с наиболее полно изученным микропалеонтологически разрезом Эль-Кеф (Тунис), палеогеографическое положение, общий фациальный облик, близкий набор видов фораминифер которого сходны с таковыми для сумбарского разреза [Keller, 1988a, 1988b], показывает наличие

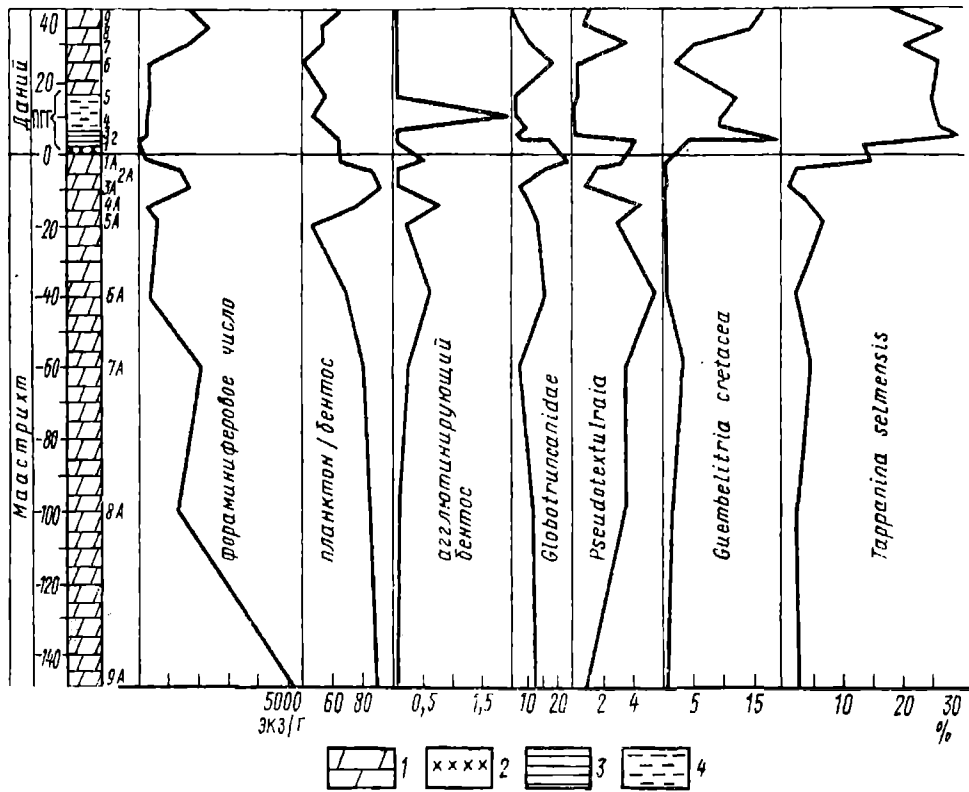


Рис.2.13. Изменения комплексов фораминифер на границе М/Д в разрезе СМ5, р.Сумбар, Западный Копетдаг: 1 - мергель, 2 - шоколадная глина с гипсом; 3 - буряя глина; 4 - зеленая глина

одинаковых тенденций; сокращение доли планктона в дании, вспышка *Guembelitra cretacea* Cushman и *Tappanina selmensis* (Cushman). Вместе с тем, последний вид в разрезе Эль-Кеф становится многочисленен значительно выше по разрезу. Полученные нами данные подтверждают вывод о существенном падении продуктивности в самом начале датского века и расцвете немногих, ранее редких, видов, оказавшихся более приспособленными к новым, зачастую нестабильным условиям среды. Снижение продуктивности происходило не только в океанических районах [Hallam, Perch-Nielsen, 1990], но и в окраинных морях, а также в значительно удаленной от открытого океана восточной части одного из морей-заливов океана Тетис, которой отвечает сумбарский разрез.

Г. Келлер [Keller, 1988a, 1988b] пришла к выводу о переживании в самом начале датского века некоторых ранее считавшихся типично меловыми видов фораминифер. Вместе с тем ряд видов, и в том числе все глоботрункана, встреченные выше границы, она считает переотложенными. В Западном Копетдаге доля меловых форм в основании дания еще более значительна, чем в Тунисе, однако утверждение о том, что они не переотложены [[Алексеев и др., 1988]], вероятно, требует дополнительных доказательств.

Положение границы маастрихтского и датского ярусов (мела и палеогена) в разрезе СМ4 может быть уверенно определено в подошве глинистого горизонта (сл.2). На этом уровне исчезают многочисленные аммониты и морские ежи мелового облика, а в 25-35 см выше появляется *Cyclaster danicus* - вид, характерный для нижнего дания Западной Европы и Мангышлака. Комплекс фораминифер зоны *G. eugubina* в данном разрезе не удалось выявить. Вместе с тем присутствие *Guembelitra cretacea* в пограничном глинистом горизонте (инт. +2 - +6 см) позволяет сопоставить его нижнюю часть с зоной *Guembelitra cretacea* [Smit, Hertogen, 1980], которую эти авторы помещают в самое основание датского яруса. Вышележащая часть сумбарского горизонта должна отвечать зоне *G. eugubina* s. s., поскольку с уровня +3 м появляется комплекс подзоны *Eoglobigerina taurica*, в понимании Я. Смита и А. Ромейна [Smit, Romein, 1985].

В других осмотренных нами обнажениях в долине р. Сумбар (СМ1, СМ2 и СМ3), расположенных на южном крыле Сумбарской синклинали в 15-20 км к западу от разреза СМ4, на границе маастрихта и дания обнаружен перерыв, выраженный образованием «твердого дна» в кровле маастрихтского яруса и появлением гальки в базальных слоях дания. В этих разрезах не наблюдается пограничный глинистый прослой, и мергели маастрихта непосредственно перекрываются

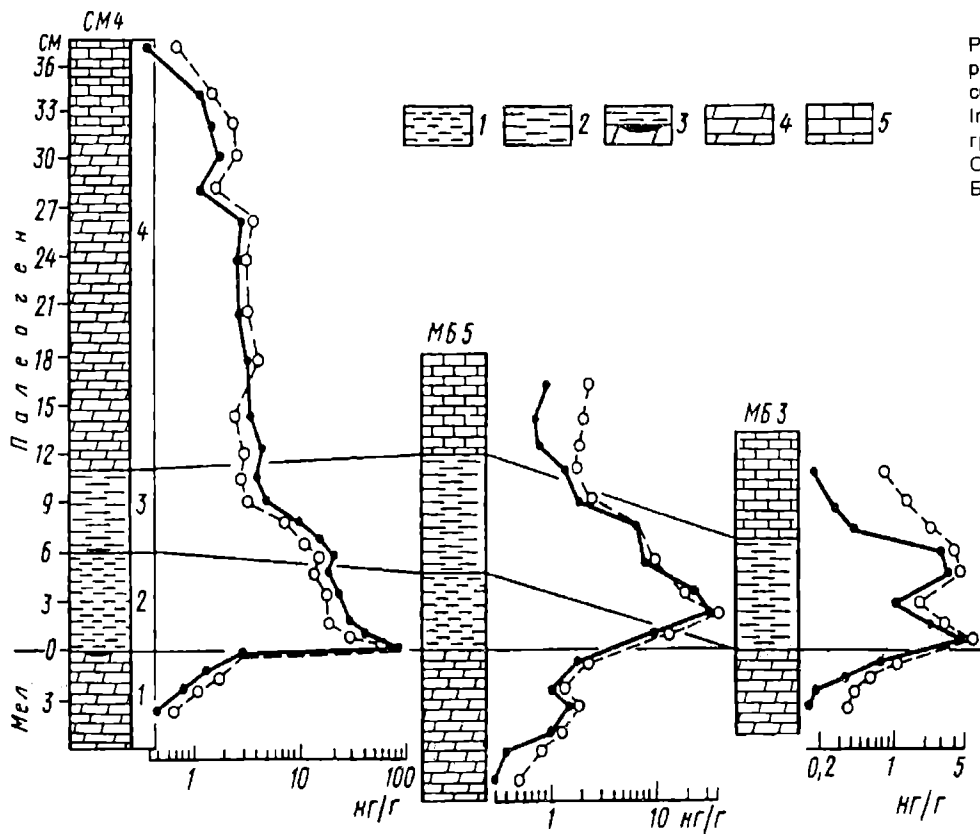


Рис.2.14. Стратиграфическое распределение иридия - сплошная линия и отношение Ir/Au - пунктирная линия на границе М/Д в разрезах Сумбар (СМ4) и Малого Балхана (МБ5 и МБ3)

желваковидными известняками сумбарского горизонта.

На Малом Балхане изучено несколько близко расположенных разрезов в безымянном ущелье восточнее родника Куйджик, которые существенно отличаются по своей полноте друг от друга. Отложения сумбарского горизонта характеризуются здесь несколько большей мощностью и существенно более глинистые, чем на р. Сумбар, к тому же они значительно беднее остатками макрофауны. Это позволяет рассматривать разрезы Малого Балхана как более глубоководные по сравнению с сумбарскими. Микрофауна из них не изучалась. Наиболее полным является разрез МБ5, который по своему строению лишь незначительно отличается от разреза СМ4 (рис. 2.14). Для него характерны существенно большая ожелезненность и загипсованность коричневых глин и более глинистый тип мергелей, слагающих кровлю маастрихтского яруса. Самая верхняя часть последнего, так же как и в разрезе СМ4, очень богата ядрами и отпечатками аммонитов *Hoploscaphites constrictus* (Sow.), *Vaculites* sp. Отложения сумбарского горизонта в этом разрезе крайне бедны макрофауной - лишь в 6 м от подошвы обнаружен *Echinocorys* sp. Хотя имеющиеся палеонтологические данные весьма ограничены, общая последовательность литологических типов полностью идентична таковой сумбарского разреза СМ4, поэтому нижняя граница датского яруса и здесь может быть совмещена с подошвой глинистого горизонта.

В разрезе МБ3 (в 1 км к СЗ от МБ5) слой коричневой глины отсутствует (см. рис.2.14). Здесь наблюдается только пласт зеленой глины, которая непосредственно залегает на мергелях маастрихта и перекрывается известняками сумбарского горизонта. Это указывает на короткий перерыв в осадконакоплении, который еще резче выражен в разрезе МБ2 (в 200 м от МБ3), где обнаружены только реликты слоя зеленой глины. По сравнению с разрезом МБ5 в других пунктах (МБ1-МБ4) нижняя, известняковая, часть сумбарского горизонта испытывает резкую конденсацию, сокращаясь в мощности до 1,5-2 м и даже 0,5 м.

Таким образом, так же как и в других районах земного шара [Назаров и др., 1983; Назаров, 1995], в наиболее полных мел-палеогеновых разрезах Западной Туркмении присутствует тонкий слой глинистого материала на границе маастрихтских и датских отложений. В сокращенных разрезах этот слой отсутствует, что указывает на локальный характер перерыва на этом рубеже. Судя по особенностям распространения пограничного глинистого горизонта в разрезах Западной Туркмении, условия седиментации на границе мелового и палеогенового периодов отличались резкими латеральными неоднородностями.

**Геохимические данные.** Для геохимического исследования из пограничных отложений мела и палеогена в разрезах СМ4, МБ3 и МБ5 были отобраны непрерывно образцы, охватывающие по мощности 0,5-3,5 см (обычно 1-2 см). В разрезах МБ2 и СМ1 был проанализирован материал только из базальной части датского яруса. Содержание Ir определялось с помощью нейтронно-активационного анализа в радиохимическом варианте по методу [Барсукова и др., 1986], содержание главных элементов, а также Ni, Cu, Zn, V, Rb, Sr - рентгенофлуоресцентным методом, остальных редких элементов - методом инструментального нейтронно-активационного анализа. В разрезе СМ4 из пограничного глинистого горизонта в интервале 2-9 см от подошвы дания на протяжении 10 м по простиранию была отобрана валовая проба (массой 5 кг), из которой отмывкой была удалена фракция более 40 мкм. Оставшаяся часть была растерта, гомогенизирована и использовалась в качестве стандартов. В этой пробе атомно-абсорбционным методом было определено содержание платиноидов и некоторых других элементов.

Концентрация Ir в пограничных отложениях мела и палеогена Туркмении отчетливо зависит от полноты разрезов. В наиболее полных разрезах СМ4 и МБ5 содержание этого элемента в пограничном горизонте является максимальным. В разрезе МБ3, в котором отсутствует слой коричневой глины, концентрация Ir заметно меньше и сопоставима с количеством Ir в зеленой глине разрезов СМ4 и МБ5 (см. рис. 2.14). Еще более низкое содержание Ir (0,7 нг/г) отмечено в разрезе МБ2, где наблюдаются только реликты слоя зеленой глины. В разрезе СМ1 в подошве сумбарского горизонта, который с большим перерывом залегает на маастрихте, концентрация Ir составляет всего лишь 0,13 нг/г, т.е. находится в пределах вариации обычного фона [Kyte, Wasson, 1986].

Максимальное содержание Ir (66,3 нг/г) в разрезе СМ4 установлено в самом основании дания - кармане желтого глинистого материала, выше по разрезу оно постепенно, но неравномерно, падает (см. рис. 2.15). В коричневой глине (сл.2) концентрация Ir изменяется от 39,9 (в основании) до 19,1 нг/г (в кровле). В подошве слоя зеленой глины (сл.3) наблюдается 4,5 нг/г Ir, затем до отметки +24 см происходит медленное уменьшение до 2,4 нг/г. Выше этого уровня падение концентрации Ir становится более интенсивным, и она снижается до 0,29 нг/г в 37 см выше границы мела и палеогена. В разрезе МБ5 (см. рис. 2.14) самая высокая концентрация Ir (38,4 нг/г) зафиксирована несколько выше границы. Затем содержание Ir монотонно уменьшается вплоть до кровли слоя зеленой глины, но снова возрастает в

вышележащем известняке. В слое зеленой глины разреза МБ3 наблюдаются два максимума в распределении Iг - 4,5 нг/г (в подошве) и 3,4 нг/г (в 4 см выше). В известняках, перекрывающих слой зеленой глины, в этом разрезе содержание Iг быстро уменьшается. В мергелях маастрихта в разрезах СМ4 и МБ3 содержание Iг быстро понижается и достигает уровня его фоновых концентраций в 4 см ниже границы мела и палеогена, что определяет в целом резко асимметричный характер аномалии. В разрезе МБ5 это падение, однако, выражено менее резко и осложнено небольшим дополнительным максимумом.

Нормирование по содержанию Al, т.е по количеству глинистой компоненты, принципиально не изменяет характера распределения Iг по разрезу, так же как и введение поправки на количество гипса. Последняя, однако, в разрезе МБ5 смещает максимальное значение содержания Iг непосредственно в основание дания. Если исключить из подсчетов гипс, то глинистый материал образцов МБ5/3 и МБ5/4 будет содержать 54,5 и 45 нг/г – соответственно, а образцов СМ4/17 и МБ3/1 - 106,54 и 4,8 нг/г. Изучение отдельных глинистых частиц без примеси гипса и образца СМ4/17 методом инструментального нейтронно-активационного анализа показало, что они, действительно, характеризуются уникально высокими концентрациями Iг, достигающими 100, а иногда 200 нг/г (отношение Iг/Au составляет 0,5-1). В кристаллах пирита, лимонитовых шариках, образовавшихся путем окисления фрамбоидального пирита, и в органическом веществе, выделенных из пограничного глинистого горизонта разреза СМ4, инструментальным методом нейтронно-активационного анализа Iг в количестве более 5 нг/г не был обнаружен. В пирите определены высокие содержания Au (до 2,3 мкг/г).

Вместе с Iг границу мела и палеогена в изученных разрезах (рис. 2.15) маркируют также другие сидерофильные элементы (Fe, Ni, Co, Au), халькофилы (Cu, Zn, S) и мафические литофилы (Ti, Cr, V, Sc). Судя по результатам анализа валовой стандартной пробы СМ4, пограничные глины также обогащены Pt, Pd, Rh, Ru, As, Sb, Ag. Основные породообразующие элементы (Si, K, P, Mn) в нормированных к Al концентрациях не обогащают существенно пограничный глинистый материал, а отношения Ca/Al и Mg/Al в нем отчетливо ниже. Содержания Sr и Ba изменяются параллельно количеству карбоната, поэтому отношения Sr/Al и Ba/Al в пограничных глинах также понижены. Однако концентрация Sr очень высока в наиболее богатых гипсом образцах СМ4/17 и МБ5/3, вероятно, из-за присутствия целестина. Для Ba на этом уровне высокая концентрация не отмечается.

Пограничные глины характеризуются более высокими

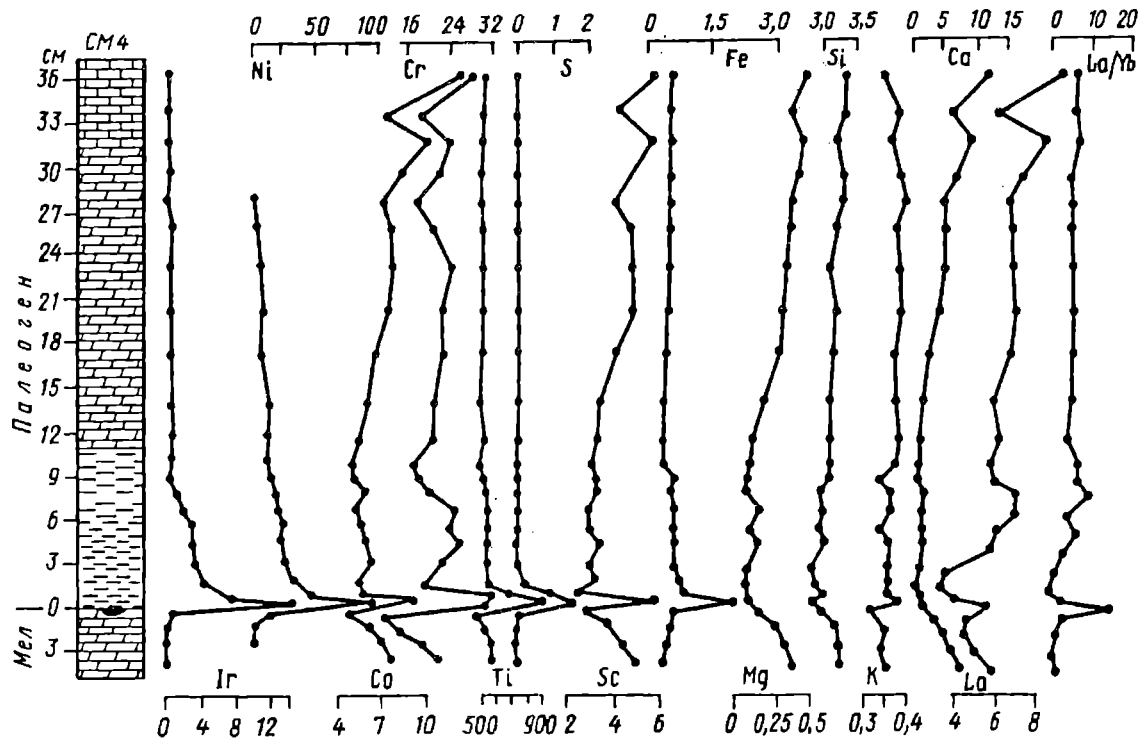


Рис.2.15.Стратиграфическое распределение элементов на границе М/Д в разрезе СМ4 на р.Сумбар. Si, Ca, Mg, Fe,S - в мас.%, иридий - в нг/г, остальные элементы - в мкг/г

отношениями Rb/Al и Rb/K, по сравнению с выше- и нижележащими карбонатными породами. В обогащенных гипсом образцах СМ4/17 и МБ5/3 отношение Rb/Al отчетливо ниже. Концентрации других редких несовместимых элементов (TR, Hf, Th, Ta), нормированные к содержанию Al, в пограничных глинах, как правило, слегка понижаются, за исключением образцов СМ4/17, в котором наблюдаются более высокие отношения La/Al и Th/Al, и МБ5/3, где несколько больше центральных редких земель, а также образца МБ3/1 с более высоким отношением Hf/Al. Соотношения концентрации редкоземельных элементов при переходе через границу мела и палеогена изменяются незначительно. Существенным представляется резкое увеличение отношения La/Yb в образцах СМ4/17 и МБ5/4, которые наиболее обогащены Ig. Кроме того, интересно изменение отношения Ce/La в разрезе СМ4. Зеленая глина сл.2 в этом разрезе отличается пониженными значениями Ce/La, что указывает на возможность участия в ее образовании океанических вод. Высоких содержаний радиоактивных элементов, в частности тория, которые предполагаются [Неручев, 1986] для рубежа мела и палеогена, в разрезах Туркмении, так же как и в других районах, где этот вопрос изучался, не наблюдается.

Изучение пограничных отложений мела и палеогена в Туркмении подтверждает глобальную распространенность геохимической аномалии на этом рубеже, расширяет ее географию. Как и в других разрезах, высокое содержание Ig сопровождается аномальными концентрациями ряда сидерофильных, халькофильных и некоторых мафических элементов. Основные петрогенные и редкие несовместимые элементы в глинистой фракции, как правило, содержатся в нескольких пониженных концентрациях и не маркируют границу. В отличие от других разрезов пограничных отложений мела и палеогена в Туркмении на границе маастрихта и дания наблюдается очень высокое содержание серы (в связи с присутствием гипса), а также высокое отношение La/Yb. Кроме того, для наиболее полных разрезов Туркмении (СМ4 и МБ) характерны очень большие мощности пород, несущих геохимическую аномалию, что определяет необычайно высокое суммарное количество Ig в этих разрезах: СМ4-580 нг/см<sup>2</sup> (наибольшее в мире), МБ5 - 340 и МБ3 - 44 нг/см<sup>2</sup>, если принять плотность породы, равной 2,2 г/см<sup>3</sup>.

Кроме изложенных выше данных, в разрезе СМ4 изучено также распределение зерен ударно-метаморфизованного кварца [Badjukov et al., 1986; Назаров и др., 1988], изотопный состав благородных газов [Anufriev et al., 1987] и распределение родия, еще одного элемента-платиноида [Bekov et al., 1988]. Особенно важным представляется

детальное исследование в Сумбарском разрезе элементного углерода, в том числе сажи [Wolbach et al., 1990]. Если максимальные содержания иридия и ударно-метаморфизованного кварца приурочены к подошве пограничной глины, то сажа и суммарный элементный углерод достигают пика в 7 см выше. Предполагается, что штормовые пожары начались до осаднения базального слоя глины, т.е. непосредственно после или вскоре после импактного события. Концентрация элементного углерода в разрезе СМ4 составляет 11 нг/см<sup>2</sup>, что близко к среднему мировому уровню. Доля сажи (сферические частицы углерода диаметром менее 0,1 мкм) оценивается в 15%.

### **2.3.3. Заключение по импактной модели событий рубежа маастрихт/даний**

Анализ региональных особенностей геохимической аномалии на границе М/Д показывает существенные вариации различных ее параметров от места к месту. В том числе и на небольших (первые километры) и на сравнительно длинных дистанциях, как это имеет место между Сумбаром (Копетдаг) и Кошаком (Мангышлак), которые разделяет 800 км. По-видимому, в этих вариациях содержится информация, существенная для дальнейшего развития и уточнения импактной модели М/Д события.

Вместе с тем уже сейчас очевидно, что другие модели М/Д события, в которых для интерпретации его природы привлекаются явления интенсивного вулканизма [Keith, 1982; McLean, 1985; Officer, Drake, 1985; Куртийо, 1990] либо изменения химии океана и биопродуктивности [Найдин, 1985, 1986 и др.], не способны объяснить синхронность геохимической аномалии, присутствия ударно-метаморфизованного кварца, полевого шпата и фрагментов пород, стекол ударного плавления и сажи.

### Глава 3. СОБЫТИЯ РУБЕЖА СЕНОМАН/ТУРОН

Сеноман/туронское пограничное биотическое событие принадлежит к значительному числу фанерозойских малых МВ, которые имели сравнительно небольшую интенсивность. Вследствие этого их распознавание и изучение представляют сложную задачу, которая стала решаться лишь в последнее время. Однако, уже достаточно давно было установлено, что в середине мелового периода, а именно в сеноманском веке, происходили интереснейшие события. На рубеже сеноманского и туронского веков за достаточно короткий промежуток времени вымирает значительное число семейств аммоноидей, морских ежей и других морских беспозвоночных [Кауффман, 1986]. Ранний турон - время крайне низкого разнообразия белемнитов, морских ежей, усоногих раков, брахиопод и других морских беспозвоночных. По подсчетам Дж. Сепкоски и Д. Раупа уровень вымирания семейств морских животных составил в сеноманском веке 6.1% [Sepkoski & Raup, 1986], в то время как по оценке А.С.Алексеева вымерло 5.2% [Алексеев, 1989а]. Обе эти цифры примерно в два раза выше фонового уровня вымирания. Наиболее популярными объяснениями причины сеноманско-туронского вымирания являются резкие колебания уровня Мирового океана и развитие бескислородных обстановок на этом рубеже на широких пространствах океана Тетис и расширяющейся Атлантики.

Сеноман-туронское событие достаточно четко проявилось в пределах морского пролива, существовавшего в центральной части Северной Америки. Здесь оно представляло собой серию из нескольких событий повышения скоростей вымирания и появления. Всего установлено четыре основных события, которые суммарно привели к вымиранию около 80% видов и 30% родов макробеспозвоночных (аммоноидеи, иноцерамы, другие двусторчатые моллюски, брахиоподы). Два наиболее существенных события отмечаются в верхней части биозоны *Sciponoceras* и в самом основании биозоны *Neocardioceras*. Последней отвечает продолжительный (200-250 тыс. лет) период резко пониженного разнообразия, который завершается окончательным вымиранием сеноманских форм на рубеже биозон *Neocardioceras* и *Watinoceras* (граница сеномана и турона). На этом уровне появляются первые туронские таксоны. Кроме этих событий в разрезе отмечаются периодические флуктуации численности различных видов, отражающие циклические изменения субстрата и других условий, контролируемых климатом. Непосредственно с границей связано эвстатическое повышение уровня моря, изменение температуры, солености и содержания  $O_2$  в водах пролива [Elder, 1985, 1989].

Действительно, породы верхнего сеномана и нижнего турона

имеют специфический литологический состав, а также геохимические и фаунистические характеристики в пределах всей Средиземноморской области, ЕПО и Атлантики. Отложения открытых гемипелагических карбонатных фаций, а также фаций эпиконтинентальных, сравнительно мелководных бассейнов, часто содержат на этом рубеже прослои темноокрашенных, от темно-серых до почти черных пород. Эти породы лишены заметных следов биотурбации, имеют тонкую параллельную слоистость и повышенные содержания органического вещества. Кроме того, в них практически полностью отсутствуют остатки каких-либо бентосных животных. Иногда даже в случае отсутствия темноокрашенных прослоев, карбонатные или карбонатно-терригенные породы все-таки характеризуются специфическими микрофаунистическими комплексами, а также изотопными сигналами, указывающие на аномальную палеогеографическую ситуацию. Повышенные значения  $\delta^{13}\text{C}$  (около 4-5‰ против 2-3‰ в покрывающих и подстилающих породах) интерпретируются как показатель быстрого захоронения громадных масс органического углерода в осадках и роста биопродуктивности на больших пространствах Мирового океана. Этот глобальный эпизод носит название сеноманско-туронского **океанического бескислородного события или OAE 2 (Oceanic Anoxic Event 2)**.

Как уже отмечалось, следы этого события запечатлены в обогащенных органическим веществом осадках в пределах Западной, Центральной и Восточной окраин Средиземноморья. Сюда входят разрезы Италии (Апеннины, Южные Альпы), Испании, Туниса, Алжира, Марокко, Сенегала и Нигерии [Kuhnt et al., 1992]. В восточной части Средиземноморского пояса и на территории ЕПО подобного типа породы обнаружены в разрезах Крыма, на Северном Кавказе, на Мангышлаке и Копет-Даге, и даже в разрезах Таджикской депрессии [Найдин, Алексеев, 1981, Самышкина, 1983, Джалилов и др., 1986]. Широким развитием пользуются “черные сланцы” и в пределах эпиплатформенного чехла центральных и северных районов Западной Европы [Hilbrecht & Hoefs, 1986].

Следы OAE достаточно давно начали изучаться на материалах из разрезов Юго-Западного Крыма [Naidin, 1981, Найдин, Алексеев, 1981, Банников и др., 1982]. По материалам из этих разрезов в настоящее время получены интересные данные: наиболее детально были изучены овраг Аксудере в 5 км к юго-востоку от восточной окраины г. Бахчисарай и разрез южного склона г. Сельбухра, разрезы г. Мендер и г. Кизил-Чигир (рис. 3.1). В последнее время один из них (Аксудере) подвергся детальному геохимическому и изотопному исследованию [Найдин, 1993; Найдин, Кияшко, 1994а,б], в нем также предварительно

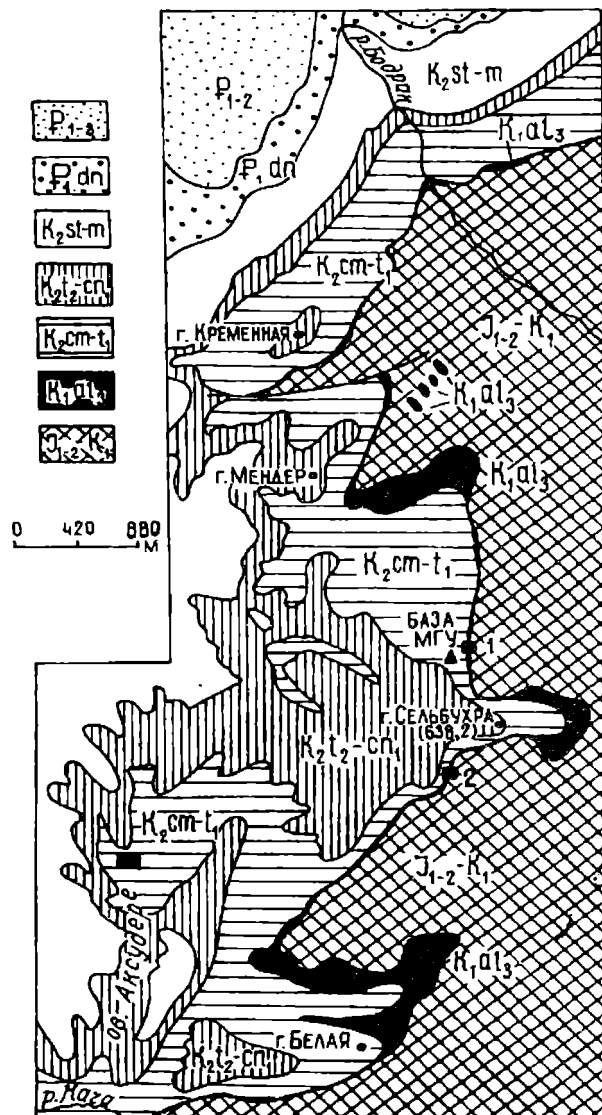


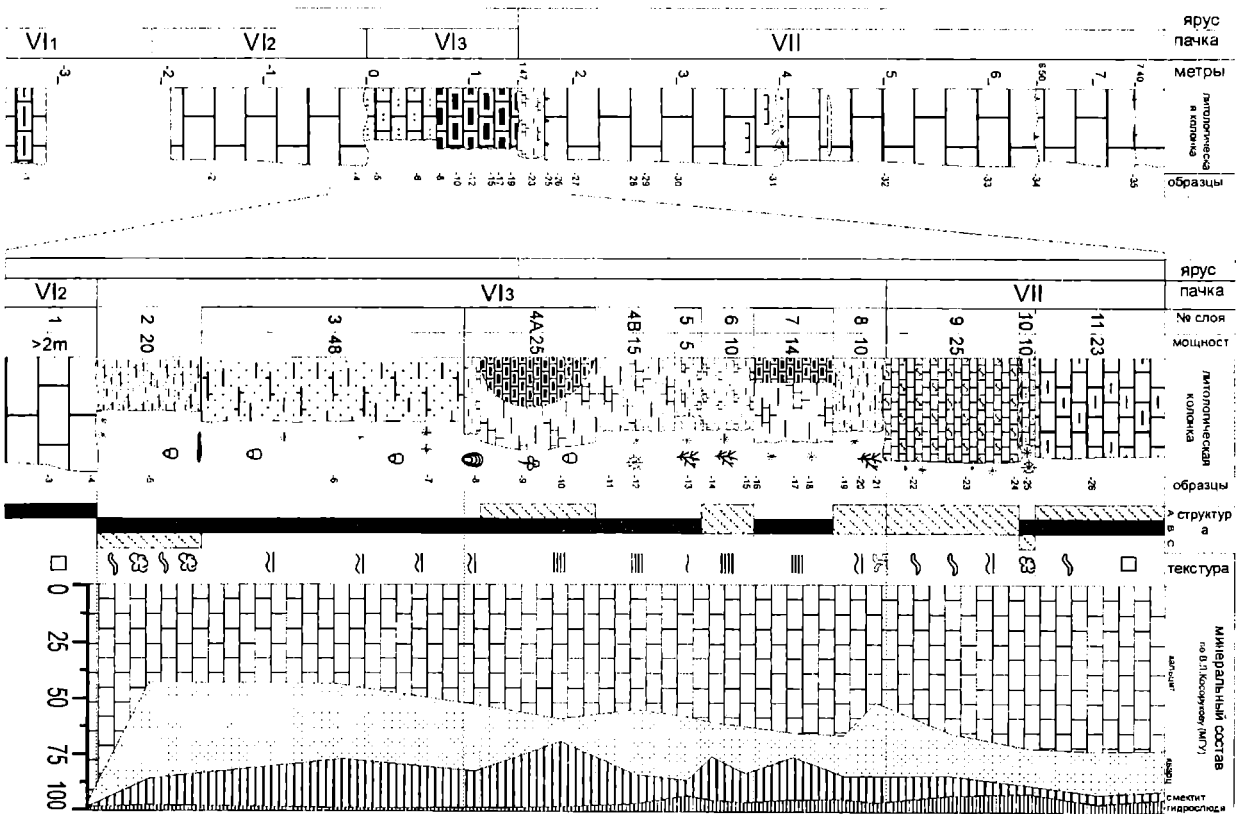
Рис. 3.1. Схематическая геологическая карта участка междуречья рек Качи и Бодрака, в пределах которого развиты верхнемеловые отложения: J<sub>1-2</sub>-K<sub>1</sub> - довершнеальбские породы, K<sub>1-al<sub>3</sub></sub> - верхний альб. K<sub>2-st-t<sub>1</sub></sub> - сеноман и нижний турон, K<sub>2-t<sub>2</sub>-cn<sub>1</sub></sub> - верхний турон и нижний коньяк, K<sub>2-st-m</sub> - сантон, кампан и маастрихт, P<sub>1-dn</sub> - даний, P<sub>1-2</sub> - палеоцен (тенет) и эоцен (имр. лютет). Черный квадрат - разрез Аксудере

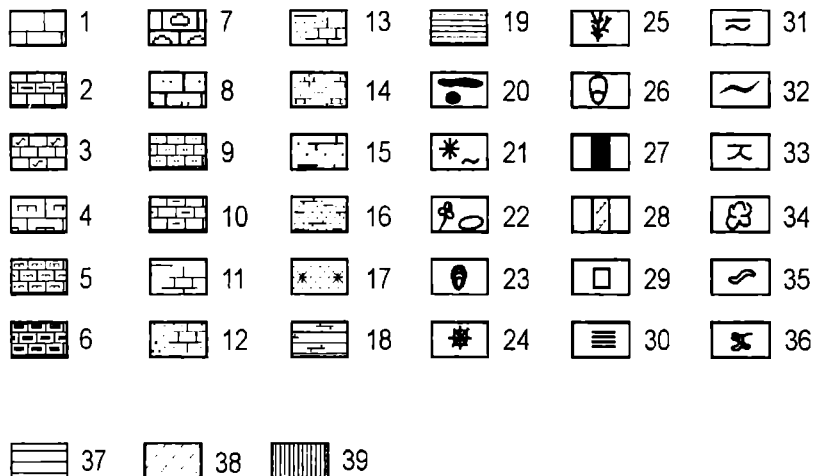
изучено распределение фораминифер и иноцерамов [Кораяевич, Walaszczyk, 1990; Алексеев и др., 1997].

Разрез, расположенный на южном склоне горы Сельбухра в междуречьи Качи и Бодрака, имеет принципиальное значение для интерпретации обстановок формирования битуминозного горизонта и прослеживания его фациальных эквивалентов на площади [Алексеев и др., 1997]. При его описании кроме визуальных наблюдений использованы результаты микроскопического изучения шлифов с количественным подсчетом основных породообразующих компонентов, количественного рентгеноструктурного анализа валовых проб и состава глинистых минералов. В качестве стратиграфической основы использовалось расчленение верхнемеловых отложений на литологические пачки, как это было подробно изложено А.С.Алексеевым [1989], а также микропалеонтологические данные.

### **3.1. Макро- и микропалеонтологическая характеристика сеноманско-туронского интервала.**

Детальное изучение какого-либо события возможно лишь при наличии детальной биостратиграфической схемы расчленения данных отложений, пригодной для использования на большой территории. Для сеноманско-туронского интервала такая схема существует. Наиболее важными в стратиграфическом отношении организмами можно считать иноцерамы и планктонные фораминиферы. Эволюционные изменения и количественные вариации внутри этих групп имеют много общих черт как в пределах Западного, так и Восточного Средиземноморья. Практически во всех регионах с пограничными сеноманско-туронскими отложениями совпадает зона *Whiteinella archeoscretacea* (планктонными фораминиферами); аналогичная картина установлена и для разреза Аксудере, а также Сельбухра-юг [Алексеев и др., 1997]. В некоторых образцах главенствующее значение приобретают остатки радиоларий. Среди макропалеонтологических остатков важное значение для корреляции этого интервала имеют ростры белемнитов *Praeactinosamax plenus* (Blainville). Этот вид обладает двумя признаками, позволяющими отнести его к категории архистратиграфических форм. Во-первых, его биозона (то-есть прослеженное вертикальное распространение) крайне узка. Во-вторых, на широких пространствах от Англии на западе до Копетдага на востоке этот вид присутствует практически во всех регионах. Недавно единичные ростры вида были найдены еще дальше к востоку в пределах Среднеазиатской провинции в разрезе хр. Койкитау (низовья р. Кафирниган на границе с Афганистаном) [Джалилов и др., 1986, Корчагин, 1988]. В этом отношении необычайный интерес представляют разрезы с совместным нахождением упомянутой формы и комплекса





**Рис.3.3.** Разрез пограничных отложений сеномана и тулона в овра. Аксудере  
 1-19 - породы: 1- известняк чистый, массивный; 2 - ритмичное переслаивание чистых и глинистых известняков; 3 - известняк биотурбированный; 4 - известняк кремнеземный; 5 - кремневые конкреции или сильно кремнеземный известняк; 6 - известняк, обогащенный органическим веществом; 7 - интракластовый известняк; 8 - известняк песчаный; 9 - известняк алевролитовый; 10- известняк слабо глинистый; 11 - известняк сильно глинистый; 12 - известняк сильно песчаный; 13 - известняк сильно глинисто-песчаный; 14 - известняк сильно глинисто-алевритовый; 15 - глина песчано-известковистая; 16 - глина алевролитово-известковистая; 17 - известняк песчаный, с глауконитом; 18 - глина известковистая; 19 - глина неизвестковистая;  
 20-26 - включения: 20 - пиритовые конкреции и желваки; 21 - глауконит и слюда; 22 - растительные остатки и литокласты; 23 - раковины иноцерармов; 24 - радиолярии; 25 - следы жизнедеятельности *Chondrites*; 26 - чешуя рыб;  
 27,28 - структуры: 27 - явно выраженные; 28 - смешанные (А - микритувая, зерна крупнее 0,05 мм составляют менее 10%; В - зерна крупнее 0,05 мм составляют 10-50%; С - зерна крупнее 0,05 мм составляют свыше 50%;  
 29-36 - текстуры: 29 - массивная; 30 - горизонтально-слоистая; 31 - линзовидно-слоистая; 32 - линзовидная; 33 - наклонная; 34 - комковатая; 35 - биотурбационная; 36 - нарушение кровли слоя зарывающимися организмами; 37 - 39 - экологические группы фораминифер: 37- планктонные бескилевые; 38 - планктонные килевые; 39 - бентосные.

фораминифер зоны *Whiteinella archeocretacea*.

### 3.2. Результаты изучения седиментологических особенностей разрезов.

Изучение разрезов Атлантики и Западного Средиземноморья позволило выделить несколько их типов, с различными седиментологическими особенностями [Kuhnt et al., 1986, Kuhnt et al., 1992]:

1) карбонатные разрезы типично мелководных отложений, где для сеноманско-туронского интервала характерно присутствие горизонта ТД, либо подводного размыва или горизонта конденсации. Это наиболее мелководный тип разрезов, располагавшихся в зоне среднего шельфа, с обильными макро- и микроостатками (так называемый "шельфовый тип разреза");

2) карбонатные разрезы, содержащие от одного до нескольких прослоев "черных сланцев" на изучаемой границе; здесь была очень высокая скорость седиментации, что определялось необычайно высокой биопродуктивностью поверхностных вод. Такая седиментация осуществлялась в пределах нижней части шельфа - верхней части континентального склона при условии обогащения поверхностных вод питательными веществами;

3) карбонатные разрезы и кальцитурбидиты с низкой скоростью седиментации и значительно меньшим по мощности интервалом "черных сланцев", органическое вещество в которых явно является переотложенным; это относительно глубоководные "склоновые разрезы";

4) наиболее глубоководные разрезы, полностью представленные сланцами и кремнистыми породами, которые формировались ниже зоны критической глубины накопления карбонатов, то-есть в зоне почти полного растворения  $\text{CaCO}_3$ . Здесь прослои "черных сланцев" чередуются с кремнисто-биогенными слоями, так называемыми "радиоляриевыми песками" ("глубоководные разрезы");

Общим признаком для всех перечисленных типов разрезов является повышение содержания  $\text{C}_{\text{орг}}$  к кровле сеномана, которое может достигать 20%.

В Юго-Западном Крыму можно выделить также несколько типов разрезов с различной характеристикой сеноманско-туронской границы. Различия касаются именно пограничных отложений; подстилающие более древние верхнесеноманские и покрывающие более молодые нижнетуронские отложения везде одинаковы.

В разрезе Аксудере к границе сеноман-турон приурочен пласт так называемых "черных мергелей" (сл.4-8 на рис. 3.2), которые в значительной мере обогащены органическим веществом. Иной тип изучен в I разрезе Сельбухра-Юг, где переход от сеномана к турону

представлен песчанистыми известняками с мелким органогенным детритом (рис.3.3). Здесь выдержанный пласт "черных мергелей" отсутствует, но имеются темно-серые морфологически неясно выраженные линзы, также богатые  $C_{opr}$ . Третий тип разрезов, наиболее распространенный, имеет на границе сеномана и турона поверхность подводного(?) размыва с глауконитом (горы Мендер, Кременная, Кизил-Чигир).

Детальное изучение пачки VI верхнего сеномана показывает, что она может быть разделена на три подпачки, которые уверенно прослеживаются на всей территории междуречья Качи и Бодрака.

Подпачка VI представлена плохо выраженным ритмичным переслаиванием<sup>1</sup> однотипных, светло-бежевых известняков: толстоплитчатых микритовых, почти чистых с редкими раковинами фораминифер, и тонкоплитчатых глинисто-алевритистых (содержание нерастворимого остатка до 30%) с органогенным детритом (до 25%). Мощность этой подпачки в разрезе Сельбухра-Юг составляет 10,6 м. В овраге Аксу-Дере отложения данной подпачки скрыты мощной толщей современного делювия.

Подпачка VI сложена однородными, белыми, массивными, микритовыми известняками с редкими раковинами планктонных фораминифер (до 3%). Вертикальные трещины придают породе мелкоблоковую отдельность. В прикровельной части пачки присутствует hard ground прослеживаемый на глубину 15-20 см, относящийся к ранней стадии, со следами растворения кровли. Мощность подпачки достигает 6 м, в разрезе Аксудере вскрыты только верхние 2 м.

Подпачка VI<sub>3</sub> залегает с размывом на известняках средней подпачки и характеризуется резко повышенной глинистостью и песчаностью, но главная ее отличительная особенность - обогащение тонкодисперсным битумоидным органическим веществом.

В разрезе Сельбухра-Юг эта подпачка включает слои 2-11 и сложена бежевыми, плитчатыми, тонкопесчанистыми известняками с мелким органогенным детритом (5-15%) (см. рис.3.3). Органическое вещество концентрируется в темно-серых линзах, где содержание C достигает 0.67-2.37%. Наряду с этим порода содержит стяжения<sup>ор</sup> рассеянные зерна фромбоидального пирита, незначительную алевритовую примесь пирокластического материала (плагиоклаз и витрокласты) и единичные известковые интракласты (диаметром 1-5 см) пока неясного происхождения. В подошве подпачки залегают светло-серые (переходящие в коричневые) монтмориллонитовые глины (сл.2-3, мощность 0.5 м). Похожий зеленовато-рыжий сильно глинистый материал отмечен в подошве данной подпачки и в разрезе Аксудере (сл.2-

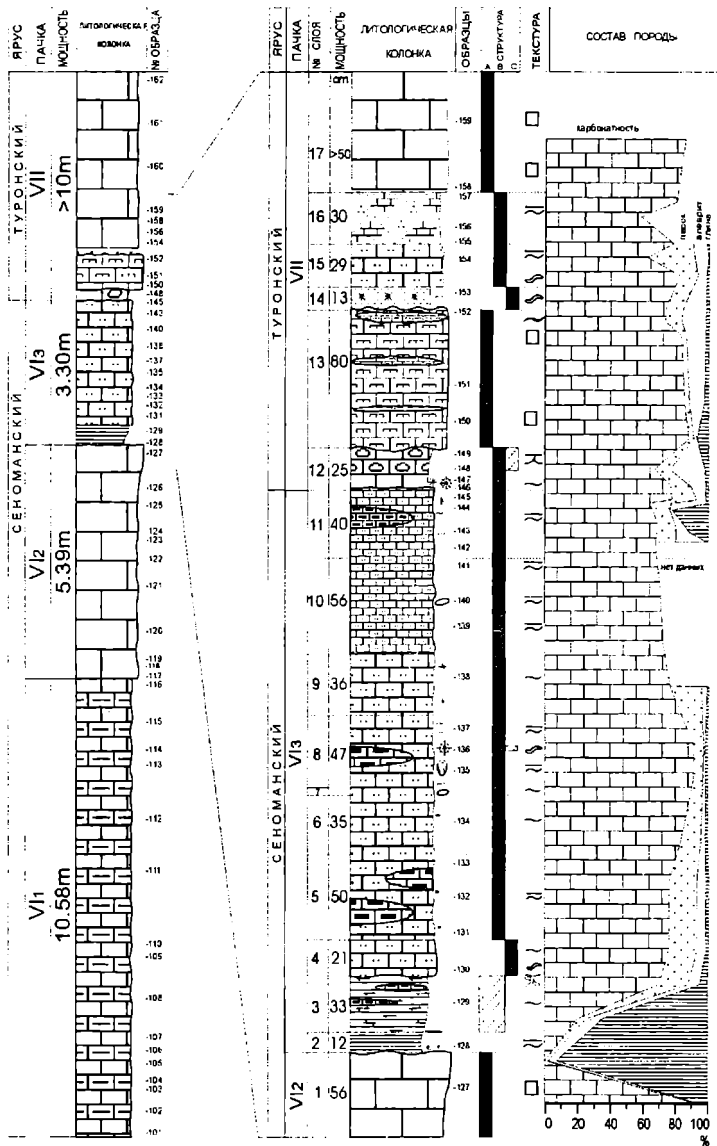


Рис.3.3. Разрез пограничных отложений сеномана и турона южного склона горы Сельбухра. Условные обозначения см. рис.3.2.

3).

В разрезе Аксудере верхняя подпачка представлена слоями 2-8. В ее подошве залегает глинисто-песчано-известковая порода (сл.2-3). Выше располагается пласт так называемых "черных мергелей" (сл.4-8), которые в значительной мере обогащены органическим веществом ( $C_{\text{орг}} - 0.5-7.2\%$ ). В составе пласта можно выделить 6 слоев, сложенных темно-коричневыми, почти черными микритовыми известняками с редким детритом и единичными растительными остатками. Различают два наиболее обогащенных органическим веществом слоя - 4 и 7. Внешне однородный слой 4 подразделяется на две части: субконкреционную- 4а и плитчатую- 4б. Подслой 4а сложен крупными (до 0.5 м) стяжениями, происхождение которых пока не установлено. Пространство между этими образованиями заполнено рыжевато-коричневым известняком с меньшим содержанием органического вещества ( $C_{\text{орг}} - 1.03\%$ ). Подслой 4б более песчаный и в целом менее обогащен органическим веществом, но над куполами стяжений содержит участки с максимальной концентрацией органического вещества ( $C_{\text{орг}} - 7.2\%$ ). Кровля подпачки совпадает с кровлей слоя 8 (рис.3.4).

Ранее считалось [Алексеев, 1989], что битуминозные мергели, ныне выделенные в подпачку VI<sub>3</sub>, не встречаются за пределами разреза Аксудере в результате их последующей эрозии. Распознавание этого интервала в разрезе Сельбухра-Юг и в ряде других пунктов междуречья Бодрака и Качи, а также четкая биостратиграфическая позиция этой единицы, позволяют выделить данную подпачку в качестве аксудеринских слоев со стратотипом в одноименном разрезе ( сл. 2-8).

Пачка VII сложена белыми, мелоподобными, микритовыми известняками с крупными лепешковидными конкрециями серых кремней, расположенными по напластованию. В разрезе Сельбухра-Юг в подошве этой пачки залегает интракластовый горизонт (сл.12) - песчаный известняк(мощность 0.2-8 см) с окатанными известковыми зернами. Его перекрывает сложно построенный пласт окремнелого известняка изменчивой мощности от 0.3 до 0.8 м (сл.13). Этот пласт перекрывается рыхлым биотурбированным песчаным известняком с глауконитом (сл.14). Следует отметить, что мощности сл. 12-14 крайне не выдержаны по простираанию.

В разрезе Аксудере крупные окремнелые тела в подошве пачки VII отсутствуют. Аналогом интракластового горизонта, возможно, следует считать сл.9, но вполне вероятно, что интракластовый горизонт и окремнелый пласт не представлены в этом разрезе. В разрезе Аксудере выявлены два уровня со скоплениями раковин радиоларий - в сл.4б и сл.10. Аналогичные уровни обнаружены и в разрезе Сельбухра-Юг (сл.8



и подошва сл.12), что подтверждает справедливость предложенной корреляции этих разрезов.

### 3.3. Микропалеонтологическая характеристика крымских разрезов.

**Разрез Сельбухра-Юг.** На основании микропалеонтологического изучения в этом разрезе можно выделить три комплекса планктонных фораминифер (рис. 3.4). Первая и вторая подпачки а также нижняя часть третьей подпачки (слои 1-5) шестой пачки содержат комплекс фораминифер, зоны *Rotalipora cushmani*. Вертикальное распространение и количественные соотношения форм данного комплекса показаны на рис. 3. Преобладающими видами здесь являются *Praeglobotruncana delrioensis* и *Praeglobotruncana turbinata* - эти виды присутствуют в большом количестве в каждом образце. *Rotalipora cushmani* также достаточно многочисленны (от десяти до первых сотен экземпляров в каждом образце). Среди бескилевых таксонов явно преобладает *Hedbergella planispira*. Такие виды как *P.turbinata*, *P.delrioensis*, *H.planispira*, *Whiteinella brittonensis* прослеживаются и выше по разрезу, тогда как *Rotalipora cushmani* и *Rotalipora greenhornensis* ограничены в распространении только рассматриваемым интервалом. Присутствие *Rotalipora cushmani* и сопутствующего ему комплекса фораминифер позволяет выделить одноименную зону верхнего сеномана [Маслакова, 1978; Robaszynski et al., 1979].

Верхняя подпачка шестой пачки в разрезе Сельбухра-Юг (сл. 6-11) содержит комплекс, представленный в основном планктонными фораминиферами родов *Praeglobotruncana*, *Dicarinella* и *Whiteinella* (рис. 3.4). Среди бескилевых таксонов преобладающими являются *Whiteinella*. Такие виды как *P.turbinata*, *P.delrioensis*, *Hedbergella portdownensis*, *H.planispira* выше (сл.11) не прослеживаются. Однако *P.oraviensis*, *Dicarinella hagni* и *Dicarinella biconvexiformis* впервые появляются только в этой части третьей подпачки продолжают встречаться в вышележащих отложениях. Данный комплекс планктонных фораминифер характеризуется расцветом бескилевых форм в основном рода *Whiteinella* и массовым появлением преглоботрункан и дикаринелл. На этом основании верхнюю часть третьей подпачки можно выделить в качестве зоны *Whiteinella arhaeocretacea* [Robaszynski et al., 1979]. Формы, похожие на *W.arhaeocretacea*, были найдены в слоях 9-10.

Отложения седьмой пачки в разрезе Сельбухра-Юг содержат третий комплекс планктонных фораминифер, отвечающий зоне *Helvetoglobotruncana helvetica* (слои 12-17). Из них *Praeglobotruncana oraviensis*, *Dicarinella imbricata*, *D.hagni*, встречаются в каждом образце в большом количестве. В подошве слоя 12 отмечено первое появление

*Helvetoglobotruncana praehelvetica* в виде нескольких экземпляров, а в слое 15 найдены редкие раковины *H. helvetica*. Выше количество раковин *H. helvetica* увеличивается до сотен и даже тысяч экземпляров. Среди бескилевых форм основную роль играют *Whiteinella*, а также обильные мелкие хедбергеллы. Данный комплекс принадлежит зоне *Helvetoglobotruncana helvetica*. Зона *H. helvetica* согласно общепринятому зональному делению по планктонным фораминиферам относится к нижнему турону.

Количественный анализ фораминиферовых комплексов разреза Сельбухра-Юг указывает на явное преобладание планктонных морфотипов. Доля планктона колеблется в среднем от 60 до 80%. Внутри планктонного комплекса наблюдается преобладание килеватых форм. В нижней части разреза в составе планктонного комплекса значительную роль играют "глубоководные таксоны", представленные родом *Rotalipora* (до 25%). Также среди килеватых форм отмечено большое количество представителей рода *Praeglobotruncana*. Вверх по разрезу количественные соотношения немного меняются. Среди килеватых форм все меньшую роль играют виды рода *Rotalipora*, а в сл. 2-5 они практически исчезают и вплоть до сл. 7 килевые виды представлены только мелкими *Praeglobotruncana*. Все большее значение приобретают бескилевые *Whiteinella* и *Hedbergella*. В пробе 135 происходит изменение состава планктонного комплекса. Здесь появляются крупные *Dicarinella* и *Praeglobotruncana*. Начиная со сл. 8 и выше по разрезу они составляют большую часть планктонной ассоциации (до 60%). Наконец в пробах 535-542 появляются килеватые скульптурированные раковины *Helvetoglobotruncana*.

В разрезе Сельбухра-Юг найдены два прослоя с радиоляриями. Первый расположен в нижней части сл. 8 (обр. 136), второй - в подошве сл. 12 (обр. 146). Эти уровни характеризуются двумя различными комплексами радиолярий. Для нижнего уровня характерны *Archaeospongoprunum cf. corninuensis* Pessagno (встречается в больших количествах), *Piramispongia sp.*, *Conocarioma sp.* Характерные виды верхнего уровня - *Crucella cachensis* Pessagno, *Patulibrachium sp.*, *Cavaspongia sp.*, *Dumitricaia maxwellensis* Pessagno. Такие виды как *Stichomitra cf. communis*, *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* Squinabol, *Archaeodictyomitra cf. simplex* Pessagno, *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) и *Hlesium ex gr. quadratum* являются общими для обоих горизонтов (определения А.Б. Данилова). Нижний уровень содержит формы, распространенные в достаточно широком стратиграфическом интервале от альба до нижнего турона [Erbacher, 1994; Kuhnt et al., 1986]. В то же время наличие в комплексе верхнего уровня ( сл. 12) вида *Crucella*

sachensis, появляющегося в нижнем туроне, а также характерного для турона (зона H. Helvetian) *D. maxwellensis*, подтверждает нижнетуронский возраст этого слоя.

**Разрез Аксудере.** В данном разрезе можно выделить три комплекса планктонных фораминифер. Сл. 1 содержит богатый комплекс, в составе которого значительную роль играют *Rotalipora. cushmani*, *R. greenhornensis* и *R. deeckii*. Среди других килеватых таксонов обычны *Praeglobotruncana. turbinata*, в обр. 3 встречены примитивные *Dicarinella*, которые в дальнейшем становятся важными компонентами туронской планктонной биоты. Постоянно присутствуют *W. brittonensis* и мелкие *Hedbergella* spp. Состав планктонной ассоциации позволяет выделить в нижней части разреза Аксудере отложения зоны *R. cushmani*. В нижней части верхней подпачки пачки VI [середина сл. 3] происходят значительные изменения в количественном соотношении планктонной части фораминиферового комплекса. Резко возрастают количество и таксономическое разнообразие *Whiteinella* на фоне сокращения числа килеватых *Praeglobotruncana*, *Dicarinella* и особенно *Rotalipora*. Преобладание бескилевых *Whiteinella* и *Hedbergella* продолжается вплоть до сл. 10 (нижняя часть пачки VII). Слои 3-11 в разрезе Аксудере содержат бедный комплекс микрофауны. Фораминиферы здесь очень малочисленны и встречаются эпизодически, в основном это *H. portsmouthensis*, *H. planispira*, *W. brittonensis*, а также некоторые *Praeglobotruncana* (рис. 3.5). Отсутствие в этом комплексе представителей рода *Rotalipora* позволяет выделить данный интервал разреза в зону *W. arhaeocretacea* (рис. 3.5).

Пачка VII выше зоны *W. arhaeocretacea* в разрезе Аксудере содержит третий комплекс планктонных фораминифер, отвечающий зоне *Helvetoglobotruncana helvetica*. Здесь встречено множество *P. oraviensis*, *Dicarinella imbricata*, *D. hagni*. Их общее число колеблется от первых сотен до первых тысяч экземпляров в каждом образце. На этом уровне (обр. 29) происходит резкое увеличение числа раковин фораминифер по сравнению со вторым комплексом, где фораминифероное число не превышало 1 экз/г. Такие виды как *H. helvetica*, *P. oraviensis*, *D. hagni* появляются здесь впервые и прослеживаются вверх по разрезу. Присутствие *H. helvetica* и сопутствующего ему комплекса планктонных фораминифер позволяет отнести базальные слои пачки VII к нижнему турону.

Интересными представляются количественные изменения комплексов фораминифер в этом разрезе. Подстилающие битуминозные известняки глинисто-песчаные породы (сл. 2 и 3) содержат довольно богатый комплекс планктонных и бентосных фораминифер с явным

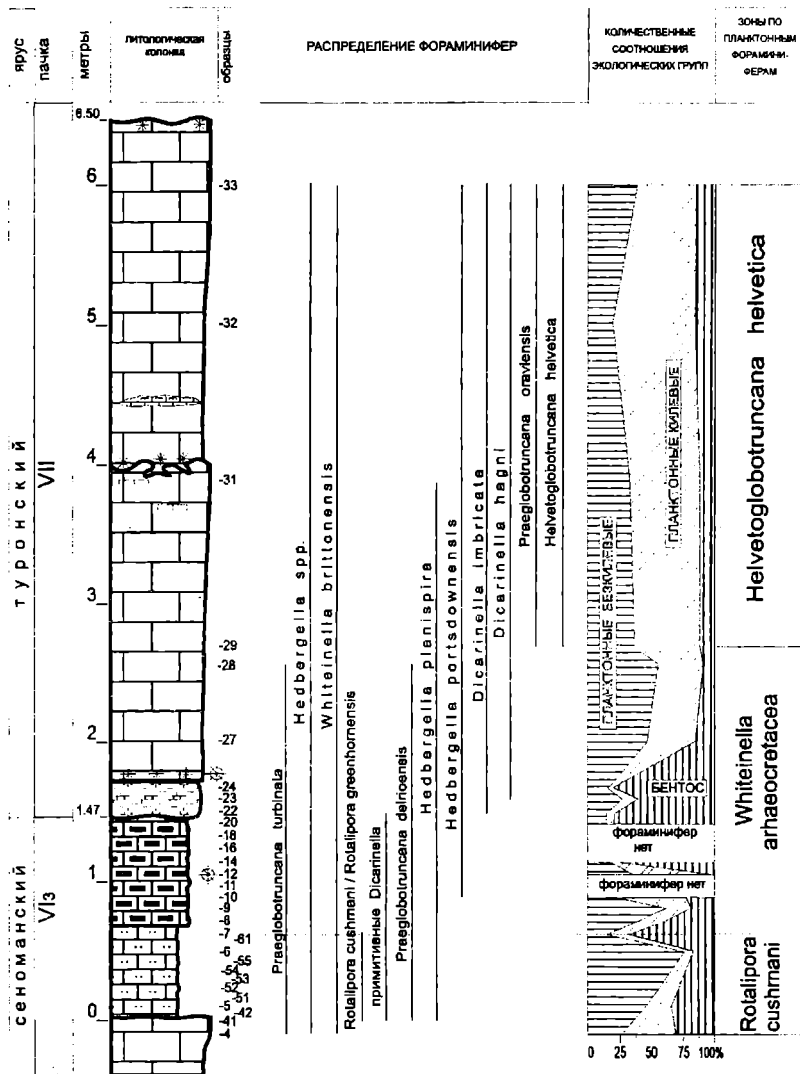


Рис.3.5. Распределение фораминифер в разрезе Аксудере. Условные обозначения см. рис.3.2

преобладанием первых. Доля планктона колеблется от 60 до 75%. В составе планктонного комплекса (обр. 3- 5) килеватые "глубоководные морфотипы" составляют значительную часть ассоциации (15 - 25%). В обр 6 количественные соотношения внутри планктонного комплекса меняются. Ведущая роль ( 75% ) здесь принадлежит "переходным" и "мелководным" таксонам из родов *Whiteinella* и *Hedbergella*. Доля "глубоководных" морфотипов сокращается до 6-8%. В битуминозных известняках содержится очень малое число раковин фораминифер, а в обр. 11, 16 и 18 они вообще отсутствуют. В остальных образцах встречаются редкие *Whiteinella* и *Hedbergella*, а также мелкие *Praeglobotruncana*. Бентосные фораминиферы практически отсутствуют. В известняках, перекрывающих интервал, обогащенный органическим веществом, число и разнообразие планктонных фораминифер увеличиваются, что особенно заметно начиная с обр. 29. Доля планктонных фораминифер в зоне *H. helvetica* превышает 70%. В комплексе планктонных фораминифер появляются крупные раковины с хорошо выраженным килем, принадлежащие родам *Dicarinella* и *Praeglobotruncana*, а также скульптурированные килеватые раковины *Helvetoglobotruncana*.

В разрезе Аксудере как и в разрезе Сельбухра-Юг, найдены два уровня с радиоляриями ( сл. 4б, обр.12 и сл. 10, обр. 25), но их присутствие зафиксировано только при изучении шлифов. Оба разреза содержат бедный комплекс бентосных фораминифер. Они однообразны и редки. В основном встречаются крупные гладкие *Lenticulina* и различные роталииды. Постоянно присутствуют цисты кальцисферулид.

#### **3.4. Содержание органического углерода.**

В карбонатных отложениях сеномана и турона Горного Крыма, также как и в Западном Средиземноморье, содержания органического вещества крайне незначительны.  $C_{орг}$  либо совсем не обнаружен, либо установлен в количествах порядка 0,04-0,06%, очень редко до 0,14-0,17%. Практически содержание  $C_{орг}$  не меняется по разрезу. Как правило, отмечается весьма незначительное возрастание концентрации  $C_{орг}$  с повышением доли терригенного материала.

Резко отличается высокими содержаниями  $C_{орг}$  пачка "черных прослоев" разреза Аксудере. Содержание органического вещества в пределах пачки меняется от 0,12 до 7,20% (рис. 3.6). Несколько повышены содержания  $C_{орг}$  и в аналогичном интервале разреза Сельбухра-юг, где его содержание изменяется от 0.67 до 2.37 %. На р. Басс (окрестности г.Грозного) в пограничном сеноманско-туронском интервале встречены прослой черных мергелей, в которых содержание  $C_{орг}$  достигает 15%. Нижнетуронский ананурский горизонт, прослеживаемый на южном склоне

# АКСУДЕРЕ

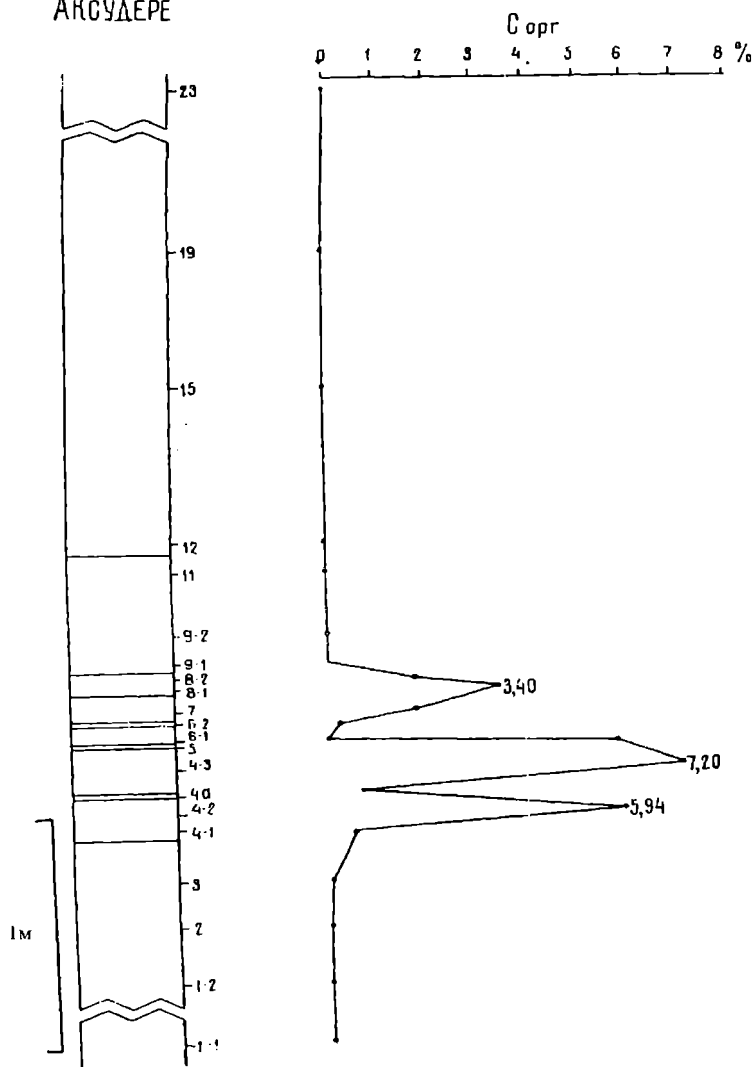


Рис. 3.6. Содержание  $C_{org}$  в сеноман-туронском интервале разреза Аксудере.

Большого Кавказа, также характеризуется значительными концентрациями  $C_{opr}$  (более 10%). Здесь уместно привести указание Ю.М. Бутковского [1967] о нескольких прослоях горючих сланцев в отложениях верхнего сеномана, вскрытых одной из скважин близ г. Уральска. Разрезы гор Мендер, горы Кременной и горы Кизил-Чигир содержат четко выраженную поверхность подводного размыва на границе сеномана и турона, непосредственно выше границы встречены скопления зерен глауконита. При этом из разреза полностью выпадают отложения фораминиферовой зоны *Whiteinella archeoscretacea*, к которым как правило и приурочены повышенные содержания  $C_{opr}$  (рис. 3.7).

### 3.5. Изотопный состав углерода и кислорода.

Наибольший интерес представляют значения  $\delta^{13}C$ . В разрезе Аксудере значения как  $\delta^{13}C_{opr}$ , так и  $\delta^{13}C_{CaCO_3}$  для пачки "черных прослоев" сдвинуты в положительную сторону (см. рис. 3.8). Причем сдвиг для  $C_{opr}$  имеет несколько большую амплитуду, чем для карбонатного углерода. Выше пачки "черных прослоев" (уже в туроне) восстанавливаются предшествующие сеноманские значения изотопного состава как органического, так и карбонатного углерода. Таким образом имеет место экскурс значений изотопного состава углерода. Сдвиг значений  $\delta^{13}C$  был определен и для пограничных отложений сеномана и турона в разрезе г.Сельбухра-Юг.

Характер изменений и абсолютные значения  $\delta^{13}C$  хорошо совпадают с опубликованными данными по зарубежным разрезам пограничного интервала сеноман/турон, в частности, для горизонта Бонарелли в Северной Италии, а также для разрезов Южной Англии [Jarvis et al., 1988].

Таким образом пограничные сеноманско-туронские отложения характеризуются появлением "черных сланцев", более или менее высокими содержаниями  $C_{opr}$  и положительным сдвигом  $\delta^{13}C$ .

### 3.6. Результаты химического и спектрального анализов.

Нет прямой корреляции содержания  $C_{opr}$  и концентрации металлов. Так, наиболее высокая концентрация металлов установлены в пробе АКС 9106-2, в которой определено всего лишь 0.26%  $C_{opr}$ , тогда как в пробе 9104-3 с максимальным содержанием  $C_{opr}$  7.20% концентрация металлов заметно ниже (см. рис. 3.8). Отсутствие строгого совпадения пиков максимальных концентраций металлов с пиками повышенных содержаний  $C_{opr}$ , видимо связано с процессом послонного перераспределения элементов уже в диагенезе. В целом представляется возможным объяснить концентрации ряда металлов в прослоях "черных пород" изначально относительно высоким их содержанием в планктонных организмах.

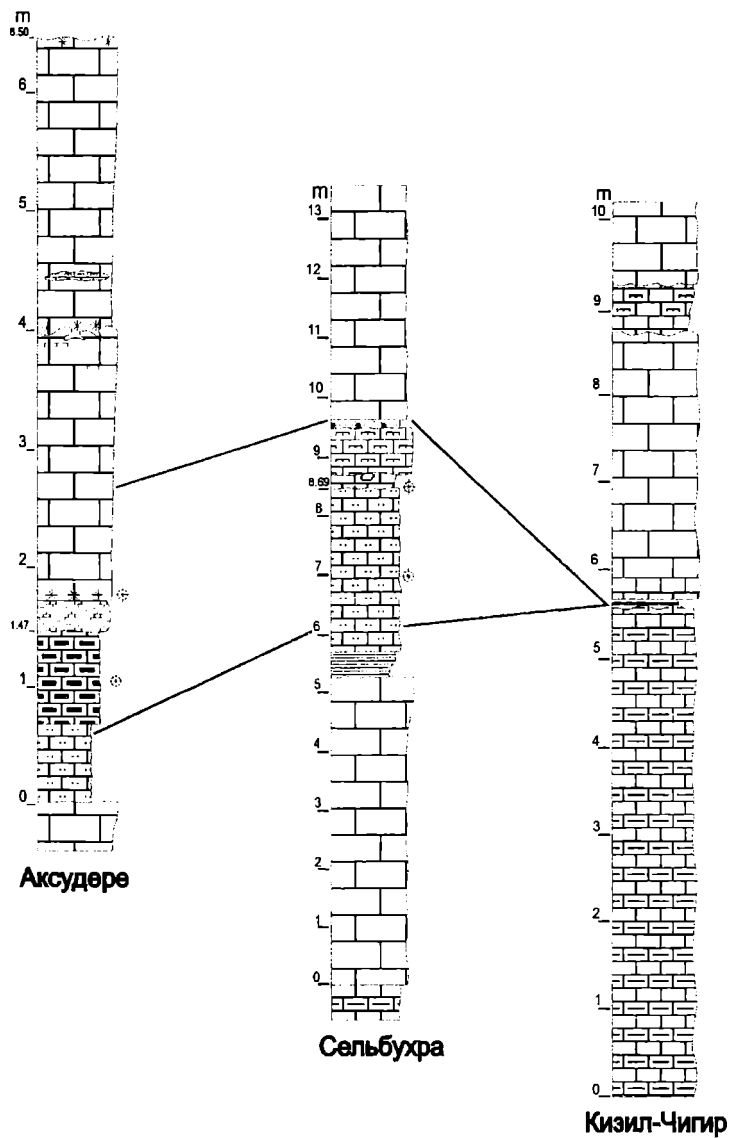


Рис. 3.7. Корреляция разрезов отложений сеноман-турона Сельбухра-Юг, Аксудере и Кизил-Чигир.

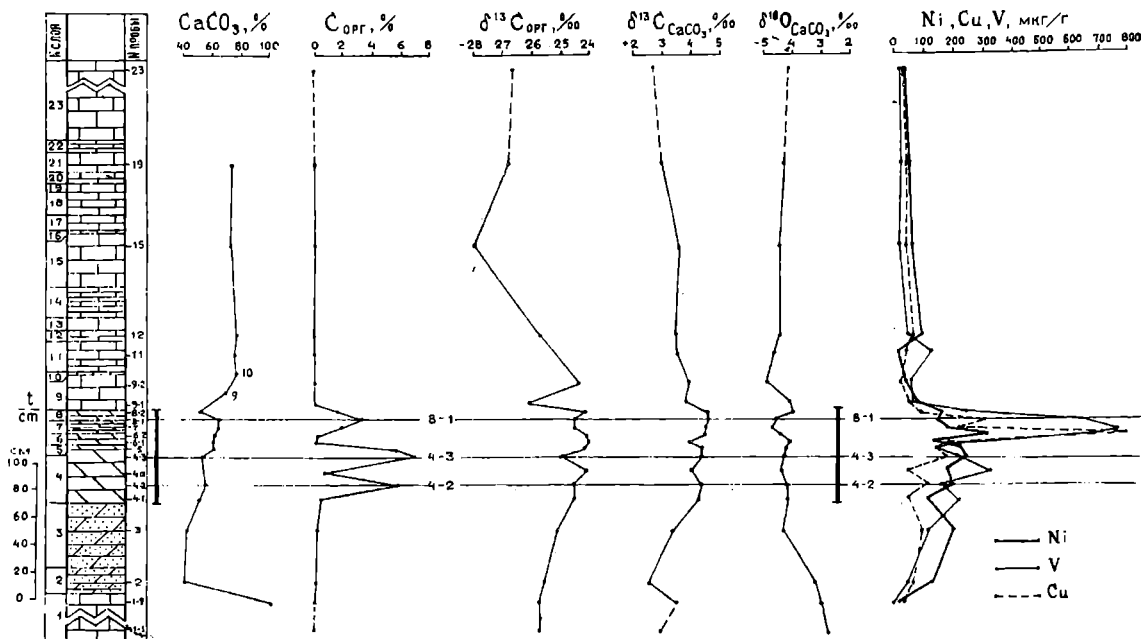


Рис. 3.8. Геохимические параметры переходного интервала между сеноманом (cm) и тураном (t) в разрезе Аксудере. Разрез представлен различными известняками и мергелями. Черная вертикальная линия намечает пачку "черных прослоев" (слои 4-8).

### 3.7. Существующие модели развития ОАЕ.

Все разнообразие моделей развития ОАЕ 2 можно свести к двум основным группам: Первая (уже упомянутая) предполагает развитие дефицита кислорода на дне бассейна и затем постепенное расширение зоны кислородного минимума в толще воды вплоть до фотической зоны (рис.3.9). Ко второй группе должны быть отнесены модели периодического и локального развития стагнации на дне бассейна [Arthur et al., 1988; Jarvis et al., 1988, Kuhnt et al., 1992].

Некоторыми авторами уже давно была подмечена связь геохимических аномалий и, в частности слоев, обогащенных органическим веществом (ОВ), в осадочных толщах с эвстатическими короткопериодными флуктуациями уровня Мирового океана [Hallam, Bradshaw, 1979], но механизм этого явления ими детально не обсуждался. Связь процессов формирования горизонтов “черных сланцев” и воздействия на биоту факторов, которые этому сопутствовали, можно представить следующим образом. Быстрые флуктуации уровня моря создавали предпосылки к усилению поступления с суши в водоем повышенных количеств биофильных элементов, что вызывало резкий всплеск продуктивности планктона и в особенности безраковинного фитопланктона. В определенных условиях, например, при возникновении дисбаланса питательных веществ, некоторые виды фитопланктона выделяли токсины, что приводило к угнетению и даже гибели других форм организмов, в частности известквыделяющих. На процессе седиментации это отражалось таким образом, что в осадках существенно возрастало содержание ОВ за счет безраковинного ппланктона, при одновременном сокращении количества  $\text{CaCO}_3$  из-за понижения в осадках доли скелетов известково-секрционных фораминифер и кокколитофорид. Обилие в илах ОВ обусловило интенсивное течение диагенетических процессов, которые в значительной мере были ответственны за наличие в илах  $\text{H}_2\text{S}$  и многих токсичных тяжелых элементов, которые оказывали негативное воздействие на донные организмы. В условиях анаэробного диагенеза миграция из илов в наддонную воду  $\text{H}_2\text{S}$  в значительной мере регламентировалось интенсивностью процессов диагенетического сульфидообразования. Соответственно, при прочих равных условиях в водоемах с низким содержанием Fe, создавались более благоприятные условия для появления сероводородного заражения, чем при накоплении осадков, относительно обогащенных Fe. Так как в карбонатных илах содержание Fe, как правило, гораздо ниже, чем в глинистых, на фоне карбонатного осадконакопления сероводородное заражение развивалось интенсивнее, чем при терригенной седиментации (рис. 3.10). Таким образом, во время накопления горизонтов, обогащенных ОВ, разные

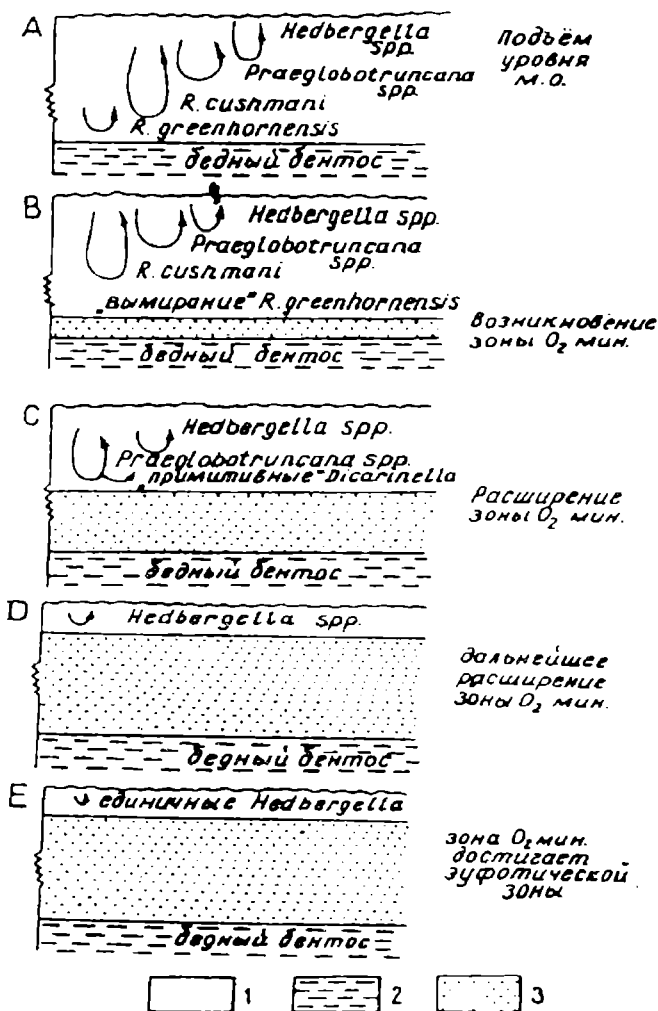


Рис. 3.9. Распространение зоны кислородного минимума от придонных участков в толщу воды и ее влияние на распределение некоторых планктонных фораминифер: А - глубина "незараженной" водной колонки достаточна для осуществления жизненного цикла всех планктонных таксонов; В,С - расширение зоны кислородного минимума приводит к последовательному вымиранию глубоководных и переходных таксонов; Д,Е - глубина "незараженной" водной колонки отвечает глубинам эуфотической зоны; осуществление жизненного цикла возможно только для мелководных таксонов. 1 - толща воды, насыщенная O<sub>2</sub>, 2 - зона кислородного минимума, 3 - донные участки.

факторы, в том числе гео- и биохимические, воздействовали на планктонную и бентосную биоту. Механизмы этих стрессовых воздействий различались, но результаты были схожими: во всей системе водоема - в его придонных и поверхностных частях более или менее синхронно могли возникать неблагоприятные для существования организмов условия. Такое комплексное стрессовое воздействие на биоту рассмотренных факторов, сопровождавшимся резкими колебаниями уровня океана (изменение площади водоемов, солености, температуры, усиление стратификации водной толщи и т.д.) играло очевидно существенную роль в ее перестройке - вымирании старых и расцвете новых форм [Гаврилов, Копаевич, 1996], (рис. 3.11).

Общим для всех концепций возникновения аноксии является признание глобального развития в океаносфере вялой циркуляции, замедления, ослабления или даже временами полного прекращения вертикального перемешивания водной толщи. Такие условия могли возникать в условиях теплого климата при эвстатических трансгрессиях, приводивших к расширению эпиконтинентальных морей.

Непосредственно стагнация в большинстве моделей связывается с развитием плотностной стратификации воды, препятствующей поступлению  $O_2$  на глубину. В некоторых моделях стагнация объясняется распространением теплых вод, в которых снижается растворимость  $O_2$ . В других, напротив, развитие процессов аноксии объясняется похолоданием, развившимся в результате возникновения апвеллинга на окраинах океана Тетис [Kuhnt et al., 1986]. Основной источник  $C_{орг}$  - отмершая биомасса планктонных организмов (сапропелевый источник), а следовательно, развитие аноксии требует достаточно высокой продуктивности пелагиали. Но локально  $C_{орг}$  может накапливаться за счет приноса материала с суши (гумусовый источник).

### **3.8. Предлагаемая модель развития ОАЕ 2.**

По материалам крымских разрезов, дополненных имеющимися сведениями о развитии аноксии в других регионах, авторы настоящего раздела разработали модель, графически представленную на рис. 3.12.

Во вторую половину сеноманского века происходило заметное углубление моря, связанное с развитием глобальной эвстатической трансгрессии. Углубление очень четко регистрируется в крымских разрезах как по литологическим, так и по палеонтологическим показателям (практически полное исчезновение макрофауны и резкое возрастание отношения планктон/бентос). Почти полное отсутствие флористических и палинологических остатков в пачке "черных прослоев", очевидно, связано с исчезновением при углублении моря участков суши (прежде всего островов), с которых могли бы поступать растительные

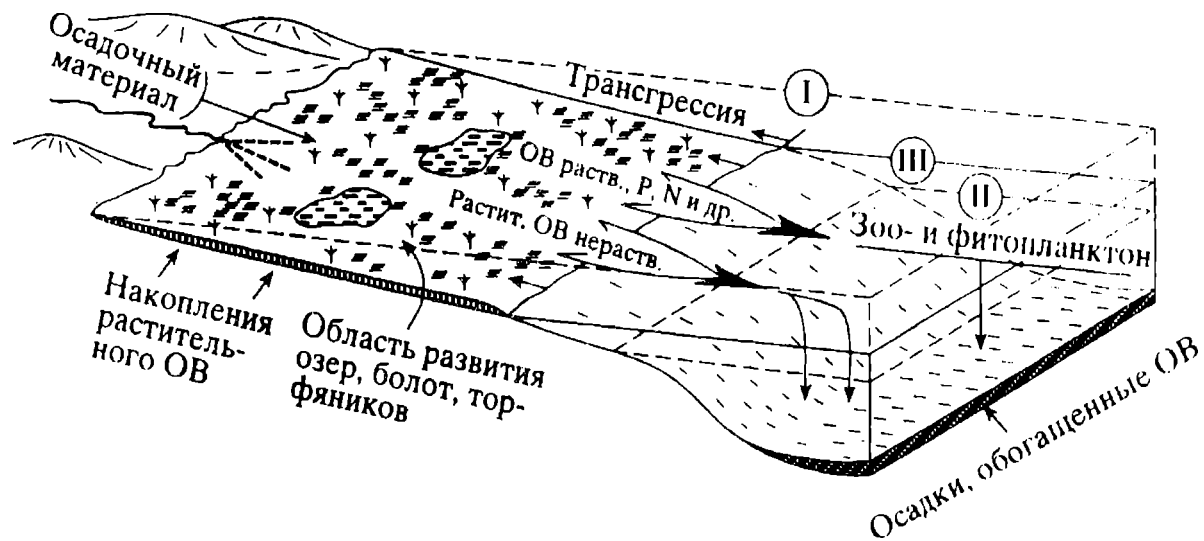


Рис. 3.10. Схема взаимодействия трансгрессирующего моря с прибрежными озерно-болотными ландшафтами ( по Гаврилову, 1994).

I-III - положение уровня моря: I - до регрессии, II - при максимальном развитии регрессии, III - во время развивающейся трансгрессии.

остатки. В то же время возможны краткие импульсы обмеления и увеличения интенсивности сноса, о чем свидетельствует возрастание терригенной составляющей и "цветение" кальцисферулид на этом уровне.

Планктоногенная природа "черных прослоев" аксудеринского разреза. Как и других подобных образоавний, подтверждается результатами изотопных исследований. К настоящему времени накоплены обширные материалы изотопных определений уровня [Arthur et al., 1990, Haynes et al., 1989, Hart & Leary, 1989 etc]. Интерес, проявляемый к изотопной характеристике этого уровня, связан с тем, что ныне общепризнана большая роль значений и  $\delta^{18}\text{O}$  при реконструкциях - характера и развития природных процессов геологического прошлого.

Отмеченный выше положительный экскурс значений  $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$  и  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$  для пачки "черных прослоев" разреза Аксудере несомненно отражает глобальный процесс. Возрастание значений  $\delta^{13}\text{C}$  является результатом преимущественного изъятия из морской воды  $\delta^{12}\text{C}$ . Происходило утяжеление  $\delta^{13}\text{C}$  карбонатного углерода. Параллельно изменялся изотопный состав планктонной составляющей в результате изменения углеродного "водного фона" (то есть в результате изменения  $\delta^{13}\text{C}$  растворенной в воде  $\text{CO}_2$ ). То, что изменение  $\delta^{13}\text{C}$  фитопланктона по амплитуде превышает изменение  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CaCO}_3}$  можно объяснять уменьшением парциального давления  $\text{CO}_2$  в атмосфере во время развития аноксии.

Важная роль в определении степени недосыщенности воды  $\text{O}_2$  принадлежит ихнологическим данным. Разработана шкала оценки степени развития дефицита кислорода по следам (трубкам ходов нор), оставленным организмами неустановленного систематического положения. Установлено, что чем ниже содержание  $\text{O}_2$ , тем меньше разнообразие ходов и тем они тоньше. При крайне низком содержании  $\text{O}_2$  в осадке остаются лишь Chondrites.

Различные формы Chondrites обитают в осадке у его границы с водой. Это ветвящиеся трубочки (геологи их совершенно неверно зазывают фукоидами) диаметром от 0,1 до нескольких миллиметров. Chondrites встречаются в широком спектре морских условий от шельфа до абиссали; из довольно большого разнообразия ихнофоссилий только они присутствуют в осадках анаэробной зоны. В некоторых слоях пачки "черных прослоев" разреза Аксудере обнаружены Chondrites с сечением трубочек 1,5 мм; скорее всего вся пачка "черных прослоев" формировалась в анаэробных условиях.

По видимому, в Средиземноморье и ЕПО на рубеже сеноман/турон не было протяженного эвксинного бассейна. Об этом

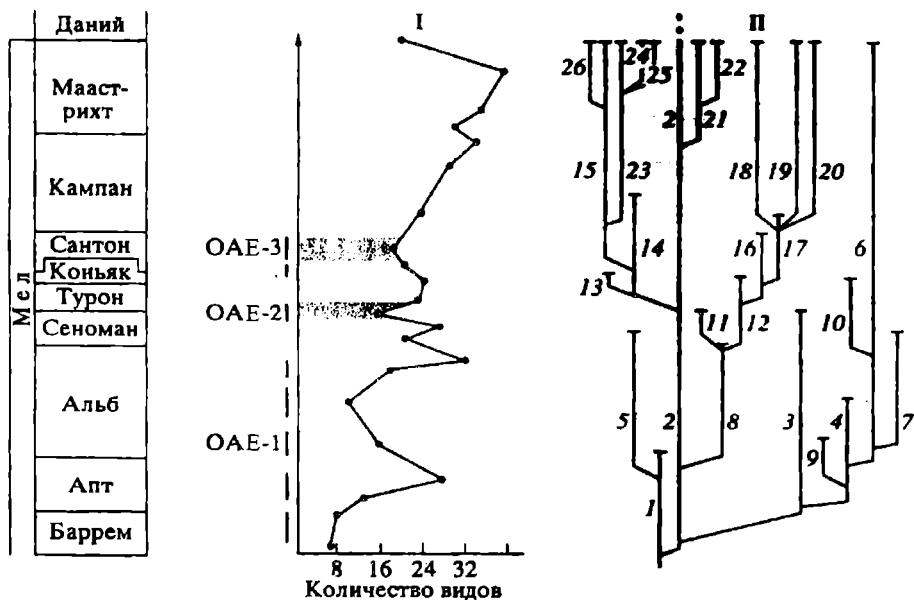


Рис. 3.11. Схемы таксономического разнообразия видов (I) и филогенетического развития родов (II) планктонных фораминифер в меловое время.

Океанические аноксидные события (OAE): 1 - баррем-альбское, 2 - сеноман-туронское, 3 - коньяк-сантонское (?). Таксоны: 1 - Globuligerina, 2 - Hedbergella, 3 - Clavhedbergella, 4 - Blowiella, 5 - Favusella, 6 - Globigerinelloides, 7 - Planomalina, 8 - Ticinella, 9 - Leopoldina, 10 - Hastigerinoides, 10-11 - Rotalipora, 12 - Praeglobotruncana, 13 - Helvetoglobotruncana, 14 - Whiteinella, 15 - Arheoglobigerina, 16 - Dicarionella, 17 - Marginotruncana, 18 - Globotruncana, 19 - Contusotruncana, 20 - Globotruncana, 21 - Globotruncanella, 22 - Abantomphalus, 23 - Rugoglobigerina, 24 - Rugotruncana, 25 - Kuglerina, 26 - Bucherina.

свидетельствуют материалы крымских разрезов: пачка "черных мергелей", вскрытая в овраге Аксудере, по простираению либо редуцируется, либо вообще исчезает в других, рядом расположенных разрезах. Поэтому непрерывный стратиграфически прослеживаемый горизонт, отвечающий ОАЕ 2, отсутствует. Этот горизонт выражен, так сказать, пунктирно, что отражает локальный характер возникновения аноксии. Локальность обусловлена особенностями рельефа дна моря и характером динамики водной среды. Развитие подобных условий обеспечивалось глобальным фоном, благоприятствовавшим аноксии, общей вялой циркуляцией океаносферы.

Не только в пространстве, но и по разрезу не прослеживается непрерывное распространение отложений, обогащенных  $C_{org}$ . Распределение по вертикали слоев, в той или иной степени обогащенных органикой, подчиняется ритмичному строению толщи. Сеноман на огромных пространствах от Северной Америки на западе до Копет-Дага на востоке представлен ритмично построенными известняково-мергельными толщами. Ритмичность появления слоев с повышенными концентрациями  $C_{org}$  выявлена как в разрезах континентов, так и океанов [Найдин., 1986]. Появление и неуклонное периодическое возрастание повышенных содержаний  $C_{org}$  фиксируется, начиная со среднего сеномана во всех вышеупомянутых регионах [Kuhnt et al., 1992].

Б. Сейджман [Sageman, 1989] пришел к заключению, что наиболее распространенная концепция длительно развивавшегося "бассейна стагнации" не пригодна для объяснения аноксии. Должна быть предложена более тонкая модель. В частности, по его наблюдениям, в сеноманском бассейне Гринхорн (Северная Америка) дизаэробные и анаэробные условия развивались эпизодически вследствие менявшегося притока пресных вод и динамики бассейна (штормы).

"Черные прослои" вместе с заключающими их карбонатными отложениями, как уже неоднократно подчеркивалось, по своему происхождению нанопланктоногенны. Ритмичный характер известняково-мергельного комплекса связан с жизнью пелагиали. Ритмичность обусловлена периодическими изменениями ее продуктивности: при высокой продуктивности на дно поступает больше отмершей биомассы, при низкой - меньше. Соответственно на дне чередуются окислительные и восстановительные обстановки (рис. 3.10).

Меняющаяся продуктивность была связана с флюктуациями климата. В настоящее время общепринято объяснять ритмичность циклами Миланковича т.е. периодическими изменениями параметров земной орбиты (циклы прецессии, наклона эклиптики, орбитального эксцентриситета). Под воздействием этих циклов происходили

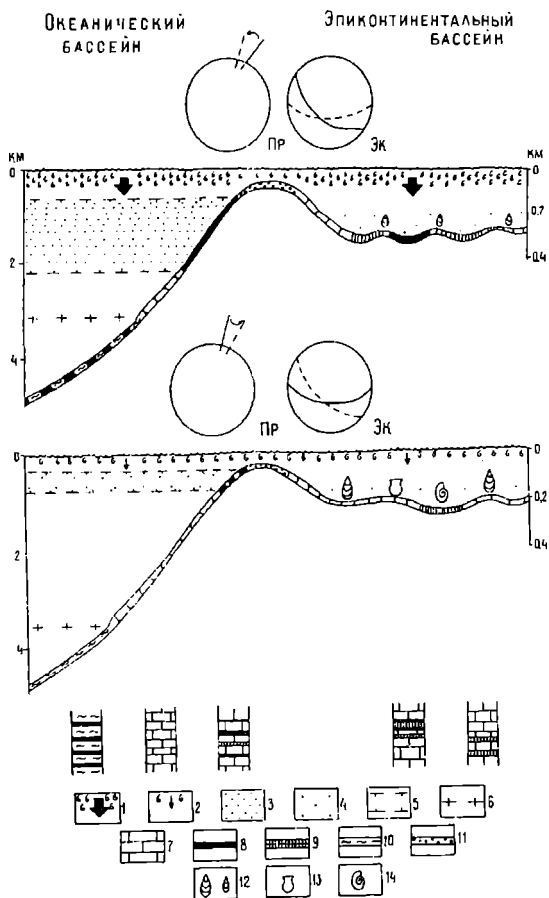


Рис. 3.12. Модель развития дефицита кислорода (аноксии) и его отражение в осадках океанического и эпиконтинентального бассейнов.

Водная толща: 1 - высокая поверхностная продуктивность, обильное поступление органического материала на дно, 2 - низкая поверхностная продуктивность, 3 - анаэробные условия, содержание  $O_2 < 0.1$  мл/л, 4 - дизаэробные условия, содержание  $O_2$  0.1-1.0 мл/л, 5 - границы зоны кислородного минимума, 6 - критическая (компенсационная) глубина накопления карбонатов. Осадки: 7 - карбонатные фораминиферовые и нанопланктонные илы, 8 - илы, богатые  $C_{орг}$ , 9 - илы, содержащие некоторые количества  $C_{орг}$ , 10 - глубоководные "коричневые глины", 11 - прибрежные осадки, Моллюски, обитавшие на дне и в прибрежной зоне воды: 12 - иноцерамы, 13 - другие двустворки, 14 - аммониты. Вариации земной оси: Пр - прецессия, Эк - наклонение эклиптики.

климатически флюктуации, изменялись соленость и температура, менялся характер вертикального перемешивания, что отражалось на балансе питательных веществ и кислорода и в конечном счете сказывалось как на продуктивности, так и на сохранности органического материала в осадках. Безусловно влияли и флюктуации, пусть не очень резкие, климата, вызывавшие перераспределение водных масс и "цветение" одних групп микроорганизмов и провоцировавших вымирание других. Надо сказать, что само "цветение" могло оказывать отравляющее действие на рост и воспроизводства высоко специализированных таксонов, о чем уже упоминалось в предыдущем разделе [Гаврилов, Копаевич, 1996].

Можно предположить, что ОАЕ 2 состояло из нескольких фаз аноксии. Основная происходила в самом конце сеноманского века. Ей соответствуют пленусовые мергели Англии, горизонт Бонарелли Северной Италии, горизонт Томель юго-востока Франции, пачка "черных прослоев" Крыма (отложения зоны *Whiteinella archeocretacea*). Как до, так и после основной фазы возникали условия, благоприятствовавшие развитию дефицита кислорода в придонных участках моря. Об этом свидетельствуют слои в различной степени обогащенные  $C_{org}$ , с одной стороны, верхнего сеномана, а с другой, турона (ананурский горизонт южного склона Большого Кавказа). Материалы по многочисленным разрезам позволили установить, что наиболее мощные процессы накопления органического материала связаны с зонами высокой биопродуктивности (внешний шельф), а по продолжительности - накопление органического вещества было наиболее длительным в низких широтах [Kuhnt et al., 1992].

## ГЛАВА 4. ГЛОБАЛЬНЫЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ НА РУБЕЖЕ ФРАНКОГО И ФАМЕНСКОГО ВЕКОВ

### 4.1. Введение

На значительные биотические изменения на границе франского и фаменского ярусов одним из первых обратил внимание канадский геолог Д. Макларен [McLaren, 1959, 1982 и др.]. Детальное изучение этого явления позволило говорить о произошедшем на этой границе глобальном биотическом кризисе, в основе которого лежит массовое вымирание организмов. Д. Макларен [McLaren, 1988] относит его к числу великих массовых вымираний, подобных массовым вымираниям, имевшим место на рубежах O-S; P-T; T-J; K-Pg. Одним из пяти главных биособытий фанерозоя считает его и Дж. Сепкоски [Sepkoski, 1986, 1995]. По его данным уровень вымирания семейств морских животных 16%, а родов - 50%.

В результате франско-фаменского вымирания наиболее резко изменился морской бентос. Исчезают целые отряды брахиопод (Pentamerida, Atripida), трилобитов (Lichida, Odontopleurida), а также отряд Tarphycerida из наутилоидей [Алексеев, 1989]. Вымирают телодонты (древняя группа бесчелюстных), значительное число таксонов аммоноидей ("кельвассерское событие") [Schindler, 1990]. Почти полностью исчезают рифы, сложенные скелетами кораллов и строматопороидей. Изменения фиксируются и среди наземных растений [Richardson et al., 1986].

С целью изучения событий на границе франского и фаменского ярусов (F/F границы) группа канадских и американских геологов [Goodfellow et al., 1988] по специальной программе исследовала 13 наиболее представительных разрезов, где фиксируется эта граница. Из них 5 разрезов находятся в США и Канаде, 3 - в Бельгии, по одному разрезу - в Германии, Франции, Нахичевани, Южном Китае и Австралии. Все опробованные разрезы характеризуют эпиконтинентальные обстановки. Разрезы глубоководных океанических отложений авторам цитируемой работы не известны. Благодаря успехам в разработке стандартных зон девона по конодонтам, появилась возможность достаточно точной корреляции событий в глобальном масштабе, в частности, при изучении морских разрезов франского и фаменского ярусов.

Проведенное изучение показало, что в основном массовое вымирание имело место на границе конодонтовых зон *gigas-triangularis*<sup>1</sup>,

<sup>1</sup> В последнем опубликованном варианте стандартных конодонтовых зон [Zigler, Sandberg, 1990] зона *gigas* заменена двумя зонами (снизу вверх) – *thenana* (примерно соответствующая L. + U. *gigas*, и *linguiformis*, соответствующая U. *gigas*).

хотя остаются вопросы, насколько синхронно и насколько внезапно оно произошло. В ряде разрезов на этой границе фиксируется резкое изменение  $\delta^{13}\text{C}$ . В нескольких разрезах уменьшение  $\delta^{18}\text{O}$  может свидетельствовать о похолодании. Пять разрезов показывают геохимические аномалии повышенного содержания ряда металлов на этой границе или около нее. В Германии и Канаде к таким элементам относятся Zn, Pb, Cu, Ni, Co, As, Sb, Fe, а во Франции - As, Sb. В Австралии в бассейне Каннинг, наряду с аномально высокими содержаниями Pb, Cu, Co, Ni, As, Pt, Ce, Th, V, Mn, установлена слабая иридиевая аномалия. Правда, необходимо отметить, что геохимическая аномалия в бассейне Каннинг находится выше F/F границы и приурочена к конодонтовой зоне *U. triangularis*. Специальная проверка отдельных минералов в этом разрезе и разрезах Канады не выявила никаких следов шокового метаморфизма.

Авторы рассматриваемого исследования [Goodfellow et al., 1988] считают, что массовое вымирание на F/F границе коррелируется с глобальной синхронной регрессией и бескислородным событием. Последнее проявилось во внезапном развитии анаэробных фаций на многих площадях, высоких позитивных значениях  $\delta^{34}\text{S}$  в осадочном пирите, обогащении осадков в пограничных слоях халькофильными элементами. По мнению этих авторов возможный механизм - внезапный переворот бескислородных вод и их проникновение в эпиконтинентальные моря. Отравление эпиконтинентальных морей бескислородной водой было наиболее вероятной непосредственной причиной массового вымирания. Глобальная синхронность, значительность и внезапность массового вымирания организмов на рубеже франского и фаменского веков и его ассоциация с мировой регрессией, по их мнению, согласуется с метеоритным ударом, как первопричиной этого явления. Развернутая характеристика импактной гипотезы объяснения массовых вымираний и сопровождающих их геологических событий приведена в работе [McLaren, Goodfellow, 1990].

Однако импактная гипотеза разделяется далеко не всеми исследователями. Так, Wilde et al. [1990] предложили физико-химический механизм перемещений океанических глубинных вод в поверхностные слои, которые могут приводить к массовым вымираниям. "Спусковой крючок" этого механизма - изменение климата (похолодание или потепление). Специальные исследования показателей изменения климата [Thompson, Newton, 1988; Brand, 1989; Ormiston, 1994] говорят о возможной очень высокой, смертельной для многих организмов, температуре морской воды в этот период.

Джонсон и Ч. Сандберг [Johnson, Sandberg, 1985, 1988], детально изучавшие эвстатические колебания в Евроамериканской области на протяжении девона, считают, что эвстатическое понижение уровня океана на уровне зоны *Um. gigas* продуцировало глобальное вымирание организмов на F/F границе. Они полагают, что внезапные изменения уровня моря приводили к уменьшению размеров мелководного шельфа, создавали бескислородные условия во впадинах и подавляли развитие рифовых экосистем, которые поддерживали огромное разнообразие девонского бентоса. Причины эвстатических колебаний они видят в серии таких глубинных событий, как спрединг морского дна и эффекты внутриплитных термальных поднятий и проявлений подводного вулканизма, которые внезапно изменяли емкость океанских бассейнов. В своей работе Джонсон [Johnson, 1988], ссылаясь на А.Б. Ронова и др. [Ronov et al., 1980] о том, что доля вулканитов в общем объеме пород в позднем девоне была максимальной по сравнению со всеми другими эпохами фанерозоя, с учетом работы [Crocket et al., 1988], подчеркивает, что вулканизм мог оказывать значительное воздействие на процесс позднедевонского массового вымирания.

Исходя из изложенного, мы попытались на основе новейших стратиграфических данных детально проанализировать события, имевшие место на рубеже франского и фаменского ярусов в пределах Тимано-Печорской провинции, Урала, Русской плиты и Казахстана. Привлечение результатов работ по другим регионам Земли, специальный анализ геодинамических обстановок того времени позволяют получить достаточно полную картину происходивших событий и высказать ряд предположений о возможной их причине.

#### **4.2. Тимано-Печорская провинция**

Верхнефранские и нижнефаменские отложения Тимано-Печорской провинции<sup>2</sup> имеют отчетливое циклическое строение [Меннер, 1989; Парасына, Соломатин, 1988]. В середине франского века (интервал конодонтовых зон *Middle asymmetrica* – *Ancyrognathus triangularis*) преимущественно глинистые мелководные отложения сменяются карбонатным осадконакоплением в мелководно-шельфовой зоне и кремнисто-карбонатным (доманиковая свита) в пределах сформировавшихся некомпенсированных впадин. На склоне мелководного шельфа началось формирование рифовых построек, образовавших барьерную рифовую систему, прослеживаемую через всю территорию провинции. В дальнейшем происходило сокращение площади некомпенсированного осадконакопления, носившее

<sup>2</sup> Характеристика приводится по данным А.В. Кузьмина [Веймарн и др., 1996].

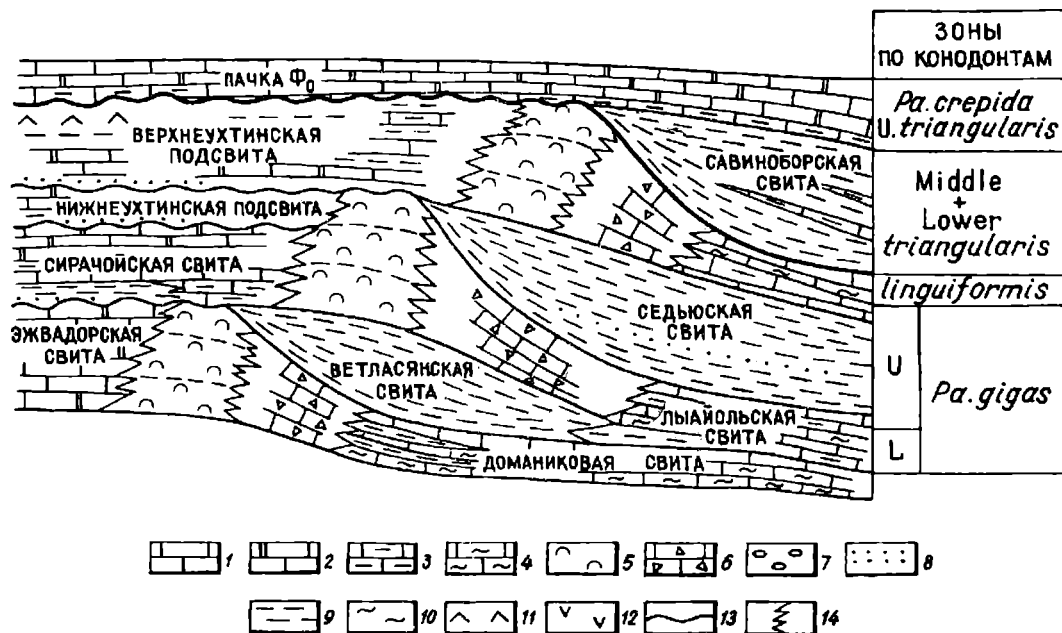


Рис. 4.1. Схема строения пограничных отложений франского - фаменского ярусов южной части Тимано-Печорской провинции. Сост. А.В. Кузьмин [Веймарн и др., 1996].

1 - известняки; 2 - доломиты; 3 - глинистые известняки; 4 - кремнистые известняки; 5 - рифовые постройки; 6 - известняковые брекчи; 7 - конгломерато-брекчи; 8 - песчаники; 9 - алевролиты и аргиллиты, глинистые сланцы; 10 - кремнистые сланцы; 11 - ангидриты; 12 - андезито-базальтовые порфириты; 13 - границы несогласного залегания; 14 - границы фациального замещения.

пульсационный характер. Наиболее отчетливо эти процессы проявлены в южной части провинции, где в ходе регрессий происходил привнос наибольшего количества терригенного материала (Ижма-Печорская впадина, Южный Тиман). В результате в мелководно-шельфовой области осадконакопление прерывалось или же здесь образовывались глинистые пласты небольшой мощности. Рост рифовых построек вдоль края мелководного шельфа прекращался и они частично оказывались выведенными на дневную поверхность. В это же время с фронтальной стороны рифовых барьеров, в пределах некомпенсированной впадины, шло накопление глинистых толщ заполнения, формировавших подводную аккумулятивную террасу. В ходе следующих трансгрессивных этапов карбонатное осадконакопление возобновлялось, а зона формирования рифовых построек смещалась к внешнему краю аккумулятивной террасы.

В области мелководного осадконакопления верхней части франского яруса отвечает верхняя подсвита ухтинской свиты (рис. 4.1.). Она сложена переслаивающимися известняками, доломитизированными известняками и глинами и имеет регрессивную направленность развития: в ее кровле появляются прослои доломитов, пестроцветных глин, в ряде районов – ангидритов. Мощность подсвиты до 150 м, а соответствующих ей рифогенных образований – более 200 м [Булахова, 1991; Меннер, 1989]. Депрессионные аналоги верхнеухтинских отложений представлены пачкой темноцветных известняков с прослоями глинистых известняков и аргиллитов мощностью до 50 м. В верхней части пачка в ряде разрезов охарактеризована спорами ливенского горизонта и конодонтами зоны *Palmatolepis linguiformis*. Эта пачка перекрывается здесь аргиллитами и глинистыми известняками савиноборской свиты нижнего фамена, которая в разрезе имеет клиноформное строение при максимальной мощности до 150 м. Нижнефаменский возраст свиты определен по присутствию спор зоны *Corbulispora vimineus* – *Geminospora vasjatica* и конодонтов, характерных для зоны *Palmatolepis triangularis* [Обуховская, Кузьмин, 1993]. На савиноборской свите согласно залегает карбонатный пласт Фо, с размывом перекрывающий рифогенные и зарифовые отложения верхнеухтинской подсвиты. В кровле верхнеухтинских рифовых построек наблюдаются следы интенсивных карстовых процессов, вторичная красноцветная окраска карбонатных пород и другие следы стратиграфического перерыва, что говорит о том, что этот регрессивный этап был значительно продолжительнее предыдущих. Регрессия началась в пределах зоны *linguiformis*, а максимальное ее развитие охватывает интервал, соответствующий подзонам L.+M. *triangularis*.

Признаки регрессии в начале фаменского века отчетливо

фиксируются и в пределах зон позднефранского – раннефаменского некомпенсированного осадконакопления (Хорейверская впадина, Варандей-Адзьвинская зона). Верхнефранские – нижнефаменские депрессионные отложения в этих районах выделяются в кочмесскую свиту, сложенную темноокрашенными известняками с прослоями глинистых известняков и аргиллитов. Внутри свиты по промыслово-геофизическим данным отчетливо фиксируется пласт глинистых и глинисто-карбонатных пород мощностью до нескольких метров, по основанию которого проводят границу нижней и верхней подсвит кочмесской свиты. Находки конодонтов показывают, что этот глинистый пласт начинает разрез фаменского яруса [Кузьмин, Мельникова, 1991; Овнатанова и др., 1993]. В скв. 3 Баганской площади (рис. 4.2.) пласт представлен неравномерно-глинистым, битуминозным, черным, тонкоплитчатым, горизонтально-слоистым известняком мощностью 0,8 м, что свидетельствует об обстановке анокии во время его накопления. Иногда слои смяты в мелкие складки с обильными выделениями пирита.

#### **4.3. Приполярный и Полярный Урал, Пай-Хой**

Рассматриваемые регионы в позднем фране - раннем фамене представляли преимущественно область глубоководной седиментации.

На Приполярном Урале и гряде Чернышева пограничные отложения франского и фаменского ярусов, представлены двумя типами разрезов [Гобанов и др., 1992]. Разрезы, развитые по рекам Сывью, Шарью и Большой Адак, сложены маломощными, повидимому, стратиграфически полными, депрессионными глинисто-карбонатными отложениями некомпенсированной зоны шельфа [Орлов, 1995; Юдина, 1989; Юдина, Пучков, 1987]. В этих разрезах выделяются зоны Lower и Upper *gigas*, *linguiformis* (может быть выделена не во всех случаях из-за недостаточного объема данных), Middle и Upper *triangularis*, *serpida*. Отложения, залегающие непосредственно под карбонатными породами с конодонтами зоны Middle *triangularis*, которые не содержат конодонтов и могут быть скоррелированы с зоной Lower *triangularis*, обогащены глинистым материалом, в них присутствуют прослои глин, а в ряде случаев – алевролитов, что свидетельствует о регрессии. Разрезы второго типа представлены мелководными карбонатными толщами. Обычно это рифогенные образования карбонатных банок на отмелях внутри некомпенсированных впадин. В разрезе такого типа по р. Вангыр фаменские отложения залегают на размытой поверхности известняков франского яруса и представлены в своей нижней части известняковыми конгломератами мощностью 5 м [Першина, 1960].

На Северном Урале по р. Унья В.Н. Пучковым [1979] описан

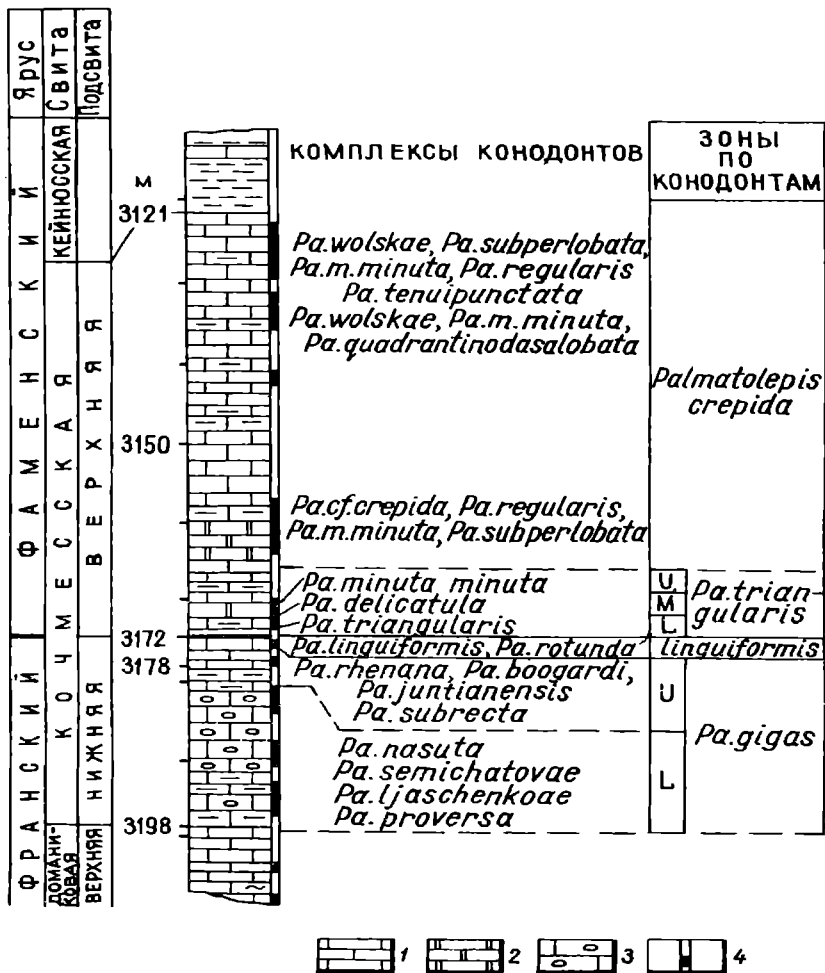


Рис. 4.2. Разрез отложений франского -фаменского ярусов по скважине 3 Баганской площади (Хорейверская впадина). Сост. А.В. Кузьмин [Веймарн и др., 1996].

1 - тонкозернистые известняки; 2 - вторичные доломиты; 3 - желваковые известняки; 4 - интервалы отбора керна; остальные обозначения см. рис. 4.1.

разрез верхнедевонских отложений, принадлежащих Лемвинской структурно-фациальной зоне. В нем выделены преимущественно кремнистые образования зоны *gigas* и глинисто-кремнисто-карбонатные породы зоны *Upper triangularis*. Смена состава пород позволяет говорить об уменьшении глубины бассейна на рубеже франского и фаменского веков.

На Полярном Урале пограничные франско-фаменские отложения в Лемвинской структурно-фациальной зоне сложены преимущественно кремнистыми сланцами. Большинство разрезов по материалам встреченных конодонтовых комплексов характеризуются стратиграфической непрерывностью [Колесник, Гуськов, 1987; Халымбаджа, 1981]. Однако, в разрезе выше устья реки Няньворгавож [Елисеев и др., 1972] отмечается выпадение нескольких конодонтовых зон. В глинисто-кремнистой толще воргашорской свиты мощностью 50 м в этом разрезе по данным Л.И. Кононовой [Веймарн и др., 1996] присутствуют четыре уровня с конодонтами. Два нижних уровня объединены присутствием *Palmatolepis rhenana* Bisch., *P. hassi* Mull. et Müll., *P. subrecta* Müll. et Youngq, что позволяет отнести вмещающие отложения к зоне *Late rhenana*. Непосредственно выше встречен комплекс конодонтов с *Palmatolepis subperlobata* Br. et M., *P. quadrantinodosalobata* Sann., *P. glabra glabra* Ul. et B., *P. tenuipunctata* Sann., характерный для зоны *Late crepida*. Несколько выше обнаружены *P. crepida* Sann., *P. regularis* Cooper, *P. minuta* Br. et Mehl., *P. perlobata* Ulich et Bassler и *P. triangularis* Sann. Эта ассоциация видов так же характерна для зоны *Late crepida*; присутствие *P. triangularis* в данном комплексе может рассматриваться как результат переотложения. Таким образом, рассматриваемый разрез является стратиграфически неполным, фиксируется гиагус в объеме зон *linguiformis*, *Early*, *Middle* и *Upper triangularis*, *Early* и *Middle crepida*.

Исследования конодонтов девонских отложений Пай-Хоя позволили В.Г. Халымбадже [1987] установить в пограничных франско-фаменских отложениях последовательную смену зон *gigas*, *triangularis*, *crepida*. В составе конодонтовых комплексов В.Г. Халымбаджа указывает *Palmatolepis linguiformis*, что позволяет предположить присутствие и зоны *linguiformis*. По всей вероятности, здесь можно говорить о стратиграфически полных разрезах.

В пределах сланцевой структурно-фациальной зоны Пай-Хоя, являющейся продолжением Лемвинской зоны Урала, верхняя часть франского яруса представлена фтанитами и углеродисто-серицит-кремнистыми породами [Беляев, 1987; Рогов, 1987]. Отложения фаменского яруса резко обогащаются карбонатным материалом.

Преобладают турбидитные известняки (кальцирудиты, калькарениты, кальцилютиты), сформировавшиеся в результате лавинной седиментации, обусловленной мутьевыми потоками, зарождавшимися на шельфе и поступавшими в бассейн при сильных море- и землетрясениях. На рубеже франского и фаменского веков в результате общей тектонической активизации произошли расколы фундамента, перемещения блоков с образованием впадин, поднятий и уступов. В связи с усилением гидротермальной деятельности в фаменском веке накапливались металлоносные железисто-карбонатно-кремнистые осадки с повышенными содержаниями Fe, Mn, Cu, As, а на отдельных участках – Ba и Pb.

Описанные на Пай-Хое проявления эндогенной активности, четко увязывающиеся по времени с регрессией и усилением процессов денудации в прилегающих районах Русской плиты (Тимано-Печорский регион), на Полярном и Северном Урале на границе франского и фаменского ярусов, хорошо согласуются с новыми данными, полученными на Полярном Урале. По С.В. Руженцеву и А.Н. Диденко [1998] в D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> в этом регионе к востоку от Лемвинской зоны начинается деструкция Земной коры. На аккреционной системе PZ<sub>2</sub> в позднем девоне возникает океанический бассейн шириной возможно до 500 км. Обнаружены фрагменты его литосферы - офиолиты, включая толеитовые базальты, содержащие прослойки с конодонтами фаменского и турнейского возраста.

#### **4.4. Центральные районы Русской плиты, Волгоградское Поволжье**

В центральных районах Русской плиты граница франского и фаменского яруса традиционно проводилась по границе между ливенским и задонским горизонтами. Эти горизонты представлены маломощными (около 25 м) мелководными преимущественно карбонатными отложениями; в основании задонского горизонта в западных районах залегает прослой кварцевых песчаников или песчанистых глин с железистыми оолитами, фиксирующий перерыв в осадконакоплении [Родионова и др., 1995]. В течение длительного времени ливенский горизонт, в котором присутствуют только немногочисленные эндемичные конодонты рода *Polygnathus*, коррелировался с зоной *Palmatolepis triangularis*. Однако совместное изучение конодонтов и спор в Тимано-Печорской провинции показало, что ливенский горизонт должен коррелироваться с зоной *linguiformis* [Кузьмин, Мельникова, 1991; Обуховская, Кузьмин, 1993]. Комплекс конодонтов нижней части задонского горизонта практически не содержит общих видов с ливенским горизонтом и здесь впервые появляются

*Icriodus cornutus* Sann., *I. iowaensis* Youngq. et Pet. [Аристов, 1988], первое появление которых относится к зоне *Middle triangularis*. Таким образом, амплитуда стратиграфического перерыва отвечает по крайней мере зоне *Lower triangularis* (рис. 6.1.). Отсутствие осадков зоны *triangularis* фиксируется и в Московской синеклизе [Alekseev et al., 1996].

В Волгоградском Поволжье ливенский горизонт представлен разнофациальными отложениями, от мелководных до отложений глубокой части шельфа. Последние представлены известняками, преимущественно глинистыми, с прослоями аргиллитов, мощностью до 65 м. Стратиграфически выше, между ливенским и задонским горизонтами, залегают ливенская и уметовская толщи выделенные в волгоградский региональный горизонт [Назаренко и др., 1993], сложенный аргиллитами с прослоями глинистых известняков мощностью до 230 м. Эти отложения охарактеризованы спорами зоны *Corbulispora vimineus* – *Geminispora vasjamica*, отсутствующей в центральных районах платформы, а так же конодонтами зоны *Middle triangularis* (определения В.Г. Халымбаджи).

#### 4.5. Южный Урал

На западном склоне Южного Урала в пределах западного и восточного склонов Башкирского антиклинория В.Н. Барышевым детально изучены разрезы верхнедевонских отложений, в которых прослежены стандартные конодонтовые зоны. На рис. 4.3. приведены данные по 12 разрезам на западе антиклинория в Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоне и 1 разрез на востоке - у западной границы Зилаирского синклинория.

Разрезы I - XII расположены в пределах субмеридиональной полосы протяженностью около 140 км (нумерация с ЮЮЗ на ССВ). Отложения позднего девона представлены здесь карбонатными породами, преимущественно известняками. Анализ пограничных отложений между франским и фаменским ярусами показывает, что в большинстве разрезов отсутствуют отложения тех или иных конодонтовых зон вблизи этой границы, фиксирующие гиатусы различного объема. Лишь в 4 разрезах выделены все стандартные конодонтовые зоны. Геологические события вблизи рассматриваемой границы, исходя из данных 12 разрезов, характеризуются следующим. Во время, соответствующее подзоне *Early rhepana*, повсеместно в рассматриваемой полосе существовал морской бассейн, где формировались относительно мелководные темно-серые до черных, часто битуминозные известняки. Верхняя половина зоны *rhepana* сложена светлоокрашенными известняками, что свидетельствует об обмелении бассейна. Продолжающееся падение уровня моря фиксируется полным

ЗОНЫ ПО КОНОДОНТАМ	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII
<i>margini-fera</i> Early													
<i>rhomboidea</i> Late													
<i>rhomboidea</i> Early													
<i>crepida</i> Latest													
<i>crepida</i> Late													
<i>crepida</i> Middle													
<i>crepida</i> Early													
<i>triangularis</i> Late													
<i>triangularis</i> Middle													
<i>triangularis</i> Early													
<i>linguiformis</i>													
<i>rhenana</i> Late													
<i>rhenana</i> Early													

Рис. 4.3. Интервалы гиатусов (заштриховано) в разрезах пограничных отложений франского - фаменского ярусов в западной части Южного Урала. I - XIII - Геологические разрезы: I - Зиган; р. Сикоза; II - Кук-Караук-2, III - Кук-Караук-1; IV - Раузяк; V - Мендым-1; VI - Мендым-2; VII - Мендым-3; VIII - Б. Кушелга; р. Зилим; IX - Аккыр; X - Кукташ; р. Инзер; XI - Лемезинский, XII - Габдюково; XIII - Яумбаево (р. Белая).

или частичным отсутствием отложений зоны *linguiformis* в 6 разрезах. При этом в наиболее глубоководном участке бассейна (разрез Лемезинский) зона *linguiformis* представлена чередованием пород пестрого литологического состава, содержащих как темные (до черных) тонкослоистые известняки, так и прослои терригенных пород, свидетельствующие о размыве поднятий.

Полное или частичное отсутствие отложений зоны *triangularis* в 7 разрезах, учитывая то, что еще в 3 разрезах основание фаменского яруса представлено маломощными брахиоподовыми ракушняками (барминские слои) и в них не установлены комплексы конодонтов, характеризующие отдельные (в первую очередь раннюю) подзоны этой зоны, свидетельствует о максимальной регрессии в это время. Об этом же говорит и смена в разрезе Лемезинский черных известняков зоны *linguiformis* светлоокрашенными известняками, чередующимися с тонкими прослоями доломитов, песчаников, алевролитов и глин. Начиная со времени формирования зоны *serpida*, отмечается тенденция к смене регрессивного режима трансгрессивным.

Таким образом, геологические события на F/F границе в пределах данного района характеризовались довольно резко начавшейся в пределах зоны *linguiformis* регрессией. Максимум ее приходился на зону *triangularis*. Последующая трансгрессия только ко времени зоны *marginifera* привела к повсеместному опусканию территории ниже уровня моря.

Особый интерес представляет разрез на западном борту Зилаирского синклинория, который принадлежит Зилаирско-Лемвинской структурно-фациальной зоне. Здесь в районе верхнего меридионального течения р. Белой в мощной толще светло-серых пелитоморфных известняков их верхняя пачка мощностью 4,65 м содержит конодонты зоны *Late rhelana*. Выше по разрезу на неровной поверхности известняков залегают глинистые сланцы зилаирской свиты. Из самой нижней их пачки, представленной темно-серыми и зеленовато-серыми разностями мощностью 2,6 м, определены конодонты зоны *Upper triangularis*. Таким образом, точно фиксируется время начала формирования зилаирской свиты в этом районе. Важно отметить, что этому предшествовало поднятие и размыв, приходящиеся на зону *linguiformis* и начало зоны *triangularis*.

Начало образования зилаирской свиты на Южном Урале фиксирует важные геологические события. Свита распространена в Зилаирском и Магнитогорском синклинориях. Она сложена разнозернистыми полимиктовыми песчаниками с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, переслаивающимися с серовато-

зелеными глинистыми сланцами и алевролитами. Широкий спектр состава обломочного материала в этих породах - характернейшая отличительная черта зилаирской свиты. Формационно она принадлежит флишевой формации [Пучков, 1993]. Образование ее связано с резким воздыманием и размывом Восточно-Уральского поднятия. Влияние этого размыва сказывается и значительно южнее, в разновозрастных отложениях северной части Прикаспийской впадины [Volchegursky et al., 1993].

В пределах Магнитогорского синклинория в нескольких районах удается определить возраст начала образования зилаирской свиты.

В Гайском рудном районе она подстилается мукасовской кремнистой толщей, содержащей в своей кровле *Palmatolepis gigas* Mill. et Youngq., *P. hassi* Müll. et Müll., *P. aff. punctata* (Hinde), *P. subrecta* Mill. et Youngq. [Маслов и др., 1984; Маслов и др., 1993], характеризующих зону *gigas*. Вблизи основания зилаирской свиты найдены конодонты *Palmatolepis triangularis* Sann., *P. subperlobata* Br. et Mehl, *P. tenuipunctata* Sann., определяющие верхнюю часть зоны *triangularis*.

В Баймак-Бурибайском рудном районе описан непрерывный разрез верхнеживетских, франских и нижнефаменских отложений дола Таштугай [Маслов и др., 1993]. В верхней части разреза в кремнистых и кремнисто-глинистых сланцах мукасовской толщи обнаружены *Palmatolepis gigas* Mill. et Youngq., *P. hassi* Müll. et Müll. Выше по разрезу после 7 м переслаивающихся граувакковых песчаников, алевролитов и глинисто-кремнистых сланцев в маломощном (0,1 м) прослое известняков с примесью терригенного материала определена *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler. Приведенные конодонты определяют зону *gigas*.

Выше - 10 м переслаивающихся песчаников, алевролитов, глинистых сланцев грауваккового облика и вновь линзообразный прослой (1 м) органогенно-обломочных известняков, "замусоренных" обломками глинистых сланцев и кремней. В известняках обнаружены конодонты *Palmatolepis praetriangularis* Zieg. et Sand., *P. triangularis* Sann., *P. subperlobata* Br. et Mehl, *Ancyrodella lobata* Br. et Mehl, характеризующие зону *Upper triangularis*, при этом, *A. lobata*, *P. praetriangularis* являются переотложенными.

Вышележащие 36 м представлены преимущественно граувакковыми песчаниками, иногда ритмично переслаивающимися с алевролитами и глинистыми сланцами, содержащими 3 прослоя известняка мощностью 0,1-0,15 м. В известняках обнаружены конодонты, характерные для верхней части зоны *triangularis*. Выше по разрезу также в прослое (0,2 м) темно-серых известняков среди песчаников определены конодонты зоны *crepida*.

Таким образом, в Магнитогорском синклинии, также как и на западном борту Зилаирского, формирование зилаирской свиты начинается с зоны *triangularis*. Стратиграфический и седиментологический анализ отложений показывает, что вероятно, в едином бассейне, занимавшем территории этих двух структур, в позднем фране (первая половина зоны *gigas*) формировались достаточно глубоководные кремнистые отложения (Ибрагимовская, Мукасовская свиты). Во второй половине зоны *gigas* осадки становятся более мелководными. В ряде мест отмечается перерыв в отложениях, приходящийся на границу зон *gigas-triangularis*. С этого времени начинается формирование зилаирской свиты, обусловленное резким подъемом и размывом Восточно-Уральского поднятия. Дно описываемого бассейна достаточно интенсивно опускается, о чем свидетельствуют очень большие мощности зилаирской свиты. Однако в начале раннего фамена в связи с компенсированным характером осадконакопления глубина бассейна небольшая, так как в разрезе присутствуют прослои известняков и, кое-где, доломитов. Лишь во второй половине фаменского века глубина бассейна увеличивается - аспидная формация сменяется флишевой [Келлер, 1949]. Сравнение данных по западу Башкирского антиклинория, Зилаирскому и Магнитогорскому синклиниям, показывает синхронность изменений уровня моря на границе франского и фаменского веков. При этом также происходили сначала подъем, а затем опускание значительных блоков земной коры, безусловно связанные с причинами эндогенного характера.

#### 4.6. Казахстан

##### 4.6.1. Стратиграфические данные и палеогеографические обстановки

Анализ событий на границе франского и фаменского веков в Центральном Казахстане осложнен тем, что здесь нет непрерывных разрезов, характеризующих переход между соответствующими ярусами.

Наилучшую биостратиграфическую характеристику имеют слагающие трансгрессивную серию отложения фаменского яруса [Веймарн и др., 1989, 1997; Кузьмин, 1992]. Поэтому в ряде случаев анализ разрезов удобно проводить сверху вниз от хорошо документированных уровней.

На западе региона в пределах Каракенгирского прогиба (рис. 4.4., 4.6.) первые появившиеся в трансгрессивной серии известняки содержат конодонты зоны *Palmatolepis crepida* [Веймарн и др., 1989]. Ниже залегают алевролиты, песчаники и далее конгломераты, сформировавшиеся в прибрежно-морских и прибрежно-континентальных условиях, относимые к дайринской свите. Постепенный переход от известняков к основанию трансгрессивной серии позволяет

предположить, что начало формирования свиты соответствует конодонтовой зоне *triangularis* фаменского яруса. Дайринская свита с размывом и резким несогласием залегает на породах различного возраста. На юго-западе и севере прогиба в основании дайринской свиты отмечаются локальные проявления базальтового вулканизма. Характерной чертой дайринской свиты является ее скользящая по возрасту верхняя граница. В краевых частях прогиба она поднимается до верхнефаменского подъяруса.

В пределах Жаильминского прогиба (рис. 4.4., 4.6.) как и в Каракенгирском, первые известняки в основании фаменской трансгрессивной серии появляются на уровне конодонтовой зоны *Palmatolepis serpida* [Кузьмин, 1992]. Однако для центральных частей этого прогиба характерно уже в раннем фамене формирование углисто-кремнисто-глинисто-карбонатных флишоидных отложений, характеризующих условия относительно глубоководного, часто некомпенсированного осадконакопления, в то время как в Каракенгирском прогибе в это время формировалась мощная однородная толща известняков.

В Жаильминском прогибе дайринская свита на ряде участков подстилается вулканогенной толщей мощностью до 500 м, в составе которой преобладают ультракалиевые риолиты (УКР). Как дайринская свита, так и эта толща залегают резко несогласно на породах различного возраста, среди которых наиболее молодые отложения содержат флору живетского яруса (тасжарганская и одновозрастные с ней свиты). Ультракалиевые риолиты и их туфы отмечаются и выше по разрезу среди пород дайринской свиты, что свидетельствует о достаточной длительности во времени этого специфического вулканизма. Последнее обстоятельство послужило для ряда авторов причиной включения толщи ультракалиевых риолитов в дайринскую свиту в качестве вулканической фации и заключения о фаменском возрасте ультракалиевых риолитов [Бахтеев и др., 1977; Бахтеев и др., 1986; Государственная ..... , 1991]. Мы полагаем, что основная масса ультракалиевых риолитов, образовавшаяся при наземных извержениях, формирует "додайринскую риолитовую толщу", возраст которой наиболее логично предполагать соответствующим конодонтовой зоне *Palmatolepis linguiformis*. В Жаильминском прогибе на различных уровнях фаменского яруса фиксируются локальные проявления преимущественно подводных излияний базальтов.

Характер разреза нижнефаменских отложений в Успенском прогибе во многом близок к Жаильминскому (рис. 4.4., 4.6.). Здесь также выделяются мелководные разрезы краевых частей и глубоководные

[Кабанов и др., 1985]. Однако, отличительной чертой последних является увеличение роли терригенной и кремнисто-туфогенной составляющей за счет карбонатной. В нижней части разреза местами значительным распространением пользуются базальты. Самый низкий палеонтологически охарактеризованный уровень разреза выявлен в районе пос. Успенский и содержит конодонты зоны *Palmatolepis crepida*.

На месторождении Алайгыр отложения фаменского яруса подразделены на три пачки [Бурштейн, Урываева, 1988]. Нижняя пачка сложена вулканомиктовыми кварцевыми песчаниками, алевролитами с линзами конгломератов, туфов и мергелей; средняя имеет пестрый литологический состав (песчаники, алевролиты, линзы известняков, а также лавы и игнимбриты ультракалиевых риолитов, туфы, в том числе пизолитовые); верхняя сложена глинистыми известняками с прослоями алевролитов и углистых аргиллитов. В нижней части средней пачки определены конодонты *Polygnathus subnormalis* Voron. et Kuzm., характерные для зон *rhomboidea* - *marginifera*. Нижняя пачка с отчетливым размывом, иногда с конгломератами в основании, ложится на толщу ультракалиевых риолитов, которая, в свою очередь, подразделена на 2 части (снизу вверх): покров мощностью до 180 м флюидалных существенно плагиоклазовых, реже кварц-калишпат-плагиоклазовых ультракалиевых риолитов, завершаемый слоем туфо-алевролитов и туфопесчаников, и покров ультракалиевых риолитовых игнимбритов мощностью до 200 м. Максимальное развитие толщи УКР приурочено к южному крылу Успенского прогиба, где она почти непрерывной полосой прослеживается на 180 км.

Толща УКР с заметным угловым несогласием залегает на толще трахиандезитов, перекрытой в верхней части горизонтом углисто-известковистых алевролитов с линзами известняков, песчаников и алевролитов часто туфогенных с прослоями лав и туфов кислого состава. Трахиандезиты с резким угловым несогласием ложатся на залегающую в ином структурном плане пестроцветную терригенную толщу силура - среднего девона [Бурштейн, Урываева, 1988].

К югу от Успенского прогиба в краевых частях Аксоран-Аюкжальского прогиба (рис. 4.4., 4.6.) впервые при движении с запада на восток в Центральном Казахстане фиксируются морские отложения франского яруса, представленные майской свитой [Кошелева, Тевелев, 1989]. Вышележащая андезитовая толща резко несогласно залегает как на майской свите, так и на отложениях силура и айдарлинской свите, содержащей флору живетского яруса. Толща представлена андезитами, андезитодацитами, трахидацитами; ее мощность и сложность строения варьируют, максимально достигая 900 м в зависимости от расположения

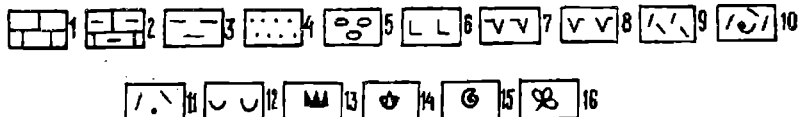
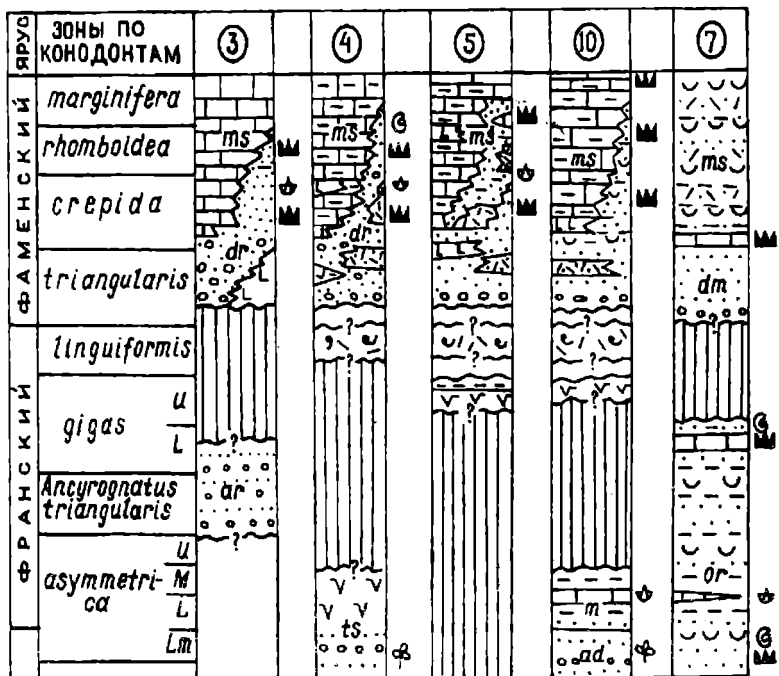


Рис. 4.4. Сводные стратиграфические разрезы верхнедевонских отложений фаменских прогибов Центрального Казахстана (номера разрезов соответствуют номерам прогибов на рис. 4.5). Разрезы приведены по данным: 3 (Каракенгирский) - М.В. Мартыновой, Т.Н. Воронцовой, В.А. Голубовского, А.Б. Веймарна; 4 (Жайльминский) - Ю.А. Васюкова, Е.И. Бузмакова, А.В. Кузьмина, В.И. Щибрика; 5 (Успенский) - Е.Ф. Бурштейна, А.П. Урываевой, М.В. Мартыновой, Т.Н. Воронцовой; 10 (Аксоран-Аюкальский) - А.В. Тевелева, И.А. Кошелевой, Ю.Ф. Кабанова, Т.Н. Воронцовой; 7 (Карасорский) - О.Е. Беляева, И.А. Пославской, Т.Н. Воронцовой, А.Б. Веймарна, В.П. Михина, С.Х. Хамзина, Г.Е. Шинкарева. Свиты: ms - мейстеровская; dr - дайринская; dm - доуменская; ar - айртауская; ts - тасжарганская; m - майская; or - ордабайская; ad - айдарпинская. 1 - известняки; 2 - глинистые и кремнисто-углисто-глинистые известняки; 3 - аргиллиты; 4 - песчаники и алевролиты; 5 - конгломераты; 6 - субщелочные базальты - трахибазальты; 7 - трахиандезитобазальты; 8 - трахиандезитодациты; 9 - ультракалиевые риолиты; 10 - туфы риолитового состава; 12 - пелловые туфы, туффиты; 13-16 - палеонтологические остатки: 13 - конодонты, 14 - брахиоподы, 15 - аммоидеи, 16 - растения.

палеовулканических центров.

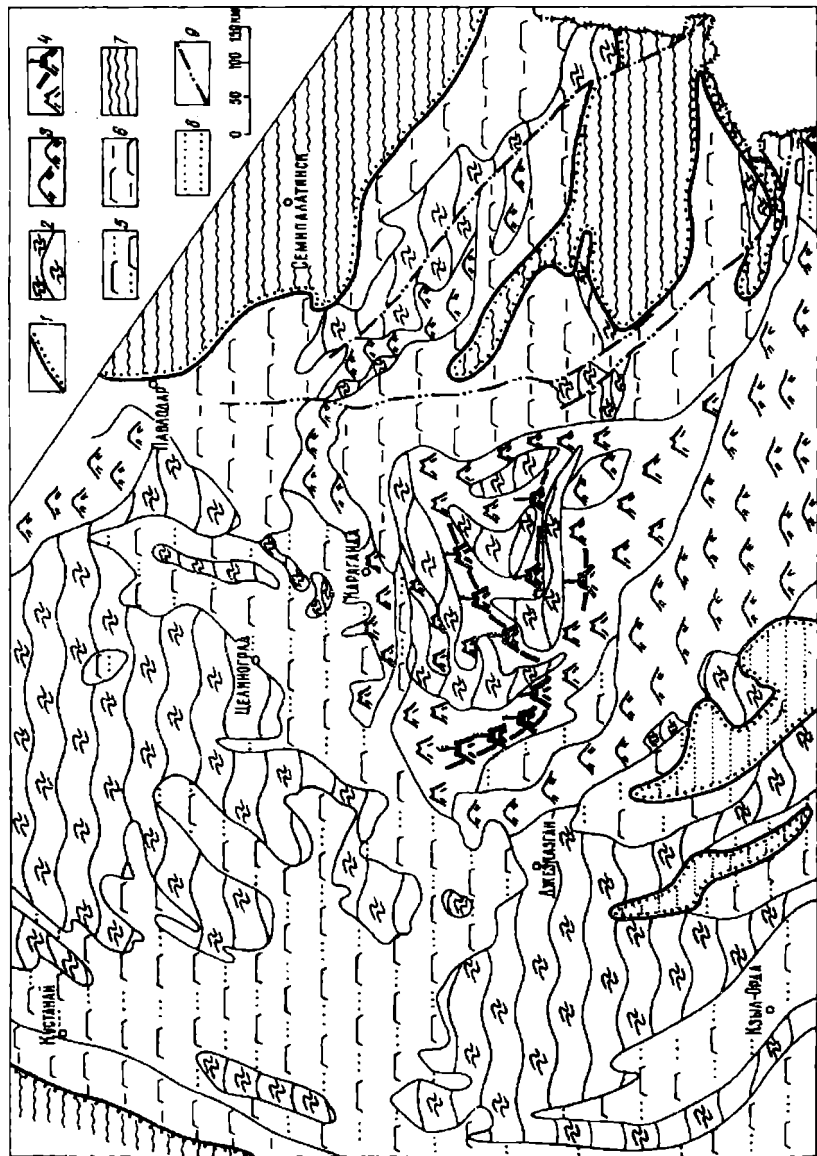
Риолитовая толща без видимого несогласия, но с обломками и глыбами андезитов в основании залегает на андезитовой толще. На других подстилающих комплексах риолитовая толща залегает резко несогласно. Ареалы ее распространения те же, что у андезитовой, но площади выходов шире. Основную часть разреза риолитовой толщи составляют ультракалиевые риолитовые игнимбриты.

Вышележащие отложения фациально изменяются в различных частях Аксоран-Аюжальского прогиба. В удаленных от прогиба зонах на риолитовой толще согласно, с туфоконгломератами в основании залегает туфопесчаниковая толща, содержащая прослои риолитовых туфов, тефроидов и перекрытая известняками с фауной верхнего фамена. Наиболее низкие палеонтологически охарактеризованные части разреза центральных частей прогиба содержат терригенные породы, горизонты подушечных трахибазальтов и глинистые комковатые известняки. В последних установлены конодонты *Palmatolepis minuta subtilis* Khal. et Tchern., *P. minuta* Br. et Mehl., *Icriodus cornutus* Sann., а в трех метрах выше по разрезу *Polygnatus planirostratus* Drees. et Dus., *Icriodus comutus* Sann., характеризующие зоны *crepida* - *rhomboidla* (определения Т.Н. Воронцовой [Веймарн и др., 1997]).

Таким образом, для Успенского и Аксоран-Аюжальского прогибов и прилегающих к ним районов достаточно уверенно можно говорить о том, что фаменская трансгрессивная серия начала формироваться во время, соответствующее конодонтовой зоне *Palmatolepis triangularis*. Подстилающая толща наземных ультракалиевых риолитов скорее всего может быть отнесена к зоне *linguiformis*, поскольку залегает в одном структурном плане с фаменскими отложениями, а характерный для нее ультракалиевый вулканизм продолжается в фаменском веке. Возраст андезитовой толщи, вероятно, соответствует конодонтовой зоне *gigas* (рис. 4.4).

В пределах Карасорского прогиба развит максимально полный для Центрального Казахстана разрез морских франских и фаменских отложений (рис. 4.4., 4.6.). К франскому ярусу относится большая часть

Рис. 4.5. → Палеогеографическая схема середины позднефранского времени (составлена с использованием материалов О.А. Мазаровича и В.М. Шужанова). 1 - граница областей аккумуляции и денудации; области денудации: 2 - низкогорья, образованные складчатыми комплексами, 3 - древние вулканические нагорья, 4 - молодые вулканические нагорья и действующие вулканы в их пределах, приуроченные к глубинным разломам, генерировавшие формацию калиевых риолитов, 5 - межгорные впадины, выполненные молассами, 6 - плато, приморские равнины, сложенные недислоцированными (преимущественно девонскими) отложениями; области аккумуляции: 7 - моря, 8 - межгорные бессточные впадины; 9 - разломы более молодого возраста.

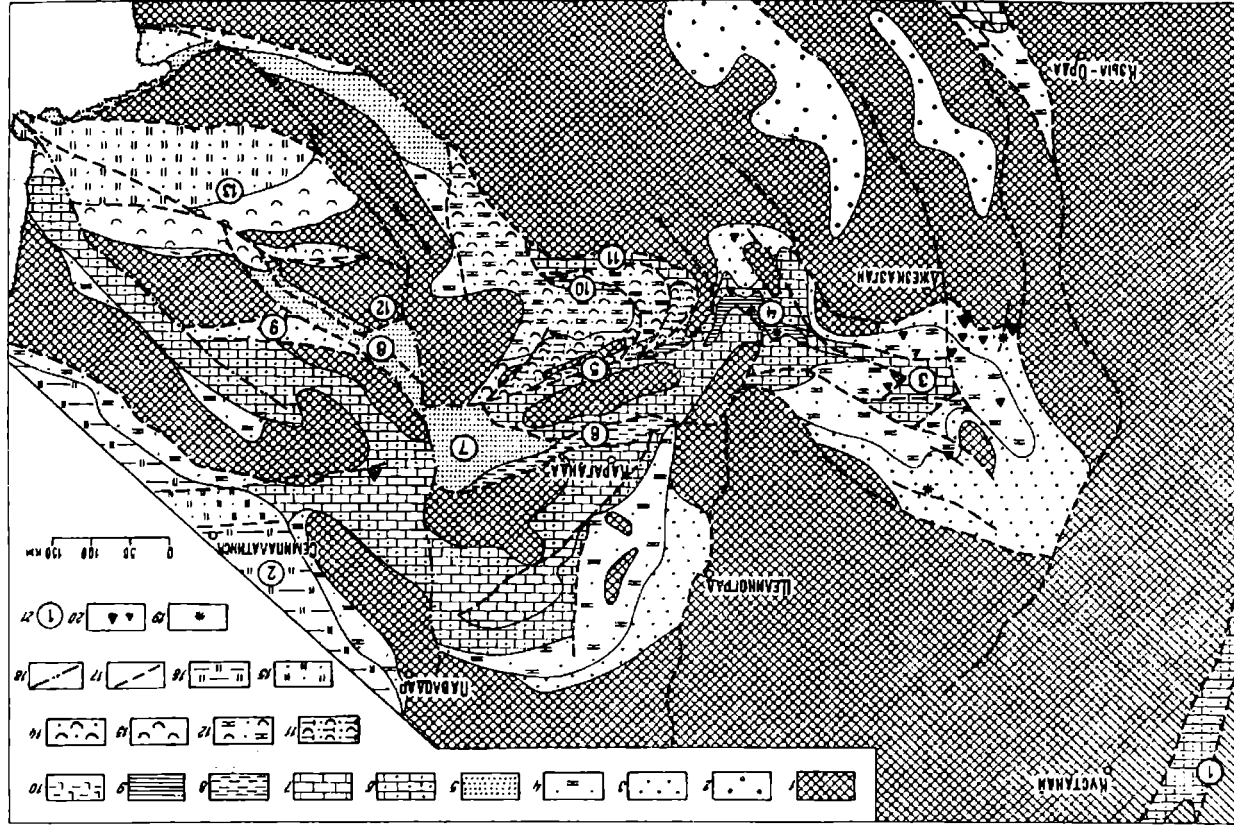


ордабайской свиты, подразделенной на шесть подсвит и имеющей мощность более 4000 м. Она представлена преимущественно терригенными вулканомиктовыми образованиями с подчиненной ролью вулканогенно-осадочных пород.

В шестой подсвите ордабайской свиты встречены аммоноидеи *Eobeloceras* sp. и *Manticoceras* sp., которые могут характеризовать как среднюю, так и верхнюю части франского яруса [Богословский и др., 1982]. В нескольких пунктах найдены комплексы конодонтов, включающие *Ancyrodella gigas* Mill. et Youngq., *A. nodosa* Ulrich. et Bas., *Polygnathus decorosus* Stauf (определения Т.Н. Воронцовой). Данный комплекс конодонтов характерен для интервала зон *Ancyrognathus triangularis* (верхняя часть) - *Upper gigas* верхнефранского подъяруса. Это самый молодой интервал франского яруса, датированный по конодонтам в Центральном Казахстане.

На размытой поверхности ордабайской свиты без резкого видимого углового несогласия залегает горизонт осадочных брекчий мощностью до 10 м, содержащий остроугольные обломки вулканогенно-осадочных пород, аргиллитов и алевролитов ордабайской свиты. Выше по разрезу - среднезернистые серо-розовые и вишневые песчаники с грубой косой слоистостью мощностью 50 м, сменяющиеся красноватыми мелкозернистыми песчаниками, чередующимися с алевролитами с характерной тонкой косоволнистой слоистостью, мощностью до 600 м. Описанные красноватые и залегающие выше пестроцветные терригенные породы в Карасорском и Предчингизском прогибах составляют доуменскую свиту, которая в краевых частях прогибов залегает резко несогласно на подстилающих отложениях, а на юго-востоке Предчингизского прогиба, возможно, даже без заметного перерыва на франских отложениях. В гальке конгломератов из основания

**Рис.4.6.** → Литофациальная схема мейстеровского горизонта. 1 - области отсутствия осадконакопления и предполагаемые области сноса; литофации: 2 - континентальная конгломерат-песчаниковая; 3 - прибрежно-континентальная терригенная и карбонатно-терригенная; 5 - морская терригенная (заливов и проливов); морские относительно мелководные: терригенно-карбонатная, 7 - известняковая; морские относительно глубоководные: 8 - алеврито-карбонатно-глинистая, 9 - углисто-кремнисто-глинисто-карбонатная флишиодная, 10 - базальтово-алевролитовая; 11 - карбонатно-алевролитоглинисто-туфогенная, участками относительно глубоководная; 12 - туфогенно-терригенно-известняковая; 13 - туфогенно-терригенная морская; 14 - туфогенно-терригенная прибрежно-морская; 15 - кремнисто-терригенная; 16 - известняково-кремнисто-терригенная; 17 - конседиментационные разломы; 18 - разломы более молодого возраста; 19 - проявления базальтового вулканизма; 20 - железомарганцевые месторождения и рудопроявления; 21 - геологические структуры: 1 - Уральская складчатая система, 2 - Зайсанская складчатая система, 3 - Каракенгирский, 4 - Жайльминский, 5 - Успенский, 6 - Спасский, 7 - Карасорский, 8 - Предчингизский, 9 - Даганделинский, 10 - Аксоран-Аюкальский, 11 - Акбастауский прогибы, 12 - Балхашское поднятие, 13 - Северо-Джунгарский прогиб.



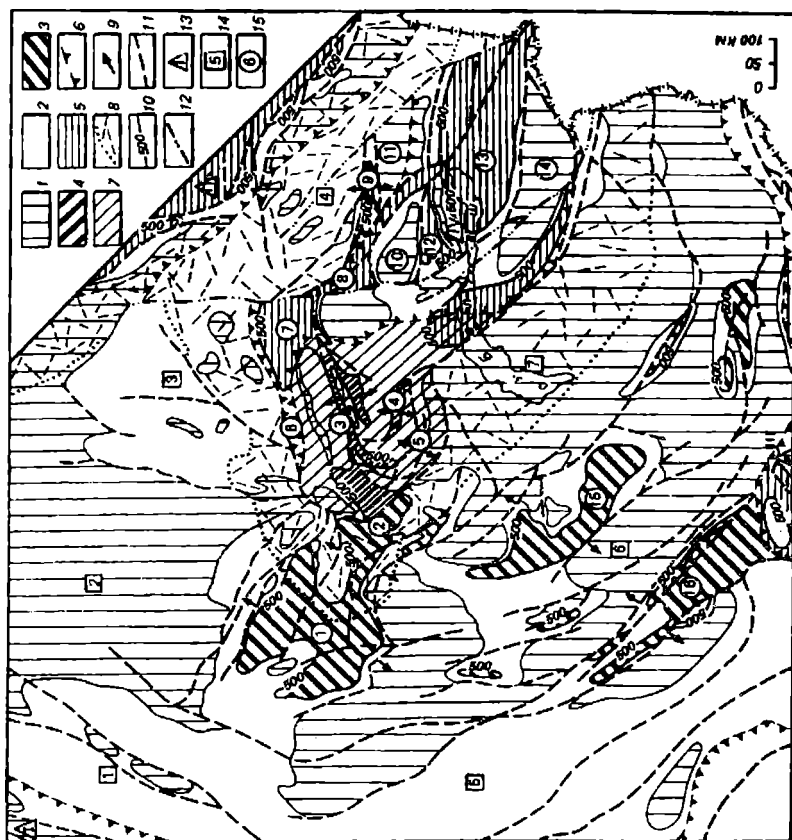
свиты встречены кораллы франского возраста, а в самой свите остатки двустворчатых моллюсков *Posidonia* (*Karadjalia*) ex. gr. *simorini* Sad. Верхняя возрастная граница доуменской свиты, как и дайринской, скользит во времени.

В 40 км южнее оз. Карасор в пределах Аюкальской синклинали на доуменскую свиту согласно налегает пачка пород, сложенная туфоалевролитами, туффитами, и туфами кислого состава, кремнистыми алевролитами. В основании этой пачки в горизонте известняков по данным [Шинкарев и др., 1989] встречены следующие конодонты: *Ancyrognathus* aff. *symmetricus* Br. et Mehl. (видимо, *A. bifurcata* Ulrich. et Bas., см. Кузьмин, 1991), *An. sp. nov.*, *Palmatolepis triangularis* Sann. (?); *P. subperlobata* Br. et Mehl., *P. quadrantinodosalobata* Sann., *P. perlobata perlobata* Ulrich. et Bas., *P. tenuipunctata* Sann., *P. cf. crepida* Sann., *Polygnathus* aff. *glaber* Ulrich. et Bas. Такой комплекс характерен для зоны *Palmatolepis crepida* нижнего фамена. Это дает нам основание считать, что возраст доуменской свиты в данном разрезе соответствует по времени зоне *P. triangularis*,

Приведенные данные позволяют охарактеризовать палеогеографию конца франского века (времени формирования конодонтовой зоны *Palmatolepis linguiformis*) (рис. 4.5.). На обширных площадях в пределах Казахстана происходила денудация, выравнивание рельефа. Морские осадки отлагались на востоке, в Зайсанском и Северо-Джунгарском бассейнах. Межгорные впадины, за исключением Джекказганской, в основном уже были заполнены молассами.

В центральной части региона в пределах молодых вулканических

**Рис. 4.7.** → Палеотектоническая схема для фаменского века Казахстана. 1 - области размыва; 2 - области осадконакопления с мощностями фаменских отложений менее 500 м; 3-5 - прогибы с мощностью отложений фаменского яруса более 500 м, заложившиеся на площадях; 3 - испытавших таконскую и чингизскую каледонские складчатости, 4 - испытавших среднедевонскую (тельбесскую) складчатость, 5 - не испытавших предшествующую палеозойскую складчатость; 6 - граница эпикаледонского Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива; 7 - площадь среднедевонской (тельбесской) складчатости; 8 - ранне-среднедевонский краевой вулканический пояс; 9 - направления горизонтального растяжения; 10 - изоплахиты; 11 - конседиментационные разломы; 12 - разломы более молодого возраста; 13 - герцинские геосинклинальные системы (1 - Уральская, П - Иртышско-Зайсанская, Ш - Средне-Южно-Тяньшаньская) и герцинская Джунгаро-Балхашская геосинклинальная область - 1У; 14 - ступени срединного массива: 1 - Тургайская, 2 - Кокчетавско-Тенизская, 3 - Баянаульско-Шидертинская, 4 - Чингизская, 5 - Сырдарьинская, 6 - Сарысу-Иссыккульская, 7 - Илийская; 15 - прогибы и поднятия: 1 - Каракенгирский, 2 - Жайльминский, 3 - Успенский, 4 - Аксаран-Аюкальский, 5 - Акбастауский, 6 - Спасский, 7 - Карасорский, 8 - Предчингизский, 9 - Даганделинский, 12 - Саякский, 13 - Северо-Джунгарский, 15 - Моинкумский, 16 - Большого Каратау прогибы: 10 - Балхашское, 11 - Баканасское, 14 - Центрально-Джунгарское поднятие.



нагорий формировалась своеобразная формация ультракалиевых риолитов. Происходили извержения в виде палящих туч, формировались покровы игнимбритов, суммарная протяженность которых достигала первых сотен километров.

На границе франского и фаменского веков палеогеографическая обстановка резко изменяется. Начинается эпоха трансгрессии моря с востока и юго-востока. Формируется широтно ориентированная система прогибов, для которых были характерны узкие переуглубленные центральные части. Развитие фаменского морского бассейна в Казахстане детально было описано нами ранее [Веймарн и др., 1989]. Основные его черты к концу времени *Palmatolepis marginifera* хорошо читаются на карте литофаций (рис. 4.6.). Особо подчеркнем образование углисто-кремнисто-глинисто-карбонатных флишоидных отложений в пределах осевых частей Жаильминского и Успенского прогибов.

#### **4.6.2. Палеотектонические обстановки и вулканизм**

Проявившаяся в середине живетского века тельбесская складчатость завершила стадию консолидации эпикаледонского Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива (рис. 4.7.). Во второй половине франского века большая часть массива испытала общее поднятие и денудацию в условиях орогенного режима. В этот период на значительной части массива, примыкающей к площади тельбесид, происходит формирование достаточно крупных интрузивных массивов, сложенных преимущественно лейкократовыми и аляскитовыми гранитами.

В самом конце франского века, во время *Palmatolepis linguiformis*, появляются первые признаки деструкции массива. Вначале это было локальное проявление андезитового, участками ультракалиевого вулканизма (трахиандезиты, андезиодациты, трахидациты), которое сменилось формированием специфической формации ультракалиевых риолитов (УКР).

Формация УКР широко представлена в Атасуйском районе и прилегающих частях Сарысу-Тенизского водораздела [Бахтеев и др., 1977; Государственная ..., 1991] в Успенской, Аксоран-Аюжальской зонах и некоторых других пунктах северо-западного Прибалхашья [Бурштейн, Урываева, 1988; Кошелева, Тевелев, 1989]. Подавляющую часть формации слагают флюидалные калиевые риолиты и калиевые риолитовые игнимбриты, которые являлись продуктами излияний высокоподвижных, пересыщенных летучими соединениями магм. Это были наземные извержения центрального типа, нередко трещинные, близкие к ареальным. Вулканические аппараты приурочены к крупным разломам субширотного и северо-западного простираний (рис. 4.5.).

Анализ происхождения УКР как в Казахстане, так и в других регионах, проведенный рядом авторов [Бахтеев и др., 1986; Ботряков, 1985; Бурштейн и др., 1996], показал, что их образование связано с дроблением континентальной коры и проникновением в нее подкоровых флюидов, обогащавших магму калием. Привнос калия, а также фтора, серы, СО и других летучих соединений в очаги вулканизма был необходимой предпосылкой формирования УКР. Породы формировались в условиях высокой газо- и водонасыщенности остаточной магмы. Парагенетически связаны с УКР рассеянная или образующая мелкие концентрации минерализация TR, Y, Zr, Bi, CaF<sub>2</sub> и месторождения U.

Подобная трактовка генезиса УКР объясняет их приуроченность к площади тельбесской складчатости, где зрелость, а, следовательно, и степень консолидации континентальной коры была наименьшей в пределах Казахстанско-Тяньшаньского массива. Характерно, что отдельные (обычно небольшие) очаги вулканизма, формировавшие УКР, продолжали функционировать и в течение раннефаменского времени.

Вслед за образованием наземной формации УКР в центральной части Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива в результате деструкции земной коры сформировалась широтно-ориентированная Каракенгирско-Жаильминско-Успенская система прогибов - рифтовая система [Веймарн, Милановский, 1990]. Точное время начала этого процесса установить трудно, но исходя из рассмотренных выше стратиграфических данных, оно, вероятно, соответствовало границе зон *linguiformis-triangularis*. Прогибы начали формироваться вследствие проседания их дниц по системе широтно ориентированных глубокопроникающих конседиментационных разломов, в большинстве случаев секущих предшествующие структуры. Проседание сопровождалось трансгрессией моря в эти прогибы и происходило почти одновременно по всей, почти тысячакилометровой длине рифтовой системы. Об этом свидетельствует одновременное появление первых известняков зоны *serpida* в осевых частях Каракенгирского, Жаильминского и Успенского прогибов.

С конседиментационными разломами связан локально проявленный базальтовый вулканизм. Извержения начались в начале фаменского века и продолжались на всем его протяжении в различных фациальных условиях. Это были потоки базальтов и долеритов мощностью 1-75 м и длиной до первых километров. Породы субвулканической фации выделяются на многих участках. Время их внедрения не ограничивается фаменским веком, некоторые тела имеют раннекаменноугольный возраст. Анализ петрохимии и геохимии базальтоидов [Веймарн, 1991] показал, что, несмотря на значительную

пространственную разобщенность (до 900 км), наблюдается достаточное сходство и однородность химического состава - повсюду это преимущественно базальтовые породы семейства субщелочных базальтов - трахибазальтов, отмечены лишь единичные проявления пород трахитового ряда. Для этого вулканизма характерно проявление щелочного (главным образом, калиевого) метасоматоза. Наиболее вероятным кажется отнесение его к автометасоматозу, связанному с развитием данных магматических очагов.

В целом слабо дифференцированные субщелочные базальты-трахибазальты Каракенгирско-Жаильминско-Успенского прогиба, несмотря на некоторые специфические черты, характерные для пород отдельных его районов, могут быть отнесены к субщелочной калиево-натриевой петрохимической серии и даже к той ее части, которая приближается к калиевой. Подобные вулканы наиболее характерны для зон континентального рифтогенеза. При этом очень показательны геохимические характеристики изученных базальтов [Веймарн, Милановский, 1990]. В частности, сопоставление результатов, полученных для Красноморского региона и описываемой рифтовой системы на диаграммах Rb-Sr и Ba-Sr показывает, что на всем протяжении Каракенгирского, Жаильминского и Успенского прогибов сплошность континентальной коры не была нарушена - здесь отсутствуют породы аналогичные низкокалиевым толеитам Красного моря. В целом изученные нами базальты близки базальтам Эфиопского рифта и субщелочным базальтам Афарского региона, хотя и отличаются большим содержанием рубидия и бария.

Со становлением Каракенгирско-Жаильминско-Успенской рифтовой системы связано образование фаменской железомарганцевой гидротермально (вулканогенно)-осадочной рудной формации. При этом сформировались крупнейшие для фанерозоя концентрации марганцевых руд на континентах, превышающие 1 млрд. т. Данные железомарганцевые месторождения часто связаны с уникальными по запасам барит-полиметаллическими, образуя комплексные рудные объекты атасуйского типа [Варенцов и др., 1993]. Железо-марганцевые месторождения образовались в результате функционирования гидротермально-магматической системы, возникшей при плавлении мантийного вещества на значительной глубине, определяемой наличием мощной континентальной коры, под воздействием глубинных флюидов. Последние были обогащены калием и, вероятно, обогащались им и водой в процессе прохождения через континентальную кору. При этом в результате ликвации в рассматриваемой системе наряду с субщелочными базальтами возникли обогащенные ферритовой составляющей

флюидные расплавы, послужившие главным источником рудного вещества. Геохимия месторождений свидетельствует об обогащении флюидов рядом элементов в процессе их прохождения через континентальную кору или в промежуточных очагах. Роль континентальной коры, как источника собственно рудных элементов, вероятно, возрастает при образовании гидротермально-метасоматических барит-полиметаллических руд II стадии формирования месторождений атасуйского типа [Веймарн, 1992].

В пределах Казахстанско-Тяньшаньского эпикаледонского срединного массива Каракенгирско-Жаильминско-Успенская рифтовая система является наиболее крупной, но не единственной фаменской структурой такого рода (рис. 4.7.). Ряд данных позволяет ставить вопрос о рифтогенном характере Моинкумского прогиба. Большинство исследователей фаменский век рассматривается как стадия раскрытия и проседания рифтогенной зоны Большого Каратау.

Геодинамическая обстановка, устанавливаемая из выявленной картины фаменского рифтогенеза, может быть охарактеризована как обстановка общего неравномерного расширения ("расползания") эпикаледонского Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива преимущественно в субмеридиональном и юго-запад - северо-восточном направлениях. Континентальная кора подвергалась раздроблению, утоньшению, была пронизана поднимающимися по глубинным разломам флюидными расплавами и растворами, но не потеряла своей сплошности.

Детальный анализ геологических событий на F/F границе в Казахстане позволил выявить несколько принципиально важных явлений. Во-первых, удалось уточнить время начала рифтогенеза, отвечающее конодонтовой зоне *linguiformis*. Во-вторых, также уточнено время образования уникальной по составу ураноносной формации УКР, формирование которой связано с рифтогенезом и маркирует пути прохождения глубинных флюидных потоков.

#### **4.7. Геологические события на границе франского и фаменского веков в других регионах Земли и их возможные причины**

Процессы рифтогенеза, проявленные столь ярко в фаменском веке в пределах эпикаледонского Казахстанско-Тяньшаньского срединного массива, в значительных масштабах выявлены и в других регионах Евразии, в частности, в пределах Восточно-Европейской и Сибирской платформ, Омолонского массива, Южно-Китайской метаплатформы [Веймарн, Милановский, 1990].

Сравнительный анализ рифтогенеза в Казахстане и в пределах Припятско-Днепровско-Донецкого рифта (ПДДР) на Восточно-

Европейской платформе (ВЕР) показывает, что время начала интенсивного проседания грабенов последнего несколько более раннее, чем в Казахстане и, хотя, отличается в пределах различных его частей, в целом соответствует началу позднефранского времени. К сожалению, пока отсутствуют данные по конодонтам для верхнедевонских отложений Днепровско-Донецкой впадины, что затрудняет датировку событий по стандартной шкале. Однако, по мнению большинства исследователей ["Геология и нефтегазоносность"..., 1988] здесь на границе франского и фаменского ярусов повсеместно отмечается крупный перерыв в осадконакоплении, после чего вновь возобновляется интенсивное проседание днищ грабенов, достигая 3-4 км в течение фаменского века. Первая из двух главных фаз вулканизма - позднефранская в Днепровском грабене представлена по З.М. Ляшкевич [1987] пикритами, трахибазальтами, нефелинитами, щелочными трахитами, туфами карбонатитов и другими производными основной и щелочно-ультраосновной магмы. Для них характерен высокий коэффициент эксплозивности (туфы резко преобладают над лавами). Минералогические и петрографические данные свидетельствуют о больших глубинах зарождения магматических расплавов в условиях восстановительной среды. Расплавы были обогащены летучими компонентами, содержащими в своем первичном составе Н и СО, которые при благоприятных условиях могли дать самостоятельную флюидную фазу и, в конечном счете, привести к образованию углеводородов [Ляшкевич, 1987]. Выявив ведущую роль мантийных плюмов в становлении магматизма и рифтогенеза как в ПДДР так и в других участках ВЕР, М. Уилсон и З.М. Ляшкевич [Wilson, Lyashkevich, 1996] предлагают рассматривать этот магматизм как один из факторов, приведших к событиям массового вымирания на F/F границе.

На прилегающем к Восточно-Европейской платформе шельфе в пределах Свентокшисских гор в позднем девоне [Racki, 1998] можно выделить следующие события. Во время, соответствующее началу зоны *gigana* (=gigas), в связи с импульсом растяжения произошли блоковые движения, приведшие к началу разрушения обширных рифовых поднятий. Эти конседиментационные движения продолжались с разной интенсивностью вплоть до среднего фамена, и привели к формированию на склонах поднятий на разных уровнях горизонтов осадочных брекчий и конгломератов. В примыкающих к поднятиям относительно глубоководных частях бассейна в пределах зоны *linguiformis* устанавливаются: трансгрессия и появление обстановок аноксии; затем следует продолжительная регрессия, сопровождавшаяся сейсмическими явлениями, следами вулканической деятельности, выразившимися в

геохимических аномалиях и изменении экологических обстановок. Новая трансгрессия фиксируется в середине зоны *triangularis*.

Далее к западу в пределах Рейнских Сланцевых гор подробнейшим образом изучены пограничные отложения франского и фаменского ярусов. Именно здесь рождено понятие "кельвассерский кризис" (КК), знаменующее массовое вымирание организмов вблизи F/F границы. В последних работах Э. Шиндлера [Shindler, 1991; 1993] показана значительная продолжительность КК, начавшегося с исчезновения важной планктонной группы стилиолинид, наблюдающегося непосредственно под нижним кельвассерским горизонтом (граница E. и L. *rhenana*), и закончившегося в середине зоны E. *triangularis* исчезновением тентакулитов гомоктенид (*Homostenus ultimus*). Внутри КК установлен ступенчатый характер исчезновения различных таксонов фауны с наиболее резким его проявлением в кровле верхнего кельвассерского горизонта, т.е. на F/F границе. Четко проявлена эта граница и литологически. Черные кельвассерские известняки и известковистые сланцы верхнего горизонта сменяются серыми цефалоподовыми известняками. Очень характерна широко прослеживаемая брекчированная базальная часть последних, возникновение которой Э. Шиндлер связывает с проявлением сейсмической активности. Описанные два кельвассерских горизонта, характеризующие возникновение обстановок аноксии, установлены и в других районах Западной Европы и на севере Африки (Марокко).

По пяти таким разрезам (два в Рейнских сланцевых горах, в Тюрингии, Франции - Монтань Нуар и Австрии - Карнийские Альпы) был изучен изотопный состав карбонатного углерода [Joachimski, Buggisch; 1993]. Во всех разрезах отмечаются две четкие положительные аномалии  $\delta C^{13}$ , приуроченные к кельвассерским горизонтам. Причем значения аномалии, связанной с верхнекельвассерским горизонтом, снижаются очень постепенно, захватывая фаменские отложения вплоть до зоны *crepida*.

Специальное изучение разрезов Германии, Бельгии, Франции и юго-запада США с детальным анализом комплексов конодонтов [Sandberg et al., 1988] привело к представлению о следующей последовательности событий. Зона *linguiformis*: эвстатический подъем, приведший к аноксии, значительное эвстатическое опускание уровня, регрессия, крупное импактное событие и массовое вымирание. Зона L. *triangularis*: продолжение регрессии, штормы, цунами. Зона M. *triangularis*: новая трансгрессия и восстановление фауны, а затем фаменское оледенение в южном полушарии, сопровождавшееся регрессией в северном.

На *Сибирской платформе* процессы позднедевонского рифтогенеза наиболее четко проявились в пределах Вилюйской среднепалеозойской рифтовой системы (ВРС) [Масайтис и др., 1975; Гайдук, 1988]. Бедность среднепалеозойских отложений ВРС органическими остатками не дает возможность провести детальное биостратиграфическое расчленение. Однако специальные исследования В.В. Гаидука [1988] позволили ему констатировать, что рифтогенные структуры и ограничивающие их разломы наиболее активно формировались в конце франского - фаменском веке. Среднепалеозойские магматические образования в ВРС представлены дайками и силлами толеитовых и субщелочных габбро-диабазов, покровами основных эффузивов и, что важно подчеркнуть, базальтовыми трубками взрыва и кимберлитами.

История развития девонского морского бассейна в пределах *Юго-Восточного Китая* позволяет выделить фациальные зоны относительно мелководной карбонатной седиментации и относительно глубоководных внутриплатформенных трогов. В последних накапливались глинисто-мергелисто-кремнистые породы, узловые известняки, сопровождаемые местами турбидитами и вулканогенными породами. Трoги формировались в обстановке не вполне компенсированного осадконакоплением дифференцированного погружения, контролируемого подвижками по разломам. Трoги начали закладываться в позднеживетское время. Максимум трансгрессии характерен для франского века. В фаменском веке эти черты развития сохраняются, хотя в целом наблюдается переход к регрессивной стадии [Chen Zhiming, 1988; Tsien et al., 1988; Wu Yi et al., 1988].

На рубеже франского и фаменского веков происходит ряд седиментологических изменений [Hou Hong-Fei et al., 1988]. В относительно глубоководных фациях кремнистые осадки сменяются преобладающими глинистыми и кремнистыми нодулярными известняками. Крупные конседиментационные подвижки по разломам фиксируются по прослеженным более чем на 300 км известняковым брекчиям у подножий склонов, проявлению ритмичных карбонатных турбидитов. В глубоководных фациях на этом рубеже появляются бескислородные черные сланцы и известняки. В этот момент в описываемых разрезах отмечается значительное изменение в характере фауны (массовое исчезновение брахиопод, кораллов, строматопороидей и других групп организмов).

Глубокопроникающие разломы преимущественно СЗ и СВ простирания, ограничивающие трoги, служили магма- и рудоподводящими каналами. Вдоль них, как в пределах мелководных,

так и глубоководных фациальных зон, формировались месторождения марганца, стратиформные месторождения свинца, цинка, сурьмы, олова, сидеритовых и пиритовых руд.

Все это позволило нам [Веймарн, Малиновский, 1990] констатировать, что в позднем девоне у южного края Южно-Китайской метаплатформы (блока Янцзы) в основном на посткаледонском складчатом основании сформировалась своеобразная система грабенообразных прогибов. Анализ фаций, структуры, характер локально проявленного вулканизма свидетельствуют о ее рифтогенном характере. При этом геодинамическая обстановка, судя по различной ориентировке линейно вытянутых позднедевонских трогов, вероятно, характеризовалась общим растяжением земной коры данного региона.

Как видно из приведенных данных, конец девонского периода характеризовался значительной активизацией процессов континентального рифтогенеза. Эти процессы проявились почти одновременно в пределах самых различных по своему типу тектонических областей - древних платформ (Восточно-Европейская, Сибирская), зон их сочленения со смежными подвижными поясами (Юго-Восточный Китай), а также внутренних частей последних, в частности, зон ранней консолидации в них (эпикаледонский Казахстанско-Тяньшаньский массив в Урало-Монгольском подвижном поясе) и остаточных срединных массивов (Омолонский массив в Верхояно-Чукотской складчатой области). Во всех рассмотренных случаях континентальная кора, подвергшаяся рифтогенезу, испытала раздробление, утоньшение, была пронизана мантийными расплавами и флюидами, но не потеряла своей сплошности. Однако местами раздробление и горизонтальное растяжение континентальной коры могли приводить к ее полному разрыву и новообразованию между ее разобщенными блоками зон с корой океанического типа. Как было отмечено выше, это наблюдалось на Полярном Урале. В пользу этого же может свидетельствовать появление в некоторых районах Средней Азии, принадлежащих к Урало-Монгольскому и Средиземноморскому подвижным поясам - в Южно-Гиссарской зоне Южного Тянь-Шаня и Калайхумбской зоне Северного Памира, - офиолитовых ассоциаций раннекаменноугольного возраста.

Специально проведенные расчеты [Cathles, Hallam, 1991] показывают, что достаточно мощные процессы рифтогенеза должны привести к кратковременным глобальным изменениям уровня моря, вызывающим парное явление: регрессия-трансгрессия (пики третьего и выше порядка на кривой Вейла). Описанные выше для Русской плиты, Урала и Казахстана явления крупной регрессии и сменившей ее

трансгрессии четко совпадают с максимальной фазой позднедевонского рифтогенеза (зоны *linguiformis* и *E. triangularis*). Аналогичные явления наблюдаются и на других существовавших в то время континентах.

В **Западной Австралии** в бассейне Каннинг в конце франского века в пределах мелководного шельфа (карбонатной платформы) наблюдается регрессия моря, вероятно вызванная подъемом территории, и эрозия накопившихся отложений [Cockbain, Playford, 1988]. Эта кратковременная регрессия на F/F границе или вблизи нее не привела к перерыву в осадконакоплении в троговой части бассейна. Как было упомянуто выше, это позволило изучить разрез последнего типа для восстановления событий на F/F границе. Последующая фаменская седиментация несет на себе следы значительной тектонической активности [George et al., 1995].

В разрезах верхнедевонских отложений в Нахичевани, и, прилегающих районах Армении, входивших в эту эпоху северную часть **Аравийской платформы** и, т.о., принадлежащих к другой части девонского суперконтинента Гондвана, также фиксируется подъем земной коры, начало которого соответствовало границе конодонтовых зон *linguiformis-triangularis*, и сменившая его трансгрессия в поздней *triangularis* [Овнатанова, Аристов, 1984; Караулов, Гречишникова, 1995].

На **Северо-Американском** континенте регрессия в пределах зоны *U. gigas* проявилась очень четко. Так, в Западно-Канадских Кордильерах [Mottow, Geldsetzer, 1988], на шельфах Альберта и Маккензи фиксируется перерыв в основании очень маломощной формации Граминия-Какиска (*Um. gigas*). Это первый перерыв, отмечающийся после позднего живета. Следующая формация Паллистер, которая начинает формироваться на уровне зоны *triangularis*, также залегает на значительных площадях с перерывом и местами несогласием и знаменует начало фаменской трансгрессии.

Южнее, на западе США в пределах штатов Монтана и Вайоминг благодаря детальным работам [Sandberg, Pool, Johnson, 1988] результаты позднефранской регрессии наглядно читаются при сравнении палеобиогеографических литофациальных карт, составленных для зоны *L. gigas* и для зоны *L. triangularis*. Именно с этой регрессией указанные авторы связывают массовое вымирание на F/F границе.

На востоке Северной Америки параллельно Аппалачам прослеживается от штата Нью-Йорк до Техаса позднедевонский "черносланцевый пояс" шириной до 300 км. Типичный представитель этих пород - формация Чаттануга (шт. Теннесси [Conant, Swanson, 1961]). Формация несогласно, со скользящей во времени нижней границей и горизонтом песчаников в основании, залегает на известняках ордовика.

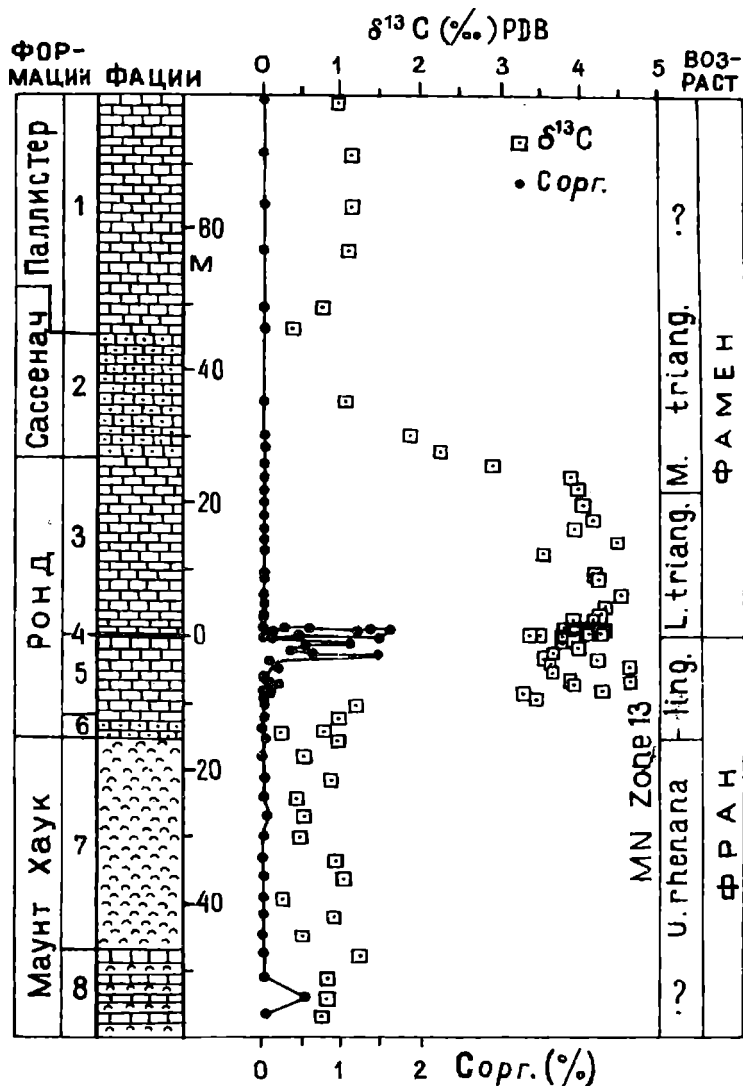


Рис. 4.8. Биостратиграфический, литостратиграфический и геохимический профили разреза Синкефол Маунтин, Альберта, Канада по [ Wang et al., 1996 ]. Литофации: 1 - пеллетовые известняки, 2 - алевритистые известняки, 3 - пеллетовые зернистые известняки, 4 - онколитовый известняковый горизонт с 20-и см прослоем темпеститов в основании, 5 - глинистые известняки, 6 - алевритистые известняки, 7 - коралловый биостром, 8 - нодулярный карбонат. PDB - Peedee белемнит.

Привязка определенной здесь фауны конодонтов [Hass, 1956; Conant, Swanson, 1961] к новой стандартной конодонтовой шкале позволяет констатировать, что первые горизонты черных сланцев появляются во франском ярусе (свита Дауэлтон). Однако наиболее богатые органическим веществом и преобладающие в разрезе черные сланцы отмечаются начиная со свиты Гассауэй. Именно с этого рубежа наблюдается и значительное повышение содержания урана в породах. На последнее обстоятельство и его связь с резкой сменой фауны конодонтов, анализируя данные американских геологов, обратил внимание С.Г. Неручев [1982]. Это был один из фактов, положенных в основу его гипотезы о том, что главная причина образования черных сланцев - периодическое заражение бассейнов седиментации (и биосферы в целом) эндогенным ураном и тяжелыми металлами-токсикантами.

Эта гипотеза разделяется не всеми исследователями [Юдович, Кетрис, 1988; 1994], однако содержит целый ряд важных и обоснованных положений. В частности, по С.Г. Неручеву "проявление эпох уранонакопления, а одновременно фосфатонакопления и интенсивного накопления планктоногенного органического вещества, контролируется, вероятно, общим пульсационным ритмом развития Земли и осуществляется периодически в эпохи растяжения, сопровождающиеся активизацией рифтогенеза и вулканических процессов [1982; стр. 197]. Масштабы уранонакопления в описываемом "черносланцевом поясе" очень велики. Так, свита Гассауэй только в 12 округах штата Теннесси содержит 4,2-5,1 млн.т U. Вопрос об источнике урана (как и вообще о генезисе черных сланцев) остается дискуссионным. Однако, в последнее время американские геологи [Leventhal et al., 1983] пишут о возможном вулканогенном его источнике, т.к. резкое изменение содержания U и V происходит в тех же интервалах разреза, где фиксируются горизонты тонких прослоев измененного пепла, характерных для данной толщи. Чрезвычайно интересен вопрос о времени начала формирования свиты Гассауэй. По новой стандартной шкале, комплекс конодонтов ее основания, по-видимому, отвечает зоне Late triangularis.

Так же с рубежа F/F начинают формироваться другие, содержащие максимальное количество урана свиты "черносланцевого пояса" (сланцы Гурон в штатах Огайо и Кентукки, серия Канадавей и сланцы Данкрик - в шт. Нью-Йорк)[Ettensohn et al., 1988; Woodrow et al., 1988]. Таким образом геологические события на F/F границе на востоке США проявились не только в массовом вымирании (резкой смене комплексов конодонтов), но и в появлении сильно обогащенных ураном черносланцевых комплексов.

Как мы отмечали выше, ряд авторов, анализируя причины событий на F/F границе, и, в частности, причины массового вымирания, видит в их основе импактные явления. Другие рассматривают целую цепь событий, первопричина которых эндогенная. Изложенные данные позволяют наметить новые подходы к этой проблеме и понять возможные причины целого ряда из описанных выше событий.

Эпохи глобального континентального рифтогенеза, согласно А.А. Маракушеву и др. [1997], должны были сопровождаться импульсами дегазации ядра. Восходящие флюидные потоки запечатлены в геологической летописи Казахстана, Припятско-Днепровско-Донецкого рифта и Вилуйской рифтовой системы в виде предваряющих и сопровождающих рифтогенез толщ УКР, базальтовых трубок взрыва, туфов карбонатитов, кимберлитов, а также уникальных по размерам месторождений. Эти флюидные потоки оказывали влияние и на состав гидросферы и атмосферы, что должно было отражаться в процессах седиментации.

Это находит яркое подтверждение в изменении изотопного состава углерода в пограничных F/F отложениях. На рис. 4.8. по [Wang et al., 1996] показан характер изменения изотопного состава углерода в известняках интересующего нас стратиграфического интервала разреза на западе Канады. Начиная с зоны *linguiformis* наблюдается резкое увеличение  $\delta C^{13}$  и постепенное его снижение лишь в пределах зоны *M. triangularis*. Опираясь на аналогичные данные по Западной Европе, охарактеризованные выше, и ряд других работ, Ван и его соавторы констатируют явление глобального изменения изотопного состава углерода в описываемый интервал времени, причины которого по нашему мнению - флюидные потоки, достигшие поверхности Земли при импульсе дегазации.

Достижение этими флюидными потоками земной поверхности должно было привести и к дестабилизации условий в атмосфере и гидросфере (изменение климата, характера морских течений, стратификации океанских вод и др.), а следовательно, к изменению экологической обстановки и биособытиям. Анализ подобных явлений уже начал проводиться в ряде работ [Сывороткин, 1996; Cathles, Hallam, 1991; Shindler, 1993]. Однако оценка событий на F/F границе в этом плане требует дальнейших специальных исследований.

Приведенные материалы свидетельствуют о сложном комплексе геологических явлений, обусловивших в конечном итоге массовое вымирание организмов на F/F границе. При этом кажется достаточно убедительным эндогенный характер первопричин этих событий.

## ГЛАВА 5. ВОЗМОЖНЫЕ РАЗЛИЧНЫЕ ПРИЧИНЫ ГЛОБАЛЬНЫХ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Описанные в предыдущих разделах массовые вымирания на рубежах франского и фаменского (F/F), сеноманского и туронского (C/T), маастрихтского и датского (M/D) ярусов сопровождались целой серией геологических событий, многие из которых имели катастрофический характер и нередко глобальные масштабы. Однако, в трактовке причин описанных явлений остается много нерешенных вопросов, сталкиваются часто противоречивые точки зрения.

В экологической модели событий рубежа (M/D), разрабатываемой Д.П. Найдиным (см. главу 2.1.) особенно детально рассмотрены взаимодействия геологических и биологических факторов, вызвавших грандиозную глобальную экологическую катастрофу. При этом отчетливо показано, что особенности данного рубежа не формировались под воздействием какого-либо одного направленного процесса, а представляют собой суммарный эффект действия и взаимодействия многих факторов. Констатируется, что нестабильность палеогеографии рубежа M/D - наиболее характерная его черта. Сама по себе нестабильность пагубно сказывалась на биоте.

Однако, при рассмотрении факторов, вступивших во взаимодействие друг с другом в течение геологически очень короткого интервала времени, наряду с палеогеографическими и биологическими факторами указываются вулканизм и тектонические движения океанического дна и не исключается воздействие космических факторов.

При анализе кельвассерского кризиса (рубеж F/F) Э. Шиндлер [1990] показал, что он представлен серией сменяющих друг друга событий, начавшихся за определенный промежуток времени до границы веков и запечатленных в палеонтологической и литологической летописи. Из этого он делает вывод, что импактное событие мало подходит в качестве непосредственной причины кризиса. Им построена детальная схема взаимодействия различных факторов, приведших к глобальным изменениям экосистемы (рис. 5.1.). Причем "спусковым механизмом", включившим действие этой сложной системы, он считает глобальные тектонические движения. Приведенная схема Э. Шиндлера для F/F рубежа во многом перекликается с экологической моделью событий рубежа M/D, предложенной Д.П. Найдиным.

С другой стороны, вышеприведенное описание импактной модели событий рубежа M/D, сделанное М.А. Назаровым и А.С. Алексеевым, приводит их к убеждению, что только таким образом можно объяснить синхронность геохимической аномалии, присутствие ударно-



метаморфизованного кварца, полевого шпата и фрагментов пород, стекловидного плавания и сажи. Результаты изучения Карской ударной структуры позволили М.А. Назарову с соавторами [1993] заключить, что Карский кратер есть искомый М/Д кратер, или он образован фрагментом М/Д ударника, испытавшего разрушение при столкновении с Землей, либо поток, кратерообразующих тел на рубеже мезозоя и кайнозоя был увеличен. В любом случае авторы считают, что полученные ими результаты подтверждают гипотезу о космической причине великого мезозойского вымирания.

Достаточно полную картину геологических и биологических последствий импактных событий дают McLaren, Goodfellow [1990]. С различной степенью обоснованности и вероятности они связывают массовые вымирания на рубежах мела-палеогена, эоцена-олигоцена, триаса-юры, перми-триаса, девона-карбона, франа-фамена, ордовика-силура, докембрия-кембрия с гигантскими ударными событиями. По приводимым авторами данным внеземные тела диаметром 10 и более километров сталкивались с нашей планетой в течение фанерозоя в среднем один раз в 55 млн. лет. Результаты моделирования такого удара, взятые из данной работы, приведены были выше (см. главу 1). По мнению Макларена и Гудфеллоу существует 2 главных отличительных признака импактного события: глобальная распространенность и краткая продолжительность. Рассматривая последовательность геологических явлений, характеризующих горизонты массового вымирания, они считают, что наиболее логичным объяснением их первопричины следует считать крупные ударные события. Вместе с тем, авторы не исключают возможности рассмотрения крупных вулканических пароксизмов в качестве первопричины цепи событий, приводящих к массовому вымиранию. Однако, в случае мел-палеогенового события они считают невозможным связывать с вулканизмом объяснение всего комплекса возникших тогда явлений.

Описание в соответствующем разделе событий на границе сеноманского и туронского ярусов отчетливо показало одновременность массового вымирания на этом рубеже с формированием глобально прослеживаемого горизонта черных сланцев, связанного с ОАЕ-2. Причины ОАЕ-2 (как и вообще генезиса черных сланцев) остаются во многом дискуссионными. Очень интересную точку зрения на формирование меловых черных сланцев, в том числе связанных с ОАЕ-2 высказал Р. Ларсон [Larson, 1991]. Он полагает, что в середине мелового периода в интервале 120-180 млн. лет на Земле происходили глобальные события, связанные с "суперплюмом", образовавшимся на границе ядра и мантии и достигшим поверхности под средне меловым бассейном

Тихого океана. В этот период наблюдалось беспрецедентное по масштабам наращивание океанической земной коры и полностью отсутствовали инверсии магнитного поля Земли. "Пульс" наращивания океанической коры сопровождался соответствующим увеличением дегазации мантии, наблюдалось глобальное повышение температуры, эвстатическое повышение уровня Мирового океана, формировались черные сланцы, отмечен пик нефтеобразования. Полагают, что парциальное давление  $\text{CO}_2$  было в 6-8 раз выше, чем в настоящее время. Р. Ларсон считает, что образование черных сланцев в альбе и сеномантуроне (ОАЕ-1 и ОАЕ-2) связано с выносом на поверхность мантийного углерода, серы, фосфора (возможно азота), послуживших исходным материалом для резкого повышения продуктивности планктона в условиях высоких температур, подъемом уровня океана и ослаблением вертикальной циркуляции водной толщи.

Роль аномально нагретого глубинного вещества, струи которого в виде "мантийных плюмажей (плюмов)" поднимаются от ядра Земли, специально рассмотрена Н.Л. Добрецовым [1994]. Он полагает, что интенсивность течений и тепломассопереноса в жидком ядре не компенсируется медленными течениями в нижней мантии. В результате внешнее ядро "перегревается", в нем повышается частота магнитных инверсий. Но, как только отрывается мантийный плюм от границы ядромантия, он уносит избыток тепла, внешнее ядро охлаждается, частота магнитных инверсий снижается, либо они вовсе исчезают, как это имело место в мелу и перми. Отрыв крупных плюмов (или группы плюмов) происходит периодически каждые 30 млн. лет на фоне более длительной периодичности 280-200 млн. лет. Поднимающиеся мантийные плюмы в периоды их максимальной интенсивности, сопровождаемой интенсивным мантийным магматизмом, перестраивают астеносферные течения, что вызывает периодические изменения скорости и(или) направления движения литосферных плит<sup>1</sup>. Это приводит к ускорению субдукционно-аккреционных процессов на конвергентных границах плит, что объясняет периодичность максимумов возрастов глаукофановых сланцев, островодужного вулканизма и оруденения. В свою очередь, изменение рельефа в океанах и на континентах приводит к коррелирующимся процессам трансгрессий-регрессий и изменения течений в гидросфере, вызывающих климатические изменения, и связанные со всем этим палеогеографические и палеоэкологические события. Огромно влияние на экологическую обстановку катастрофических

<sup>1</sup>Корреляция фаз реорганизации литосферных плит и короткопериодических изменений уровня Мирового океана и связанных с этим глобальных регрессий и массового вымирания организмов за последние 80 млн. лет охарактеризована в работе Е.Е. Милановского, А.М. Никишина с соавторами [1992].

вулканических извержений. Исходя из этого, Н.Л. Добрецов [1994] считает, что эндогенные процессы являются первопричиной, наиболее удовлетворительно объясняющей массовые вымирания биот и климатических кризисов.

Е.Е. Милановский [1995], рассматривая процессы, протекающие во внешнем жидком ядре и у его границы с мантией, считает, что именно они ответственны за наблюдаемые на поверхности Земли и в ее коре тектонические, магматические и другие проявления геопульсаций. Последние характеризуются чередованием преобладания в глобальном масштабе тектонических деформаций горизонтального расширения коры (фаз активизации рифтинга и спрединга) и ее сжатия (фаз складчатости). При этом из соотношения инверсий магнитного поля с фазами геопульсаций вытекает, что передача глубинных энергетических импульсов к поверхности должна была осуществляться почти мгновенно посредством изменения напряженного состояния всех оболочек Земли.

В геологической истории продолжительность отдельных пульсационных циклов и их особенности не оставались постоянными, а зависели от положения данного цикла в структуре более крупных пульсационных циклов. Наиболее важным результатом описываемых сверхглубинных процессов явились многократные небольшие изменения объема Земли и общей площади земной коры, приводившие к деформациям сжатия и растяжения, а также многократные изменения интенсивности магматизма, связанные как с неравномерным во времени волнообразным характером распространения из глубоких недр к поверхности порций глубинного тепла и вещества, так и с адиабатическими процессами в очагах магмогенерации, в частности, с декомпрессией во время экспансионных фаз геопульсаций. С одним из таких глобальных пульсационных эпизодов А.Б. Веймарн и Е.Е. Милановский [1993] связывали катастрофические события на рубеже франского и фаменского веков.

В 1982 г. вышла книга С.Г. Неручева "Уран и жизнь в истории Земли". Автор полагает, что основные особенности ураноносных черных сланцев (стратиграфическое положение, фациальная природа, исчезновение многих видов фауны и флоры) можно объяснить, исходя из того, что главная причина образования черных сланцев - периодическое заражение бассейнов седиментации (и биосферы в целом) эндогенным ураном и тяжелыми металлами токсикантами. По М.Г. Неручеву большинство черных сланцев - продукт вырожденных экосистем, приспособившихся к условиям повышенной радиации и повышенной концентрации токсичных элементов. При этом обычно стимулируется экстремальная биопродуктивность простейших

водорослей и происходит резкое обеднение видового состава более высокоорганизованной фауны. "Проявление эпох уранонакопления, а одновременно фосфатонакопления и интенсивного накопления планктоногенного органического вещества, контролируется, вероятно, общим пульсационным ритмом развития Земли и осуществляется периодически в эпохи растяжения, сопровождающиеся активизацией рифтогенеза и вулканических процессов" [Неручев, 1982, стр. 197]. Для этих эпох характерен интенсивный вынос из подкорковых глубин Р, U, V, Ni, Cu, Со и ряда других элементов, что вызывало соответствующую ответную реакцию биосферы. На протяжении фанерозоя С.Г. Неручев выделил 20 таких эпох и показал, что они могут быть сопоставлены с охарактеризованными к тому времени Е.Е. Милановским [1978] этапами активизации рифтогенеза. В большинстве случаев по С.Г. Неручеву ураноносные эпохи разделены во времени фазами складчатости.

А.А. Маракушев на основе детального изучения метеоритов и обширных экспериментальных исследований последовательно развивает идею о дегазации ядра Земли [1992, 1997 и др.]. По его мнению периодические усиления эндогенной активности Земли определяются сожными взаимоотношениями твердого субъядра, кристаллизующегося в ее центре и жидкого флюидного ядра, генерирующего магнитное поле. Кристаллизация никель-железного субъядра сопровождается накоплением на фронте кристаллизации совместно с водородом многих флюидных компонентов (серы, галогенов, углеводородов) и рудных металлов. Важным следствием кристаллизации является непрерывное повышение общего флюидного давления в жидком ядре. Рост давления приводит при достижении критического значения к выбросам водородных флюидов (плюмов) в мантию и земную кору, которые подвергаются флюидному плавлению с образованием в них магматических очагов. Эти импульсы дегазации ядра, искажающие нормальное развитие магнитного поля, соответствуют усилению эндогенной активности Земли. К наиболее ярким проявлениям этого процесса относится образование взрывных кольцевых структур на платформах, характеризующихся крайне высоким энергетическим уровнем взрывов, который фиксируется образованием в них алмаза и диаплектовых стекол. Эти структуры порождаются быстрым "сквозным" подъемом флюидов из жидкого ядра Земли.

Огромная потенциальная энергия сжатия, заключенная в восходящих флюидных потоках, реализуется помимо взрывов образованием структур растяжения и обновления земной коры и мантии. К ним относятся: мировая рифтовая система срединноокеанических хребтов, периокеанические и периконтинентальные рифты, окраинные

моря и другие тefрогенные структуры на континентах. Магматические формации в структурах растяжения связаны с активизацией верхней мантии восходящими флюидными потоками, обусловившими развитие в ней магматических очагов и конвективных ячеек, которые обеспечивают растяжение земной коры, ее разрушение и замещение веществом мантии.

В восходящих флюидных потоках осуществляются реакции диспропорционирования ( $H_2 + CO = C + H_2O$ ;  $H_2 + 3CO = 2C + CO_2 + H_2O$  и др.). При этом реализуется главная функция водорода - генерация воды, которая играет роль не только в образовании Мирового океана, но и в возникновении глубинных очагов магматизма. С понижением температуры равновесия реакций смещаются вправо и кроме воды образуется свободный углерод. Поэтому импульсы интенсивной дегазации земного ядра, при которых углеродосодержащие газы мигрируют вверх, фиксируются в осадочной оболочке Земли горизонтами черносланцевых формаций, имеющих глобальное распространение. Им же подчинен комплекс стратиформных месторождений с широким спектром рудных металлов. А.А. Маракушев и др. [1997] подчеркивают, что традиционные решения проблемы генезиса рудоносных углеродсодержащих осадков акцентируют роль органического вещества. Однако, углеродсодержащие осадки обогащены таким разнообразным комплексом химических элементов, которые определенно свидетельствуют о вовлечении в их образование глубинных процессов. Это подтверждается и обнаруженными в последние годы [Томсон, Тананаева, 1994] приразломными (рвущими) черными сланцами, геохимия которых аналогична осадочным черным сланцам.

С кембрия "...впервые устанавливается временная связь черносланцевых формаций и биотических кризисов, нарушающих нормальную эволюцию животного мира..." [Маракушев, 1997; стр. 498].

Развивая взгляды А.А. Маракушева о дегазации ядра Земли, В.Л. Сывороткин в своей работе "Рифтогенез и озоновый слой" [1996] собрал и систематизировал данные по потокам природных газов (водорода, метана, гелия и др.), провел корреляцию центров дегазации планеты и наиболее устойчивых озоновых аномалий, оценил возможные термические и динамические эффекты взаимодействия эндогенных флюидов с газами гидро- и атмосферы. На основании этого им сделан целый ряд выводов, среди которых необходимо отметить следующие:

1. Озоновый слой, играющий роль защитного экрана Земли от губительного ультрафиолетового излучения Солнца подвержен разрушению флюидными потоками, восходящими из расплавленного земного ядра.

2. Распределение локальных минимумов озонового слоя контролируется мировой рифтовой системой, дегазационная активность которой возрастает в южном направлении, достигая максимума в обрамлении Антарктиды, к которой и приурочена область наибольшего разрушения озонового слоя. Локальные структуры утонения озонового слоя (Гавайский архипелаг, Исландия, Красное море) характеризуются высоким дебитом восстановленных озоноразрушающих газов и легких изотопов гелия. Центры озоновых аномалий совпадают также с поясами развития кимберлитового алмазоносного магматизма.

3. Изучение осадочной оболочки Земли приводит к выводу о периодичности разрушения озонового слоя Земли в прошлом в связи с импульсами усиления водородной дегазации ее жидкого ядра. Это фиксируется геохимическими аномалиями, глобальным развитием черносланцевых формаций и биотическими кризисами на катастрофических рубежах геологической истории.

Как вытекает из анализа общих концепций глобальных катастрофических событий и массовых вымираний организмов взгляды различных исследователей на причины этих явлений нередко противоположны. Однако, проявляемый в последнее время все возрастающий интерес к этой проблеме вселяет надежду на грядущие успехи в ее разрешении.

Детальное рассмотрение в предыдущих разделах глобальных событий на трех катастрофических рубежах наглядно показывает их сложность, неоднозначность и невозможность объяснения причин их возникновения одним воздействующим фактором. Массовое вымирание организмов в каждом конкретном случае было вызвано суммарным эффектом эндогенных, экзогенных, а в ряде случаев и космогенных групп факторов. Причем комбинация и степень взаимодействия этих групп факторов каждый раз различны. Поэтому нам кажется, что нет смысла искать единую причину, с механической повторяемостью вызывающую массовые вымирания организмов. Каждое такое событие требует детального индивидуального изучения всех характеристик с целью установления причин его возникновения.

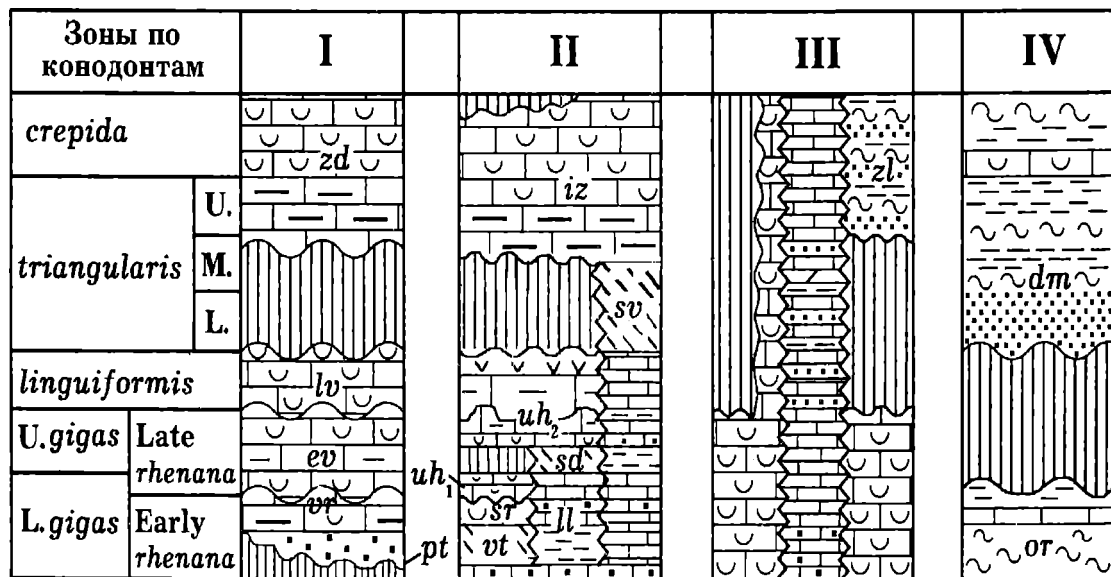
## ГЛАВА 6. РОЛЬ ГЛОБАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ В ДЕТАЛИЗАЦИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ГРАНИЦ И УВЯЗКЕ МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ

Разработка легенд для серий Государственных геологических карт России масштаба 1:200.000 сталкивается с рядом нерешенных проблем как в детальных региональных стратиграфических схемах, так и в вопросах межрегиональных стратиграфических корреляций.

Глобальные катастрофические события приурочены к узким геохронологическим интервалам. При условии сохранения и распознавания их следов в разрезах разных геологических структур различных палеогеографических областей мы получаем надежные маркеры для удаленных стратиграфических корреляций.

Детально рассмотренные в главе 4 события на границе франского и фаменского веков в Тимано-Печорской провинции, в центральной части Русской плиты и Волгоградском Поволжье позволяют более обоснованно подойти к корреляции субрегиональных стратиграфических схем этих регионов и выделению региональных горизонтов для всей Русской плиты в данном интервале разреза.

Глобальная регрессия на F/F границе, констатируемая нами после изучения событий этого времени, четко фиксируется на большей части Русской плиты (рис.6.1 ) перерывом между ливенским и задонским горизонтами. Ливенский является верхним горизонтом франского яруса, а задонский - нижним фаменского в региональной стратиграфической схеме девонских отложений Русской платформы, утвержденной МСК в 1988 г. [Решение Межведомственного..., 1990]. Однако стратиграфический объем hiatus между этими горизонтами оставался не выясненным. Это, отчасти, объясняется мелководностью большинства разрезов, что не дает возможности проведения точных корреляций со стандартными конодонтовыми зонами. В непрерывных франско-фаменских разрезах востока Русской плиты (Волгоградское Поволжье, относительно глубокоководные разрезы Тимано-Печорской провинции и др.) хорошие результаты получены при изучении миоспор. А.М. Назаренко и др. [1993] уверенно фиксируют зоны характеризующие ливенский и задонский горизонты, и выделяют между ними зону *Corbulispora vimenens* - *Gemniospora vasjamica*. Отложения, соответствующие этой зоне, они предлагают выделить в качестве волгоградского регионального горизонта. Это было принято и в работе А.С. Алексеева с соавторами [Alexeev et al., 1996]. Данные по совместному изучению миоспор и конодонтов [Обуховская, Кузьмин, 1993] подтверждают правильность выделения волгоградского регионального горизонта для Русской платформы. Однако,



**Рис. 6.1.** Сопоставление разрезов пограничных отложений франского и фаменского ярусов. 1 - Центральные районы Русской плиты: pt - петинский, vr - воронежский, ev - евлановский, lv - ливенский, zd - задонский горизонты; II - Тимано-Печорская провинция: vt - ветласянская, sr - сирачайская, uh - ухтинская, ll - лыайольская, sd - седыюская, sv - савиноборская, iz - ижемская свиты; III - Южный Урал: zl - зилаирская серия; IV - юго-восток Центрального Казахстана: og - ордабайская, dm - доуменская свиты. 1 - относительно глубоководные карбонатные отложения, 2 - битуминозные известняки, 3 - мелководные карбонатные отложения, 4 - мелководные карбонатно-глинистые отложения, 5 - доломиты, 6 - сульфатонесные отложения, 7 - глинистые толщи заполнения, 8 - глинистые породы, 9 - алевролиты, 10 - песчаники, 11 - перерывы в осадконакоплении.

полное соответствие его конодонтовой зоне *triangularis* нуждается в дополнительном изучении. Если нижняя граница горизонта, исходя из приведенной в гл. 4 характеристики событий на F/F рубеже, должна соответствовать границе ярусов и соответственно границе конодонтовых зон *linguiformis-triangularis*, то положение верхней границы требует уточнения.

Изучение событий на F/F рубеже на Южном Урале (см. главу 4) позволило констатировать, что время начала образования зилаирской свиты совпадает с рубежом франского и фаменского веков (рис. 6.1) Зилаирская свита знаменует начало нового геодинамического этапа развития региона, поэтому точное определение возраста начала ее формирования очень важно для уральской геологии. Кроме того, появилась возможность уверенной корреляции для этого интервала времени южно-уральских стратиграфических схем с региональной стратиграфической схемой Русской платформы.

Рубеж сеномана и турона также отмечен многими событиями, как биотическими, так и абиотическими. Их использование в практике геологосъемочных работ, особенно детальных, может обеспечить высокую надежность локальных и удаленных корреляций. Выявленная последовательность импульсов вымирания в конце сеномана (Kauffman, Hart, 1995) в сочетании с колебаниями изотопного состава кислорода и углерода биогенных карбонатов включает в себя следующие реперные уровни, прослеживание которых возможно на территории юга европейской России:

1. 520-540 тыс. лет до границы сеномана и турона. Вымирание тепловодных аммонитов и двустворчатых моллюсков, начало положительного сдвига  $\delta^{13}\text{C}$ ;
2. 490 тыс. лет. Глобальное вымирание килеватых планктонных фораминифер рода *Rotalipora*, первый пик  $\delta^{13}\text{C}$ ;
3. 390 тыс. лет. Второй импульс вымирания моллюсков, сильная отрицательная экскурсия  $\delta^{13}\text{C}$  и  $\delta^{18}\text{O}$ ;
4. 340-350 тыс. лет. Глобальное вымирание тепловодных моллюсков с падением разнообразия на 55%. Положительный пик  $\delta^{13}\text{C}$ ;
5. Граница сеноман/турон. Зона быстрых колебаний стабильных изотопов, последний положительный пик  $\delta^{13}\text{C}$ . Максимальный уровень моря и финальное вымирание моллюсков (на 70%) и нанопланктона.

К рубежу сеномана и турона приурочен максимум глобальной эвстатической трансгрессии мезокайнозоя, когда уровень океана превышал современный на 300 м. Вместе с тем не исключено, что в терминальном сеномане (слои с *P. plenus*) на фоне общей трансгрессии

имел место кратковременный импульс регрессии, приведший к появлению застойных обстановок с накоплением больших масс органического углерода. Этот регрессивный эпизод объясняет широкое развитие перерыва между сеноменом и туроном в южных и центральных районах Русской платформы. Совокупность всех событий позволяет использовать для решения стратиграфических вопросов предложенный С. В. Мейеном принцип взаимозаменяемости признаков.

Прослеживание обогащенного органическим углеродом горизонта на Русской платформе почти невозможно из-за слишком мелководных обстановок, однако присутствие положительного сдвига  $\delta^{13}\text{C}$  в осадках так называемой «сурки» ( дятьковская свита) подтверждает ее соответствие событию терминального сеномана. На платформе хорошим корреляционным маркером самых молодых осадков сеномана является белемнит *Praeaetinosamax plenus* (Blainville) - представитель пульс-фауны, известный от Англии на западе до Афганистана на востоке (Найдин, 1996). Везде этот таксон ассоциирует с уровнем накопления осадков, обогащенных органическим веществом и несущих четко выраженные изотопные аномалии углерода. В сочетании, эти признаки допускают точную корреляцию. По рекомендации Международной подкомиссии по стратиграфии мела, подошва турона должна проводиться в основании зоны *Watinoceras devonense* по аммонитам, с чем примерно совпадает появление иноцерамов рода *Mytiloides*, планктонных фораминифер *Helvetgoiobotruncana praehelvetica* и известковых нанофоссилий *Quadrum gartneri* (Bengtson, 1996). Прослеживание этого уровня возможно только событийным путем, особенно на Русской платформе, где большинство этих индексов отсутствует.

Наиболее резкие изменения как в биоте, так и во внешних оболочках Земли происходили на рубеже мела и палеогена. Какими-бы ни были конкретные причины этих событий, сами по себе их следы в осадочных породах имеют неопределимое корреляционное значение. Международной комиссией по стратиграфии в качестве уровня нижней границы палеогена принята «иридиевая аномалия», а стратотип этой границы предложен в разрезе Эль-Кеф, Тунис (Keller et al., 1995). Существует мнение, что граница мела и палеогена является идеальной границей, так как на ней сближены или совпадают резкие изменения комплексов организмов, изотопные и геохимические аномалии, присутствие в осадках материала выбросов и вещества космического ударника. Это делает данную границу распознаваемой практически глобально и именно катастрофические события на рубеже маастрихта и дания заставили перенести датский ярус в палеоген.

Однако детальные исследования с отбором проб по сантиметрам

показали, что вымирание морских микроорганизмов не было мгновенным, но растянутым во времени (Keller et al., 1995). При этом многие таксоны меловых планктонных феоаминифер и известкового нанопланктона продолжали существовать на протяжении нескольких сотен тысяч лет датского века. Ранее все они считались переотложенными, и существуют сильные аргументы, что это действительно так. Вне зависимости от того, переотложены они или нет, поскольку датский планктон в этих породах редок и имеет очень мелкие размеры, надежность датировки базальных слоев дания палеонтологическим методами снижена. Но эти затруднения могут быть преодолены путем использования геохимических, изотопных и минералогических методов.

Во многих районах мира граница мела и палеогена маркируется четко выраженным перерывом, возникновение которого связано с кратковременным понижением уровня океана, последовавшим за терминальной маастрихтской *elegans*-трансгрессией. Этот перерыв является хорошим индикатором данной границы и он широко прослеживается в Крыму, Поволжье, Прикаспии и на Мангышлаке (Alekseev et al., 1998).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Детальные стратиграфические исследования являются основой для решения ключевых вопросов геологической истории. Приведенные в данной работе методические рекомендации позволят при их использовании в процессе стратиграфического изучения конкретного региона получить принципиально новые данные, позволяющие с большой детальностью расчленить разрез, дать его биостратиграфическую и геохимическую характеристику, выделить реперные горизонты, провести корреляцию разрезов. В свою очередь, это явится основой для детального палеогеографического и палеотектонического анализа. При этом в стратиграфической летописи могут быть выявлены общие для региона важные геологические события, нередко имеющие катастрофический характер. Эти данные очень ценны для межрегиональных корреляций. Особое внимание должно быть обращено на рубежи, характеризующиеся массовым вымиранием организмов.

Приведенные в предлагаемых методических рекомендациях характеристики глобальных катастроф на рубежах маастрихтского-датского, сеноманского-туронского и франского-фаменского веков показывают всю сложность и своеобразие геологических событий, происходивших в каждый из этих моментов в истории Земли. Несмотря на комплексный подход к их изучению и выявление целого ряда глобальных геологических событий на этих рубежах, в настоящее время нельзя считать однозначно установленными первопричины, приведшие в результате к массовым вымираниям.

Дальнейшие детальные стратиграфические исследования с учетом вышеописанных методических рекомендаций несомненно приведут к обоснованной увязке легенд серий Государственной геологической карты России масштаба 1:200.000, обеспечат повышение качества геологического содержания карт.

Новые фактические данные, полученные в результате детальных стратиграфических работ, позволят сделать дальнейшие шаги в понимании природы глобальных катастрофических событий, столь необходимые для прогресса геологической науки.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А.С. Вымирание на рубеже мезозоя и кайнозоя // Природа. 1986. № 1. С. 57-60.
- Алексеев А.С. Меловая система. Верхний отдел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя, М.: изд-во МГУ, 1989б. С.123 -157.
- Алексеев А.С. Глобальные биотическое кризисы и массовые вымирания в фанерозойской истории Земли // Биотические события на основных рубежах фанерозоя М.: изд-во МГУ, 1989а. С. 22-47.
- Алексеев А.С., Венгерцев В.С., Копаевич Л.Ф., Кузьмичева Т.А. Литология и микропалеонтология пограничных отложений сеномана и турона Юго-Западного Крыма. Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геологического учебно-научного центра им. проф. А.А. Богданова. 1997. Вып.1. С. 54-73.
- Алексеев А.С., Назаров М.А., Барсукова Л.Д. и др. Граница мела и палеогена на юге Туркмении и ее геохимическая характеристика // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т.63, вып. 2. С. 55-69.
- Аристов В.А. Девонские конодонты Центрального Девонского поля. М.: Наука, 1988. 120 с.
- Банников А.Ф., Федотов В.Ф., Найдин Д.П., Алексеев А.С. *Telespei* верхнемеловых отложений Крыма // Докл.АН СССР. 1982. Т.262, N 4. С. 971-973..
- Бахтеев М.К., Васюков Ю.А., Сорокина И.М. Фаменский вулканизм западной части Центрального Казахстана // Сов. геология. 1977. № 4. С. 78-89.
- Бахтеев М.К., Потапьев В.В., Сорокина И.М., Фромберг Э.Д. Формация калиевых риолитов в палеозоидах Средней Азии, Казахстана, Алтая // Сов. геология. 1986. № 1. С. 103-109.
- Беляев А.А. Литология верхнего девона и карбона сланцевой зоны Пай-Хоя // Автореф. канд. дисс. М.: МГУ. 1987. 16 с.
- Богословский Б.И., Пославская И.А., Беляев О.Е. Находка франских аммоноидей в Центральном Казахстане // Палеонт. журн. 1982. № 3. С. 35-41.
- Ботряков Г.В. Генезис высококалийевых липаритов Восточно-Сихотэ-Алиньского пояса // Геология, магматизм и оруденние Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 43-50.
- Булахова И.Г. Строение и нефтегазоносность Аресско-Чикшинской верхнедевонской рифогенной зоны (Тимано-Печорская провинция) // Рифогенные зоны и их нефтегазоносность. М.: ИГиРГИ. 1991. С. 109 - 121.
- Бурштейн Е.Ф., Кошелева И.А., Тевелев А.В. Ультракалийевый вулканизм Центрального Казахстана: распространение, возраст, металлогеническое значение // Московская школа геологов в Казахстане. М.: МГУ, 1996. С. 96-109.
- Бурштейн Е.Ф., Урываева А.П. Строение и развитие Алайгырского вулканического центра // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 193-204.
- Варенцов И.М., Веймарн А.Б., Рожнов А.А. и др. Геохимическая модель формирования марганцевых руд фаменского рифтогенного

бассейна Казахстана // Литол. и полез. ископ. 1993. № 3. С. 59-79.

*Веймарн А.Б.* Фаменская железо-марганцеворудная эпоха в Казахстане и ее значение в геологической истории // Автореф. докт. дисс. М.: МГУ, 1992. 45 с.

*Веймарн А.Б.* Фаменский вулканизм Казахстана как индикатор геодинамических обстановок и рудоносности // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Чалым, 1991. С. 203-211.

*Веймарн А.Б., Воронцова Т.Н., Мартынова М.В.* Стратиграфия, палеогеография и железо-марганцевое оруденение фаменского яруса Центрального Казахстана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64, № 2. С. 64 - 80.

*Веймарн А.Б., Кузьмин А.В., Воронцова Т.Н.* Геологические события в Казахстане на рубеже франского и фаменского веков и их значение в ряду глобальных событий этого времени // Бюл. МОИП, отд. геол. 1997. Т. 72. № 4. С. 35-46.

*Веймарн А.Б., Кузьмин А.В., Кононова Л.И., Барышев В.Н., Воронцова Т.Н.* Рубеж франского и фаменского веков в Тимано-Печорской провинции, на Урале и в Казахстане (геологические события и их интерпретация) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т.71, вып. 4. С. 42-55.

*Веймарн А.Б., Кузьмин А.В., Кононова Л.И., Барышев В.Н., Воронцова Т.Н.* Проявление глобальных геологических событий на границе франского и фаменского ярусов в Тимано-Печорской провинции, центральных районах Русской платформы, на Урале и в Казахстане // Московская школа геологов в Казахстане. М.: МГУ, 1996. С. 67-78.

*Веймарн А.Б., Милановский Е.Е.* Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых других регионов Евразии. Ст. 1 и 2 // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65, № 4. С. 34-47; № 6. С. 9-23.

*Веймарн А.Б., Милановский Е.Е.* Фаменский рифтогенез и глобальные события на рубеже франского и фаменского веков // Проблемы геологии и металлогении Центр. Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 108 - 119.

*Волков И.И.* Геохимия серы в осадках океана. М., 1984. 271 с.

*Гаврилов Ю.О.* О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // Проблемы эволюции биосферы. М.: Недра, 1994. С.305-311.

*Гаврилов Ю.О., Копаевич Л.Ф.* О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т.4, № 4. С.3-14.

*Гайдук В.В.* Вилюйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск, 1988. 128 с.

*Галимов Э.М.* Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 226 с.

*Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 270 с.

Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Киев: Наукова думка, 1988. 148 с.

*Гобанов Л.А., Деревянко И.В., Качмашев В.В., Меннер В.В., Цыганко В.С., Юдина Ю.А.* Верхний девон северного окончания гряды

Чернышева // Фанерозой Европейского Севера России. Сыктывкар, 1992. С.17-27 (Тр. ин-та геологии Коми научного центра УрО РАН; Вып. 75).

Государственная геологическая карта Атасуйского рудного района. Масштаб 1:50000. Объяснительная записка. Ленинград, 1991. 214 с.

*Гриненко В.А., Гриненко Л.Н.* Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 274 с.

*Джалилов М.Р., Атабекиян А.А., Корчагин О.А., Хакимов Ф.Х.* О крайнем восточном пункте находок позднемеловых белемнителлид в южных районах СССР // Докл. АН Таджикистана. 1986. Т.29, N 10. С.619-621.

*Добрецов Н.Л.* Геологические факторы глобальных изменений: значение катастроф и периодичности процессов // Геология и геофизика. 1994. Т.35, № 3. С. 3-19.

*Елисеев А.И., Пучков В.Н., Кононова Л.И.* О возрасте нижней подсвиты воргашорской свиты на Полярном Урале // Ежегодник ин-та Геологии Коми фил. АН СССР. Сыктывкар, 1972. С. 25 - 28.

*Жерихин В.В.* Биоценотическая регуляция эволюции // Палеонтол. журн. 1987. № 1. С.3-12.

*Зеленов К.К.* Океаническая вода как продукт вулканизма // Бюл. Вулканол. станции АН СССР. 1963. № 34. С. 51-55.

*Зернова В.В.* Океан обороняется физиологическим оружием // Природа. 1992. № 5. С. 38-41.

*Кабанов Ю.Ф., Мартынова М.В., Воронцова Т.Н.* Структурно-фациальная зональность и стратиграфия фаменско-турнейских отложений Успенской зоны смятия (Ц. Казахстан) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1985. № 1. С. 16-25.

*Караулов В.Б., Гречишников И.А.* Сравнительная характеристика периодичности развития девонских бассейнов в Северной Евразии. Ст. 1. Русская плита и Закавказье // Изв. ВУЗов. Геол. и разв. 1995. № 5. С. 13-20.

*Катана С., Алексеев А.С.* Количественный анализ изменений комплексов фораминифер на границе маастрихта и дания в Западном Копетдаге // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1991. Т.66, вып. 6. С.128-132.

*Кауффман Э.* Структура вымираний морских биот в меловом периоде // Катастрофы и история Земли. М.: "Мир", 1986. С.156-254.

*Келлер Б.М.* Флишевая формация палозоя в Зилаирском синклинии на Урале и сходные с ней образования // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1949. Вып. 104. 164 с.

*Колесник Л.С., Гуськов В.А.* Стратиграфия девонско-каменноугольных баритоносных отложений Пальникско-Собского района Полярного Урала // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя Европейского северо-востока СССР. Сыктывкар, 1987. С. 61-64.

*Копавич Л.Ф.* Глинистые прослои в карбонатном верхнем мелу (Мангышлак) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1988. N 4. С. 126-129.

*Корчагин В.И.* Строение разреза и фораминиферы пограничных отложений сеномана и турона востока Средней Азии // Бюл. МОИП Отд.

Геология, 1998, т.73, вып 2., с. 24-33

*Кошелева И.А., Тевелев А.В.* Строение девонского разреза западного обрамления Южно-Токрауской впадины // Стратиграфия палеозоя Казахстана. Алма-Ата. 1989. С. 55-60.

*Красилов В.А.* Климатические изменения: предотвратить или приспособиться? // Природа, 1992, № 5, С. 66-70.

*Красилов В.А., Зубаков В.А., Шульдинер В.И., Ремизовский В.И.* Экостратиграфия. Теория и методы // Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 148 с.

*Кузьмин А.В.* Использование конодонтов для расчленения фаменских отложений Атасуйского рудного района // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 8. С. 30 - 40.

*Кузьмин А.В., Мельникова Л.И.* Расчленение по конодонтам франских и нижнефаменских отложений южной части Хорейверской впадины (Тимано-Печорская провинция) // Бюл.МОИП. Отд. геол. 1991. Т. 66, № 3. С. 62 - 72.

*Куртийо В.* Вулканическое извержение // В мире науки. 1990. № 12. С. 39-47.

*Личков Б.Л.* Геологические периоды и эволюция живого вещества / Журн. Общ.биол. 1945. Т.6, № 3. С. 157-182.

*Ляшкевич З.М.* Магматизм Припятско-Днепрово-Донецкого палеорифта Киев, 1987. 182 с.

*Маракушев А.А.* Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. М.: Наука, 1992. 203 с.

*Маракушев А.А., Русинов В.Л., Зотов И.А. и др.* Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геология рудн. месторожд. 1997. Т. 38. № 6. С. 483-501.

*Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская К.В.* Вулканизм и тектоника среднепалеозойского Патомско-Виллюйского авлакогена М.: Недра, 1975. 182 с.

*Маслакова Н.И.* Глоботрунканиды юга Европейской части СССР М: Наука. 1978. 168 с.

*Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.Н.* Обоснование возраста рудоносных комплексов Бурибаевского рудного района по фауне конодонтов // Уфа. Башкирский филиал АН СССР, 1984. 46 с.

*Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др.* Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа УФНЦ РАН., 1993. 217 с.

*Меннер В.В.* Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. М.: Наука. 1989. 133 с.

*Меннер В.В., Архангельская А.Д., Кузьмин А.В. и др.* Сопоставление разнофациальных разрезов франского яруса на Южном Тимане // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67, № 6. С. 64 - 82.

*Меннер В.В., Гладенков Ю.Б.* К детализации стратиграфических шкал // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. N 11. С. 5-18.

*Микулич Л.В., Большаков А.А.* Красные приливы на Дальнем

Востоке//Природа. 1992. № 5. С. 35-37.

*Милановский Е.Е.* Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсаций и расширения Земли)// Геотектоника. 1978. № 6. С. 3-15.

*Милановский Е.Е.* Пульсации Земли.// Геотектоника, 1995. № 5. С. 3-24.

*Милановский Е.Е., Никишин А.М., Копаевич Л.Ф., Гаврилов Ю.О., Клутинг С.* О корреляции фаз реорганизации литосферных плит и короткопериодических изменений уровня Мирового океана. // Докл. АН. 1992. Т. 326, № 2. С. 313-317.

*Морозова В.Г., Кожевникова Г.Е., Курылева А.М.* Датско-палеоценовые разнофациальные отложения Копетдага и их корреляция по фораминиферам// Тр. ГИН АН СССР. 1967. Вып. 157. 211с.

*Назаренко А.М., Чибрикова Е.В., Авхимович В.И. и др.* Палинологическое обоснование границы франского и фаменского ярусов на территории Восточно-Европейской платформы // Палеонтологический метод в геологии. М.: ИГиРГИ, 1993. С. 11 - 23.

*Назаров М.А.* Геохимические свидетельства импактных событий. Автореф. докт. дисс. М.: ГЕОХИ РАН, 1996. 47 с.

*Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Барсукова Л.Д., Алексеев А.С.* Параметры мел-палеогенового ударного события // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т.63, вып.4. С. 33-53.

*Назаров М.А., Бадюков Д.Д., Алексеев А.С. и др.* Карская ударная структура и ее связь с мел-палеогеновым событием// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т.68, вып. 3. С. 13-32.

*Найдин Д.П.* Граница мела и палеогена: стратиграфические аспекты // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1985. Т.60, вып.5. С.71-85.

*Найдин Д.П.* Граница мела и палеогена на Мангышлаке и предполагаемые события на рубеже маастрихта и дания//Изв. Вузов. Геол. и разведка. 1986. № 9. С. 3-13.

*Найдин Д.П.* Позднемеловые события на востоке Европейской палеобиогеографической области. Статья 2. События рубежей сеноман/турон и маастрихт/даньей //Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т.68. № 3. С. 33-53.

*Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Москвин М.М., Шиманская Н.В., Калиниченко Г.П., Андреев Ю.Н.* Макропалеонтологическая характеристика маастрихта и дания в непрерывных разрезах Мангышлака//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990а, № 11. С.3-15.

*Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Москвин М.М., Шиманская Н.В., Калиниченко Г.П., Андреев Ю.Н.* Микропалеонтологическая характеристика маастрихта и дания в непрерывных разрезах Мангышлака//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990б, № 12. С. 68-82.

*Найдин Д.П., Алексеев А.С.* Значение данных океанического бурения для интерпретации условий накопления сеноманских отложений Горного Крыма// Эволюция организмов и биостратиграфия середины мелового периода. Владивосток, 1981. С.7-21.

*Найдин Д.П., Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф.* Методы изучения трансгрессий и регрессий. М.: Изд-во МГУ, 1984. 163 с.

*Найдин Д.П., Кияшко С.И.* Изотопный состав кислорода и

углерода карбонатных осадков пограничного интервала маастрихт-даний на Мангышлаке // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 6. С. 55-66.

*Найдин Д.П., Кияшко С.И.* Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман/турон Горного Крыма. Статья 1. Литологический состав, содержание органического углерода и некоторых элементов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994а. Т. 69, № 1. С. 28-42.

*Найдин Д.П., Кияшко С.И.* Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман/турон Горного Крыма. Статья 2. Изотопный состав углерода и кислорода; условия накопления органического углерода // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994б. Т. 69, № 2. С. 59-74.

*Найдин Д.П., Колаевич Л.Ф.* Внутриформационные перерывы верхнего мела Мангышлака. М.: Изд-во МГУ, 1988. 140 с.

*Найдин Д.П., Похиалайнен В.П., Кац Ю.И., Красилов В.А.* Меловой период. Палеогеография и палеоокеанология. М.: Наука, 1986. 262 с.

*Неручев С.Г.* Уран и жизнь в истории Земли // Л.: Наука, 1982. 208 с.

*Неручев С.Г.* Глобальные геохимические аномалии на рубежах интенсивных изменений органического мира: причины космические или земные // Геол. и геофиз. 1986. № 9. С. 25-32.

*Обуховская Т.Г., Кузьмин А.В.* Споры и конодонты из пограничных верхнефранских и нижнефаменских отложений Ухтинско-Тэбукского района // Палеонтологический метод в геологии. М.: ИГиРГИ. 1993. С. 35 - 51.

*Овнатанова Н.С., Аристов В.А.* Биостратиграфия верхнедевонских отложений Закавказья по конодонтам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 5. С. 61-68.

*Овнатанова Н.С., Баранова А.В., Кузьмин А.В. и др.* Новые данные по стратиграфии верхнедевонского карбонатного комплекса Хорейверской впадины // Палеонтологический метод в геологии. М.: ИГиРГИ, 1993. С. 63 - 76.

*Орлов А.Н.* Франские отложения разреза реки Большой Адак (гряда Чернышева) // Стратиграфия фанерозоя нефтегазоносных регионов России. С.-Пб.: ВНИГРИ, 1995. С. 24 - 38.

*Парасына В.С., Соломатин А.В.* Позднедевонские палеобассейны Тимано-Печорской провинции // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63, № 5. С. 13 - 19.

*Першина А.И.* Стратиграфия и палеогеография девонских отложений правобережья Средней Печоры и южной части гряды Чернышова. М.-Л., Изд. АН СССР, 1960. 145 с.

*Пистрак Р.М.* Фацции девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и связь их со структурой // Тр. ин-та. геол. наук АН СССР. Вып. III Сер. геол. №39. 1950. 152 с.

*Пучков В.Н.* Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для стратиграфии палеозоя лемвинского типа // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск, 1979. С. 33 - 51.

*Пучков В.Н.* Палеоокеанические структуры Урала //

Геотектоника. 1993. № 3. С. 18-33.

*Пушаровский Ю.М.* Сравнительная тектоника Тихого и Атлантического океанов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 3-16.

*Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988) с региональными стратиграфическими схемами. Девонская система. Ленинград, 1990. 90 с. 119. табл.*

*Рогов В.С.* Марганценовые формации Пай-Хоя (вещественный состав, строение и условия образования) // Автореф. канд. дисс. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 22 с.

*Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И. и др.* Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М., 1995. 265 с.

*Ронов А.Б.* Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 79 с.

*Руженцев С.В., Диденко А.Н.* Тектоника и геодинамика Полярного Урала // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 2. М., 1998. С. 133-135.

*Самышкина К.Г.* Фораминиферы и стратиграфия меловых отложений Восточного Кавказа, М.: Наука, 1983. 169 с.

*Соболев Д.Н.* Начала исторической биогенетики. Симферополь, 1924. 203 с.

*Сывороткин В.Л.* Рифтогенез и озоновый слой М.: Геоинформмарк, 1996. 62 с.

*Фролов В.Т.* Литология Кн.3.М.: Изд-во МГУ, 1995. 325 с.

*Федоров К.Н.* Этот капризный младенец - Эль-Ниньо!!! // Природа, 1984. № 8. С. 65-74.

*Халымбаджа В.Г.* Конодонты: верхнего девона востока Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань: Изд-во Казанск. ун-та., 1981. 216 с.

*Халымбаджа В.Г., Чернышева Н.Г., Микляев А.С.* Конодонты верхнего девона и нижнего карбона бассейна р. Кары и их стратиграфическое значение // Конодонты и стратиграфия девонских и нижнекаменноугольных отложений Полярного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 13 - 37.

*Хэллем Э.* Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность // М.: Мир, 1983. 328 с.

*Шинкарев Г.Е., Хван В.А., Щербинин С.А., Баженова Л.М.* Конодонты из верхнедевонских толщ Карагайлинского района (Ц. Казахстан) // Стратиграфия палеозоя Казахстана. Алма-Ата, 1989. С. 47-54.

*Юдина А.Б.* Конодонты пограничных отложений франского и фаменского ярусов гряды Чернышева и Полярного Урала // Биостратиграфия фанерозоя Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, 1989. С. 32 - 40.

*Юдина А.Б., Пучков В.Н.* Комплексы конодонтов из верхнедевонских отложений р. Шарью (гряда Чернышева) // Новые данные по геологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 78 - 83.

*Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев Л.: Наука. 1988. 271 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: Наука, 1994. 304 с.

Alekseev A.S., Kononova L.I., Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syncline (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // Tectonophysics. 1996. 268. P. 149-168.

Alvarez L.W., Alvarez W., Aasro F., Michel H.V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction // Science. 1980. Vol.208, N 4448. P.1095-1108.

Anbar A.D., Holland H.D. The photochemistry of manganese and the origin of banded iron formation // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. Vol.56, N 7. P.2595-2604.

Anufriev G.S., Boltenkov B.S., Kapitonov I.N. et al. Cretaceous-Tertiary event: Noble gases in Turkmenia KT boundary sediments // Lunar. Planet. Sci. XVIII. 1987. P.25-26.

Arthur M.A., Dean W.E., Pratt L.M. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary // Nature. 1988. Vol. 335, N 6192. P. 714-717.

Arthur M.A., Jenkyns H.C., Brumsack H.J., Schiøtger. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences // Cretaceous Research. 1990. Spec. Publ., Events and Rhythms (R.N. Ginsburg, B. Beaudoin, eds.). P.75-119.

Badjukov D.D., Nazarov M.A., Suponeva I.V. Shocked quartz grains from the KT boundary sediments // Lunar Planet. Sci. XVII. 1986. P.18-19.

Bekov G.I., Letokhov V.S., Radaev V.N. et al. Rhodium distribution at the Cretaceous/Tertiary boundary analysed by ultra-sensitive laser photoionization // Nature. 1988. Vol.332, N 6160. P.146-148.

Beniamovskii V. N. & Kopaevich L.F. Benthic foraminiferid zonation in the Late Santonian - Maastrichtian of the European palaeobiogeographical area (EPA) // Zbl. Geol. Palaont. Teil 1. 1996 11/12. P.1149-1169

Bohor B.F., Foord E.E., Modreski P.J., Triplehorn D.M. Mineralogic evidence for an impact at the Cretaceous/Tertiary boundary // Science. 1984. Vol.224, N 4651. P.867-869.

Bourgeois J., Hansen T.A., Wiberg P.L., Kauffman E. A tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Texas // Science. 1990. Vol.241. P.567-570.

Brand U. Global climatic changes during the Devonian-Mississippian: Stable isotope biogeochemistry of brachiopods. Palaeogeograph, Palaeoclimatol, Palaeoecol. 1989. Vol.75, P.311-329.

Brinkhuis H., Smit J. The Geulhemmerberg Cretaceous/Tertiary boundary section (Maastrichtian type area, SE Netherlands): An introduction // Geol. Mijnbow. 1996. Vol. 75. N 2-3. P.101-106.

Cathles L.M., Hallam A. Stress-induced changes in plate density, Vail sequences, epeirogeny, and short-lived global sea level fluctuation // Tectonics. 1991. Vol. 10. N 4. P. 659-671.

Chen Zhiming. Sedimentary facies and strata-bound ore deposits in Middle and Upper Devonian of South China // Internat. Symp. on sedimentology related to mineral deposits. Abstract. Beijing, China. 1988. P. 97-98.

Cockbain A.E., Playford P.E. The Devonian of Western Australia: a

review // *Devonian of the World*. Vol. I. Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 14. Calgary, Canada. 1988. P. 743-754.

*Conant L.C., Swanson U.E.* Chattanooga shale and related rocks of central Tennessee and nearby areas // US Geological Survey Prof. Paper. 1961. № 357. 91p.

*Crocket H., Officer C.B., Wezel F.C., Johnson G.D.* Distribution of noble metals across the Cretaceous/Tertiary boundary of Gubbio Italy: Iridium variation as a constraint on the duration and nature of Cretaceous/Tertiary boundary events // *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 77-80.

*D'Hondt S., Keller G.* Some patterns of planktic foraminiferal assemblage turnover at the Cretaceous-Tertiary boundary // *Mar.Micropal.* 1991. Vol. 17, N 1/2. P. 77-118.

*Ditchfield P., Marshall J.D.* Isotopic variation in rhythmically bedded chalks: paleotemperature variation in the Upper Cretaceous // *Geology*. 1989. Vol. 17, N 9. P. 842-845.

*Elder W.P.* Biotic patterns across the Cenomanian-Turonian extinction boundary near Pueblo, Colorado // Fine-grained deposits and biofacies Cretaceous West. Inter. Seaway: evidence cycl. sediment. process: SEPM Field Trip Guideb. N 4 SEPM 2nd Annu. Midyear Meet., Golden, Colo, Aug. 15, Tulsa, Okla, 1985. P.157-169.

*Elder W.P.* Molluscan extinction patterns across the Cenomanian-Turonian stage boundary in the Western Interior of the United States // *Paleobiology*. 1989. Vol. 15. P.299-320.

*Etensohn F.R., Miller M.R., Dillman S.B.* et al. Characterizations and implications of the Devonian-Mississippian black shale sequence, Eastern and Central Kentucky, USA: pycnoclines, transgression, regression and tectonism // *Devonian of the World*. Vol. II. Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 14. Calgary, Canada. 1988. P. 324-345.

*Ferri V., Weissert H., D'Argenio B., Buonocunto P.P.* Carbon isotope stratigraphy: a tool for basin to carbonate platform correlation // *Terra Nova*. 1997. V. 9, N 2. P. 57-61.

*Fisher A.G.* Tasmanid blooms, oil shales, biotic crises and bolids // Intern symposium Geological events on Cretaceous-Paleogene boundary. Tbilisi. Abstracts, 1991. P. 13-14.

*Ganapathy R.* A major meteorite impact on the Earth 65 million years ago: Evidence from the Cretaceous-Tertiary boundary clay // *Science*. 1980. Vol.209, N 4459. P.921-923.

*Geldsetzer H.H.J., Goodfellow W.D., McLaren D.J., Orchard M.J.* Sulfur-isotope anomaly associated with Frasnian-Famennian extinction, Medicine Lake, Alberta, Canada // *Geology*. 1987. Vol. 15. P. 393-396.

*George A.D., Playford P.E., Powell C.Mc.A.* Platform-margin collapse during Famennian reef evolution, Canning Basin, Western Australia // *Geology*. 1995. Vol. 23, N 8. P.691-694.

*Gerstel J., Thunell R.C., Zachos J.C., Arthur M.A.* The Cretaceous/Tertiary boundary event in the North Pacific: Planktonic foraminiferal results from Deep Sea Drilling Project site 577, Shatsky Rise // *Paleoceanography*. 1986. Vol. 1, N 2. P. 97-117.

*Goodfellow W.D., Geldsetzer H., McLaren D.Y.* et al. The Frasnian-Famennian extinction: current results and possible causes // *Devonian of the*

World. Vol. III. Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 14. Calgary, Canada. 1988. P. 9-22.

Hallam A. Eustatic cycles in the Jurassic//Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1978. Vol.23. P.1-32.

Hallam A., Bradshaw M.I. Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions// Jour.Geol.Sci.1979. V.136, pt.2. P. 157-164.

Hallam A., Perch-Nielsen K. The biotic record of events in the marine realm at the end of the Cretaceous: calcareous, siliceous and organic-walled microfossils and macroinvertebrates//Tectonophysics.1990. Vol. 171. P. 347-357.

Hancock J.M., Kauffman E. The great transgressions of the Late Cretaceous//J.Geol.Soc.London. 1979. V.136.P.175-186.

Hansen T.A., Farrand R., Montgomery H., Billman H., Blechschmidt G. Sedimentology and extinction patterns across the Cretaceous-Tertiary boundary interval in east Texas// Cretaceous. Res. 1987. Vol.8. P.229-248.

Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic// Science. 1987. Vol. 235. P.1156-1167.

Hart M.B., Leary P.N. The stratigraphic and palaeogeographic setting of the Late Cenomanian anoxic event// Journ.Geol.Soc. 1989. V.146. P.305-310.

Hart M.B., Leary P.N. The stratigraphic and palaeogeographic setting of the Late Cenomanian "anoxic event"// J.Geol.Soc. 1989. V.146. P.305-310.

Hass W.H. Age and correlation of the Chattanooga Shale and the Maury Formation // US Geological Survey Prof. Paper. 1956. № 286. 47p.

Haynes J.M., Popp B.N., Takigiki R. An isotopic study of biogeochemical relationship between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation// Geochim. Cosmochim. Acta.1989. V.53, N 11. P. 733-743.

Hays J.D., Pitman W.C. Lithospheric plate motion, sea-level changes and climatic and ecological consequences//Nature. 1973. Vol.246.P.16-22.

Hilbrecht H., Hoefs J. Geochemical and palaeontological studies of the 13C anomaly in Boreal and North Tethyan Cenomanian-Turonian sediments in Germany and adjacent areas// Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1986. Vol.53, N 2-4. P.169-189.

Hildebrand A., Penfield G. T., Kring D. A et al. Chicxulub crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico // Geology. 1991. Vol.19, N 9. P.867-871.

Hoffman A. Patterns of family extinction depend on definition and geological time scale// Nature. 1985. Vol.315. N 6021. P.659-662.

Hou Hong-Fei, Ji Qiang, Wang J. et al. Preliminary report on Frasnian-Famennian events in South China // Devonian of the World. Vol. III. Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 14. Calgary, Canada. 1988. P. 63-69.

House M.R. Correlation of mid-Paleozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations// Nature.1985.Vol.313, N 5997. P.17-22.

Hsu K.J. Environmental changes in times of biotic crisis//Dahlem conference. Heidelberg: Springer-Verlag, 1986. P. 297-312.

*Jablonski D.* Background and mass extinctions: The alteration of macroevolutionary regimes//*Science*. 1986. Vol. 231, N 4134. P. 129-133.

*Jarvis L., Carson G.A., Cooper M.K.E., Hart M.B. et al.* Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) Ocean Anoxic Event// *Cretaceous Research*. 1988. N 9. P.3-103.

*Jenkins W.J.* Oxygen utilization in North Atlantic subtropical gyre and primary production in oligotrophic systems//*Nature*. 1982. Vol 300, N 5889. P. 246-248.

*Joachimski M., Buggish W.* Anoxic events in the late Frasnian - causes of the Frasnian - Famennian faunal crisis? // *Geology*. 1993. Vol. 21. P. 675-678.

*Johnson J.G.* Volcanism, eustasy and extinctions // *Geology*. 1988. Vol. 16. P. 573-574.

*Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A.* Devonian eustatic fluctuation in Euroamerica // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1985. Vol. 96. № 5. P. 567 - 586.

*Johnson J.G., Sandberg C.A.* Devonian eustatic events in the Western United States and their biostratigraphic responses // *Devonian of the World*. Vol. III. *Canad. Soc. Petr. Geol. Mem.* 14. Calgary. 1988. P. 171 - 178.

*Keith M.L.* Violent volcanism, stagnant oceans and some inferences regarding petroleum, strata-bound ores and mass extinctions // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1982. Vol.46, N 12. P.2621-2637.

*Keller G.* Biotic turnover in benthic Foraminifera across the Cretaceous /Tertiary boundary at El Kef, Tunisia// *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1988. Vol. 66. P. 153-171.

*Keller G.* Extinction, survivorship and evolution of planktic Foraminifera across the Cretaceous/Tertiary boundary at El Kef, Tunisia// *Mar. Micropaleontol.* 1988. Vol.13, N 3. P.239-263.

*Kerr R.A.* Are the ocean's deserts blooming?//*Science*. 1983. Vol. 220, N 4595. P. 397-398.

*Koeberl C., Sigurdsson H.* Geochemistry of impact glasses from the K/T boundary in Haiti: Relations to smectites and a new type of glass // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1992. Vol. 56, N 5. P.2113-2130.

*Kopaevich L.F., Walaszczyk I.* An integrated inoceramid-foraminiferal biostratigraphy of the Turonian and Coniacian strata in south-western Crimea, Soviet Union// *Acta Geol. Pol.* 1990. Vol.40, N 1-2. P.83-95.

*Kuhnt W., Thurow J., Wiedmann J., Herbin J.P.* Oceanic anoxic conditions around the Cenomanian/Turonian boundary and the response of the biota// *Mitt. Geol.-Palaeont. Inst. Univ. Hamburg*. 1986. Vol. 60. P.205-246.

*Kuhnt W. et al* Distribution of Cenomanian- Turonian organic facies in the western Mediterranean and along the adjacent Atlantic margin. 1992.

*Kunk M.J., Izett G.A., Haugerud R.A., Sutter J.F.* 40Ar - 39Ar dating of the Manson impact structure: A Cretaceous-Tertiary boundary crater candidate // *Science*. 1989. Vol.244. P.1565-1568.

*Kyte F.T., Smit J., Wasson J.T.* Siderophile interelement variations in the Cretaceous-Tertiary boundary sediments from Caravaca, Spain // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol.73, N 2-4. P.183-195.

*Kyte F.T., Zhou Z., Wasson J.T.* Siderophile-enriched sediments from

the Cretaceous-Tertiary boundary // *Nature*. 1980. Vol.288, N 5792. P.651-656.

*Larson R.L.* Geological consequences of superplumes// *Geology*. 1991. Vol.19, N 10. P. 963-966.

*Leventhal J.S., Briggs P.H., Baker J.W.* Geochemistry of the Chattanooga shale, De Kalb county, Central Tennessee // *South-eastern Geol.* 1983. V. 24. № 3. P. 101-108.

*Machalski M., Walaszczyk I.* Faunal condensation and mixing in the uppermost Maastrichtian/Danian Greensand (Middle Vistula Valley, Central Poland)// *Acta geol. pol.* 1987. Vol.37, N 1-2. P.75-91.

*McHone J.F., Niemann R.A., Lewis C.F., Yates A.M.* Stishovite at the Cretaceous-Tertiary boundary, Raton, New Mexico // *Science*. 1989. Vol.243. P.1182-1184.

*McLaren D.J.* The role of fossils in defining rock units with examples from the Devonian of Western and Arctic Canada// *Am.J. Sci.* 1959. Vol. 257. P.734-751.

*McLaren D.J.* Frasnian-Famennian extinction. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1982. No. 190. P. 477-484.

*McLaren D.J.* Bolides and biostratigraphy// *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1983. Vol.96, N 3. P. 313-324.

*McLaren D.J.* Detection and significance of mass killing // *Devonian of the World*. Vol. III. Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 14. Calgary, Canada. 1988. P. 1-7.

*McLaren D.J., Goodfellow W.D.* Geological and biological consequences of giant impacts // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1990. Vol. 18. P. 123-171.

*McLean D.M.* Decan traps mantle degassing in the terminal Cretaceous marine extinctions// *Cretaceous Research*. 1985. Vol. 6, N 3. P. 235-259.

*Michel H.V., Asaro F., Alvarez W., Alvarez L.W.* Elemental profile of iridium and other elements near the Cretaceous/Tertiary boundary in Hole 577B // *Initial Repts. Deep Sea Drill. Project*. 1985. Vol.86. P.533-538.

*Morrow D.W., Geldsetzer H.* Devonian of eastern Canadian Cordillera // *Devonian of the World*. Vol. I. Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 14. Calgary, Canada. 1988. P. 85-121.

*Mount J.F., Margolis S.V., Showers W., Ward P., Doehne E.* Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the Upper Maastrichtian, Zumaya, Spain: a record of oceanographic and biologic changes at the end of the Cretaceous Period// *Palaios*. 1986. Vol. 1, N 1. P. 87-92.

*Naidin D.P.* Russian Platform and Crimea// *Aspect of Mid-Cretaceous regional geology*. R.A. Reyment, P. Bengston (eds.). London, Academic Press, 1981 P.29-68.

*Nazarov M.A., Badjukov D.D., Alekseev A.S.* The Kara structure as a possible K/T impact site // *Lunar Planet. Sci.* 1992. XXIII. P.969-970.

*Officer C.B., Drake C.L.* Terminal Cretaceous environmental events // *Science*. 1985. Vol.227, N 4691. P.1161-1167.

*Ormiston A.R.* Palaeoclimatology and controls on late Devonian transgressions. Сборник тезисов докладов. Симпозиум "Эвстатические колебания уровня мирового океана в девоне". Москва. 1994. С.36.

Platt T., Subla Rao D.V., Irwin B. Photosynthesis of picoplankton in the oligotrophic ocean // Nature, 1983. Vol. 301, N 5902. P. 702-704.

Racki G. Frasnian-Famennian biotic crisis: undervalued role of tectonic control? // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1998 (in press).

Raup D.M., Sepkoski J.J., Jr. Periodic extinction of families and general / Science. 1986. Vol. 231, N 4740. P. 833-836.

Richardson J.B., McGregor D.C. Silurian and Devonian spore zones of the Old Red Continent and adjacent regions // Geological Survey of Canada. Bulletin. 1986. P. 364.

Robaszynski F., Caron M. (Coord.) & EWGPF. Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (mer Boreale et Tethys) // Cah. Micropaleont. 1979. V. 1+2. P. 1-185 & P. 1-181.

Roddy D.J., Schuster S.H., Rosenblatt M., Grant L.B., Hassing P.J., Kreyenhagen K.N. Computer modeling of large asteroid impacts into continental and oceanic site: atmospheric cratering and ejecta dynamics // Lunar Planet. Sci. 1988. P. 158-159

Ronov A.V., Khain V.E., Balukhovskiy A.N., Sestlavinsky K.B. Quantitative analysis of Phanerozoic Sedimentation // Sedimentary Geology. 1980. Vol. 25. P. 311-325.

Sageman B.B. The benthic boundary biofacies model: Harland Shale Member, Greenhorn Formation (Cenomanian), Western Interior, N. America / Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1989. Vol. 74, N 1/2. P. 87-110.

Sandberg C.A., Pool F.G., Johnson J.G. Upper Devonian of Western United States // Devonian of the World. Vol. 1. Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 14. Calgary, Canada. 1988. P. 183-220.

Sandberg C.A., Ziegler W., Dreesen R., Butler J.L. Late Frasnian mass extinction: conodont event stratigraphy, global changes and possible causes // Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg. 1988. Vol. 102. P. 263-307.

Sarkar A., Bhattacharya S.K., Shukla P.N., Bhandary N., Naidin D.P. High resolution profile of stable isotopes and iridium across a K/T boundary section from Koshak Hill, Mangyshlak, Kazakhstan // Terra Nova. 1992. V. 4, N 5. P. 585-590.

Sawlowicz Z. Iridium and other platinum-group elements as geochemical markers in sedimentary environments // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1993. Vol. 104. P. 253-270.

Schidlowski M., Eichmann R., Jung C.E. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget // Precambrian Res. 1975. Vol. 2, N 1. P. 1-69.

Schidlowski M., Hayes J.M., Kaplan J.R. Isotopic inferences of ancient biochemistries: Carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen // Earth's earliest biosphere. Princeton, New Jersey, Princeton University Press, 1993. P. 149-186.

Schindler E. Event stratigraphic markers within Kellwasser Crisis near the Frasnian/Famennian boundary (Upper Devonian) in Germany // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1993. Vol. 104. P. 115-123.

Schindler E. The Late Frasnian (Upper Devonian) Kellwasser Crisis / Lecture Notes Earth Sci. 1990. Vol. 30. P. 151-159.

Schonfeld J., Burnett J. Biostratigraphical correlation of the Campanian-Maastrichtian boundary: Lagerdorf-Hemmoor (northwestern

Germany), DSDP Site 548A, 549 and 551 (eastern North Atlantic) with paleobiogeographical and paleoceanographical implications//*Geol. Mag.* 1991. Vol. 128, N 5. P.479-503;

*Sepkoski J.J.Jr.* A compendium of fossil marine families// Milwaukee Museum Publication. Contributions to Biology and Geology. 1982. Vol.51. 125p.

*Sepkoski J.J.Jr.* Phanerozoic overview of mass extinctions // *Patterns and processes in the history of Life*. Ed. D.M. Raup, D. Jablonski/Rept. Dahlem Workshop, Berlin, 16-21 June 1985. Berlin e.a.; 1986. P. 277-295.

*Sepkoski J.J.Jr.* Patterns of Phanerozoic extinction: A perspective from global data bases. In: Walliser O.H. (ed.): Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic: result of International Interdisciplinary cooperation in the IGCP project 216 "Global biological events in Earth history". Berlin: Springer-Verlag, 1995. P. 35-52..

*Sepkoski J.J.Jr, Raup D.M.* Periodicity in marine extinction events // *Dynamics of extinction*. New York: Wiley, 1986. P.3-36.

*Sigurdsson H., Bonte P., Turpin et al.* Geochemical constraints on source region of Cretaceous-Tertiary impact glasses // *Nature*. 1991. Vol.353, N 6347. P.839-842.

*Sigurdsson H., d'Hondt S., Arthur M.A. et al.* Glass from the Cretaceous-Tertiary boundary in Haiti // *Nature*. 1991. Vol.349, N 6309. P.482-487.

*Simbertoff D.* The proximate causes of extinction// *Patterns and processes in the history of life*. Ed. D.M. Raup, D. Jablonski/Rept. Dahlem Workshop, Berlin, 16-21 June 1985. Berlin e.a.; 1986. P. 259-276.

*Smit J., Brinkhuis H.* The Geulhemmerberg Cretaceous/Tertiary boundary section (Maastrichtian type area, SE Netherlands); summary of results and a scenario of events// *Geol. Mijnbouw*. 1996. Vol.75, N 2-3. P.283-293.

*Smit J., Hertogen J.* An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary // *Nature*. 1980. Vol.285. P.198-200.

*Smit J., Montanari A., Swinburne N.H.M. et al.* Tektite-bearing, deep water clastic unit at the Cretaceous-Tertiary boundary in northeastern Mexico // *Geology*. 1992. Vol. 20, N 2. P.99-103.

*Smit J., Romein A.J.* A sequence events across the Cretaceous-Tertiary boundary// *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 74, N 1. P. 155-170.

*Sokolov B.S., Fedonkin M.A.* Global biological events in the late Precambrian// *Global bio-events. A critical approach*. Ed. O.H.Walliser// *Lecture notes in Earth sciences*. Berlin e.a.; 1986. P.259-276.

*Tappan H., Loeblich Jr. A.R.* Evolution of the oceanic plankton//*Earth-Science Reviews*. 1973. Vol. 9, N 3. P. 207-240.

*Thompson J.B., Newton C.R.* Late Devonian mass extinction: episodic climatic cooling or warming?//*Devonian of the World*. Vol.III. Canadian Society of Petroleum Geologists. Memoir 14. Calgary, Canada. 1988. P. 29-34.

*Thomsen E.* Seasonal variability in the production of Lower Cretaceous calcareous nannoplankton//*Geology*. 1989. Vol 17, N 8. P. 715-717.

*Tsien H.H., How H.F., Zhou W.L. et al.* Devonian reef development and paleogeographic evolution in South China // *Devonian of the World*. Vol. I. Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 14. Calgary, Canada. 1988. P. 619-633.

Vail P.R., Mitchum R.M., Jr., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level // Mem. Am. Ass. Petroleum Geol. 1977. Vol. 26. P. 83-97.

Vidal G., Knoll A.H. Radiations and extinctions of plankton in the late Proterozoic and early Cambrian // Nature. 1982. Vol. 297. P. 57-60.

Voigt E. Critical remarks on the discussion concerning the Cretaceous-Tertiary boundary // Newsletter Stratigraphy. 1991. Vol. 10, N 2. P. 92-114.

Volchegursky L. E., Vladimirova T. V., Kapustin J. N., Natapov L. M. Paleozoic history of North Caspian Depression // L.P. Zonenshain memorial conference on Plate Tectonics. Moscow. Geol. Inst., November 17 - 20. 1993. P. 153 - 154.

Walliser O.H. Towards a more critical approach to bioevents // Global bio-events. A critical approach. Ed. O.H. Walliser // Lecture notes in Earth sciences. Vol. 8. Berlin e.a.; 1986. P. 5-16.

Wang K., Geldsetzer H., Goodfellow W.D., Krouse H.R. Carbon and sulfur isotope anomalies across the Frasnian-Famennian extinction boundary, Alberta, Canada // Geology. 1996. Vol. 24. N 2. P. 187-191.

Wicher C.A. Mikropalaontologische Beobachtungen in der höheren borealen Oberkreide, besonders im Maastricht // Geol. Jahrbuch. 1953. Bd. 68. S. 1-25.

Wilde P., Quinby-Hunt M.S., Berry W.B.N. Vertical advection from oxic or anoxic water from the main pycnocline as a cause of rapid extinction or rapid radiations // Lecture Notes Earth Sci. 1990. Vol. 30, P. 85-98.

Willems H. Dinoflagellaten-Zysten aus der oberkretazischen Schreiekreide-Facies N. - Deutschlands (Coniac bis Maastricht) // Senckenberg Lethaea. 1988. Bd. 68, N 5-6. S. 433-477.

Wilson M., Ljashkevich Z.M. Magmatism and the geodynamics of rifting of the Pripyat-Dniiper-Donets rift, East European Platform // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 65-81.

Wolbach W.S., Anders E., Nazarov M.A. Fires at the K/T boundary: Crabon at the Sumbar, Turkmenia, site // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. Vol. 54. P. 1133-1146.

Woodrow D.L., Dennison J.M., Ettensohn F.R. et al. Middle and Upper Devonian stratigraphy and paleogeography of the Central and Southern Appalachians and Eastern Midcontinent, USA // Devonian of the World. Vol. I. Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 14. Calgary, Canada. 1988. P. 277-301.

Wu Yi, Zhou Hyailing, Giang Tingcao et al. Sedimentary facies of Devonian in Guangxi, China // Devonian of the World. Vol. I. Canadian Society of Petroleum Geologists. Mem. 14. Calgary, Canada. 1988. P. 645-651.

Zachos J.C., Arthur M.A. Paleoceanography of the Cretaceous/Tertiary event: Inferences from stable isotopic and other data // Paleoceanography. 1986. Vol. 1, N 1. P. 5-26.

Zachos J.C., Arthur M.A., Dean W.E. Geochemical evidence for suppression of pelagic marine productivity at the Cretaceous/Tertiary boundary // Nature. 1989. Vol. 337, N 6202. P. 61-64.

Zahnle K.J. Atmospheric chemistry by large impacts // Global catastrophes in Earth history // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1990. N 247. P. 271-288.

*Ziegler W.* Conodont stratigraphy of the European Devonian // Geol. Soc. Amer. Mem. . 1971. Vol.127 P. 227 - 284.

*Ziegler W., Sandberg C.A.* The Late Devonian standard conodont zonation // Cour. Forsch.- Inst. Senckenberg. 1990. Vol.121. S. 1 - 115.

# Содержание

ВВЕДЕНИЕ .....	3
ГЛАВА I. ГЛОБАЛЬНЫЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И МЕТОДЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ .....	5
1.1 Биотические события (массовые и малые вымирания) .....	5
1.1.1. Глобальные биотические кризисы .....	5
1.1.2. Массовые вымирания и их свойства .....	6
1.1.3. Выявление биотических событий на основе анализа зональных стратиграфических шкал .....	13
1.2. Седиментологические события и методы их изучения .....	18
1.3. Методы изучения глобальных геохимических событий .....	24
1.3.1. Геохимия отдельных элементов .....	24
1.3.2. Изотопные исследования .....	25
1.3.3. Состав органического вещества .....	28
1.4 Палеогеографический анализ .....	30
1.4.1. Литофациальный анализ .....	30
1.4.2. Биофациальный анализ .....	34
1.4.3. Модели фаций .....	37
1.5. Палеотектонические реконструкции - основной метод изучения тектонических событий .....	39
1.6. Эвстатические колебания уровня мирового океана .....	39
1.7 Космические события .....	45
ГЛАВА 2. ГЛОБАЛЬНОЕ КАТАСТРОФИЧЕСКОЕ СОБЫТИЕ РУБЕЖА МАОСТРИХТ/ДАНИЙ .....	47
2.1. Особенности границы мела и палеогена .....	47
2.1.1. Седиментологическая характеристика пограничных отложений .....	49
2.1.2. Геохимия пограничных отложений .....	54
2.1.3. Палеогеографические реконструкции .....	60
2.2. Экологическая модель событий рубежа маастрихт/даний .....	64
2.3. Импактная модель событий рубежа маастрихт/даний .....	72
2.3.1. Мангышлак (Западный Казахстан) .....	74
2.3.2. Копетдаг и Малый Балхан (Западная Туркмения) .....	80
2.3.3. Заключение по импактной модели событий рубежа маастрихт/ даний .....	93
Глава 3. СОБЫТИЯ РУБЕЖА СЕНОМАН/ТУРОН .....	94
3.1. Макро- и микропалеонтологическая характеристика сеноманско- туронского интервала .....	97

3.2. Результаты изучения седиментологических особенностей разрезов. ....	100
3.3. Микропалеонтологическая характеристика крымских разрезов. ....	105
3.4. Содержание органического углерода. ....	109
3.5. Изотопный состав углерода и кислорода. ....	111
3.6. Результаты химического и спектрального анализов. ....	111
3.7. Существующие модели развития ОАЕ. ....	114
3.8. Предлагаемая модель развития ОАЕ 2. ....	116
<b>ГЛАВА 4. ГЛОБАЛЬНЫЕ КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ НА РУБЕЖЕ ФРАНСКОГО И ФАМЕНСКОГО ВЕКОВ</b> .....	123
4.1. Введение .....	123
4.2. Тимано-Печорская провинция .....	125
4.3. Приполярный и Полярный Урал, Пай-Хой .....	128
4.4. Центральные районы Русской плиты, Волгоградское Поволжье .....	131
4.5. Южный Урал .....	132
4.6. Казахстан .....	136
4.6.1. Стратиграфические данные и палеогеографические обстановки .....	136
4.6.2. Палеотектонические обстановки и вулканизм .....	146
4.7. Геологические события на границе франского и фаменского веков в других регионах Земли и их возможные причины. ....	149
<b>ГЛАВА 5. ВОЗМОЖНЫЕ РАЗЛИЧНЫЕ ПРИЧИНЫ ГЛОБАЛЬНЫХ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ</b> .....	158
<b>ГЛАВА 6. РОЛЬ ГЛОБАЛЬНЫХ СОБЫТИЙ В ДЕТАЛИЗАЦИИ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ГРАНИЦ И УВЯЗКЕ МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ</b> .....	166
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</b> .....	171
<b>ЛИТЕРАТУРА</b> .....	172

## Научное издание

Веймарн Андрей Борисович, Найдин Дмитрий Павлович, Копаевич Людмила Федоровна, Алексеев Александр Сергеевич, Назаров Михаил Алексеевич

**Методы анализа глобальных катастрофических событий при детальном стратиграфическом исследовании . Методические рекомендации**

Компьютерная верстка М.В. Коротаев

Изд.лиц № 040414 от 18.04.97

Подписано в печать 16.06.98

Формат 60x90/16.Бумага офс.№1

Усл.печ.л. 12

Уч.-изд.л 13

Тираж 200 экз. Заказ №76

Ордена «Знак почета» издательство Московского университета

103009, Москва, ул. Б. Никитская 5/7

Отпечатано в отделе оперативной печати Геологического факультета МГУ

119899, Москва, Воробьевы Горы