СЕРИЯ АНАЛИТИЧЕСКИХ ОЖЗОРОВ «ОЧЕРКИ ПО РЕГИОНАЛЬНОЙ ГЕОЛОГИК РОССИН»

400 МИЛЛИОНОВ ЛЕТ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Выпуск 1



ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ

МЕЖРЕГИОНАЛЬНЫЙ ЦЕНТР ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТОГРАФИИ (ГЕОКАРТ)

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. М.В. ЛОМОНОСОВА (МГУ)

400 МИЛЛИОНОВ ЛЕТ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Выпуск 1

Москва ГЕОКАРТ ГЕОС 2005 ББК 26.323 Ч 67 УДК 553.065

400 миллионов лет геологической истории южной части Восточной Европы. – М.: Геокарт, ГЕОС, 2005. – 388 с. + 2 вклейки (Роснедра, Геокарт, МГУ). 8-89118-396-Х

Рассмотрена история развития южной части Восточной Европы – от юга Восточно-Европейской платформы до ее складчатого обрамления в Кавказско-Турецкой области – в интервале от девона до современного этапа. Детально исследованы вопросы палеогеографии, палеотектоники, магматизма и палеогеодинамики. Для кайнозойской истории Кавказско-Черноморского региона предложены численные геодинамические модели.

Для специалистов в области региональной геологии, геологов-съемщиков и поисковиков, студентов и преподавателей вузов.

Ил. 105, табл. 4, список литературы 505 назв.

Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России» Выпуск 1

> Главный редактор серии: А.Ф. Морозов Заместитель главного редактора: Н.В. Межеловский

Ответственный редактор выпуска: А.М. Никишин

Редакционная коллегия выпуска: Р.В. Грушин, Г.С. Гусев, В.А. Килипко, Н.В. Межеловский, А.Ф. Морозов, А.М. Никишин, Н.И. Пруцкий, Д.В. Рундквист, А.А. Смыслов, Т.В. Чепкасова

Авторы:

А.М. Никишин, П.А. Фокин, П.Л. Тихомиров, Е.Ю. Барабошкин А.С. Алексеев, А.В. Ершов, М.В. Коротаев, П.А. Циглер, Д.И. Панов, С.Н. Болотов, Ф. Шало-Пра, Б.П. Назаревич, Л.Ф. Копаевич, А.Г. Олферьев

Техническое редактирование: И.Н. Межеловский Подготовка оригинал-макета: И.В. Шумова, М.А. Резниченко

© Коллектив авторов, 2005
 © Межрегиональный центр по геологической картографии (Геокарт), 2005

предисловие

Данная работа написана в основном сотрудниками кафедры «Региональной геологии и истории Земли» Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова в содружестве с коллегами из ряда других организаций. Она представляет геологической общественности результаты, полученные в России после распада СССР. Эти исследования проведены в рамках новых российских проектов за последние 10 лет, большинство из которых финансировались Геологической службой МПР РФ. Инициатором и одним из основных руководителей этих работ был А.Ф. Морозов.

В новых политических реалиях стало возможным выполнение широких международных геологических проектов на территории России с привлечением большого числа специалистов из разных стран. Одним из таких проектов была Программа ЕВРОПРОБА, которая осуществлялась в тесном содружестве с МПР России и РАН. Эта программа стимулировала исследования в Кавказском регионе, который всегда был основным геологическим полигоном для российских геологов (и, в частности, геологов Московского государственного университета). Одним из главных преимуществ международных проектов является комплексность исследований и интегральный подход к основным геологическим проблемам. Это привело к совместным работам тектонистов, стратиграфов, геофизиков, геохимиков, специалистов по компьютерному моделированию, что необходимо для реконструкции истории и динамики формирования геологических структур. В свою очередь, задача получения хорошо обоснованных выводов привела нас к тесному сотрудничеству с геологами других организаций Москвы (прежде всего ГИНа) и многих других городов (особо отметим Ессентуки). Широкий международный обмен способствовал выбору наиболее оптимальных путей решения основных задач. Здоровая конкуренция между различными научными группами стимулировала поиск новых решений, приемлемых для всех исследователей. Важным также является некоторая стандартизация геологического языка, так как все геологические термины должны быть понятны и легко переводимы на разные языки.

Наши основные полевые исследования проходили на Русской платформе, в Крыму, на Большом Кавказе. В ходе геологических

экскурсий и кратких полевых исследований мы ознакомились с геологией Казахстана, Грузии, Турции, Румынии. В основном, все полевые работы проводились в тесном контакте с геологами местных организаций. Так как Кавказско-Черноморский регион находится на стыке многих стран, нам удалось подружиться с коллегами из Украины, Белоруссии, Польши, Румынии, Болгарии, Турции, Грузии, Азербайджана и проводить совместные проекты. В них принимали активное участие также геологи из Западной Европы: из Нидерландов, Франции, Германии, Великобритании, Италии и Швейцарии.

Мы благодарны геологам, которые вместе с нами участвовали в различных проектах; надеемся на продолжение сотрудничества со всеми, но ищем и новые контакты. Мы признательны всем нашим коллегам и учителям за многочисленные дискуссии и критические замечания.

Мы благодарны всем тем, кто финансировал наши исследования за последние 10 лет. Это, прежде всего, МПР России (Геологическая служба), а также научные фонды и научные программы: РФФИ, «Университеты России», «Научные Школы», EUROPROBE, INTAS, PeriTethys, IGCP, Lithosphere. Мы признательны компаниям ЮКОС и Total за возможность участвовать в их полевых работах.

Глава 1

ПАЛЕОТЕКТОНИКА ДЕВОНСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Введение

Интервал от такатинского времени позднего эмса до косьвинского-раннего визе соответствует раннегерцинскому этапу развития Восточно-Европейской платформы (ВЕП). В смежных регионах палеозоид Западной Европы, Урала и Предкавказья на этот отрезок времени приходится промежуток времени от завершения каледонского геотектонического цикла до начала раннегерцинской фазы складчатости.

К настоящему времени накоплен колоссальный объем сведений и материалов по стратиграфии, тектонике, палеогеографии и магматизму девона и карбона отдельных районов ВЕП, однако попытки интеграции этих данных и их комплексного анализа с целью создания детальной истории развития платформы в целом еще не предпринимались.

Тем не менее, значимость среднепалеозойского этапа в развитии ВЕП (и в особенности его девонской части) привлекает внимание многих геологов [Богданов, 1976; Шульга, Меннер и др., 1992; Хаин и др., 1991 и др.]. С.В.Тихомиров [1995] наметил основные этапы развития в девонской истории ВЕП и базовые принципы их выделения в истории Земли в целом. Многими авторами признается и подчеркивается связь между напряженным состоянием платформы и событиями в смежных подвижных областях [Богданов, 1976; Щеглов и др., 1993; Милановский, 1987; Хаин и др., 1991; Кириков, 1991; Nikishin et al., 1996 и др.]; вместе с тем, динамика платформы как единого геологического тела пока не подвергалась детальному анализу.

Работы 80–90-х гг., посвященные стратиграфии среднепалеозойских отложений [Халымбаджа, 1981, 1985; Аристов, 1988; Меннер и др., 1992; Обуховская и др., 1993; Овнатанова и др., 1984; Родионова и др., 1995; Alekseev et al., 1996 и многие другие], дали возможность для пересмотра и уточнения схем корреляции отложений, как в пределах платформы, так и с соседними регионами. Принятые РМСК стратиграфические схемы среднего и верхнего палеозоя ВЕП [Решения Межведомственного..., 1990] имеют высокую детальность: средняя продолжительность отрезка времени, соответствующего горизонту, в этом интервале не превышает 1,5 млн л. Эти схемы с некоторыми добавлениями и поправками (рис. 1.1) были использованы в качестве стратиграфической основы для работы.

Основной метод, использованный в работе, базируется на положении, что внутриплитная тектоника является одним из факторов, определяющих (палео)географию платформенных регионов. Изменения напряженного состояния кратона приводят к изменению рисунка активных тектонических структур, которые, являясь рельефообразующими, ведут к изменениям геоморфологии, а, следовательно, – и систем осадконакопления. Решение обратной задачи на основе данных палеогеографии делает возможным восстановление напряженного состояния ВЕП и его изменений во времени.

Для проведения этого анализа методом синтеза, с увязкой опубликованных материалов на новейшей стратиграфической основе, была составлена серия из 20 литолого-палеогеографических карт платформы, полностью охватывающая раннегерцинский этап развития ВЕП. Отрезки времени, для которых составлялись карты, по продолжительности соответствуют горизонтам и надгоризонтам региональной стратиграфической шкалы. Карты составлялись для частично реконструированной территории платформы, включая территории современных Донбасса и Западной мегазоны Урала, однако без палинспастических построений. Формально, на основе общности истории развития, в рассмотрение включена и Тимано-Печорская область, имеющая более молодой, чем ВЕП, фундамент (рис. 1.2).

В качестве вспомогательного материала для анализа были составлены несколько хроностратиграфических и мощностных профилей (рис. 1.3, 1.4, 1.5), на которых отчетливо проявилась разноранговая цикличность платформенного осадконакопления, а также интервалы активизации некоторых тектонических структур. Анализ пространственного размещения одновозрастных активных структур позволил перейти к восстановлению региональных полей напряжений.

Характер изменений палеогеографии и палеогеодинамики платформы во времени был проанализирован и сопоставлен с событиями в смежных регионах, что дало возможность проследить причинно-следственные связи между событиями истории ВЕП в ее пределах и в соседних подвижных областях.

Уни	фици схе	ровал ма Ру по [Р	нная /сско ещен	стратиграфическая й платформы ия, 1990]	Стра исп по	атигра ользо Aleks	фическая схема, ванная в работе seev et al., 1996]	Интервалы, для которых составлены палео-	HINTECKUM
системя	отдел	ярус	n/sp.	Горизонт	spyc n/sp.		Горизонт	схемы (рис.1.6)	CENTIC
5			BEPX	Тульский		BEPX.	Тульский	М	The second
H		1 E E	ий	Бобриковский	협석		Бобриковски	й л	
TEHHOYTOJI	й	EN DY	H	Радаевский	END		Радаевский		102
	И	Ĩ	Ħ	Косьвинский	щO	Ĥ	Косьвинский		1.5
	X	ЦИ	XAS	Кизеловский	ЫЙ	Xan	Кизеловский		
	ИН	Ŭ	A BI	Черепетскии	Ŭ	B	Черепетскии		
		IE	H	<u>УПИНСКИИ</u> Молерский	È	инжи	УПИНСКИИ	K	
N		4	TUD	Гумеровский	E.		Гумеровский		12.20
×		F	8	Зиганский	F	хний н	Зиганский	100	
			HX	Хованский			Хованский	1.1	I
			BEP	Озерский		BEF	Озерский		AI
1		THE OWNER	μų.	Плавский	Ĩ.	THE REAL	Плавский	1 193	H
	ВЕРХНИЙ	Ğ	H	Оптуховский	Ę	H	Оптуховский	and the second second	e
1		ME	Ð	Лебедянский	B	Ğ	Лебедянский	И	ГŇ
		Υø	ИЙ	Елецкий	3		Елецкий		ΚV
			HX	Задонский	37.	HDWCHD	Задонский		C
			HIM				Волгоградски	ий з	HE
				Ливенский	ивенский влановский		Ливенский		И
			EF.	Евлановский		HNH	Евлановский		H
			Xa	Воронежский	督	DCAT	Воронежский	Í	E
КАЯ		ИЙ	BE	Речицкий	ICK	B	Речицкий	ж	EK
		AHCK	дниц	Семилукский	ΦPAF	тний	Семилукский	i	ЙТЛ
ЯC		Ð	CPE	Саргаевский		CPB	Саргаевский	e	H
0			IM	Тиманский		HUNK	Тиманский		CK
EB			DXCVII	Пашийский	KUR	BEPX	Пашийский	д	НИ
н		Ŀ		Муллинский	ELC	*	Муллинский	The second	E
		GEBE		Ардатовский	E E	NHDW	Ардатовский	Г	EP
	ий	¥ Ö		Воробьевский	*	НИ	Воробьевски	й	ΕΓ
	H	ИЙ	ИЦ	Черноярский	N1X	45	Черноярский	148111	HI
	CPE	CK	HX4	Мосоловский	CK	THDC	Мосоловский	i - 1 - t	AF
	•	DEJI	BE	Клинцовский	DEJ	BEI	Клинцовский	pellin refe	P
		AC	ниж.	Бийский	AC	HIUDK.	Бийский	В	
	. 1	ł	ИЙ	Койвенский	×	4	Койвенский		
	ИЙ	M	HDK4	Вязовский	B	XHX	Вязовский	C. D.	122
	HD#	MC	BE	Такатинский	б				
	ни	ПРА	HUDK KCK.	Кемерский	ПРА	НИЖ. ЖСК.	Кемерский	а	OHCOUT
		ЛОХ СК	КОВ- ИЙ						KATER

Рис. 1.1. Стратиграфическая схема девона-нижней части карбона ВЕП



Рис. 1.2. Структурно-фациальная зональность девона-нижнего карбона Восточно-Европейской платформы (по: [Решения.., 1990] с некоторыми изменениями) в границах, предполагаемых на данный интервал времени

Субрегионы (римские цифры в рамках):

I – СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ: 1 – Балтийская синклиналь; 2 – Эстонская моноклиналь; 3 – Латвийская седловина; 4 – СЗ крыло Московской синеклизы; 5 – Лужская моноклиналь; 6 – Ладожская моноклиналь; 7 – С крыло Московской синеклизы.

II – ЗАПАДНЫЙ: 1 – Припятская впадина; 2 – Брагинско-Лоевская седловина; 3 – Жлобинская седловина; 4 – СЗ крыло Московской синеклизы; 5 – СВ склон Белорусской антеклизы.

III – ЮГО-ЗАПАДНЫЙ: 1 – Радомско-Люблинская впадина; 2 – Львовская впадина; 3 – Преддобруджинский прогиб: За – северная окраина; 3б – южная (погруженная часть (Алуатская впадина)).

IV – ЮЖНЫЙ: Днепровско-Донецкая впадина (1-3): 1 – СЗ сегмент: 1а – С и Ю прибортовые зоны; 16 – осевая зона; 2 – Центральный сегмент: 2а – С и Ю прибортовые зоны; 26 – осевая зона; 3 – ЮВ сегмент: 3а – С и Ю прибортовые зоны; 36 – осевая зона; 4 – Донбасс; 5 – Украинский щит

С Рис. 1.2 (окончание)

V – ЦЕНТРАЛЬНЫЙ: Воронежская антеклиза (1); 1а – В сегмент; 16 – Центральный сегмент; 1в – 3 сегмент; 1г – В склон; 1д – Ю склон. Московская синеклиза (2): 2а – Центральная и южные районы синеклизы и СЗ часть Рязанско-Саратовского прогиба; 26 – 3 часть; 2в – СЗ часть; 2г – СВ часть. 3 – Котельничский свод; 4 – Горьковская седловина; 5 – Токмовский свод; 6 – В часть Рязанско-Саратовского прогиба.

VI – ВОСТОЧНЫЙ: 1 – Кировский (Казанско-Кажимский) прогиб; 2 – Радаевская и Бузулукская впадины. Татарский свод (3): За – С купол; Зб – Ю купол и ЮЗ часть северного; 4 – Коми-Пермяцкий свод; 5 – Верхнекамская впадина и Пермский свод (соврем.); Камско-Кинельская система впадин: ба – осевые зоны; бб – прибортовые зоны; 7 – Башкирский свод; 8 – Жигули-Пугачевский свод; 9 – Оренбургский свод; 10 – Соль-Илецкий свод.

VII – ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ: СЗ прибортовая зона Прикаспийской впадины (1): 1а
 – внешняя зона; 16 – внутренняя зона: 161 – Нижнесарпинское поднятие и Ершовский вал; 162 – Деркульская зона поднятий; 163 – Карачаганакская зона поднятий.
 ЮВ прибортовая зона (2): 2а – внешняя зона: 2а1 – Южно-Эмбинское поднятие; 2а2 – Западно-Примугоджарская зона; 26 – внутренняя зона.

VIII – СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ: Тиман: 1а – Средний Тиман; 16 – Северный Тиман; 1в – п-ов Канин; 2 – Малоземельская моноклиналь; Печора-Колвинский авлакоген (3): 3а – Шапкина-Юрьяхинский вал; 36 – Печора-Колвинский прогиб; 3в – Среднепечорский прогиб; 3г – Колвинский прогиб; 4 – Ухта-Ижемский вал; 5 – Вуктыло-Джебольский прогиб; 6 – Хорейверская впадина; Варандей-Адзьвинский прогиб; 8 – вал Чернышова; 9 – Большесыннинская моноклиналь; 10 – зона Предуральских прогибов.

IX – ЗАПАДНЫЙ УРАЛ: З склоны: 1 – Южного Урала (1а – Зилаирский синклинорий); 2 – Среднего Урала; 3 – Северного Урала; 4 – СЗ склон Приполярного и Полярного Урала; 5 – ЮЗ склон Пай-Хоя.

Пунктирными линиями показаны линии хроностратиграфических профилей

Палеогеодинамические схемы ВЕП и ее обрамления (рис. 1.6-а-н) составлены на основе этих палеогеографических карт и иллюстрируют ключевые моменты в истории платформы. Следует отметить, что, так как в понимании девонско-раннекаменноугольного этапа в истории развития смежных с платформой регионов разными авторами существуют принципиальные отличия, предлагаемые реконструкции для подвижных областей носят в значительной мере гипотетический характер.

Девонско-раннекаменноугольная история ВЕП

Предыдущий, позднекаледонский этап развития ВЕП завершился в кемерское время (пражский ярус-ранний эмс) (см. рис. 1.1). Как и в лохковском веке, наиболее активно развивались осадочные бассейны западной окраины платформы (см. рис. 1.6-а). Отложения кемерского возраста



Рис. 1.3а. Хроностратиграфический профиль I Монастырищи-Котлас (см. рис. 1.2)

1 – пески, песчаники; 2 – песчаники, глины; 3 – глины; 4 – песчаники, глины, известняки, мергели; 5 – глины, известняки, мергели; 6 – известняки; 7 – доломиты; 8 – песчаники, доломиты; 9 – доломиты, глины, мергели; 10 – доломиты, известняки; 11 – доломиты, гипсы; 12 – гипсы, ангидриты; 13 – галиты; 14 – вулканиты; 15 – отложения отсутствуют



Рис. 1.36. Распределение мощностей отложений девона-нижней части карбона вдоль хроностратиграфического профиля I



Рис. 1.4а. Хроностратиграфический профиль II Рыбинск-Волноваха (см. рис. 1.2)

Условные обозначения см. на рис. 1.3а



Рис. 1.46. Распределение мощностей отложений девона-нижней части карбона вдоль хроностратиграфического профиля II

Условные обозначения см. на рис. 1.3а



Рис. 1.5а. Хроностратиграфический профиль III Гонга-Сарги (см. рис. 1.2)

Условные обозначения см. рис. 1.3а



Рис. 1.56. Распределение мощностей отложений девона-нижней части карбона вдоль хроностратиграфического профиля III

Условные обозначения см. рис. 1.3а

накапливались в Балтийской синеклизе, Львовском и Преддобруджинском прогибах, которые предположительно принадлежали предгорному прогибу перед фронтом каледонид вдоль линии Тейсейре-Торнквиста. Вероятно, в то время еще существовал предгорный прогиб и перед каледонидами Скандинавии [Nikishin et al.,1996; Ziegler, 1989].

На востоке отложения кемерского горизонта известны только в пределах Западного склона Урала. Внутренние районы платформы были приподняты и подвергались денудации. Полого-сводообразная форма дневной поверхности платформы предположительно связана с финальным эпизодом сжатия в конце каледонского этапа [Милановский, 1987; Nikishin et al., 1996]. С ним же можно связать проявленные на локальном уровне пред-позднеэмсские инверсионные деформации и пологие угловые несогласия в авлакогенах Печорской синеклизы [Цыганко и др., 1988].

Кемерский цикл завершился на рубеже раннего и позднего эмса значительным падением уровня океана, практически полным осушением платформы и коренной перестройкой структуры осадочных бассейнов.

Начало раннегерцинского тектоно-седиментационного этапа развития ВЕП [Кириков, 1990; Милановский, 1987] в позднем эмсе фиксируется изменением ее палеогеографии и, очевидно, напряженного состояния. В такатинское время (начало позднего эмса) сжатие начинает спадать и это событие отмечается возникновением изолированной интракратонной впадины (см. рис. 1.3, 1.4, 1.6-б). В ее пределах осадконакопление шло в бассейне типа озера-моря. Синхронно продолжалось формирование лагунно-континентальных обломочных толщ в Балтийской синеклизе, Львовском и Преддобруджинском прогибах, материал для которых поступал, главным образом, со складчатых сооружений вдоль западной окраины платформы. В течение позднего эмса параллельно с общим развитием глобальной трансгрессии происходило расширение области морского осадконакопления на востоке и юго-востоке Волго-Уральской провинции. Приблизительно в то же время начинаются релаксация каледонских орогенов Центральной Европы и рифтогенез в Рено-Герцинской области [Ziegler, 1978].

В конце позднеэмсско-раннеэйфельского тектоно-седиментационного цикла VI порядка (в бийское время) на фоне продолжавшегося рифтогенеза в Рено-Герцинской зоне происходит кратковременное нарастание сжатия, предположительно распространявшегося от Акадо-Лигерийского орогена Варисцийско-Аппалачской складчатой системы. Вероятно, слабое повторное воздымание каледонских сооружений в Европе привело к некоторому усилению сноса обломочного материала в западные районы платформы, где в раннем эйфеле накапливалась пярнуская обломочная толща и ее аналоги (рис. 1.7). Характерной особенностью бийского времени является существование протяженных цепочек массивов суши, образованных: 1 – областями Фенноскандии и Мезенского свода, 2 - Белорусской антеклизы и поднятиями на севере Московской синеклизы и 3 – Воронежско-Украинским (Сарматским), Токмовско-Татарским и предполагаемым Башкирским сводами (палеощитами), и разделенных прогибами (см. рис. 1.6-в). Их возникновение могло быть связано с проявлением общелитосферной складчатости. Образование пологих и протяженных общелитосферных складок, как правило, кратковременное явление, вызываемое быстрой перестройкой напряженного состояния платформы. На возникающие обстановки регионального сжатия континентальная литосфера реагирует образованием волнообразных леформаций. При этом длина полуволны зависит от толщины литосферы и составляет от 300 до 600 км, а вертикальная амплитуда складок по поверхности Земли может достигать нескольких сотен метров [Ershov et al., 1995]. Линия, перпендикулярная этим волнам, указывает направление основного горизонтального сжатия в пределах региона и для бийского времени имеет СЗ-ЮВ простирание.

В бийское время внутриплатформенный и восточный морской перикратонный бассейны расширились, и между ними возникла неустойчивая связь через район Горьковской седловины, что в условиях аридного климата привело к возникновению в центральной части Московской синеклизы солеродного бассейна (см. рис. 1.7).

В позднем эйфеле морские ингрессии эпизодически проникали в пределы бассейнов ВЕП с запада, через территорию каледонид Западной Европы, что может быть связано с переходом складчатых сооружений в стадию коллапса и началом их погружения. Тем не менее, зона каледонской консолидации до позднего франа играла роль барьера, ограничивавшего сообщение между бассейнами Балтийской синеклизы и геосинклинальных областей Европы [Сорокин, 1972].

Существенная перестройка динамики и палеогеографии ВЕП произошла на рубеже эйфеля и живета, и рубеж двух тектоно-седиментационных циклов V порядка подчеркивается региональной поверхностью несогласия. Эрозионное событие на платформе в целом совпадает со временем глобальной регрессии, но было более длительным (примерно соответствует времени подзоны upper ensensis [Alekseev et al., 1996]), и значительные изменения динамики и палеогеографии (см. рис. 1.7) подтверждают его тектоническую природу. Площадь осадконакопления за воробьевско-ардатовское время значительно расширилась, преимущественно в северном направлении. Резкое возрастание сноса обломочного материала из областей Фенноскандии и Мезенского свода привело к



Рис. 1.6. Палеотектонические схемы ВЕП и ее обрамления для девонаначала раннего карбона



Бш - Башкирский свод; БС - Балтийская синеклиза: **ЗУ** - Западно-Уральская область; **ЛБ** - Львовский бассейн; ЛС - Латвийская седловина; МС - Московская синеклиза; ПБ - Преддобруджский бассейн; ПВ - Прикаспийская впадина; ПДДВ - Припятско-Днепровско-Донецкая впадина; РС - Рязанско-Саратовски прогиб; ТП Тимано-Печорская область: ТС - Токмовский свод; ТТС- Токмовско-Татарский свод; УЩ- Украинский шит: УВШ- Украинско-Воронежский шит. Рифтогенные структуры: ДМА Доно-Медведицкий авлакоген, ККР - Казанско-Кажимский рифт, СА - Солигаличский авлакоген; ДР - Донецкий рифт, ДнР - Донецкий рифт. Рифтовые системы: ВБРС - Восточно-Баренцевоморская, КРС - Кольская, ПДРС - Припятско-Донецкая, ПРС - Прикаспийская; РГТ - Рено-Герцинский трог; СфРС - Скифская. ВО - Варисцийский ороген: М Мугоджары, СфО Скифский ороген:

Рис. 1.6 (продолжение)



Рис. 1.6 (продолжение)



Рис. 1.6 (продолжение)



Рис. 1.6 (продолжение)



Рис. 1.6 (продолжение)



Рис. 1.6 (окончание)

гиперкомпенсации повышения уровня моря и погружения центральных районов платформы. На северном крыле Московской синеклизы и в Прибалтике в условиях континентальных и прибрежных аллювиальных равнин накапливались мощные (более 100) толщи песчаного и песчаноалевритового состава, к сводовой части Воронежской антеклизы постепенно сменявшиеся карбонатно-терригенными прибрежно-морскими отложениями (20–40 м). В живете значительная часть антеклизы была погружена. На территории Волго-Уральской области преимущественно терригенные отложения старооскольского надгоризонта накапливались в прибрежноморских условиях, на Западном Урале и в северном Прикаспии сменявшихся мелководно-морскими, с накоплением существенно карбонатных отложений.

Нарастание растяжения в первой половине живетского века выразилось в рифтогенезе и регенерации рифейских авлакогенов по северной и западной периферии Прикаспийской впадины и предположительно – в ее центральной части (см. рис. 1.6-г). В начале живета, в воробьевское время, была активизирована структура Доно-Медведицкого авлакогена. На месте Кировского авлакогена и прилегающих областей Камско-Немского и Котельничского сводов устанавливается существование пологой впадины, через которую в воробьевское время в северо-восточную часть Московской синеклизы проникали кратковременные морские инкурсии, сформировавшие глинисто-карбонатные прослои с морской фауной в сравнительно маломощной песчаной толще (см. рис. 1.4, 1.5). Судя по резкому возрастанию мощностей отложений, оживление нисходящих движений по разломам Кировского авлакогена началось только в ардатовское время. Структура авлакогена нарастилась в южном направлении, с образованием девонского Казанско-Кажимского рифта. Кроме него в пределах Волго-Уральской области в живете-раннем фране возникли системы микрограбенов [Ваксман, 1989; Эллерн, 1976], сопряженные со структурами рифейских Камско-Бельского и Серноводско-Абдулинского авлакогенов. Примерно в то же время произошла и регенерация Солигаличского авлакогена на северо-востоке Московской синеклизы (см. рис. 1.4, 1.5).

В первой половине живета рифты северо-восточного простирания развивались особенно активно, области слабого базальтоидного вулканизма (главным образом в ардатовское время) были приурочены к главным разрывным нарушениям того же простирания. Активизированные структуры тяготели к западному и северному обрамлению Прикаспийской впадины, в пределах которой, предположительно, также проявился рифтогенез (см. рис. 1.6-г). Преобладающая ориентировка структур позволяет предположить СЗ-ЮВ направление главного растяжения.



С Рис. 1.7. Литостратиграфия отложений и основные события в девоненачале карбона областей седиментации ВЕП

1 – обломочные породы; 2 – глинистые породы; 3 – терригенные породы нерасчлененные; 4 – песчаники, глины, известняки; 5 – глины, известняки, мергели; 6 – известняки; 7 – пески, глины, доломиты; 8 – глины, доломиты; 9 – доломиты; 10 – доломиты, эвапориты; 11 – эвапориты; 12 – вулканиты; 13 – отложения отсутствуют; 14 – сжатие; 15 – растяжение; 16 – перестройки палеогеографического плана; 17 – вулканизм; 18 – несогласия; 19 – временные рамки раннегерцинского этапа

Возможно, движущей силой было раскрытие Сакмарского задугового бассейна на западной окраине Уральской палео-океанической системы [Nikishin et al., 1996], хотя неопределенность в понимании девонской истории Урала не позволяет сделать окончательные выводы.

В живете растяжение, сопровождавшееся активным основным магматизмом, фиксируется в Рено-Герцинской зоне [Ziegler, 1989].

Перестройкой полей напряжений и палеогеографии ВЕП сопровождался перерыв на рубеже старооскольского и коми тектоно-седиментационных циклов VI порядка. В пашийско-тиманское время растяжение на ВЕП достигло максимума. Раннеживетские рифты продолжили свое развитие, но наиболее активное погружение в Волго-Уральской провинции наблюдается для субмеридиональных структур. Многочисленные области сравнительно слабого основного вулканизма известны в ее пределах [Грачев и др., 1994] (см. рис. 1.5, 1.6-д, 1.7), а ряд проявлений пространственно приурочен к Казанско-Кажимскому рифту. Последний образовался в результате пропагации в южном направлении разломной структуры Кировского авлакогена. Интенсивные рифтогенез и разломообразование продолжались по северной и западной периферии Прикаспийской впадины. Поздний живет–ранний фран также является наиболее вероятным временем раскрытия микро-океанического бассейна в ее пределах.

В пашийское время рифтогенез, сопровождавшийся интенсивным толеитовым магматизмом, происходил в Тимано-Печорской провинции. Раскрытие рифтов Тимана и Печора-Колвинской системы, видимо, произошло синхронно с раскрытием Восточно-Баренцевоморского микроокеана [Nikishin et al., 1996].

Предположительно в то же время заложилась и Кольская рифтовая система, с которой связано образование многочисленных кольцевых щелочных гипабиссальных интрузивов, вулкано-плутонических массивов и дайковых роев [Грачев и др., 1994; Русаков и др., 1994; Щеглов и др., 1993]. Ее возникновение, вероятно, связано с раскрытием Восточно-Баренцевоморского рифтогенного бассейна и рифтовых систем Тимано-Печорской провинции как затухавшей ветви тройного сочленения. В пользу такого предположения свидетельствуют и различия в составе девонских магматических образований Тимана (трапповые базальты) и Кольской провинции (щелочно-ультраосновные породы), согласующиеся с более низким значением β-фактора (величины относительного растяжения) для последней. Предполагаемое время начала рифтинга в целом совпадает с определениями абсолютного возраста Хибинского массива Rb-Sr методом (380–360 млн л. [Kramm et al., 1993]).

Раннефранский рифтогенез на Пай-Хое и Новой Земле проявился в базальтовом вулканизме и сокращении площади шельфа. В пользу последнего свидетельствует тот факт, что в восточной структурной зоне Новой Земли и северо-восточной – Пай-Хоя – поздний девон представлен в основном кремнистыми отложениями континентального склона, тогда как силурийско-среднедевонские отложения в них представлены типично шельфовыми, в основном, карбонатными образованиями [Кораго и др., 1989].

К концу раннего франа рифтогенные структуры Баренцева моря, Тимано-Печорской и Волго-Уральской провинций и Прикаспийской впадины образовали протяженный рифтовый пояс, наложившийся на восточную окраину ВЕП [Nikishin et al.]. Образование его предположительно связано с формированием Сакмарского задугового бассейна, реликты которого известны в виде среднедевонских офиолитовых комплексов, расположенных на Южном Урале, западнее средне-позднедевонского магматического пояса [Кориневский, 1989; Nikishin, 1996]. В таком случае, рифтогенез в пределах восточной части платформы мог носить пассивный характер.

Примерно в начале позднего живета началось раскрытие Донецкого рифта, (см. рис. 1.4, 1.6-д, 1.7), сопровождавшееся активным щелочно-базальтоидным и щелочно-ультраосновным магматизмом [Ляшкевич, 1987]. Так как в пределах Передового хребта Северного Кавказа известны формации средне-позднедевонской вулканической дуги [Милановский, Хаин, 1963; Эллерн, 1976], логично связать образование девонского трога Донбасса с задуговым растяжением в пределах современной Скифской плиты.

Таким образом, предполагается, что в пашийско-тиманское время растяжение в пределах ВЕП было связано с формированием тыловодужных впадин на западе Уральской и севере Палеотетической океанических систем и формированием микро-океанического Восточно-Баренцевоморского бассейна. Судя по ориентировкам многочисленных раннефранских рифтовых структур, растяжение на платформе носило практически всесторонний характер.

В среднем фране обширная морская трансгрессия охватила большую часть ВЕП (см. рис. 1.6-е). Подъем уровня моря, резкое сокращение привноса терригенного материала при низкой скорости карбонатонакопления и плавном погружении восточной окраины континента привели в семилукское время к зарождению систем относительно глубоководных некомпенсированных впадин: Печорской, Камско-Кинельской, Камско-Вятской и Линевско-Уметовской и глубоководной Прикаспийской впадины. Системы окончательно оформились уже в начале позднего франа. Они разделялись крупными участками мелководного шельфа с карбонатным осадконакоплением, а частные впадины – группами рифовых массивов.

На протяжении среднефранского тектоно-седиментационного этапа растяжение во внутренних частях платформы быстро угасало, концентрируясь в крупнейших рифтах предыдущего этапа: Доно-Медведицком, Кировском и, вероятно, – в Тиманском. Только Донецкий рифт продолжал активно развиваться, начав пропагацию в северо-западном направлении, о чем говорит возрастание роли вулканогенных образований и увеличение мощностей среднефранских отложений Днепровско-Донецкой впадины.

Граница среднего и позднего франа фиксируется значительным несогласием в осадочном чехле платформы. Она явилась очередным рубежом, с которым были связаны изменения полей напряжения и основных черт палеогеографии ВЕП (см. рис. 1.6-ж, 1.7). В речицкое время северный сегмент Казанско-Кажимского рифта был инверсирован, приподнят и за поздний фран в его пределах полному размыву подверглись среднефранские отложения. Судя по мощности аналогичных отложений в южной части рифта, глубина эрозии может быть оценена в 250–300 м (см. рис. 1.5). Прогиб южной части рифта, в позднем фране уже инактивированного, вошел в состав Камско-Вятской системы шельфовых впадин.

Солигаличский авлакоген также претерпел инверсию, но лишь относительную, выразившуюся в уменьшении мощностей отложений над ним по сравнению с прилегающими областями. При этом на хроностратиграфических профилях (см. рис. 1.3, 1.5) отражается уменьшение мощностей всех горизонтов верхнего франа, что свидетельствует о росте инверсионного вала и сохранении обстановок сжатия в течение всего позднего франа.

В начале позднего франа часть микрограбенов на востоке Волго-Уральской области, возникших или испытывавших погружение в живетском веке, также испытала инверсию и на валообразных поднятиях, проявившихся в рельефе дна некомпенсированных впадин Камско-Кинельской системы, возникли цепочки изолированных рифов. Такие цепочки органогенных построек известны в Актаныш-Чишминской и Нижнекамской впадинах Камско-Кинельской системы [Рифогенные зоны..., 1991]. Инверсионные структуры наиболее часто приурочены к микрограбенам северо-восточного простирания.

Структуры сжатия позднефранского возраста – система надвигов субширотного и восток-северо-восточного простирания и северной вергентности – выявлены геофизическими методами и подтверждены результатами бурения в северной периферии Прикаспийской впадины [Габриэлянц, 1990]. В их висячих крыльях возникли области сноса: Степновский, Булатовский и Оренбургский валы, Пугачевский и Соль-Илецкий своды (см. рис. 1.6-ж). Их воздымание продолжалось весь поздний фран. Продукты их размыва – колганская обломочная толща и ее аналоги – известны севернее Оренбургского вала и на юге Бузулукской впадины.

В речицкое же время Днепровско-Донецкая рифтовая система, ориентированная вдоль оси сжатия, продолжила развитие и проникла вглубь ВЕП до района Брагинско-Лоевской седловины, а в течение позднего франа продолжилась и в пределы Припятской впадины (см. рис. 1.6-ж, 1.7). Синрифтовый вулканизм получил широкое развитие в пределах трога и на его плечевых поднятиях – Воронежской антеклизе, Жлобинской седловине и Украинском щите [Быков и др., 1974; Грачев и др., 1993; Wilson et al., 1996]. Тонкие геохимические исследования базальтов Воронежской антеклизы [Wilson et al., 1996] подтверждают высокую степень плавления вещества верхней мантии и указывают на наличие горячего мантийного плюма под термальным сводом Днепровско-Донецкой рифтовой системы.

С речицко-воронежского времени наметилось воздымание Латвийской седловины, что привело к переориентации направлений терригенного сноса и частичному обособлению впадины Балтийской синеклизы от Московской; с конца раннего девона и до позднего франа они образовывали единый бассейн [Родионова и др., 1995]. Предположительно, это было вызвано изменением полей напряжения в Варисцийской подвижной области Западной Европы.

Ориентировки компрессионных структур на ВЕП предполагают возникновение и преобладание в течение всего позднего франа региональных обстановок сжатия с осью северо-западной ориентировки. Его причиной можно считать компрессионное событие в Мугоджарах и на Южном Урале, выразившееся в начале накопления обломочных и олистостромовых толщ [Пучков, 1996]. Поднятие на современной территории Мугоджар и предполагаемый Мынсу-Алмасский антиклинорий, располагавшийся к юго-востоку от Южно-Эмбинской зоны [Крылов и др., 1992], поставляли обломочный граувакковый материал в пределы Восточной окраины Прикаспийской впадины, где соответствующие отложения вскрыты глубоким бурением. Позднефранский цикл завершился предфаменским эпизодом осушения большей части платформы, синхронным с глобальным понижением уровня моря. На протяжении волгоградского времени (примерно соответствующего конодонтовой зоне triangularis [Alekseev et al., 1996]) осадконакопление продолжалось в глубоководных впадинах на востоке платформы, в осевой зоне Припятско-Донецкой рифтовой системы на юге и в пределах Балтийской синеклизы (см. рис. 1.6-3).

На волгоградское время приходится начало рифтогенеза в Центральном Казахстане; вероятно, растяжение активизируется и на Пай-Хое [Веймарн, 1996]. В то же время, «мягкая» коллизия между Лавруссией и Казахстанией в южной части Уральского палеоокеана привела к воздыманию Центрально-Уральского поднятия. На протяжении фамена и раннего турне оно поставляло обломочный материал для накопления флишоидной зилаирской серии и ее аналогов в пределах бассейна Западной зоны Южного Урала и на территории современных Магнитогорского и Тагильского синклинориев [Пучков, 1996].

Явные изменения палеогеографии и напряженного состояния платформы приходится на рубеж волгоградского и задонского времени (см. рис. 1.7). В задонско-елецкое время осадконакопление в морских условиях восстановилось во внутренних частях платформы. Раннесреднефаменские мелководно-морские отложения «запечатали» надвиги по северной периферии Прикаспия, а Солигаличский грабен уже не выражен в мощностях фамена (см. рис. 1.3, 1.5). Судя по распределению фаций, область позднефранского инверсионного поднятия северной части Кировского авлакогена также была перекрыта нижнефаменскими морскими отложениями. Отмирание компрессионных структур, развивавшихся в позднем фране, свидетельствует о спаде сжатия в раннем фамене.

В раннем и среднем фамене три фазы рифтогенеза развили и усложнили строение Припятско-Донецкой рифтовой системы (см. рис. 1.3, 1.6-и, 1.7). Средний фамен (лебедянско-оптуховское время) характеризуется максимальной вулканической активностью в Днепровско-Донецком сегменте системы [Ксеншкевич, 1968; Wilson, 1996] (см. рис. 1.3, 1.7). Судя по прекращению рифтового вулканизма и значительному уменьшению интенсивности проседания, в конце среднего-начале позднего фамена Донецкий сегмент рифтовой системы начал переход к пострифтовой стадии развития.

В лебедянское время область Латвийской седловины погружается и перекрывается морскими осадками (см. рис. 1.6-и), но, начиная с оптуховского времени, она вновь разобщает бассейны Балтийской и Московской синеклиз. Воздымавшаяся в среднем и позднем фамене Белорусская антеклиза временами соединялась с Латвийской седловиной сухопутным «мостом».

Белорусскую антеклизу и Львовский прогиб в конце елецкого-начале лебедянского времени разграничил Владимир-Волынский разлом (см. рис. 1.6-и). Активизация разлома на рубеже раннего и среднего фамена может интерпретироваться как последовательная пропагация разломообразования в западном направлении из Припятского рифта. Время и пространственное положение разлома, как и уменьшение величины растяжения от Донбасса к Припятскому и Львовскому бассейнам, удовлетворяют этому предположению.

В конце фамена (на плавско-зиганском тектоно-седиментационном цикле) вулканизм быстро затухает в Днепровско-Донецком рифте (см. рис. 1.7). Судя по радиометрическим данным [Kramm et al., 1993], примерно в это же время он прекращается и в Кольской провинции.

Позднефаменский тектоно-седиментационный цикл в истории ВЕП завершился региональным перерывом в осадконакоплении, совпавшим с регрессией глобального масштаба [Alekseev et al., 1996] и проявлением бретонской фазы складчатости в подвижных областях Западной Европы (рис. 1.8). Явных признаков отраженности бретонского орогенеза на тектоническом плане ВЕП не наблюдается; вероятно, динамическое воздействие этого события было в значительной мере «погашено» зоной каледонид вдоль западной и юго-западной окраин платформы, сыгравшей роль буфера. Косвенное отношение в бретонской фазе могли иметь крупный перерыв в осадконакоплении в Львовском бассейне и резкое изменение условий осадконакопления в Балтийской синеклизе (см. рис. 1.7). Возможно, нарастание напряжений сжатия в связи со складчатостью к югу от платформы «стимулировало» и прекращение рифтового процесса в Припятско-Днепровско-Донецкой системе.

К началу турнейского века завершился переход Припятско-Днепровско-Донецкой рифтовой системы к пострифтовой стадии (см. рис. 1.4, 1.6-к). Для Донбасса ее начало выразилось в погружении плечевых поднятий рифта и накоплении на их территории мелководно-морских отложений [Nikishin et al., 1996; Stovba et al., 1996; Wilson et al., 1996].

Значительное стратиграфическое несогласие в пределах ВЕП приходится на рубеж раннего и позднего турне и совпадает по времени с глобальной регрессией [Alekseev et al., 1996] (см. рис. 1.8), однако плондадь распространения верхнетурнейских отложений, сильно сокращенная за время предвизейского размыва, не дает в полной мере оценить изменения палеогеографии и напряженного состояния платформы.

Падение уровня моря на платформе на рубеже раннего и позднего турне совпадает, согласно В.Н. Пучкову [Пучков, 1996], с очередным

						-	_	-	_					
Тектоно- седиментационные циклы развития ВЕП порядок циклов				ные І В	Стратиграфическая схема ВЕП (Геохронологические данные по [Odin, 1998]).				(2	Тектоно-седи основные на В пределах ВЕП В Прилитско Донепкой		оментационные циклы, апряжения и события: В смежных регионах	Колсбания уровна моря дла BEII по (Alekseev et al., 1996) с изменениями	лобальные гэмснения ровня моря Ross and Ross, 988; Johnson t al., 1985]
		<u> v</u>	VI	VЦ	Горизонты	_			-	ļ	впадине			
	ŧ.				Тульский	в				1		Начало судетской		
Į	?				Бобриковский		3					в Зап. Европе; сжатие на Урале в Скифской зоне Сжатие на		7
Ē		L			Радаевский	н			E	w = h				Z
			Ö		Косьвинский	15	42+1		6				–	TT
			「「「「」」		Кизеловский	E	TYPHE. PAHHRP	B						
	1		官員		Черепетский	в		E	E		}			7-
			<u>.</u>		Упинский			2	R			— Среднем Урале		77
		1	Ē		Малевский	н		17	×	••••				
			18 S		Гумеровский	-		L.				Бретонская фаза	-	
		1			Зиганский	PB	54±	4 ┣──				 складчатости в Зап. Европе ? 		
1			E		Хованский	в		1					-	-
			B B		Озерский	1		1						⊦ -≺
			١Ę.		Пиарский								<u>├</u> -b-q	+ 5
		<u> </u>	1.1.00		Оптуховский	5	1 L						┝╌╴┳┲┹╌╴	·€
					Побологиский	Ľ		1						
		-	1-		Леосдинский	-	Ę						}	
			E E		Елецкии		Ð	Ł	1				_	4
ň		1	2		Задонский	н				æ	Растяжение на		. .	
			1 H		"Волгоградский"	130	1 65±4	5+5		~=		Северном и Полярном Урале и в Казахстане		
			HCKOŘ		Ливенский		T I	ΪE						
15					Евлановский	Í.	Ř IIO3	1		a a a a a a a a a a a a a a a a a a a	Сжатие на Южном		5	
19	2				Воронежский	в		E		I I VIII		Растяжение на гожном Урале и в Муторжарах Растяжение на Вост. части Баренцева моря растяжение на Урале, в Скифской и Рено- Герцинской зонах		-
E			l S		Doponezeeknin	ł	Ð				~			├/ -
	r 🗌				Речицкий		D				~~~			}
5	<u>+</u>		оссий-		Семилукский		DPAF							T
1					Comment	С							┝╌╌╴╴╺╼┱┛	/
12			<u> 45</u>		Саргаевский	3	75±		ЕВОНСКИЙ					
15				RONCH	Тиманский	μĦ		+					T	
	•					в	ШŇ	ИВЕТСКИЙ Й					┝╌╉╌╌╌╴	+ 4
٩	•				Пашийский		18							
				ЮЙ	Муллинский		E						1]]
1				2 E	Ардатовский	н								Γ
				CTat	Воробьевский	Ľļ	×	IHI	F	∼ ∎⇔			7	7
1			Ľ٩		Черноярский	1	Í.	CK = 3ÅØEJB.			1	Коллапс каледонид		
			OBCIG		Мосоловский	в						Зап. Европы, растяжение в Рено-Герцинской зоне и на Урале (?).		7
			Чар		Клинцовский		0 Å						TT	
			нй		Бийский	н	Ľ			I		Акадо-Лигерийская		†- 1
		1	BCIG		Койвенский	۲IJ	85±					вАпаллачах и Зап.Европе	1	
			8		Везорский	1	١Ĕ						⊦- <i>∔</i>	+ ~ +
			Шa		Базовский	В	Г С Г П				Релаксация Баронейскат		1	
L			Ê		Такатинский		6	히튐		~	~	Европеиских каледонид;начало		J
пещен					Кемерский	۳ <u>ر</u>	390	FA		н		растяжения в Рено-Герцинской зоне		5
1-		1	1			1	B	1		(→)				

Рис. 1.8. Сопоставление этапности развития ВЕП и эвстатических колебаний уровня моря в девоне-начале карбона событиями в смежных регионах и колебаниями уровня Мирового океана Условные обозначения см. рис. 1.7

эпизодом сжатия в Уральской палеоокеанической системе и пропагацией «мягкой» косой коллизии на Урале севернее Уфимского выступа (см. рис. 1.6-л).

Рубеж ранне- и позднегерцинского этапов, которому соответствует регионально проявленная поверхность несогласия, приходится на границу косьвинского и радаевского горизонтов раннего визе (см. рис. 1.1). На это время приходится принципиальная перестройка палеогеографии и палеотектоники платформы (см. рис. 1.8).

К этому времени приурочено сводообразное воздымание центральных районов ВЕП, проявление общелитосферной складчатости, а также инверсия многочисленных рифтогенных структур, что свидетельствует о компрессионных геодинамических внутриплитных обстановках. Длительность перестройки тектонического и палеогеографического планов установить трудно и, вероятно, она носила затяжной характер, продолжившись и в начале позднегерцинского этапа, в радаевское и бобриковское время раннего визе. В целом же она может быть охарактеризована как ранневизейская.

Литосферная складчатость на ВЕП отчетливо устанавливается по расположению допоздневизейских областей осадконакопления и областей палеоподнятий. Во внутренних районах платформы оси пологих антиклинальных мегаскладок, подтверждаемых большей глубиной эрозии на фоне общего поднятия, приурочены к Токмовскому и Воронежскому сводам и, предположительно, к Украинскому щиту. Вместе с осями Рязанско-Саратовской (относительной) и Припятско-Донецкой зон синклинального прогибания между ними они дают веер направлений, указывающий на горизонтальное сжатие с юга и востока. Обстановки сжатия доминировали в течение всего раннего визе, что особенно явно стало в радаевско-бобриковское время (см. рис. 1.6-л).

В то же время произошла инверсия Солигаличского и Кировского авлакогенов, многочисленных девонских микрограбенов в Волго-Уральской области [Ваксман, 1989], возникли валообразные структуры над Пачелмским авлакогеном (см. рис. 1.3, 1.5, 1.6-л).

Таким образом, в раннем визе ВЕП подверглась всестороннему сжатию, вызванному практически синхронными складчато-надвиговыми деформациями в Западной Европе [Ксеншкевич и др., 1968; Ziegler, 1989], на всем протяжении Урала [Пучков, 1996] и в зоне Передового хребта Северного Кавказа [Милановский, Хаин, 1963].

Стоит отметить, что начало следующего, позднегерцинского, тектоно-седиментационного цикла III порядка в основных чертах сходно с началом раннегерцинского. В радаевско-бобриковское время раннего визе и на протяжении позднего визе сжатие неоднократно чередовалось с относительным растяжением, но, вероятно, общий спад сжатия, как и в такатинское время, выразился в образовании внутриплатформенного изолированного бассейна (см. рис. 1.6-л) с континентальным осадконакоплением в его пределах. Однако существенные изменения в динамике и палеогеографии ВЕП стали очевидны позднее, в тульское время, когда широкая морская трансгрессия распространилась с востока (см. рис. 1.6-м, 1.7).

В то время континентальные и прибрежно-морские отложения появились на территории Мезенской синеклизы, на протяжении раннегерцинского этапа являвшейся областью размываемой суши. Примерно на рубеже раннего и позднего визе возобновилась магматическая активность в пределах Контозерской структуры Кольской провинции [Решения Межведомственного..., 1990].

Львовско-Люблинский бассейн в визе стал удаленной частью прогиба перед растущими складчато-надвиговыми сооружениями судетид Западной Европы.

Начало интенсивного погружения и накопления угленосных толщ в Днепровско-Донецкой впадины также приходится на тульское время. Однако причины столь быстрого проседания Днепровско-Донецкой впадины остаются объектом дискуссий. На продольных и поперечных сейсмических профилях в ее пределах иногда различимы поздневизейско-серпуховские конседиментационные сбросы [Nikishin et al., 1996]. Тем не менее, ряд данных не подтверждает предположение о поздневизейском рифтогенезе: погружение, сопоставимое по масштабам с позднедевонским, амагматично; области девонских синрифтовых плечевых поднятий с начала карбона приобретают тенденцию к погружению, что характерно для пострифтового этапа; региональное напряжение всестороннего сжатия, подтверждаемое инверсионными структурами и литосферной складчатостью в пределах платформы. Объяснить противоречие между данными можно, предположив косую ориентировку коллизии между Скифским орогеном и платформой. В пользу этого свидетельствует то, что, начиная с тульского времени, обильный, пестрый по составу обломочный материал поступал в Донбасс с горного сооружения в районе современного Крыма [Шульга], тогда как в Преддобруджинском прогибе продолжалось накопление карбонатных отложений [Голубцов и др., 1981], а южнее, в остаточном глубоководном бассейне Северной Добруджи, в течение всего визе продолжалось формирование мощной морской терригенной карапелитовой формации. Ориентированное в С-СЗ направлении сжатие могло породить правосторонние сдвиговые смещения вдоль разломов Припятско-Донецкой девонской
рифтовой зоны и способствовать развитию диагональных и поперечных сбросов.

Сжатие в Уральской подвижной области вызвало образование зачаточного предгорного прогиба перед его южной частью [Пучков, 1996]; позднее прогиб развивался и проградировал в северном направлении.

Этапность раннегерцинской геологической истории и геодинамика ВЕП

На протяжении раннегерцинского этапа развития динамика ВЕП определялась главным образом напряжениями на ее границах, порожденными событиями в смежных подвижных областях. Наибольшее влияние на внутриплитные процессы имели активно развивавшиеся в девоне-карбоне Уральская и Палеотетическая палеоокеанические системы. Однако для Кольского и Припятско-Донецкого регионов важное значение играли и внутриплитные процессы, связанные с воздействием мантийных плюмов, активность которых обусловила большую длительность рифтогенеза и некоторую независимость их развития в сравнении с другими областями ВЕП (см. рис. 1.8).

В раннегерцинской истории развития ВЕП по доминирующим геодинамическим обстановкам выделяются два основных подэтапа: позднеэмсско-среднефранский и позднефранско-ранневизейский, каждый из которых подразделяется на циклы меньшего порядка, характеризующиеся собственными особенностями палеогеографии и палеотектоники (см. рис. 1.8).

На протяжении первого подэтапа прослеживается общая тенденция доминирования растяжения и нарастания его интенсивности. Изначально оно могло быть вызвано коллапсом каледонид Западной Европы и предположительно – перестройкой субдукционных систем и раскрытием задуговых бассейнов в Уральской и Палеотетической палеоокеанических системах. Кульминацией этого подэтапа в живете-раннем фране явились две основные фазы рифтогенеза, различающиеся направлениями основного растяжения. В результате возникли рифтовые системы Кольской, Тимано-Печорской и Волго-Уральской провинций и Прикаспия; сформировалась рифтовая впадина Донбасса. Основной механизм рифтообразования на восточной окраине ВЕП предположительно носил пассивный характер, и растяжение было связано с развитием островодужных систем Палео-Уральской и Палеотетической океанических систем; в Донбассе и Кольской провинции значительную роль играло влияние глубинных мантийных плюмов. Второй подэтап характеризуется преимущественным сжатием, импульсы которого чередовались с периодами относительного растяжения. Рифтогенные структуры предыдущего подэтапа на восточной окраине континента прекратили свое развитие, а некоторые были инвертированы в позднем фране и раннем визе.

История формирования и развития Припятско-Донецкой рифтовой системы была более сложная. После формирования или активизации в начале позднего франа мантийного плюма система развивалась более независимо от динамических обстановок на границах ВЕП. В речицкое время региональное сжатие в СЗ-ЮВ направлении и влияние мантийного плюма создали благоприятные условия для быстрой пропагации рифта до района Брагинского выступа. На протяжении второй половины раннегерцинского цикла можно выделить минимум 5 фаз рифтогенеза в Припятско-Донецкой системе (см. рис. 1.7). Рифтогенез на разных этапах сопровождался сводообразованием и проградацией его на северо-запад, синхронно с рифтогенезом. Многие авторы отмечают последовательность пропагации и уменьшение величины растяжения от Донецкого сегмента к Припятскому в течение позднего девона [Nikishin et al., 1996; Stovba et al., 1996 и др.]. Как продолжение разломообразования из Припятско-Донецкой системы в западном направлении можно рассматривать активизацию Владимир-Волынского сброса на северной окраине Львовского прогиба.

Компрессионные тектонические события на платформе на протяжении второго подэтапа в целом совпадают с проявлениями складчатых деформаций в смежных с платформой подвижных областях, как, например, в позднем фране, на рубеже девона и карбона, в раннем визе.

Для переломных моментов истории платформы характерно проявление общелитосферной складчатости, выражающейся в возникновении закономерно ориентированных пологих волнообразных изгибов литосферы. На рассматриваемом этапе подобные деформации на платформе устанавливаются для раннего эйфеля и раннего визе. Общелитосферная складчатость как реакция упругой деформации континентальной литосферы в условиях сжатия не может быть продолжительной; длительность существования этих структур в ранневизейское время может быть связана с неоднократным возникновением сравнительно кратковременных импульсов сжатия при единстве геодинамического плана. Необходимо дальнейшее разностороннее изучение общелитосферной складчатости, так как оно может являться одним из основных видов внутриплитных движений.

37

Времена сводообразного воздымания платформы в целом совпадают с максимумами сжатия планетарного масштаба и значительными регрессиями; например, в эмсе и раннем визе они связаны с фазами горообразования в прилегающих регионах (см. рис. 1.8). Два этих события фиксируют временные границы раннегерцинского этапа развития ВЕП. Менее значительные эпизоды воздымания платформы разделяют более мелкие тектоно-седиментационные этапы и отмечают моменты изменения региональных напряжений. При этом они тоже обычно совпадают с глобальными регрессиями меньшего ранга [Alekseev et al., 1996] (см. рис. 1.3). Тем не менее, наблюдаются и различия в кривых колебаний уровня моря регионального и глобального масштабов. Анализ этих отклонений совместно с изучением геологической истории других регионов в дальнейшем может помочь в выяснении взаимосвязи планетарных геотектонических явлений, контролируемых глобальными полями напряжений (например, [Милановский, 1995]), с тектоническими событиями регионального уровня.

Авторы работы признательны А.С. Алексееву за ценные рекомендации и помощь в стратиграфическом контроле в ходе работы. Мы благодарим Е.Е. Милановского, А.Б. Веймарна, В.Е. Хаина, П. Циглера, А.Ф. Морозова, М.В. Коротаева, А.В. Ершова, Р. Стефенсона, С. Клутинга, М. Вильсон, С.Н. Стовбу, Н. Кушнира, М.-Ф. Брюнэ, Д. Джи за помощь и полезные дискуссии.

Эта работа была выполнена при финансовой поддержке Геологической службы МПР РФ и грантов РФФИ, «Университеты России», НШ-326.2003.5.

Глава 2

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ, МЕЗОЗОЙСКАЯ И КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Введение

Соотношение эволюции пояса Тетис и его северной Перитетической окраины для Западной и Центральной Европы сравнительно хорошо задокументировано [Ziegler, 1990; Dercourt et al., 1986, 1993, 2000; Golonka, 2000; Stampfli et al., 2001]. Меньше данных было опубликовано для Восточно-Европейского региона. Но в последнее время российские геологи, частично в кооперации с геологами других циркумчерноморских стран и в рамках ряда международных проектов типа ЕВРОПРОБА, Тетис, ПериТетис, Литосфера, МГК, собрали большой объем информации по геологии всего региона, который позволяет делать многие новые заключения. Эти данные обобщены, например, в [Dercourt et al., 2000; Ziegler et al., 2001; Stampfli et al., 2001].

В этой работе мы суммируем результаты наших работ, выполненных в ходе нескольких международных проектов и, также, финансированных МПР России, и частично опубликованных ранее [Никишин и др., 1994, 1997; Nikishin et al., 1996, 1997, 1998a, b, 1999, 2001, 2002a, b]. B paботе приводятся новые палеогеографические и палеотектонические реконструкции для Восточной Европы, которые являются основой для ее создания. Эти карты базируются на всей имеющейся в нашем распоряжении информации, но, естественно, во многих случаях в связи с нехваткой информации на них показаны некие гипотетические варианты. Разумеется, в значительной мере мы использовали классические работы многих российских геологов (А.А. Богданова, В.Е. Хаина, Е.Е. Милановского, М.В. Муратова, А.И. Летавина, И.О. Брода, Н.Б. Вассоевича, А.Л. Книппера, Н.В. Короновского, Б.А. Соколова, А.А. Белова, А.А. Моссаковского, Л.П. Зоненшайна, В.Г. Казьмина, М.Г. Ломизе, Ю.Г. Леонова), со многими из которых мы имели длительные дискуссии. Многие разделы данной работы выполнялись совместно с нашими зарубежными друзьями и коллегами: S. Cloetingh, R. Stephenson, W. Spakman (Нидерланды), М.-F. Brunet (Франция), С.Н. Стовба и В.И. Старостенко (Украина), Р.Г. Гарецкий и А.А. Ковхута (Белоруссия), А. Seghedi (Румыния), Т. Ustaomer (Турция), G. Georgiev (Болгария), С.В. Гудушаури (Грузия).

В позднем палеозое Восточно-Европейский кратон (ВЕК) (в современных координатах) с юго-запада оконтуривался Варисцийским орогеном, с юга – Эвксинским (наше название), с востока – Уральским орогеном. Все эти орогены были тектонически активны. С запада и северо-запада ВЕК был сопряжен с Арктическо-Северо-Атлантическими каледонидами, а с северо-востока – байкалидами Тимано-Печорской провинции и восточного Баренцевоморья. В мезозое и кайнозое эволюция западных и северных окраин ВЕП в основном контролировалась раскрытием Арктического и Северо-Атлантического океанов, в то время как развитие южных окраин Восточно-Европейского палеоконтинента в основном определялось процессами в поясе Тетис.

Основные тектонические единицы региона

В работе рассматривается следующая область, развитие которой в первую очередь определяло историю формирования Скифско-Кавказско-Черноморского региона. На севере ее граница – это край Восточно-Европейской платформы с дорифейской корой (Украина и Россия), а на юге – офиолитовый пояс Измир–Анкара–Эрзинджан–Севан–Зангезур (Турция, Грузия, Армения, Азербайджан), который был реальной границей Восточно-Европейского палеоконтинента (континента Балтика), вероятно, с конца палеозоя и определенно до конца мела–начала палеогена. Западная и восточная границы имеют более условный характер. На западе – район Мезийской платформы в Болгарии и Румынии, а на востоке – до Южно-Каспийского бассейна (Азербайджан, Иран, Туркменистан). В современной структуре этой области можно выделить следующие тектонические единицы (рис. 2.1):

Восточно-Европейская платформа – область с дорифейской корой.

Донбасс – складчатая внутрикратонная зона, которая была средне-позднедевонским рифтом, трансформированным в карбоне в форландовый бассейн, и затем испытала несколько фаз деформаций.

Кряж Карпинского – погребенная складчатая зона, которая была рифтовой окраиной Восточно-Европейского палеоконтинента в позднем палеозое, трансформированной в карбоне–перми в форландовый бассейн (краевой прогиб); регион испытал триасовый рифтинг и орогению у триасово-юрской границы.



Рис. 2.1. Схема тектонического районирования Скифско-Черноморско-Кавказского региона. Составил А.М.Никишин Скифская платформа – область с позднепалеозойским фундаментом с фрагментами байкалид, испытавшая деформации в триасе; начиная с юры – область платформенного развития с формированием чехла.

Северная Добруджа-Южный Крым – триасово-юрская полифазная орогеническая область, с завершающей складчатостью в начале раннего мела.

Область Большого Кавказа – область с байкальской (?), позднепалеозойской (герцинской), раннемезозойской (поздний триас-геттанг) и позднекайнозойской (поздний эоцен-квартер) основными орогениями и с тремя основными современными (альпийскими) зонами:

1. Зона Северного склона (зона шельфа глубоководного трога Большого Кавказа, испытавшая альпийские деформации, начиная с конца эоцена);

2. Зона Глубоководного трога (или зона Южного склона, или просто трога Большого Кавказа) юрско-эоценовый глубоководный трог, типа современного Черного моря, испытавший альпийские деформации, начиная с конца эоцена;

3. Зона южного обрамления трога Большого Кавказа (зоны среднеюрского и позднемелового вулканического пояса и зона шельфовой и склоновой области трога Большого Кавказа в юре-эоцене; эти зоны испытали альпийские деформации, начиная с конца эоцена).

Апшеронская зона в Азербайджане является продолжением зоны Глубоководного трога Большого Кавказа, но в ней альпийское сжатие пока не привело к образованию гор, то есть это зона сильно деформированного остаточного глубоководного бассейна.

Керченско-Таманская зона в России и Крыму является примерным аналогом Апшеронской зоны.

Дзирульский массив в Грузии – фрагмент панафриканской (байкальской) коры Гондваны, причлененный к Европе в позднем (?) палеозое, террейн испытал герцинскую и раннемезозойскую орогении, начиная с байоса и до конца мела – вулканический пояс известково-щелочного типа и/или область шельфового моря. Этот террейн испытал альпийские деформации, начиная с конца эоцена, и является обнаженной частью более крупного по размерам массива.

Поднятие Шатского в Восточно-Черноморской области является вероятным продолжением Дзирульского массива и на нем должны быть примерно те же формации юры-кайнозоя, что и на Дзирульском массиве, но, вероятно, в несколько иных фациях и других мощностей.

Краевые прогибы Большого Кавказа, располагающиеся севернее и южнее данного орогена: Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский, Туапсинский, Рионский и Куринский. Прогибы стали обосабливаться с олигоцена. Начиная с середины миоцена, они приобрели черты флексурных прогибов (прогибов изгиба литосферы рядом с растущими горами). Рионский и Куринский бассейны можно рассматривать и как межгорные впадины.

Закавказский (Сомхето-Карабахский) вулканический пояс – область с байкальской и позднепалеозойской корой, бывшая в юре-мелу известково-щелочным вулканическим поясом; область является возможным продолжением зоны поднятия Шатского и Дзирульского массива.

Пояс эоценовых рифтов включает в себя Аджаро-Триалетскую зону, Севано-Ордубадскую зону и зону Талыш–Эльбурс. В этих зонах в среднем эоцене имел место континентальный рифтинг с мощным вулканизмом. Начиная с конца эоцена, эти зоны испытывали полифазную складчатость.

Западно-Черноморский и Восточно-Черноморский бассейны являются глубоководными бассейнами с корой, близкой к океанической, (Западный бассейн) или сильно утоненной до 10–12 км континентальной корой (Восточный бассейн). Вероятно средне-позднемеловое раскрытие этих бассейнов, восточный бассейн мог иметь и дополнительную фазу растяжения в эоцене. Начиная с олигоцена, бассейны являлись остаточными впадинами, заполняемые мощными сериями осадков.

Поднятие Андрусова разделяет Западный и Восточный бассейны. Это блок с континентальной корой, который до середины мела был частью блока поднятия Шатского.

Восточные Понтиды в Турции являются блоком с байкальской (?) и герцинской корой. В триасе блок испытывал сложные деформации. Начиная с байоса и до конца мела, – это полифазный вулканический известково-щелочной пояс (продолжение Закавказского вулканического пояса).

Центральные Понтиды в Турции в целом подобны Восточным, но содержат мощный триасово-предкелловейский складчатый комплекс с офиолитами.

Западные Понтиды в Турции имеют позднедокембрийский фундамент с палеозойским, мезозойским и кайнозойским чехлом и меловым вулканическим поясом.

Радопско-Фракийский террейн и зона Странджа в пограничной зоне Турции, Болгарии и Греции имеют докембрийскую и палеозойскую метаморфическую кору с полифазными мезозойскими и кайнозойскими деформациями.

Мезийская платформа в Болгарии и Румынии имеет позднедокембрийскую кору и осадочный чехол. Чехол был складчато деформирован в позднем палеозое и примерно в конце триаса-начале юры. Более молодой чехол залегает субгоризонтально. Балканиды в Болгарии являются полифазным орогеном. В настоящее время – это альпийская складчатая зона. Между ними и Мезийской платформой находится краевой прогиб Камчия.

Зона Сакарья (Каракая) в Турции располагается южнее Западных Понтид. Интерпретация зоны неоднозначная; она, возможно, является частью палеозойского и мезозойского аккреционного комплекса на границе палеоконтинента и океана Тетис или триасовым микроокеаническим бассейном, деформированным в конце триаса.

Офиолитовый пояс Измир-Анкара-Эрзинджан-Севан-Зангезур является основной сутурой, отделявшей Восточно-Европейский палеоконтинент от океана Тетис. К югу от сутуры уже расположены континентальные террейны, ранее бывшие частями Гондваны (или террейнами южного обрамления океана Тетис).

Гондванские террейны расположены южнее сутуры Анкара–Севан. К ним относятся террейн Киршехир, пояс террейнов Тавриды–Анатолиды, Южно-Армянский террейн.

Иранские блоки исследованы сравнительно плохо. Выделяется блок Эльбурса и Центрально-Иранский блок. Блоки причленились к Восточно-Европейской платформе, вероятно, в конце триаса. Сама сутура, по-видимому, проходит в районе Эльбурса. В пределах Иранских блоков выделяется два известково-щелочных вулканических пояса. Пояс Sanandaj-Sirjan располагается в зоне Высокого Загроса вдоль южного края Центрально-Иранского блока. Пояс сложен в основном позднемеловыми гранитоидами, но имеются и позднеюрские и палеоценовые массивы гранитоидов. Пояс маркирует юрско-палеоценовый край континента андийского типа. Центрально-Иранский эоценовый вулканический пояс располагается севернее орогена Загрос–Макран; он, вероятно, был связан с эоценовой зоной субдукции океана Тетис.

Позднепалеозойский Эвксинский ороген

На рисунке 2.2 приведена палеотектоническая карты Восточной Европы для ранней перми. На ней видно, что с юга от Восточно-Европейского палеоконтинента (ВЕП) существовал орогенический пояс, прослеживающийся от Родоп-Мезии и до Кавказа-Турана. Мы назвали этот ороген Эвксинским в честь древнего названия Черного моря, на современных берегах которого сохранились его фрагменты.

Эвксинский ороген, подобно Варисцийскому, который является его западным продолжением, в своей структуре содержит ряд «гондванских» террейнов (то есть террейнов, которые раньше входили в состав



Рис. 2.2. Схема раннепермской (сакмарско-артинской) палеотектоники южной части Восточной Европы

Составили А.М.Никишин и П.А.Фокин

палеоконтинента Гондвана) [Белов, 1981; Зоненшайн и др., 1990; Ziegler, 1990; Dercourt et al., 1993, 2000; Yanev, 2000; Golonka, 2000; Nikishin et al., 2001; Stampfli et al., 2001]. Однако, если Варисцийский ороген в позднем палеозое образовался в ходе коллизии типа континент-континент (гималайский тип коллизии), то Эвксинский ороген имел окраинноконтинентальный андский тип и формировался в ходе коллизии типа континент-океан [Белов, 1981; Nikishin et al., 2001]. Эволюция Эвксинского орогена в позднем палеозое контролировалась падающей на север зоной субдукции океана Палеотетис и аккрецией континентальных террейнов гондванского происхождения к краю Восточно-Европейского палеоконтинента. Эта же субдукционная система и ее продолжение на запад была активна и в ордовике, контролируя аккрецию террейнов Восточная Авалония, Арморика и Мораво-Силезия к Восточно-Европейскому палеоконтиненту в ходе каледонской орогении [Ziegler, 1989; Pharaoh, 1999]. В девоне эта субдукционная система контролировала раскрытие Реногерцинского бассейна в Варисцийской области и эволюцию рифтовой системы Днепр–Донбасс–Северный Прикаспий на юге ВЕП. И в Варисцийской, и в Эвксинской системах орогеническая активность значительно возросла в поздневизейское время. Кульминация сжатия в Варисцийской системе была в вестфальское (примерно – позднебашкирскомосковское) время, а в Эвксинской системе оно длилось до конца ранней перми [Ziegler, 1989, 1990; Nikishin et al., 2001].

Эвксинский ороген был многократно модифицирован многочисленными тектоническими процессами в мезозое и кайнозое. Из-за этого достаточно сложно восстановить его позднепалеозойскую структуру.

Домезозойская история области Эвксинского орогена

Данные бурения, геофизические исследования и изучение небольших обнажений показывают, что Восточно-Европейская платформа с юга ограничена сложно устроенным палезойским орогеническим поясом, который можно назвать Эвксинским орогеном. Этот ороген по сути является восточным продолжением Варисцийского (Герцинского) позднепалеозойского пояса Западной Европы. Он прослеживается от Добруджи на западе через Крым в область Предкавказья и Кавказа [Муратов, 1969; Nikishin et al., 2001]. Рассмотрим строение его отдельных частей.

Большой Кавказ

В центральной части Большого Кавказа обнаженный палеозойский фундамент изучался многими исследователями (например, [Летавин, 1980; Белов, 1981; Хаин, Сеславинский, 1991; Чегодаев, 1995; Сомин, 1998, и др.]). Были выделены следующие единицы: (1) позднедокембрийский метаморфический комплекс, интрудированный палеозойскими гранитоидами; (2) раннепалеозойские глубоководные осадки с офиолитами и островодужными вулканитами; (3) средне-позднепалеозойский комплекс вулканического пояса с неясной позицией зоны субдукции; (4) высокометаморфические палеозойские комплексы. Изотопные данные указывают на следующие события [Сомин, 1998]: метаморфизм до 400 млн лет назад; синкинематические интрузии гранитогнейсов около 400 млн лет назад (U/Pb данные); метаморфизм офиолитов между 460 и 370 млн лет назад; (Sm/Nd и K/Ar данные); интрузии кварцевых диоритов ±320 млн лет назад; интрузии позднеорогенных гранитоидов 300–280 млн лет назад (Rb/Sr и K/Ar данные). По стратиграфическим и структурным данным, главная фаза складчатости и надвигания имела место в раннем (?) визе [Белов, 1981]. Для позднего визе-перми характерно развитие континентальных моласс. Среднепозднекарбоновые сероцветные угленосные осадки содержат андезиты, риолиты и базальты. Раннепермские красноцветные осадки сочетаются с андезитами, дацитами и трахитами. Поздняя пермь частично представлена мелководно-морскими осадками. В среднем карбоне-ранней перми полоса Большого Кавказа была, вероятно, континентальной окраиной андийского типа [Моссаковский, 1975].

Предкавказье

В Предкавказской части Скифской платформы палеозойский фундамент перекрыт мезозойскими и кайнозойскими осадками. Многочисленные скважины вошли в фундамент. Фундамент сложен сложно деформированными в складки и покровы темными сланцами, кремнистыми сланцами, хлоритовыми сланцами, филлитовыми и алевритистыми сланцами с редкими горизонтами карбонатов [Летавин, 1980, 1987; Белов, 1981; наши данные]. Ограниченное число палеонтологических данных показывают позднедевонские и раннекарбоновые возраста; в ряде случаев допускаются раннепалеозойские до среднедевонских возраста. Палеозойские комплексы регионально метаморфизованы до зеленосланцевой фации [Летавин, 1987]. В некоторых зонах, возможно, отвечающих островодужным или рифтовым комплексам, обнаружены андезитовые и базальтовые вулканиты [Белов, 1981]. Главная фаза складчатости, надвигания и воздымания имела место в поздневизейскосерпуховские времена [Летавин, 1987]. Данная область была интрудирована карбоновыми и раннепермскими гранитоидами, как это следует из данных бурения [Летавин, 1980, 1987; Белов, 1981]. В среднемпозднем карбоне и в перми в области Предкавказья формировались небольшие молассовые бассейны [Белов, 1981]. В предмезозойское время область Предкавказья испытала воздымание на несколько километров, как это следует из анализа различий уровня метаморфизма в палеозойских и мезозойских комплексах. Однако новые данные показывают, что некоторые, вероятно, триасовые, комплексы имеют уровень метаморфизма, сопоставимый с палеозоидами. Поэтому стало ясно, что мы не всегда отделяли правильно палеозойские и мезозойские породы только по уровню метаморфизма.

Дзирульский массив и его возможное продолжение

Дзирульский террейн располагается в Грузии южнее Большого Кавказа. Он имеет позднедокембрийский фундамент с изотопными возрастами в пределах 600–900 млн лет, содержит вендские офиолиты и деформированные раннепалеозойские осадки [Zakariadze et al., 2000]. Выше залегает 1300-метровая толща визейско-башкирских вулканогенно-осадочных пород с горизонтами риолитов и пирокластики. Дзирульский массив, подобно Большому Кавказу, интрудирован карбоново-пермскими гранитоидами с возрастами 330–280 млн лет. Геохимические данные показывают, что гранитоиды формировались над зоной субдукции [Zakariadze et al., 2000]. Так как Дзирула имеет позднедокембрийский (панафриканский) фундамент, то считается, что в позднем докембрии массив был частью Гондваны [Zakariadze et al., 2000]. В позднем палеозое он аккретировал к кавказскому краю Палеоевропейского континента, войдя в состав Эвксинского орогена. Это соответствует наличию связанных с субдукцией калиевых гранитоидов в Закавказье с возрастами 330–280 млн лет [Zakariadze et al., 2000; Nikishin et al., 2001].

В пределах террейна Карабах, располагающегося юго-восточнее Дзирулы, имеются небольшие выходы докембрия (массив Храми), но они, в целом, подобны Дзирульскому массиву [Zakariadze et al., 2000].

Более гипотетичной является природа террейнов Шатский, Андрусов и Кура, которые перекрыты мощными чехлами мезозоя и кайнозоя. Геофизические данные показывают, что поднятие Шатского является вероятным продолжением массива Дзирула. Нет данных о природе фундамента массивов Кура и Андрусов. Вероятно, массив Андрусов до раскрытия Восточно-Черноморского бассейна был продолжением массива Шатский. На горе Демерджи в южном Крыму имеются конгломераты, содержащие крупные глыбы палеозойских и докембрийских гранитоидов, триасовых известняков и среднеюрских вулканитов [Чернов, 1971]. Наши реконструкции показывают, что, возможно, поднятия Андрусова и Шатского были источниками сноса для этих конгломератов. Это указывает на их сходство с террейном Дзирула.

Крым

В Крыму также палеозойский фундамент перекрыт мезозойскокайнозойским чехлом осадков [Муратов, 1969; Летавин, 1980; Герасимов, 1994]. Данные бурения позволяют схематично наметить четыре региональных палеозойских единицы. Южно-Крымская единица перекрыта комплексом мезозойского орогена, но по ее северному краю обнаружены фрагменты палеозойских или позднедокембрийских офиолитов (в основном тальк содержащие сланцы и серпентиниты [Муратов, 1969; Герасимов, 1994]). Севернее выделяется Симферопольская единица, сложенная метаморфическим комплексом, вероятного позднедокембрийского возраста [Муратов, 1969; Круглов, Цыпко, 1988], хотя и их палеозойский возраст не исключен. Севернее следует Новоселовская единица, представленная позднепалеозойским складчатым поясом, содержащим метаморфизованные девонско-раннекарбоновые глубоководные сланцы и вулканиты, включая фрагменты островодужного комплекса [Муратов, 1969; Герасимов, 1994]; при этом не исключается присутствие раннепалеозойских осадков [Круглов, Цыпко, 1988]. Хотя и нет надежных данных о времени складчатости в Крыму, можно предположить, что главная орогения имела место в визе (в досерпуховское время). Это следует из того, что в юрских турбидитах в районе Симферополя имеются крупные олистолиты, древнейшие из которых представлены серпуховскораннебашкирскими мелководными известняками и позднепермскими биогермовыми известняками [Муратов, 1969 и наши данные]. То есть вероятно предполагать, что к серпуховскому веку в районе Крыма глубоководный бассейн уже был закрыт, и на его месте существовала область с завершенной складчатостью, перекрытая шельфовым морем. Наша гипотеза о визейском времени главной складчатости в Крыму в целом согласуется с тем, что аналогичные процессы имели место во многих областях современной Скифской платформы. Самая северная тектоническая единица располагается в районе Сиваша. Предполагается, что это позднепалеозойский молассовый бассейн [Летавин, 1980], хотя корректных данных об этом не имеется, так как район глубоко погружен под мезозойским грабеном.

Добруджа

Добруджинский сегмент Эвксинского палеозойского орогена был значительно преобразован во время мезозойских фаз рифтинга и орогенеза [Муратов, 1969; Sandulesku et al., 1995; Nikishin, Seghedi et al., 2000; Seghedi, 2001]. Добруджа может быть разделена на южную и северную единицы и Преддобруджинскую депрессию к северу от нее, наложенную на палеозойскую деформированную пассивную окраину Восточно-Европейской платформы. Южнодобруджинская единица соответствует приподнятому северному краю позднедокембрийского Мезийского террейна (блока). Считается, что Мезийский террейн в конце докембрия был фрагментом Гондваны [Yanev, 2000], который в позднем палеозое испытал герцинскую орогению в ходе коллизии с Европейским палеоконтинентом [Sandulesku et al., 1995; Yanev, 2000]. Северодобруджинский герцинский ороген включает в себя глубоководную ордовикскодевонскую деформированную серию, интерпретируемую как аккреционная призма, докембрийско-палеозойские метаморфические толщи и карбоново-раннепермскую континентальную молассовую серию (формация карапелит). Последняя содержит перемытые вулканические породы и пронизана позднепалеозойскими гранитоидами. Главная фаза деформаций имела место до начала накопления формации карапелит, вероятно в визе [Belov et al., 1987; Sandulesku et al., 1995]. В Преддобруджинской депрессии, которую можно рассматривать как позднепалеозойский краевой форландовый бассейн, отложения пассивной окраины раннекарбонового и более древнего возраста перекрываются синорогенными поздневизейско-серпуховскими сероцветными угленосными молассами, транспорт осадков которых был в основном с юга. Выше эта серия моласс переходит в позднекарбоново (стефанско)-пермские красноцветные континентальные обломочные отложения, содержащие раннепермские вулканиты, варьирующие от базальтов до андезитов, риолитов и игнимбритов [Belov et al., 1987; Круглов, Цыпко, 1988]. Предположительно карбоново-пермский вулканизм Северной Добруджи и Преддобруджинской депрессии был связан с субдукцией [Круглов, Цыпко, 1988], хотя не исключены и иные интерпретации, типа связи вулканизма с коллапсом орогена и отрыва литосферных корней. Мезийский террейн начал сильное столкновение с Восточно-Европейской платформой во время визейской фазы орогении в Скифском регионе (хотя начало коллизии могло быть в девоне [Yanev, 2000]). Кульминаций сжатия Добруджинского региона приходится на раннюю пермь.

Мезийская платформа, Балканиды и Родопы

Данные блоки располагаются в основном в Болгарии и Румынии и их домезозойская история пока недостаточно изучена. Мы будем использовать современную сводку С.Янева [Yanev, 2000]. Мезийский блок имеет метаморфический докембрийский фундамент. На нем лежит кембрийский деформированный чехол (вулканиты, пелиты, карбонаты). Складчатость, интрузивный магматизм, кливаж и зеленосланцевый метаморфизм имели место в кембрии (и, вероятно, венде). Заключительная фаза складчатых деформаций была на границе кембрия и ордовика. Ордовик образует полого деформированный чехол, и он сложен в основном песчаниками и пелитами. В верхах ордовика в ашгиле найдены морены (сходные с позднеордовикскими моренами Сахары). У границы ордовика и силура были пологие складчатые деформации. Силур и девон образуют полого деформированный чехол. В силуре преобладают песчано-пелитовые осадки, а в девоне – карбонатные и терригенные отложения. У границы девона и карбона имели место пологие складчатые деформации. Нижний карбон локально представлен верхнетурнейскими сланцами, песчаниками, известняками и кремнями. Отложения визе в основном отсутствуют. Намюр и вестфал (серпуховско-московские отложения) представлены молассовым чехлом с преобладанием песчаников, алевролитов и глин с редкими горизонтами лав. Молассовый чехол ложится с несогласием на подстилающие комплексы. Мощность моласс достигает 1700 метров. Отложения перми с перерывом ложатся на карбон (верхи карбона и низы перми обычно отсутствуют) и они представлены пестрофациальными обломочными молассовыми сериями.

Блок Балканид, располагающийся южнее Мезийской платформы в Болгарии [Yanev, 2000], имеет, предположительно, докембрийский фундамент. На нем лежит мощный чехол силура-девона, представленный терригенными и карбонатными породами. Верхний турне ложится с размывом на подстилающие породы. Верхнее турне, нижнее и среднее визе и низы верхнего визе представлены мелководными карбонатами. С середины верхнего визе начинается мощный молассовый обломочный аргиллит-алевролит-песчаниковый комплекс с отдельными горизонтами углей. Мощность моласс только позднего визе около 2000 метров. Выше залегает молассовая обломочная толща намюра-вестфала мощностью около 1300 метров. Отложения перми также представлены разнофациальными обломочными сериями с редкими горизонтами карбонатов. В ряде зон в пермских осадках выделяются большие перерывы.

Родопский блок имеет докембрийский метаморфический фундамент, в котором условно различаются архейские, раннепротерозойские и рифейские комплексы. Заключительная складчатость и метаморфизм имели место, вероятно, в конце докембрия. В палеозое около 340–240 млн лет назад были гранитоидный магматизм и деформации.

С. Янев [Yanev, 2000] считает, что все три выше охарактеризованных блока в конце докембрия и в начале палеозоя были частью Гондваны, а затем каким-то образом были от нее отделены в процессах раскрытия новых океанических бассейнов. К середине девона они уже были приближены к Восточной Европе и начали процессы столкновения. Жесткое столкновение Мезийского блока и блока Балканид имело место в середине позднего визе. С этого времени и до конца палеозоя Мезийско-Балканидская–Добруджинская область (вероятно, вместе с Родопами) стала частью обширного позднепалеозойского орогена.

Понтиды

Западные Понтиды или зона Стамбул расположены в северозападной Турции. Считается, что они являются домеловым продолжением Мезийского террейна [Okay et al., 1994]. Фундамент Западных Понтид имеет также позднедокембрийский (панафриканский) возраст. Оба террейна имеют сходный палеозойский чехол [Okay et al., 1994; Yilmaz et al., 1997; Kozur and Stampfli, 2000]. В блоке Зонгулдак имеется достаточно полный разрез от девона до позднего карбона. Здесь выявлены девонско-турнейские пелагические осадки, которые перекрываются визейско-башкирским флишем, выше которого следуют позднекарбоновые угленосные серии [Kozur and Stampfli, 2000]. Из этого следует вероятность того, что зона Зонгулдак была частью карбонового форландового (краевого) бассейна, связанного с Эвксинским орогеном.

Фундамент Восточных Понтид образован докембрийскими (?) и палеозойскими метаморфическими толщами. Он пронизан раннекарбоновыми гранитоидами (±360 млн лет) и перекрыт позднекарбоновораннепермскими (?) осадками молассового типа [Okay and Sahinturk, 1997].

Донбасс

Донбасс является внутрикратонной складчатой системой с длительной и многофазной историей. В позднем девоне он был частью протяженной Припятско-Днепрово-Донецкой рифтовой системы. Донбасс охарактеризован многими исследователями, в том числе, и классиками отечественной геологии. Отметим сводку, написанную под руководством П.И. Степанова [1944]. Здесь мы будем основываться, главным образом, на наших работах [Nikishin et al., 1996; Alekseev et al., 1996; Фокин, 1998; Фокин, Никишин, 1999] с учетом новых данных [Стовба, Стифенсон, 2000; и др.]. В пределах Донбасса в среднем девоне в эйфеле накапливались обломочные отложения, а в живете – карбонаты. Но это были еще дорифтовые образования широкого осадочного бассейна. Рифтинг начался с границы живета и франа и длился до конца фамена. Общая мощность девонских синрифтовых отложений достигает 4-5 км. Рифтинг начался с масштабного вулканизма в раннефранское пашийское время (трахириолиты, трахиандезиты, трахибазальты, щелочно-ультраосновной магматизм). В позднем девоне выделяется не менее 3 отдельных фаз растяжения и не менее 7 фаз вулканизма. Из осадков преобладают обломочные породы и, в верхах франа, - карбонаты (но эти породы скважинами не вскрыты и литология дается предположительно). На границу фамена и турне приходится фаза некоторого подъема и эрозии.

При рифтинге было значительное растяжение континентальной коры Донбасса с ее утонением, вероятно, до 10–20 км. Рифтинг сопровождался подъемом плечевых поднятий формировавшегося рифта (Воронежского и Приазовского массивов). Магматизм имел место и на этих плечевых поднятиях. Геохимические данные по вулканитам указывают на высокую степень плавления верхней мантии при вулканизме, из этого вытекает вероятная связь рифтинга с горячим мантийным плюмом [Wilson, Lyaschkevich, 1996; Фокин, Никишин, 1999].

На турне и ранний визе приходится время плавного пострифтового термального погружения Донбасса с преобладанием шельфовой карбонатной и кремнистой седиментацией. Значительные изменения произошли, начиная с начала позднего визе (с тульского времени). Донбасс стал быстро погружаться и заполняться в основном обломочными отложениями. С позднего визе и до конца карбона накопилась огромная толща мощностью до 15 или более километров с угленосной дельтовой поздневизейско-касимовской толщей. Толща сложена ритмичными обломочными породами с горизонтами углей и карбонатов. Природа быстрого поздневизейско-позднекарбонового погружения Донбасса является предметом дискуссии. Имеется три возможных объяснения. Первое - никаких особых тектонических событий не было, просто из-за поступления огромного количества обломочного материала сформировалась очень мощная дельтовая призма осадков (это традиционная точка зрения, но численное моделирование показывает, что этого, вероятно, недостаточно). Второе – в позднем визе и в серпухове были новые фазы растяжения и рифтинга [Stovba et al., 1996; Стовба, Стифенсон, 2000]. Третье – с позднего визе Донбасс стал частью обширного форландового краевого прогиба для Скифского орогена, и его кора при сжатии вдавливалась вниз [Nikishin et al., 1996; Ершов, 1997].

С.Н. Стовба и Р. Стифенсон на сейсмических профилях различают серии сбросов поздневизейского и серпуховского возрастов (в целом, карбоновых возрастов). Их заметно меньше по количеству, чем девонских. Исходя из этого факта, ими делается вывод о карбоновых фазах рифтинга, которые ускорили погружение Донбасса.

Мы не отрицаем наличие карбоновых сбросов, но даем им другую интерпретацию, основанную больше на данных региональной геологии. На геологических картах района Донбасса отчетливо видно (рис. 2.3), что граница Донбасса и Украинского щита пересечена большим количеством разломов северо-западного и субмеридионального простираний, которые смещают эту границу во многих местах, при этом разломы часто пересекают визе и серпухов и не пересекают более молодые отложения (хотя имеются разные варианты и разломы могли быть многофазными). Значит, можно предположить, что в раннем карбоне в районе Донбасса шло разломообразование, но эти разломы ориентированы были уже диагонально относительно генерального простирания Донбасса и они не являются следствием продолжения фаз девонского рифтинга, а отражают иной, новый режим развития. Разломы ориентированы в целом диагонально и ортогонально относительно простирания Скифско-Кавказского карбонового орогена. Вероятная синхронность развития орогена и разломов указывает на их генетическую связь. Сжатие, ориентированное с



Рис. 2.3. Схема районирования домезозойских структур Скифско-Кавказского региона

Составлена по данным Геологической службы МПР России.

1 - архейско-раннепротерозойский фундамент; 2 - метаморфические комплексы позднего докембрия и палеозоя(?); 3 - позднепалеозойский палеоген; 4 - позднепалеозойские гранитоиды; 5 - раннепалеозойские офиолиты; 6 - сдвиги.

юга на север могло привести к образованию сдвигов диагональных простираний и сбросов субмеридионального простирания. Движения по сдвигам и сбросам этого происхождения, вероятно, и отмечаются на сейсмических профилях в Днепровском бассейне и в Донбассе. Региональное сжатие Донбасса с элементами сдвиговой тектоники могли приводить к разным вариантам присдвиговой тектоники могли приводить к разным вариантам присдвиговой тектоники (транспрессии (сдвиго-сжатие), транстенсии (сдвиго-растяжение) и даже формированию локальных структур растяжения типа «pull-apart»). Быстрое карбоновое погружение Донбасса мы объясняем синкомпрессионным вдавливанием вниз его литосферы. Возможность такого процесса численно была показана А.В. Ершовым [1997].

Отложения ассельского яруса нижней перми в Днепровском бассейне почти точно повторяют контуры девонского рифта. Вполне возможно, что у границы карбона и перми в полосе Прирятско-Днепрово-Донецкого рифта имела место слабая фаза рифтинга [Stovba et al., 1996; Стовба, Стифенсон, 2000].

Особо важные события в районе Донбасса происходили в ранней перми. Нижняя пермь в Днепровском бассейне представлена отложениями ассельского и сакмарского ярусов. Ассельские обломочные отложения формировались во время вероятной фазы рифтинга и выполняли рифтовую долину. Сакмарские отложения в Днепровской впадине имеют особые характеристики, выявленные на сейсмических профилях [Stovba et al., 1996]. Они утыкаются в краевых частях в более древние ассельские отложения и явно формировались на фоне подъема плечей бассейна. Собственно в Донбассе, на его западе, нижняя пермь представлена терригенной и соленосной толщами. Ассельские отложения представлены пестрофациальной толщей медистых песчаников, глин, алевролитов, известняков, доломитов, ангидритов мощностью до 1-2 км. Сакмарские образования представлены соленосной эвапоритовой толщей краматорской свиты мощностью до 650 метров. На деформированных отложениях нижней перми на западе Донбасса с разной величиной угла несогласия (вплоть до параллельного залегания) залегают триасовые отложения (или отложения конца перми-триаса).

Севернее восточной части Донбасса, по данным бурения, выявлен Преддонецкий прогиб. В нем на верхнем карбоне залегают известняки асселя, на которых с размывом залегают аргиллиты и карбонаты артинского яруса. Преддонецкий прогиб является прямым продолжением Каракуль-Смушковского раннепермского краевого прогиба, расположенного севернее Кряжа Карпинского. Вероятно, оба прогиба имели сходное происхождение (см. ниже). В течение сакмарского-казанского веков перми область Донбасса и его южного обрамления в районе Приазовского массива Украинского щита испытала подъем и значительную эрозию. Величина эрозии в Донбассе оценена в 2 км, а в районе Приазовского массива – до 5–10 км [Стовба, Стифенсон, 2000]. Этот вывод на качественном уровне очевиден из того факта, что в Днепровской впадине и в Донбассе в сторону южного борта отложения триаса срезают километры осадков все более древних отложений. Известно два объяснения этому явлению. Развивая традиционные взгляды, нами предположено [Nikishin et al., 1996], что в ранней перми, начиная с сакмарского времени, в Донбассе был подъем, в связи со сжатием и складчатостью. На этом фоне компрессионное горообразование шло в полосе Скифско-Кавказского орогена вместе с Кряжем Карпинского, Приазовским массивом и всей восточной частью Украинского щита. Каракуль-Смушковский бассейн был как бы краевым прогибом для этого горного сооружения.

С.Н. Стовба и Р. Стифенсон [2000] отрицают возможность раннепермского сжатия Донбасса и отстаивают точку зрения, что раннепермский подъем Донбасса и Приазовского массива был обусловлен просто термальной аномалией в верхней мантии (например, подъемом мантийного плюма). Вопрос о времени главной складчатости в Донбассе, вероятно, дискуссионен, хотя мы считаем традиционную точку зрения о раннепермском сжатии вполне аргументированной. Мы отметим также, что пока не известны были случаи, когда над мантийным плюмом без вулканизма на поверхности Земли формировались горные поднятия с последующей величиной эрозии более 5–10 км.

К концу перми рельеф в районе Донбасса был выровнен.

Кряж Карпинского

Кряж Карпинского располагается непосредственно севернее Предкавказского сегмента Скифского орогена. Данная зона была продолжением средне-позднедевонского Днепрово-Донецкого континентального рифта [Nikishin et al., 1996]; но был ли это внутриконтинентальный рифт Карпинского типа Донбасса или в этой зоне рифт был трансформирован в континентальную девонскую пассивную окраину – пока не ясно. По сейсмическим данным, в зоне Карпинского мощность деформированных осадков достигает 20 км [Бродский и др., 1994]. Карбоново-пермская история Кряжа Карпинского известна слабо [Летавин, 1980]. Отложения не древнее башкирского яруса были пробурены скважинами. Башкирско-ассельская серия представлена в основном аргилитами и алевролитами (сланцами). В нижнем башкире имеются горизонты карбонатов, а в гжеле-асселе – песчаников. По данным бурения выделяется угловое несогласие в основании артинских моласс (наши данные). Из этого вытекает, что главные деформации в пределах Кряжа Карпинского были в предартинское, вероятно, сакмарское время.

Между Кряжем Карпинского и Прикаспийской впадиной выделяется Каракуль-Смушковская зона, которая является надвиговым поясом в сторону Прикаспийской впадины, сопряженным с бассейном типа, вероятно, краевого прогиба. Данные скважин и сейсмических профилей для района Каракуль-Смушковской зоны показывают, что Кряж Карпинского надвинут на десятки километров на север на сопряженную Прикаспийскую впадину [Капустин, 1982; Бродский и др., 1994; Nazarevich, 2000]. Данные скважин по этому Каракуль-Смушковскому надвиговому поясу и сопряженному с ним краевому прогибу показывают, что турне(?)-визе-серпухов представлены относительно мелководными морскими карбонатами с биогермами. Напротив, позднесерпуховскиебашкирские осадки содержат более глубоководные кремнистые карбонаты и радиоляриты с горизонтами туфов. Московские и гжельские осадки в основном представлены аргиллитами, а ассельские - флишеподобными фациями. Из этого вытекает, что данный бассейн испытал быстрое погружение в башкире до начала накопления московского флиша. Вероятное объяснение этому – быстрое флексурное погружения под тяжестью надвигового фронта от Кряжа Карпинского в сторону Прикаспийской впадины в связи с началом орогении в зоне Кряжа Карпинского. Данные бурения и сейсмических профилей [Капустин, 1982; Бродский и др., 1994; Nikishin et al., 1996, 2001; Волож и др., 1999] указывают на то, что главная фаза деформаций в Каракуль-Смушковской зоне имела место в ранней перми, вероятно, в сакмаре.

Быстрое погружение в карбоне бассейна Карпинского было одновременным с орогенической активностью в зоне Кавказа и Предкавказского сегмента Скифского орогена. Данная воздымающаяся орогеническая область поставляла обломочный материал в бассейн Карпинского [Летавин, 1987], который в визейско(?)-ассельские времена был трансформирован в форландовый (краевой) флексурный бассейн Скифского орогена [Nikishin et al., 1996]. Одновременно Днепровский и Донбасский сегменты девонского рифта в карбоне испытали несколько фаз пострифтового быстрого погружения [Van Wees et al., 1996; Ершов, 1997], которые, вероятно, были связаны с развитием Скифского орогена (например, как фазы погружения форландового бассейна с возможными транспрессионными и транстенсионными деформациями). Таким образом, мы предполагаем, что широкий форландовый бассейн образовался вдоль южного края Восточно-Европейской платформы в карбоне параллельно Скифскому орогену. Оставшиеся от последующей эрозии фрагменты этого широкого бассейна – комплексы карбона и ранней перми Кряжа Карпинского и Донбасса [Nikishin et al., 1996, 2001].

Прикаспийский бассейн

Прикаспийский бассейн расположен севернее кряжа Карпинского, на востоке он ограничен Уральским орогеном. Толщина его осадочного чехла превышает 20 км, и чехол лежит на высокоскоростной девонской или раннепалеозойской океанической или сильно растянутой континентальной коре толщиной около 10 км [Зоненшайн и др., 1990; Костюченко, 1997; Nikishin et al., 1996; Brunet et al., 1999]. Данные о природе и времени формирования бассейна дискуссионны. Согласно работам [Зоненшайн и др., 1990; Nikishin et al., 1996; Fokin et al., 2001], бассейн образован в ходе средне-позднедевонского рифтинга, вероятно, дошедшего локально до разрыва континентальной коры. Пострифтовое термальное погружение вероятно началось с раннего карбона. В позднем карбоне-перми Прикаспийский бассейн был вовлечен в формирование флексурных форландовых бассейнов для Скифского и Уральского орогенов. Формирование краевого прогиба со стороны Урала, связанное с формированием системы надвигов/поддвигов, началось в позднем визе-серпухове и длилось до конца ранней перми. Аккумуляция осадков флишевого типа достигла максимума в сакмарско-артинское время, за этим последовало крупномасштабное формирование эвапоритов в кунгуре [Волож, дисс.; Brunet et al., 1999]. Некоторое несогласие отмечается на границе перми и триаса [Лозовский, 1992]. Связанное с надвиганием на север зоны Кряжа Карпинского погружение южного фланга Прикаспийской впадины началось в позднем серпухове-башкире и длилось до сакмарского времени (см. ниже). В целом, позднепалеозойская эволюция Прикаспийского бассейна была связана с коллизионными взаимодействиями Уральского и Эвксинского орогенов с зоной их общего краевого прогиба.

Эвксинский ороген как ороген кордильерского типа

Выше было показано, что Эвксинский ороген характеризуется сложной структурой и включает в себя аллохтонные террейны гондванского происхождения. Считается, что эти террейны в составе композитного супертеррейна Хан были отчленены в ходе рифтинга от Гондваны в позднем ордовике-раннем силуре. Отдельные террейны этого супертеррейна были включены в состав Эвксинского орогена в девоне-карбоне в связи с субдукцией литосферы океана Палео-Тетис на север [Stampfli et al., 2001]. Отдельно различимыми аллохтонными террейнами в составе Эвксинского орогена являются блоки Мезия, Балканиды, Родопы, Западные и Восточные(?) Понтиды, Дзирула (Шатский, Карабах, Кура – ?). В Туранском регионе возможными аллохтонными террейнами являются блоки Кара-Богаз и Устюрт [Golonka, 2000]. Эвксинский ороген включает в себя раннепалеозойские офиолиты (Большой Кавказ), ордовикско(?)-девонские аккреционные комплексы, связанные с субдукцией (Добруджа), девонские вулканические дуги (Большой Кавказ), карбоновые и раннепермские молассовые бассейны и гранитоиды.

Вопрос о южной границе Эвксинского орогена имеет дискуссионный характер. В современной структуре его южная граница прослеживается вдоль сутурного пояса от Вардарской зоны на Балканах, через сутуру Измир–Анкара в Турции к Севанской сутуре в Закавказье [Stampfli et al., 2001; Nikishin et al., 2001]. Континентальные террейны, расположенные к югу от этого сутурного пояса, относятся к композитному Киммерийскому супертеррейну, который был отчленен от Гондваны в перми и испытал коллизии с Европейским палеоконтинентом в ходе мезозойских орогений [Ziegler, 1989; Dercourt et al., 2000; Golonka, 2000; Stampfli et al., 2001].

Базируясь на наших реконструкциях (см. рис. 2.2) и сходных построениях в результатах работы нескольких международных проектов [Stampfli et al., 2001; Dercourt et al., 2000; Golonka, 2000], мы делаем вывод, что в ранней перми южной границей Эвксинского орогена была субдукционная система Палеотетиса, которая располагалась южнее пояса аллохтонных террейнов Мезия-Родопы-Понтиды-Дзирула-Карабах. В раннем карбоне главная субдукционная система Эвксинского орогена располагалась в полосе Большого Кавказа (вероятно, вдоль зоны развития дизского комплекса). Вероятно, после аккреции аллохтонных террейнов в карбоне (типа Дзирульского) зона субдукции перескочила на юг южнее коллажа террейнов в область современной Севанской сутуры (или, в целом, пояса сутур Вардар-Измир-Анкара-Севан). В ранней перми Эвксинский ороген имел геодинамическое положение андского типа. Так как данный ороген имеет большое количество аллохтонных терренов и является их коллажем, то его позднепалеозойскую историю можно сравнить с мезозойской и кайнозойской историей Северо-Американских Кордильер с их классическим коллажем террейнов, причлененных к краю континента у зоны субдукции [Oldow et al., 1989]. Позднепалеозойский Эвксинский ороген мы противопоставляем примерно одновозрастному Варисцийскому орогену в Западной Европе, который образовался в ходе коллизии континентов в раннем карбоне.

Полифазный характер Эвксинской орогении

Тектоно-стратиграфические данные для Эвксинского орогена слишком фрагментарны, чтобы в деталях обсуждать последовательность тектонических событий и их хронологию. Тем не менее, предварительные данные указывают на полифазность деформаций в его истории. Активность орогена фиксируется еще с ордовикско-силурийского времени, как показывают данные по Большому Кавказу. Орогеническая активность явно возросла в раннем карбоне (в позднем визе - ?), вероятно, в связи с аккрецией серии аллохтонных терренов типа Мезии, Балканид, Западных Понтид и Дзирулы. Это событие совпадает с быстрым погружением форландового бассейна Скифского орогена в зоне бассейнов Донбасс и Карпинский, молассовых бассейнов Большого Кавказа и зоны Балканид, с началом флишенакопления в Западных Понтидах. Позднекарбоновая и раннепермская орогенические фазы и дальнейшее развитие данных бассейнов были обусловлены финальной коллизией террейнов с Восточно-Европейским палеоконтинентом. Это выражено крупномасштабным раннепермским событием сжатия, вызвавшем фазу крупномасштабного надвигания в полосе бассейна Карпинского и в зоне Добруджи; с этим же событием связан и позднекарбоново-раннепермский гранитоидный магматизм в полосе всего Эвксинского орогена. Раннепермскую орогеническую фазу, которая имела место примерно в сакмарское время, мы предлагаем называть фазой Карпинского в честь кряжа Карпинского, где она наиболее явно документируется.

Раннепермская стратиграфия вдоль Эвксинского пояса пока плохо разработана по разным причинам. Во-первых, в перми преобладают плохо датируемые обломочные серии. Во-вторых, существует большая проблема во взаимной корреляции стратиграфии перми между Уральской, Тетической, Западно-Европейской и новой международной шкалами.

На Большом Кавказе региональное несогласие отделяет раннепермские континентальные молассы от позднепермских осадков примерно джульфинского, Wuchiapingian или среднетатарского возраста по разным шкалам. В Крыму раннепермские осадки не документированы. Возможно, в то время было региональное воздымание. В Южном Крыму раннеюрские турбидиты и родственные породы содержат крупные олистолиты пермских мелководных и биогермовых известняков с многочисленными фоссилиями. Их возраста варьируют от Bolorian (примерно середина кунгура) и почти до конца перми [Kotlyar et al., 1999]. Из этого следует, что в ходе почти всей поздней перми некая область рядом с современным Южным Крымом была занята мелководной карбонатной платформой [Kotlyar et al., 1999]. На Мезийской платформе осадки начала ранней перми отсутствуют, осадки конца ранней перми и поздней перми представлены обломочными породами молассового типа. В свою очередь, они несогласно перекрываются карбонатами самого конца поздней перми [Yanev, 2000]. На Балканском террейне пермские молассы имеют многочисленные перерывы [Yanev, 2000].

Ограниченные данные по пермской истории Эвксинского орогена указывают на то, что он испытывал региональное воздымание в сакмарско-казанское время и на вероятный коллапс орогена в поздней перми.

Карбоново-пермская Уральская орогения

История Уральского орогена - это особый вопрос. Здесь также много дискуссионного, и мы сошлемся на недавнюю сводку В.Н. Пучкова [2000] с учетом наших работ [Nikishin et al., 1996; Fokin et al., 2001]. Коллизионное взаимодействие края Восточно-Европейской платформы и Уральского орогенического клина началось с позднего визе-серпухова. Оно неравномерно прогрессировало на север и достигло зоны Полярного Урала и Новой Земли в перми (естественно, в такой постановке вопроса дискуссионным является то, что считать началом коллизии). В сакмарско-артинское время коллизия вдоль Урала сменилась с косой на общую цилиндрическую [Пучков, 2000], что вызвало дополнительное прогибание Предуральского краевого прогиба за счет нагрузки надвигов и частичную инверсию в некоторых девонских рифтах на Восточно-Европейской платформе, таких как Вятский, Тиманский и Печора-Колвинский [Fokin et al., 2001]. Главная фаза сжатия на Урале была в позднем карбоне-ранней перми. В ранней перми Урал образовывал высокую горную систему. Коллапс орогена начался в конце татарского века.

Позднепалеозойская внутриплитная тектоника на юге Восточно-Европейской платформы

Средне-позднедевонская Припятско-Днепрово-Донецкая рифтовая система стала испытывать пострифтовое погружение, начиная с карбона [Stephenson et al., 2001]. Начиная с позднего визе и до конца асселя Днепровский бассейн и, особенно, Донбасс испытали сильное ускоренное погружение [Nikishin et al., 1996; Stovba et al., 1996], которое во времени совпадает с орогенией и сжатием в Эвксинском орогене [Nikishin et al., 1996, 2001]. Мы допускаем динамическую связь этих явлений: то есть сильное региональное сжатие привело к вдавливанию вниз литосфер Днепровского бассейна и Донбасса. Теоретически возможность этого явления была обоснована численным моделированием А.В. Ершовым [1997], ранее сходные модели предлагались для бассейна Северного моря [Cloetingh and Kooi, 1992].

У границы сакмара и асселя началось воздымание южных флангов бассейнов Днепровский и Донбасс вместе с Украинским щитом, которое достигло амплитуды в ходе всей перми до нескольких километров [Stovba and Stephenson, 1999; Stephenson et al., 2001]. Это событие во времени совпадает с фазой надвигания на Кряже Карпинского, а, значит, вероятнее всего, область воздымания динамически была обусловлена напряжениями сжатия со стороны Эвксинского орогена.

Во время воздымания Украинского щита Воронежская антеклиза (поднятие) также испытала некоторое воздымание, но меньшее по масштабам. Расстояние между осями воздымания на Украинском щите и Воронежском поднятии составляет около 500–600 км, такое расстояние типично для предполагаемых внутрикратонных пологих общелитосферных складок. Мы считаем, что в ранней перми на юге Восточно-Европейской платформы имела место пологая литосферная складчатость; антиклиналями были Украинское и Воронежское поднятие, а синклиналью – Днепровский бассейн и его продолжение – Донбасс [Nikishin, 2001].

Быстрое позднепалеозойское погружение Прикаспийской впадины мы связываем с синкомпрессионным вдавливанием вниз его литосферы и его фактическим превращением в форландовый бассейн для Уральского и Эвксинского орогенов.

О вероятной природе раннепермского сильного внутриплитного напряжения

В ранней перми Восточно-Европейская платформа с юга и востока была оконтурена, соответственно, Эвксинским и Уральским орогенами. Сильное внутрикратонное сжатие платформы могло быть связано с сильным сжатием и утолщением коры Уральского орогена и зарождением новой зоны субдукции южнее новообразованного Эвксинского орогена после карбоновой аккреции аллохтонных террейнов. Важную роль в генерации внутрикратонного сжатия в то время могла играть глобальная реорганизация кинематики плит в ходе полифазного объединения Пангеи [Nikishin et al., 1996].

Кинематическая реконструкция мезозойско-кайнозойской истории в Скифско-Кавказско-Черноморском регионе

На рисунках 2.4-2.6 показаны концептуальные реконструкции для среднего эоцена (см. рис. 2.4) (момента перед началом основных альпийских деформаций), для неокома (см. рис. 2.5) (момента перед началом раскрытия Черноморской впадины) и для границы триаса и юры (см. рис. 2.6) (момента перед раскрытием бассейна Большого Кавказа в юре). Методика реконструкций очень проста. Мы брали современную структуру региона с естественными границами блоков (рис. 2.7) и для разных моментов истории двигали блоки на те места, где они располагались, согласно интерпретации имеющихся данных. Наши реконструкции в разной степени отличаются от работ других авторов [Белов, 1981; Dercourt et al., 1993; Finetti et al., 1988; Казьмин, Сборщиков, 1989; Хаин, 1979; Лордкипанидзе, 1980; Монин, Зоненшайн, 1987; Dixon, Robertson, 1996; Никишин и др., 1997, 2001; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998; Okay et al., 1994; Senger et al., 1988; Stampfli et al., 2001; Ziegler, 1988; Zonenshain & Le Pichon, 1986; Зоненшайн и др., 1990; Yilmaz et al., 1997; Banks & Robinson, 1997, Ustaomer, Robertson, 1994, 1997; Dercourt et al., 2000]. Главные расхождения в моделях разных авторов объясняются тем, что данный регион испытал в мезозое и кайнозое много фаз деформаций. Наши модели базируются на наших предыдущих построениях [Никишин и др., 1997, 2001; Nikishin et al., 1998, 2001, 2002] и на новейшие обобщения [Yilmaz et al., 1997; Banks, Robinson, 1997; Ustaomer, Robertson, 1997]. Но все модели следует рассматривать как рабочие. В них мы практически не вводили сдвигов, которые наверняка имели место, и мы не учитывали палеомагнитные данные, которые для этого региона крайне противоречивы, и необходимо проводить новые исследования по этой проблеме. На основе сделанных реконструкций нами были выделены естественные циклы тектонической истории региона, которые в той или иной мере уже обозначались разными исследователями.



Рис. 2.4. Схема реконструкции Скифско-Кавказского региона для середины эоцена (времени перед началом альпийской коллизии) [Nikishin et al., 2001]



Рис. 2.5. Схема реконструкции Скифско-Кавказского региона для неокома (времени перед началом раскрытия Черноморского бассейна) [Nikishin et al., 2001]



Рис. 2.6. Схема реконструкции Скифско-Кавказского региона для нория-рэта (времени раннекиммерийской орогении) [Nikishin et al., 2001]



Рис. 2.7. Схема районирования Скифско-Кавказско-Черноморского региона [Nikishin et al., 2001]

Триасово-геттангский раннекиммерийский тектонический цикл

Во время раннего-среднего триаса область бывшего Эвксинского орогена была подвержена крупномасштабному рифтингу. В то же время, рифтинг воздействовал на Западную Сибирь, Урал, Печора-Баренцевоморскую область, Арктико-Северо-Атлантическую область, область Западного Тетиса, Западную Европу, линию Тейссера-Торнквиста от Дании до Черного моря [Nikishin et al., 2001; Ziegler et al., 2001] (рис. 2.8). И хотя ранне-среднетриасовый рифтинг во многих перечисленных местах (в основном к западу от Восточной Европы) продолжился в разных формах в юре, в Черноморско-Кавказском регионе он сменился крупномасштабной карнийско-геттангской орогенией, которую мы будем называть раннекиммерийской [Nikishin et al., 2001]. В то же время, раннекиммерийское сжатие воздействовало также на Урал и Новую Землю, и привело к внутрикратонным деформациям на Восточно-Европейской платформе. Ниже мы рассмотрим сначала ранне-среднетриасовую историю региона с преобладанием рифтинга, а затем события раннекиммерийского орогенеза.

Триасовая рифтовая система и более стабильные области

В раннем и среднем триасе в области Эвксинского орогена проявилась фаза значительного по масштабам рифтинга. На этом фоне проходила трансгрессия в связи с глобальным повышением уровня океана [Haq et al., 1988], контролировавшая формирование обширной среднетриасовой карбонатной платформы вдоль северного края океана Тетис. Но карбонатный шельф Скифской платформы был в значительной мере эродирован в позднем триасе-ранней юре в связи с раннекиммерийской орогенией в данном регионе [Никишин и др., 1994, 1997; Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998]. В связи с этим имеются проблемы в реконструкции ранне-среднетриасовых бассейнов Скифской платформы.

Скифская платформа

На Скифской платформе ранне-среднетриасовые осадки известны в Восточном Предкавказье, где они в современной структуре образуют ряд остаточных от эрозии бассейнов, включая Восточно-Манычский, Каясулинский и Моздокский бассейны, и в Западном Предкавказье–Крыму, где распознаются Северо-Крымско-Азовский, Каневско-Березанский и Ново-Федоровский бассейны (троги) (рис. 2.9) [Назаревич и др., 1983, 1986;



Рис. 2.8. Палеотектоническая-палеогеографическая карта Восточной Европы для раннего триаса [Nikishin et al., 2001, Никишин, 2002, с изменениями]

Лозовский, 1992; Славин 1986; Никишин и др., 1994, 1997; Nikishin, Cloetingh, Вгипеt et al., 1998; Панов, 1997]. Эти области разделены Ставропольским поднятием в центральном Предкавказье. Данное поднятие, вероятно, обособилось в конце триаса – начале юры во время раннекиммерийской орогении и инверсии многих триасовых рифтов [Никишин и др., 1997; Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998]. Далее к западу триасовые рифты известны в полосе линии Тейсейра-Торнквиста от Добруджи, через Польский (Среднепольский) трог и до Северо-Датского бассейна [Киtek, 2001; Seghedi, 2001]. На Скифской платформе триасовые осадки ложатся на деформированные и метаморфизованные в зеленосланцевой фации комплексы палеозоя. Этот факт свидетельствует о значительной предтриасовой эрозии Скифского орогена.



Рис. 2.9. Схематические карты сохранившихся от эрозии остатков раннесреднетриасовых бассейнов (А) Скифской платформы и (Б) позднетриасовых бассейнов

1 – известные отложения, 2 – предполагаемые отложения.

Бассейны: ВМ – Восточно-Манычский, К – Каясулинский, М – Моздокский, СКА – Северокрымско-Азовский, НФ – Новофедоровский, ЗК – Западно-Кубанский, Н – Ногайский [Nikishin et al., 2001]

Восточно-Предкавказская область

Для Восточного Предкавказья хроно- и литостратиграфия триасовых отложений представлена на рис. 2.10. В этом регионе в основном морская, в целом непрерывная седиментация имела место, начиная с индского времени и кончая раннем карнием позднего триаса. Рифтовые бассейны характеризовались относительно более глубоководными условиями, а на межрифтовых блоках формировались карбонатные платформы [Назаревич и др., 1983, 1986; Никишин и др., 1994, 1997; Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998]. Например, в Восточно-Манычском бассейне, расположенном вдоль южного края Кряжа Карпинского, мелководные карбонаты вверх по разрезу переходят в более глубоководные глины, мергели и карбонаты. Погружение в этом бассейне сопровождались базальт-риолитовым бимодальным вулканизмом [Назаревич и др., 1986; Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998; Nikishin et al., 2001; Тихомиров, Назаревич, 2001]. В Каясулинском бассейне преобладала карбонатная седиментация. Поднятие, разделявшее бассейны Восточно-Манычский и Каясулинский (Прикумское поднятие) синхронно с рифтингом перекрывалось оконтуренной рифами карбонатной платформой. Предварительные данные по Моздокскому бассейну указывают на присутствие турбидитов; возможно, в раннем-среднем триасе этот бассейн маркировал пассивную окраину континента.

Западное Предкавказье и Крым

Стратиграфические данные для триаса Западного Предкавказья и Крыма пока слабо обоснованы (рис. 2.11) [Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998]. Но определенно известно, что Северо-Крымско-Азовский и Ново-Федоровский троги содержат раннетриасово-ранненорийские обломочные турбидиты, сланцы и карбонаты [Славин, 1986; Бойко и др., 1986; Бойко, 1993; Панов, 1997]. В Западно-Кубанском бассейне ранне-среднетриасовые толщи состоят из карбонатов и обломочных пород. В целом, палеоглубины в этом бассейне увеличивались в сторону современного Большого Кавказа [Бойко и др., 1986].

Ранне-среднетриасовая история Южно-Крымского орогена неопределенна, так как самыми древними осадками является позднетриасовый флиш нижнетаврической свиты [Муратов, 1969; Nikishin et al., 1998, 2001]. По аналогии с Центральными Понтидами в Турции (комплекс Кюре) мы считаем вполне вероятным, что под верхнетриасовым флишем могли находиться ранне-среднетриасовые рифтовые комплексы. В комплексе Кюре имеются плохо датированные пермо-триасовые офиолиты, а этот комплекс был продолжением Южно-Крымской зоны [Ustaomer,


Фис. 2.10. Хроностратиграфия триаса Скифской платфомы (Восточно-Предкавказский регион) [Болотов, 1996; Nikishin et al., 2001]

Палеоструктурные зоны: І – Бенойская, II – Тукуйская, III – Ачикулак-Каясулинская, IV – Восточно-Зимнеставкинская, V – Равнинско-Северокочубеевская, VI – Озернинская, VII – Светлоярская, VIII – Арбалинско-Даргинская, IX – Подсолнечная.

Цифры в кружках: 1 - красноцветные песчаники и конгломераты; 2 - турбидиты (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 3 – базальты, риолиты, алевролиты, аргиллиты; 4 – аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки и мергели; 5 – известняки и доломиты с горизонтами пепловых туфов риолитов; 6 – органогенные известняки и мергели с подчиненными аргиллитами; 7 - биогермные известняки и доломиты; 8 известняки и мергели; 9 – базальты, алевролиты и аргиллиты; 10 – аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями карбонатов; 11 – аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями песчаников; 12 – известняки и доломиты; 13 – аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями известняков и конгломератов; 14 - песчаники, алевролиты и аргиллиты; 15 – алевролиты и аргиллиты с подчиненными песчаниками; 16 – органогенные известняки; 17 – красноцветные алевролиты; 18 – риолитовые туфы и игнимбриты с подчиненными лавами риолитов и андезитов и прослоями туфопесчаников; 19 - риолитовые туфы и игнимбриты, лавы андезитов, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 20 – красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, дацитовые лавы, отдельные горизонты риолитовых туфов и игнимбритов, редкие потоки базальтов; 21 - песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями риолитовых туфов

Robertson, 1994, 1997; Robinson, Kerusov, 1997; Nikishin, Seghedi et al., 2000; Nikishin et al., 2001; Nikishin, Ustaomer et al., 2001]. Сходные образования имеются и в зоне Сакарья в Турции [Okay et al., 1996; Yilmaz et al., 1997]. Значит, Южно-Крымский ранне-среднетриасовый рифт вполне мог иметь и зону с океанической корой.

Численное моделирование истории формирования бассейнов в Восточном Предкавказье и в Крыму показало [Болотов, 1996; Nikishin et al., 1998, 2001] (рис. 2.12), что оба этих района имели значительное тектоническое погружение в раннем-среднем триасе. Это быстрое погружение, дифференцированное по региону наряду с бимодальным вулканизмом, свидетельствует в пользу тектоники растяжения и рифтинга в раннем-среднем триасе. Ранне-среднетриасовые карбонаты имеют прослои туфов среднего и основного составов [Тихомиров, Назаревич, 2001]. Эти туфы транспортировались недалеко от какой-то вулканической дуги. Наиболее вероятное положение дуги – примерно в полосе современного Большого или Малого Кавказа. Сочетание рифтовой системы и вулканической дуги более всего указывает на задуговой характер раннесреднетриасового рифтинга в полосе Скифской платформы [Nikishin et al., 1998, 2001; Тихомиров, Назаревич, 2001]. Вероятная схема для раннетриасовой истории региона см. на рис. 2.8.







Рис. 2.12. Кривые погружения для района Скифской платформы На кривых четко видна фаза раннетриасового быстрого погружения [Болотов, 1996; Nikishin et al., 2001]

Сванетский бассейн Большого Кавказа

Сванетский бассейн расположен в основном в Грузии в полосе Южного склона Большого Кавказа. Он сложен сложно устроенной и деформированной дизской серией (серией дизи) с хлорит-альбит-мусковитовой фацией метаморфизма [Сомин, 1971; Белов, 1981; Казьмин, Сборщиков, 1989; Панов, 1997]. Толща представлена в основном сланцами и песчаниками с вероятным преобладанием турбидитов. В толще дизской серии найдена фауна от среднего девона до нория позднего триаса. Из этого традиционно делался вывод о непрерывном развитии бассейна с девона до конца триаса и его смятии в предюрское время. Однако выяснилось, что, по крайней мере часть палеозойской фауны была найдена в глыбах (олистолитах). Мы предположили, что Сванетский бассейн формировался в триасе как новообразованная глубоководная впадина, в которую гравитационно оползали блоки с палеозойской фауной, то есть Сванетский бассейн, как и триасовые бассейны Скифской платформы, был частью системы триасовых задуговых рифтогеных бассейнов [Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 1998, 2001]. Однако наши выводы не совсем строго вписываются в известные данные полевых наблюдений [Сомин, 1971; Белов, 1981; Казьмин, Сборщиков, 1989; Сомин, персональное общение, 2000] и возможны и иные интерпретации. Мы вполне допускаем, что в девоне-позднем палеозое Сванетский бассейн был частью аккреционной призмы орогена Большого Кавказа с зоной субдукции, наклоненной на север. В этой аккреционной призме шло накопление турбидитов и близких пород, и в нее оползали блоки карбонатов. Вероятно, в ее полосе имел место и андезитовый вулканизм в карбоне(?). В перми Сванетский бассейн стал остаточным бассейном между орогеном Большого Кавказа и Закавказским орогеном на фоне их сближения и финальной коллизии. А, вероятно, в раннем триасе прямо вдоль полосы пермской коллизии образовался новый рифтовый бассейн. Триасовые осадки Сванетского бассейна с угловым несогласием перекрываются нижнеюрскими синемюрскими осадками [Сомин, 1971]. Из этого следует, что значительная фаза орогении имела место перед синемюром [Сомин, 1971; Белов, 1981; Казьмин, Сборщиков, 1989].

Сложность интерпретации данных по Сванетской зоне требует дальнейших исследований в этом районе.

Днепрово-Донецкий бассейн

Днепрово-Донецкий бассейн, который изначально образовался как средне-позднедевонский рифт, в триасе возобновил погружение после фазы воздымания в средней перми [Stovba et al., 1996; Nikishin et al., 1996]. Триасовые континентальные обломочные осадки мощностью до 500 метров ложатся с эрозионной границей на толщи карбона и перми [Лозовский, 1992]. Анализ истории погружения данного бассейна [Van Wees et al., 1996; Ершов, 1997] указывает на фазу убыстренного погружения в триасе. Хотя и не известны ранне-среднетриасовые сбросы, мы предполагаем, что данная фаза погружения обусловлена фазой растяжения в регионе. Возможно, наличие девонских солей как-то обусловило отсутствие структур растяжения. Одним из факторов усиления масштабов седиментации был глобальный подъем уровня моря в триасе [Haq et al., 1988].

Прикаспийский бассейн

Прикаспийский бассейн расположен к северу от Кряжа Карпинского. На востоке он оконтурен Уральским позднепалеозойским орогеном. В бассейне мощность осадков превышает 20 км, и бассейн в центральной части имеет высокоскоростную кору, близкую к океанической, неизвестного возраста толщиной около 10 км. Возраст коры рассматривается как девонский, раннепалеозойский или даже рифейский. Согласно интерпретациям [Зоненшайн и др., 1990; Nikishin et al., 1996; Фокин, Никишин, 1999; Fokin et al., 2001], Прикаспийская впадина образовалась как средне-позднедевонский рифт, в котором процесс дошел до раскола континентальной коры. Ее пострифтовая история термального погружения началась с карбона. Однако в позднем карбоне и перми Прикаспийская впадина стала частью обширного флексурного форландового предгорного бассейна для Скифского и Уральского орогенов. В кунгурском веке мощная толща эвапоритов заполнила бассейн. Небольшое эрозионное несогласие отделяет пермь от триаса [Лозовский, 1992]. В триасе накопилось до 2-3,5 км континентальных и морских осадков. Соляной диапиризм не позволяет восстановить детали триасового погружения и тектоническую причину погружения. Нет корректных данных о растяжении в триасе в этом регионе; однако региональный фон растяжения можно предположить из наличия структур растяжения в то время на Скифской платформе и на юге Урала [Енцова, 1985; Nikishin et al., 1996].

Зона Тейсейра-Торнквиста

Зона (линия) Тейсейра-Торнквиста прослеживается от Дании до Черного моря. Она образует границу между раннедокембрийским Восточно-Европейским кратоном и блоками каледонской и варисцийской (герцинской) консолидации Западной и Центральной Европы. Эта важная сутурная зона была реактивизирована в конце карбона – начале перми как зона право-сдвиговых деформаций, доходившая до грабена Осло в Hopвегии [Ziegler, 1989a, 1990]. В конце перми и в триасе вдоль зоны Тейсейра-Торнквиста сформировался пояс крупных рифтов от северной Дании до Добруджи в Румынии [Nikishin et al., 2001; Kutek, 2001].

Северо-Датский бассейн

В поздней перми в цехштейне Северо-Датский бассейн прогибался синклиналеобразно как пояс термального погружения. Однако триасовое быстрое погружение контролировалось растяжением и сопровождалось небольшим по масштабам магматизмом. Транстенсионное правосдвиговое растяжение длилось до раннего мела [Ziegler, 1990; Mogensen, 1995].

Польский трог

Польский трог (или Срединно-Польский трог) начал погружаться в ранней перми, погружение усилилось в поздней перми и триасе [Zierler, 1990; Kutek, 2001]. Пермское погружение носило термальный характер после фазы пермо-карбоновой сдвиговой тектоники и магматизма [Van Wees et al., 1999]. Фаза пермо-триасового и триасового быстрого погружения выявлена на основе анализа кривых погружения [Dadlez et al., 1995, 1998] и сейсмических профилей в юго-восточной части трога, где отсутствует соль цехштейна [Hakenberg & Swidrowska, 1997]. Главная фаза рифтинга имела место у пермо-триасовой границе и в ранней-средней перми. Рифтовые фазы в Польском троге продолжались в слабой форме до альбского времени [Kutek, 2001; Nikishin et al., 1996, 2001].

Добруджа

В зоне Добруджи последние позднепалеозойские компрессионные деформации имели место в средней перми [Sandulescu et al., 1995; Seghedi, 2001]. Новая фаза рифтинга началась в конце перми. Магматическая активность началась в то же время с бимодального базальтриолитового вулканизма и продолжалась до среднего анизия среднего триаса. Максимум магматизма приходится на конец раннего триаса (оленек) и анизий с излияниями толеитовых пилоу-базальтов типа E-MORB в осевой зоне рифта [Seghedi, 2001]. Эти пиллоу-базальты перекрыты пелагическими карбонатами типа хальштатской фации (hallstatt-facies), что свидетельствует об относительно глубоководном характере раннесреднетриасового бассейна с возможными участками с океанической корой. В целом, в бассейне обособились более глубоководные и относительно мелководные зоны. С ладиния до раннего карния бассейн Добрудж испытывал пострифтовое погружение, которое было осложнено орогеническими движениями в позднем карнии, длившемся до геттанга [Nikishin, Seghedi et al., 2000; Seghedi, 2001; Nikishin et al., 2001].

Мезийская платформа

Вдоль южного края Мезийской платформы (блока) фаза рифтогенеза фиксируется для конца перми-раннего-среднего триаса. Она сопровождалась образованием Восточно-Среднегорского рифтового бассейна, подъемом его северного плеча и значительным анизийскокарнийским вулканизмом [Tari et al., 1997; Banks, 1997].

Понтиды

В зоне Понтид имеются свидетельства ранне-среднетриасового рифтогенеза. Для Центральных Понтид (комплекс Кюре) показано, что примерно в это время (данные стратиграфии пока не позволяют делать корректные возрастные датировки) образовался рифтогенный бассейн Кюре с пермо-триасовыми офиолитами. То есть в бассейне имел место спрединг океанической коры. Геохимические данные по офиолитам указывают на их задуговую надсубдукционную природу [Ustamer, Robertson, 1994, 1997; Banks, Robinson, 1997]. Этот рифтогенный бассейн был перекрыт позднетриасовым-среднеюрским флишем нерасчлененным (близким аналогом таврического флиша в южном Крыму). К югу от Западных Понтид (зоны Стамбул) находится зона Сакарья, сложенная комплексом Каракая. Этот комплекс содержит пермо-триасовые офиолиты и интерпретируется как пермо-триасовый рифтогенный задуговой бассейн по возрасту синхронный с бассейном Кюре [Sengor et al., 1990; Okay & Mostler, 1994; Okay et al., 1996; Yilmaz et al., 1997]. С другой стороны, имеются представления, что комплекс Каракая формировался как пермо-триасовая аккреционная призма на краю океана Палео-Тетис [Pickett, Robertson, 1996]. Вопрос о вероятных соотношениях триасовых бассейнов Каракая, Кюре, Южный Крым и Сванетия является крайне дискуссионным. Если мы посмотрим на неокомскую реконструкцию региона с показом на ней позиции триасовых комплексов (рис. 2.13), то можно предполагать, что все эти бассейны образовывали в триасе единую геодинамическую систему. Ключевая проблема состоит в реконструкции этой системы.

Урал и Западная Сибирь

Западно-Сибирский бассейн подстилается пермо-триасовой рифтовой системой, которая сейчас достаточно хорошо выявлена по геофи-



Рис. 2.13. Палеотектоническая реконструкция для конца перми, на которой показано распределение раннепермских глубоководных осадков Составил А.М.Никишин

80

зическим данным и данным глубокого бурения [Сурков, Жеро, 1981; Конторович, 1994; Surkov, 1995, Зоненшайн и др., 1990]. Эта рифтовая система может быть несколько условно разделена на три основных ветви, которые мы назовем Уренгойской, Урало-Тургайской и Худосейской рифтовыми системами [Nikishin et al., 2002] (рис. 2.14).

Уренгойский (или Колтогоро-Уренгойский, или Пурский) рифт является наиболее заметным рифтом Западной Сибири. В районе Уренгоя он был пробурен сверхглубокой Тюменской скважиной СГ-6 до глубины 7502 метра, при этом нижние примерно 1000 метров представлены в основном рифтовыми вулканитами (толеитовыми и щелочными базальтами, туфами). На основе палинологических и магнитостратиграфических данных возраст вулканитов варьирует от татарского (поздняя пермь) до индского (245 млн лет) или оленекского (240 млн лет) веков раннего триаса [Пуртова, 1995; Хахаев, Каплун, 1995; Казаков и др., 2000; Westphal et al., 1998; Казанский и др., 2000]. Базальты изливались в субаэральных условиях [Япаскурт и др., 1994; Казаков, 1995].

Численное моделирование истории погружения Уренгойского бассейна [Никишин и др., 1999; Nikishin et al., 2002] показало, что бассейн испытал очень быстрое синрифтовое погружение в татарском веке поздней перми и в индском веке раннего триаса (главная фаза рифтинга), завершившееся к среднему триасу. Таким образом, длительность фазы рифтинга (главной фазы) длилась не более 10 млн лет. В среднем– позднем триасе Уренгойский рифт испытывал плавное пострифтовое погружение без вулканизма и с континентальной обломочной седиментацией. У триасово-юрской границы Уренгойский рифт испытал фазу слабого подъема и эрозию («мягкую» инверсию). Пологое пострифтовое погружение возобновилось с геттанга.

Погруженная Урало-Тургайская рифтовая система наложена на Уральский ороген (с учетом его восточной части под чехлом осадков Западной Сибири). Она состоит из пояса грабенов, простирающихся вдоль структур Уралид. Эти бассейны выполнены раннетриасовыми субаэральными вулканитами (базальты с подчиненными риолитами) и континентальными осадками.

Примерно в позднем триасе-геттанге пояс Полярного Урала-Пай-Хоя-Новой Земли испытал фазу орогении [Когаро и др., 1992, Тимонин, Юдин, 1999]. В то же время транспрессионная тектоника воздействовала на Уралиды, вызвав инверсию многих рифтов Урало-Тургайской системы (типа Челябинского грабена) [Пучков, 2000; Nikishin et al., 1996].



Рис. 2.14. Пермо-триасовая реконструкция рифтов и магматических провинций Сибири 1 - эродируемая суша; 2 - в основном базальты; 3 - в основном туфы; 4 - вулканокластические образования; 5 - обломочные осадки

Печора-Баренцевоморский бассейн

Печора-Баренцевоморский бассейн характеризуется мощной (до 10 км) позднепермско-триасовой дельтовой и морской обломочнойседиментацией [Шипилов, Тарасов, 1998; Гаврилов, 1993]. У пермотриасовой границы выявляются некоторые линейные суббассейны с очень быстрым погружением [Nikishin et al., 1996; Коротаев, 1998]: Печора-Колвинский рифт, Коротаихинский бассейн перед фронтом Пай-Хоя, Косью-Роговский бассейн перед фронтом Полярного Урала. Индские, раннетриасовые базальты известны для Коротаихинского и Косью-Роговского бассейнов. Возраст этих базальтов определен по палинологическим, изотопным (Rb–Sr) и палеомагнитным данным [Андреичев, 1992; Лозовский, Есаулова, 1998].

Базальты образуют два известных потока: первый толщиной 12 метров, а второй – 90 метров. Палинологические данные не исключают того, что первый поток образовался в самом конце перми, а второй – в самом начале триаса [Лозовский, Есаулова, 1998]. В Коратаихинской впадине индско-раннеоленекские осадки достигают мощности 2000 метров. Результаты численного анализа истории погружения указывают на их синрифтовое формирование у пермо-триасовой границы.

В конце триаса-начале юры область Печорского бассейна подверглась компрессионным деформациям, выразившимся в новой инверсии Тиманского и Печора-Колвинского девонских палеорифтов и в надвигании Тимана в сторону Восточно-Европейской платформы. Хронология данных деформаций пока точно не установлена, результирующие инверсионные структуры несогласно перекрыты среднеюрскими осадками [Малышев, 2000].

До сих пор есть большая неопределенность в возрасте консолидации и раннепалеозойской эволюции Восточно-Баренцевоморского региона [Шипилов, Тарасов, 1998]. Наши работы показали [Nikishin et al., 1996; Коротаев, 1998], что главное рифтовое событие имело место в среднем-позднем девоне, и что с середины перми Восточно-Баренцевоморская область (бассейн) была вовлечена в форландовый флексурный бассейн для Новоземельского орогена, с которого (в широком смысле) огромный дельтовый комплекс проградировал (продвигался) в более глубоководную часть на западе. Анализ кривых погружения указывает на очень быстрое погружение в Восточно-Баренцевоморском бассейне у пермо-триасовой границы [Nikishin et al., 1996; Коротаев, 1998]. Однако, на сейсмических профилях значительных пермо-триасовых сбросов не видно. Но не следует забывать, что более поздние новоземельские деформации у триасово-юрской границы могли эти сбросы замаскировать. Поэтому мы вполне допускаем наличие фазы рифтинга в Восточном Баренцевоморье у пермо-триасовой границы. В пользу этого также говорит то, что мощность только раннетриасовых обломочных осадков здесь достигает 3 км [Ступакова, 2001], имеются некоторые признаки наличия пермотриасовых сбросов [Шипилов, Тарасов, 1998], индские базальты известны на Гусиной Земле Новой Земли [Когаро и др., 1992] и, возможно, в Восточно-Баренцевоморском бассейне [Шипилов, Тарасов, 1998; Ступакова, 2001].

Восточно-Европейская платформа

На Восточно-Европейской платформе триасовые осадки известны также в Московско-Мезеньском бассейне севернее Москвы (см. рис. 2.8) [Лозовский, 1992] и в Польско-Литовской части обширного Северо-Западного Европейского (или Польско-Германского) бассейна [Ziegler, 1900; Dadlez et al., 1998].

В Московско-Мезеньском бассейне терминально-пермские и раннетриасовые слои в основном представлены континентальными обломочными породами [Лозовский, 1992; Лозовский, Есаулова, 1998]. Средне-(?) и позднетриасовые осадки отсутствуют, и нет корректных данных об их бывшем существовании; среднеюрские осадки с размывом лежат на раннетриасовых. Палеогеографические реконструкции показывают, что среднетриасовые морские и континентальные осадки могли ранее перекрывать Московско-Мезеньский бассейн, но с позднего триаса основная часть Восточно-Европейской платформы была приподнята [В. Лозовский, персональное общение, 2001].

В восточной Польше триасовые осадки широко распространены в виде «германских» фаций. На анизийско-раннеладинских карбонатах (мушекальк) ложатся обломочные породы с транспортом материала с востока. В ходе накопления толщ карния-нория (кейпера) роль обломочного материала с Восточно-Европейской платформы нарастала. Региональные несогласия в основании нория и рэта связаны с фазами подъема восточного фланга Польского суббассейна. В ранней юре транспорт обломочного материала с Восточно-Европейской платформы в Польский бассейн продолжался [Ziegler, 1990].

В позднем триасе и ранней юре Восточно-Европейская платформа была, очевидно, приподнята, вероятно, в связи с региональным сжатием, обусловленным формированием раннекиммерийского орогена на ее южном фланге и сжатием Уральского орогена на ее восточном краю. Общее воздымание платформы шло, вероятно, синхронно с некоторой инверсией в палеорифтах: росли Вятский вал над рифейским и девонским одноименным рифтом, Окско-Цнинский вал над ветвью рифейского Пачелмского рифта, Доно-Медведицкий вал вдоль девонского одноименного рифта [Nikishin et al., 1996]; хотя хронология этих деформаций строго не установлена, так как валы были частично эродированы в предсреднеюрское время.

В целом, данные по позднетриасовым осадкам Польши (по Кейперу), Печора-Баренцевоморского региона и Прикаспия показывают, что Восточно-Европейская платформа в то время испытывала воздымание, возможно, усложненное пологой литосферной складчатостью. Например, Украинский щит и Воронежское поднятие могли быть литосферными антиклиналями, а разделяющий их Днепровский бассейн – литосферной синклиналью.

Геодинамическое происхождение ранне-среднетриасовых рифовых систем

В позднем палеозое главная орогеническая активность имела место в Аппалачско-Варисцийском коллизионном поясе между Лавруссией (Северной Америкой и Европой) и Гондваной. За этим событием произошла значительная реорганизация кинематики плит в конце перми и в триасе, которая сопровождалась суперплюмовым событием [Ziegler, 1993; Nikishin et al., 2001; Никишин, 2002]. В раннем-среднем триасе главные рифтовые системы формировались в Евразии в области от Северной Атлантики–Арктики до Верхоянья и от Баренцева моря до пояса Тетис [Ziegler, 1989; Nikishin et al., 2001; Никишин, 2002]. У границы перми и триаса значительный по масштабам связанный с мантийными плюмами магматизм имел место в Западно-Сибирской рифтовой системе, на Сибирской платформе (Тунгусский бассейн), в Южном Китае (траппы Эмейшань) и в других местах (рис. 2.15) [Nikishin et al., 2001]. Одновременно рифтовая система формировалась в Гондване, рассекая ее примерно на две равные части [Delvaux, 2001]. В конце перми от Гондваны откололась система континентальных террейнов в виде Киммерийского палеоконтинента (в основном современные блоки центрального и восточного Ирана) и она стала двигаться на север, раскрывая новый океан Нео-Тетис. Это событие было сопряжено с субдукцией на север океанической литосферы океана Палео-Тетис под Евроазиатский палеоконтинент [Stampfli et al., 2001]. Океан Палео-Тетис к началу мезозоя имел северные границы примерно вдоль полосы террейнов Понтид и Закавказья.





Некоторые названия рифтовых бассейнов и зон: ЗБМ - Западно-Баренцевоморский, СМ - Североморский, АС - Центрально-Атлантический, ТТЗ - зона Тейсейра-Торнквиста, ВБМ - Восточно-Баренцевоморский, ПБ - Печорский, ЮК - Южно-Карский, ДДК - Днепрово-Донецко-Карпинский, ЗС - Западно-Сибирский, ЦК - Центральный Казахстан, ЦА - Центральная Азия, ЗБ -Забайкалье, И - Иберия, ТТ - Таймырские траппы, ВДПО - Верхоянская деформированная пассивная окраина.

98

При таком сценарии триасовые рифты области Скифской платформы-Большого Кавказа-Понтид формировались в обстановке над падающей на север зоной субдукции океана Палео-Тетис, то есть в задуговой обстановке [Robertson & Dixon, 1984; Dercourt et al., 1986; Никишин и др., 1997; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998; Stampfli et al., 2001; Nikishin et al., 2001]. Однако для Кавказского региона мы не имеем прямых доказательств существования к югу от Скифской платформы в раннем-среднем триасе вулканической дуги, связанной с зоной субдукции. Но наличие ранне-среднетриасовых туфов в карбонатных разрезах в Восточном Предкавказье подтверждает нашу гипотезу о задуговом рифтогенезе. Из этого следует, что постулируемая пермо-триасовая система вулканическая дуга/желоб находилась примерно в полосе современного Большого и Малого Кавказа (вероятно, желоб находился в районе современной Севанской офиолитовой сутуры). С другой стороны, новые данные свидетельствуют в пользу того, что пермо-триасовая субдукционная система находилась вдоль южного края Понтид [Banks & Robinson, 1997; Ustaomer & Robertson, 1997; Okay & Monie, 1997; Nikishin et al., 1998, 2001]. Из этого следует, что сейчас разобщенные и деформированные остатки триасовых бассейнов, такие как Центральные Понтиды или Кюре с пермо-триасовыми офиолитами, Южно-Крымский бассейн, Сванетский бассейн с дизской серией в Грузии, расположенный к северу от массива Дзирула, и бассейн Добруджа в Румынии, формировали в раннем-среднем триасе единый бассейн с возможными ответвлениями (Добруджа - ?) и, по крайней мере местами, с океанической корой. Этот бассейн Кюре-Южный Крым-Сванетия был намечен в [Ustamer & Robertson, 1994, 1997] и более подробно описан А.М. Никишиным и др. [Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 1998, 2000, 2001]. Одновозрастной бассейн с океанической корой формировался к югу от Мезийского блока и, возможно, к югу от Западных Понтид (бассейн Каракая - ?). Геометрию всех этих бассейнов совместно и их соотношения в плане пока установить корректно невозможно. Но можно предполагать наличие синхронных по времени формирования ранне-среднетриасовых задуговых окраинно-континентальных бассейнов в полосе от Скифской платформы-Кавказа, через Понтиды и в область Мезийской платформы-Родопского орогена. С этих позиций мы не можем поддержать модель Шенгера [Sengor et al., 1990; Yilmaz et al., 1997] о том, что бассейны Кюре, Сванетия и Южный Крым являлись остатками океана Палео-Тетис.

Триасовая рифтовая система в полосе от Мезийского блока до Понтид и Скифской платформы наложена в основном на позднепалеозойский ороген. Мы допускаем, что коллапс данного орогена у границы перми и триаса также способствовал триасовому рифтингу. Пока не ясно, в какой степени мантийные плюмы участвовали в пермо-триасовом рифтинге в данном регионе.

Триасовый рифтинг охватил огромные пространства Пангеи. Можно говорить о суперрегиональном пермо-триасовом событии. И хотя для отдельных областей, типа южного обрамления Восточно-Европейского палеоконтинента, можно говорить о задуговом растяжении, то глобально фазу растяжения многих континентов одновременно необходимо связывать с глобальной реорганизацией кинематики литосферных плит и мантийных течений на рубеже палеозоя и мезозоя [Никишин, 2002].

Позднетриасово-геттангская раннекиммерийская орогения

Палеотектоничекие реконструкции для этого периода показаны на рис. 2.16, 2.17. В позднем триасе-геттанге в секторе к югу от Каспийского моря субдукция под Евразийский палеоконтинент сменилась на коллизию с Киммерийским микроконтинентом, включавшим блоки современного центрального и восточного Ирана, включая блок Эльбурс. Данная коллизия началась с карнийского века [Sengor et al., 1988; Stampfli et al., 2001]. Одновременно в карнии-геттанге субдукция в полосе Понтиды-Родопы-Странджа усилилась с ее возможным выполаживанием. Это привело к сжатию региона севернее зоны субдукции по андийскому типу и орогеническим деформациям в задуговой области. Этот процесс сопровождался процессами коллизии Понтид с океаническими вулканическими островами и океаническими плато [Ustaomer, Robertson, 1997; Nikishin et al., 2001]. В ходе этой орогении Сванетский бассейн вдоль полосы Большого Кавказа был полностью закрыт, и континентальные блоки Закавказья и Восточных Понтид были аккретированы к южному краю Скифской платформы. Соответствующая сутура задокументирована в Сванетии в Грузии с деформациями в позднем триасе-геттанге [Казьмин, Сборщиков, 1989; Белов и др., 1990; Сомин, 1998; Никишин и др., 1997; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998; Nikishin et al., 2001; Панов, 1997]. В тоже время бассейн Кюре-Южный Крым был закрыт частично, с заполнением его турбидитами. Закрытие данного бассейна сопровождалось, вероятно, кратковременной субдукцией на юг или на север [Ustamer & Robertson, 1994, 1997; Nikishin et al., 1998, 2001].



Рис. 2.16. Палеотектоническая-палеогеографическая карта Восточной Европы для позднего триаса, нория Составили А.М. Никишин, С.Н. Болотов и Б.П. Назаревич



Рис. 2.17. Палеотектоническая-палеогеографическая карта Восточной Европы для конца триаса-начала юры (нория и геттанга)

Составили А.М.Никишин и С.Н.Болотов.

Данные по стратиграфии и магматизму Скифской платформы показывают, что главные деформации имели место в позднем карнии– преднорийское время, у границы рэта и геттанга и в геттанге (см. рис. 2.10, 2.11) [Никишин и др., 1997; Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998; Nikishin et al., 2001; Тихомиров, Назаревич, 2001]. Более того, широкий известково-щелочной вулканический пояс субширотного простирания сформировался на Скифской платформе в позднем триасе.

Скифская платформа

На Скифской платформе позднетриасовые комплексы известны в четырех основных регионах: в Восточном Предкавказье в Ногайском бассейне, в Западном Предкавказье в Западно-Кубанском и Северо-Кубанском бассейнах и также в Крымско-Азовском регионе намечены плохо изученные бассейны. Во всех этих бассейнах позднетриасовые серии несогласно перекрывают более древние отложения, включая нижний карний верхнего триаса, что фиксирует внутрикарнийскуюпреднорийскую фазу инверсии. Верхний триас представлен в основном образованиями нория и рэта. Отложения геттанга регионально отсутствуют. Более того, наблюдается региональное несогласие между образованиями триаса и юры, что фиксирует главную фазу раннекиммерийской орогении [Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998].

Восточно-Предкавказская область

В Восточном Предкавказье Ногайский бассейн несогласно ложится на рифтогенные ранне-среднетриасовые комплексы системы бассейнов Восточный Маныч–Каясула–Моздок. Ногайский бассейн выполнен толщей мощностью 0,5–1,5 км и более в виде норийско-рэтских континентальных и мелководно морских обломочных осадков (от алевролитов до конгломератов) и мощной толщи вулканитов известково-щелочной серии (андезиты, риолиты, игнимбриты, туфы, перемытые вулканиты) (см. рис. 2.10) [Назаревич и др., 1986; Nikishin et al., 1998, 2001; Тихомиров, Назаревич, 2001]. В южной части бассейна мощность собственно вулканитов превышает 1,5 км. В Северо-Кубанском бассейне несколько скважин под меловыми отложениями вскрыла известковощелочные вулканиты неопределенного возраста; вероятный возраст – поздний триас, как и у ногайской серии.

Западно-Предкавказская область

В Западно-Предкавказской области в Западно-Кубанском бассейне в позднем триасе также произошли некоторые изменения. В его различных частях норий и рэт представлены разными фациями: флишем, биогермами, мелководными обломочными осадками [Бойко, 1993; Пруцкий, Лавришев, 1989]. В зоне западного Большого Кавказа формировался рифовый пояс [Бойко и др., 1986].

В Крымско-Азовском регионе верхний триас образован в основном флишеподобными и флишевыми фациями в Ново-Федоровском, Южно-Крымском и Северо-Крымско-Азовско-Каневско-Березанском бассейнах. В этих бассейнах намечено региональное несогласие между отложениями триаса и юры, отражающее несогласие в связи с раннекиммерийской орогенией (см. рис. 2.11) [Славин, 1986; Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 1998; 2000, 2001]. В центральном и северном Крыму ряд скважин вскрыло позднетриасовые дациты, андезиты и диориты [Славин, 1986], однако их возраст пока слабо обоснован.

Позднетриасовая вулканическая активность в Ногайском, Северо-Кубанском и Крымском регионах, вероятно, связана с формированием протяженного магматического известково-щелочного пояса вдоль Скифской платформы намеченного В.Е. Хаиным [1979] и подробно охарактеризованного нами [Назаревич и др., 1986; Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 1998, 2001; Тихомиров, Назаревич, 2001]. Но этот магматический пояс андийского типа испытал значительную эрозию в юре.

Кряж Карпинского

Примерно у границы триаса и юры триасовый рифтовый бассейн Кряжа Карпинского был инверсирован и надвинут на южный край Ногайского бассейна [Назаревич и др., 1986; Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 1996; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998; Sobornov, 1995]. Вероятная фаза надвигания была и в сторону Прикаспийского бассейна. Одновременно с этим событием частичная инверсия имела место и в Донецком бассейне [Степанов, 1944; Nikishin et al., 1996; Stovba, Stephenson, 1999]. Вероятно, в это же время испытало воздымание и Ставропольское поднятие (см. рис. 2.17).

Мезийская платформа и Северо-Добруджинский бассейн

Вдоль южного края Мезийской платформы ранне-среднетриасовые рифтовые комплексы были сжаты в норие-ранней юре, образовав складчатую зону с северной вергенцией. Эта зона образовала внешнюю часть раннекиммерийского орогена Странджа, который оконтурил Мезийскую платформу с юга. Эволюция этого орогена контролировалась зоной субдукции палеоокена Мелиата с северным падением [Stampfli et al., 2001]. Компрессионные поля напряжений от этой субдукционной системы действовали с конца карнийского времени и на Северо-Добруджинский (или Добруджинский) бассейн. В области этого бассейна стали иметь место орогенические движения и флишевые серии местами с несогласиями и с эрозионными контактами перекрыли более древние глубоководные рифтовые осадки [Seghedi, 2001; Nikishin et al., 1998, 2001].

Понтиды

К югу от Западных Понтид в зоне Сакарья триасовый микроокеанический бассейн Каракая был закрыт в конце триаса в ходе раннекиммерийской орогении [Yilmaz et al., 1997] (но нельзя исключать, что весь комплекс Каракая был аккреционной призмой). Этот процесс сопровождался выводом на поверхность эклогитовых комплексов в норие-геттанге (212–203 млн лет назад [Okay & Monie, 1997]). Раннекиммерийская орогения воздействовала на все Понтиды с частичным (?) закрытием бассейна Кюре на фоне направленной на север под Понтиды зоны субдукции [Banks & Robinson, 1987; Ustaömer & Robertson, 1997; Nikishin et al., 1998, 2001; Stampfli et al., 2001]. Есть предположения, что раннекиммерийская орогения в зоне Понтид была связана со столкновением в зоне субдукции с пермо-триасовым океаническим плато [Okay, 2000]. Мы не можем восстановить надвиги в раннекиммерийском орогене, но, скорее всего, их роль была велика, и они разобщили многие блоки, первичное положение которых мы реально не можем восстановить.

Вышеизложенное показывает, что раннекиммерийская орогения охватила обширный район от Мезийской платформы, через Понтиды до Скифской платформы и всего Кавказского региона. Эта орогения была связана с задуговым внутриплитным сжатием в тылу Понтид и с коллизией с Киммерийским палеоконтинентом в секторе южнее Каспия. Ширина полосы раннекиммерийского сильного сжатия от Кряжа Карпинского до Понтид превышала 700 км. Более того, в пределах Восточно-Европейской платформы пологая литосферная складчатость и инверсия многих авлакогенов проявилась на границе триаса и юры на фоне общего воздымания этого кратона (см. рис. 2.16, 2.17). Раннекиммерийское сжатие охватило всю Восточную Европу вместе с Урало-Новоземельским поясом. Причина этого суперегионального сжатия не ясна. Отметим, что в то же время в приатлантической Европе и в западной части Тетиса преобладало растяжение [Ziegler, 1990]. Возможно, механизм региональных напряжений был связан с глобальной перестройкой кинематики плит и вращением Восточно-Европейского палеоконтинента. Но здесь мы только ставим эту проблему.

Синемюрско-среднекелловейский среднекиммерийский тектонический цикл

Вслед за раннекиммерийской орогенией область бывшего орогена, включая Скифско-Кавказско-Понтидский регион, с юга была ограничена гипотетической магматической дугой и зоной субдукции океана Нео-Тетис с северным падением. В синемюре-аалене возникла система новых рифтовых бассейнов растяжения в задуговой обстановке, включая трог Большого Кавказа, Южно-Крымский трог, трог Добруджи, трог Среднегорье-Балканиды и, вероятно, Восточно-Понтидский бассейн. Этот цикл задугового растяжения при переходе от аалена к байосу перешел в эпоху сжатия и инверсии с главной среднекиммерийской орогенией в конце бата-перед келловеем. В байосе этот орогенический цикл сопровождался связанным с субдукцией в основном андезитовым крупномасштабным вулканизмом вдоль южного края трога Большого Кавказа [Панов, Гущин, 1987, 1993; Короновский и др., 1987; Адамия и др., 1989; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998; Nikishin et al., 2001]. Этот вулканизм происходил на фоне регионального задугового сжатия. Также, к северу от трога Большого Кавказа вдоль южного края Скифской платформы в позднем аалене-байосе формировался форландовый флексурный краевой прогиб [Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998].

Большой Кавказ и Южный Крым

Крупный бассейн Большого Кавказа и Южного Крыма сформировался в ранней юре. На западе он, вероятно, был связан с остаточными после раннекиммерийской орогении бассейнами Южный Крым–Кюре и Северная Добруджа [Панов, Гущин, 1987; Муратов, 1969; Панов и др., 1994, 1996; Никишин и др., 1997; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998; Nikishin et al., 2001]. Хроно- и литостратиграфия для ранней и средней юры для этого региона показана на рисунках 2.11, 2.18, 2.19. Палеогеографическая реконструкция для тоара показана на рис. 2.20.

Трог Большого Кавказа начал погружаться в синемюре. Это следует из того, что синемюр представлен мелководными обломочными породами с конгломератами в полосе Большого Кавказа, налегающими на разновозрастный фундамент. К позднему синемюру и раннему плинсбаху на бортах трога Большого Кавказа относятся и лавы кислого и среднего состава. Их интерпретация дискуссионна. Но вполне вероятно, что они образовывали надсубдукционный вулканический пояс. В этом случае следует, что раннеюрский трог Большого Кавказа образовался при продольном расколе вулканической дуги и начал формироваться как междуговой бассейн. Есть точка зрения [Короновский и др., 1997], что данный вулканизм был чисто рифтовым не в связи с зоной субдукции. В этом случае отрицается задуговая природа раннеюрского трога Большого Кавказа. Но, с нашей точки зрения, тот факт, что синемюрплинсбахские вулканиты имеются и южнее, и севернее трога Большого



Рис. 2.18. Хроностратирафия ранне-среднеюрких отложений Восточного Кавказа и Предкавказья Линия разреза показана на рис. 2.7 [Nikishin et al., 2001].



Рис. 2.19. Хроностратирафия юрско-палеогеновых отложений Большого и Малого Кавказа

Линия разреза показана на рис. 2.7 [Nikishin et al., 2001]



Рис. 2.19 (окончание)

1 – конгломераты; 2 – мергели; 3 – турбидиты; 4 – базальты; 5 – песчаники; 6 – известняки; 7 – брекчии; 8 – базальты, андезиты; 9 – терригенные отложения; 10 – кремнистые сланцы и известняки; 11 – олистостромы; 12 – андезиты, риолиты; 13 – аргиллиты; 14 – пелагические известняки, мергели и сланцы



Рис. 2.20. Палеотектоническая-палеогеографическая карта Восточной Европы для ранней юры, тоара Составили А.М. Никишин, Д.И. Панов, П.А. Фокин

Кавказа, свидетельствует скорее в пользу раскола и рифтинга вдоль надсубдукционной вулканической дуги. Этот тип вулканизма как раз является переходным от известково-щелочного судбукционного к бимодальному синрифтовому (но вопросы геохимии этих вулканитов пока строго не решены).

Мелководные осадки синемюра-нижнего плинсбаха переходят вверх по разрезу в глубоководные сланцы и турбидиты с возрастом от позднего плинсбаха до раннего аалена. Быстрое позднесинемюрское, плинсбахское и ааленское погружение сопровождалось базальтовым и риолитовым вулканизмом с многочисленными дайковыми роями [Панов, Гущин, 1987]. Хотя геохимия базальтов близка к MORB-типу, нет свидетельств раннеюрских офиолитов на Большом Кавказе. Значит, раннеюрский трог Большого Кавказа не имел океанической коры и имел ширину глубоководной части не более 200–300 км. Начало инверсионных движений в зоне трога Большого Кавказа фиксируется началом транспорта грубого обломочного материала с юга на Скифскую платформу в позднем аалене-байосе. Хотя в наиболее глубоких центральных частях бассейна глубоководная седиментация проходила до позднего бата.

Скифская платформа

Скифская платформа стала в ранней юре северным плечевым поднятием для рифтогенного трога Большого Кавказа. В синемюре она была областью эрозии. Но в плинсбахе и тоаре в ее пределах возникла система узких грабенообразных мелководных морских и аллювиальных бассейнов [Панов и др., 1996]. Плинсбахское погружение в ряде этих бассейнов сопровождалось излияниями дацитов, риолитов, андезитов и базальтов (следует отметить дискуссионность возрастов этих лав) [Панов, Гущин, 1997]. В позднем аалене и байосе Скифская платформа в основном на юге перекрылась чехлом мелководных морских и континентальных осадков, которые заполнили форландовый бассейн для инверсированной структуры трога Большого Кавказа.

Южно-Крымский трог

После фазы инверсии (возможно, неполной) в конце триасагеттанге в Южно-Крымском троге возобновилось погружение, начиная, по крайней мере, с позднего синемюра (см. рис. 2.11). В позднем синемюре-тоаре для Южно-Крымского трога реконструируется его шельфовая, склоновая части и глубоководная зона (рис. 2.21, 2.22). Более мелко-



Рис. 2.21. Хроностратиграфическая схема отложений верхнего триаса и нижней-средней юры Лозовской зоны Юго-Западного Крыма Составили Д.И. Панов, С.Н. Болотов и А.М. Никишин





водная северная Эскиординская (или Лозовская) зона сложена обломочными комплексами и олистостромами с блоками дезинтегрированной шельфовой карбонатной платформы; более глубоководная зона образована турбидитами верхнетаврической свиты. Южно-Крымский трог испытал инверсию с сильным сжатием в аалене-раннем байосе. Это событие сопровождалось формированием Битакского краевого прогиба вдоль северного края бывшего трога, выполненного мощной серией конгломератов, и формированием серии внутренних (типа межгорных) впадин с угленосными формациями типа Бешуйского бассейна [Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 1998]. После данного орогенического события произошло заложение вулканической дуги в позднем байосе с формированием комплексов отложений от наземных вулканитов до глубоководных вулканогенно-осадочных турбидитов. Формирование вулканической дуги сопровождалось внедрением среднеюрских интрузий с непрерывным составом от габбро через диориты к плагиогранитам [Муратов, 1969]. В бате отмечается обломочная седиментация, а в конце бата – начале келловея вся зона Южного Крыма испытала значительное сжатие и среднекиммерийскую орогению. Эта среднекиммерийская орогения прослеживается и на запад в Добрудже, где также имели место предкелловейские орогенические движения со значительной эрозией [Seghedi, 2001, Nikishin et al., 2000, 2001].

Центральные Понтиды

Таврический флиш Крыма в широком смысле понятия является эквивалентом флишевого комплекса Кюре в Центральных Понтидах [Robinson & Kerusov, 1997]. В этом районе бассейн Кюре был полностью закрыт в предкелловейское время. Это событие сопровождалось выжиманием на поверхность пермо-триасовых офиолитов и внедрением среднеюрских интрузивов, обусловленных субдукцией [Yilmaz et al., 1997, Ustaömer & Robertson, 1997].

Восточные Понтиды

Во внешней зоне Восточных Понтид, расположенных ближе к Кавказу, выделяется субширотный Восточно-Понтидский бассейн, который начал погружение в синемюре-плинсбахе и закончил погружение в бате [Okay & Sahinturk, 1997] или, более вероятно, в конце тоара [Robinson et al., 1995]. Его осадочное заполнение превышает 2000 метров осадков с фациями от мелководных до глубоководных конгломератов, обломочных осадков и турбидитов, которые вместе называются формацией Келкит. Формация также содержит вулкано-кластический материал и карбонаты в фации Ammonitico Rosso. Формация залегает на палеозойских высокометаморфических комплексах и карбоновых конглометатах. Далее к югу эквивалентом формации Келкит являются тонкие пелагические фации [Okay & Sahinturk, 1997]. Восточно-Понтидский бассейн может рассматриваться как бассейн синхронный и примерно параллельный трогу Большой Кавказ-Южный Крым, или как его ответвление. Однако, биостратиграфический контроль для нижней юры Восточных Понтид пока не строгий [Robinson et al., 1995], необходимы дополнительные данные для подтверждения или опровержения вышеизложенной концепции.

Наличие большого количества плохо датированных юрских базальтов, андезитов и туфов, которые находятся на продолжении хорошо датированных среднеюрских вулканитов Закавказья, позволяет предполагать в Восточных Понтидах наличие среднеюрской вулканичекой дуги, связанной с зоной субдукции с северным падением [Robinson et al., 1995; Banks & Robinson, 1997; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998; Yilmaz et al., 2000]. Полевые работы в Восточных Понтидах, проведенные в 2003 году и в которых принимал участие А.М. Никишин, подтвердили значительную вероятность того, что в Восточных Понтидах наблюдается продолжение Закавказского среднеюрского вулканического пояса.

Предположительно среднеюрские вулканиты лежат с несогласием на нижнеюрских комплексах, из чего делается вывод об ааленской или предбайосской орогении в пределах Восточных Понтид [Robinson et al., 1995], как и в случае Большого Кавказа.

Мезийская платформа

На Мезийской платформе седиментация была прервана в ранней юре и возобновилась в бате-келловее в виде отложений тонких континентальных и морских обломочных осадков [Harbury, Cohen, 1997]. Однако вдоль южного края платформы в современной области Стара Планина (бассейн Среднегорье-Балканиды по [Georgiev et al., 2001]) толща мощностью более 1500 метров накопилась в ранней-средней юре. Эта толща содержит плинсбахско-тоарские турбидиты с глыбами палеозойских, триасовых раннеюрских пород и аален-байос-батскую (синорогенную – ?) сланцево-олистостромовую толщу. Пока нет четких свидетельств среднеюрских компрессионных деформаций в этом бассейне [Banks, 1997], но в последних работах указывается на наличие значительной позднебатской орогении [Georgiev et al., 2001], так как келловейско-оксфордские карбонаты несогласно перекрывают складчатую структуру.

Бассейн Стара Планина (или Среднегорье–Балканиды), вероятно, формировался как рифтовый бассейн растяжения. На востоке он по простиранию переходит в бассейн между блоками Стамбул и Сакарья в Турции, где рифтогенез перерос в формирование микроокеанического бассейна. Этот бассейн, вдоль которого проходит современная офиолитовая сутура Интрапонтиды, был закрыт в меловое время [Okay, 2000].

Среднеюрский Крымско-Закавказский вулканический пояс

Среднеюрские вулканиты хорошо задокументированы на Кавказе и в Крыму, в Грузии, Азербайджане, Армении, России и Украине [Зоненшайн и др., 1990; Лордкипанидзе, 1981; Nikishin et al., 1998, 2001]. Обнажения вулканитов известны вдоль южного склона Большого Кавказа и на Дзирульском массиве в Грузии и России, в Сомхето-Карабахской вулканической зоне в Азербайджане и Армении, а также в южном Крыму. Глубокое бурение в Куринской олигоцен-четвертичной молассовой впадине в Азербайджане к югу от Большого Кавказа (Саатлинская скважина, глубина 8324 метра) вскрыла вулканическую серию в целом известково-щелочного состава на глубинах от 3540 до 8324 метра (известная мощность вулканитов составляет 4784 метра, основание не вскрыто). Возраст в основном среднеюрский. Эти новые данные показывают, что среднеюрский вулканический пояс прослеживается от южного Крыма (примерно от Севастополя) до Южного Каспия в Азербайджане [Лордкипанидзе, 1981]. Минимальная длина вулканического пояса 1500 км. Это один из крупнейших вулканических поясов в Европе (рис. 2.23). Его крайнее западное продолжение известно на дне Черного моря в 20-50 км юго-западнее Севастополя [Шнюков и др., 1997]; нет корректных данных о его продолжении на Балканы. Его крайнее восточное продолжение известно в Азербайджане; нет данных о его продолжении в Эльбурс или Загрос в Иране (хотя это не исключено).

Данные по геологии Турции противоречивы [Robinson, 1997; Okay and Sahinturk, 1997; Yilmaz et al., 1997], но А. Робинсон [Robinson et al., 1995] обсуждает то, что среднеюрский байос-батский вулканический пояс прослеживается вдоль Восточных Понтид (это подтверждается результатами наших полевых работ в Понтидах в 2003 году). Восточно-Понтидский вулканический пояс, вероятно, был частью Крымско-Закавказского вулканического пояса, который был оторван от последнего во время раскрытия Восточно-Черноморского бассейна в меловое время [Никишин и др., 2001].



Рис. 2.23. Палеотектоническая-палеогеографическая карта Восточной Европы для средней юры, байоса

Составили А.М. Никишин и П.А. Фокин

Есть основания считать, что среднеюрские вулканиты перекрывали современные поднятия Андрусова и Шатского в Черном море. Основные причины для этого следующие: (1) поднятие Шатского является продолжением массива Дзирула в Грузии, перекрытого байосскими лавами; среднеюрские вулканиты Дзирулы и южного склона Большого Кавказа естественно продлеваются в плане на поднятие Шатского; (2) позднеюрские отложения горы Демерджи в Крыму возле Алушты содержат около 500 метров конгломератов, обогащенных галькой среднеюрских лав и интрузивов [Чернов, 1971 и наши данные], размер валунов достигает 50–100 см и транспорт материала был с юга; реконструкции показывают, что это могли быть современные поднятия Андрусова и Шатского.

Возраста вулканитов определены по палеонтологическим данным. В Южном Крыму это поздний байос [Муратов, 1969; Nikishin et al., 2001]; на южном склоне Большого Кавказа в обнаженной части – байос [Панов, Гущин, 1987; Nikishin et al., 2001]; в Сомхето-Карабахской зоне – байос-бат [Nikishin et al., 2001]. Данные по Саатлинской скважине не имеют хорошего палеонтологического контроля, и официально дается ранняя-средняя юра, но байосский или байос-батский возраста являются наиболее вероятными (по крайней мере, для основной части вулканитов).

Вулканизм закончился у границы байоса и бата в большей части вулканического пояса [Панов, Гущин, 1987; Nikishin et al., 2001], но он продолжался в бате в Сомхето-Карабахской зоне. Вулканизм сопровождался интрузивным магматизмом в байосе-бате. Вулканизм начался после фазы сжатия у аален-байоской границы, и вулканиты были деформированы во время орогенической фазы у бат-келловейской границы [Nikishin et al., 2001].

Длительность вулканизма была близка к 5–10 (15) млн лет; но скорость вулканизма была очень высокой с излияниями до 3–4 км вулканитов.

Геодинамическая интерпретация данного вулканического пояса дискуссионна. Большинство авторов связывают его формирование с зоной субдукции с северным падением [Лордкипанидзе, 1981; Зоненшайн и др., 1990; Robinson et al., 1995; Nikishin et al., 1998 a,b, 2001]. Некоторые авторы предполагают наличие нескольких зон субдукции [Hess et al., 1993]; а, в основном, турецкие геологи вообще не привлекают данные по этому поясу для реконструкций [Yilmaz et al., 1997; Okay and Sahinturk, 1997]. Но основная гипотеза состоит в том, что данный пояс маркировал юрскую активную окраину континента на границе с океаном Нео-Тетис [Зоненшайн и др., 1990; Nikishin et al., 2001]. Имеющиеся геохимические данные по вулканитам пояса [Лордкипанидзе, 1981] указывают на его связь с зоной субдукции.

Наши реконструкции для средней юры показывают, что протяженный вулканический пояс имел ширину до 200–250 км. К югу от этого пояса прослеживаются современные офиолитовые пояса Анкара– Эрзинджан (южнее Понтид) и Севан–Зангезур (южнее Закавказского вулканического пояса). Возраста офиолитов и связанных с ними пород дискуссионны. Но новые данные показывают, что океанический бассейн был южнее вулканического пояса, по крайней мере, с позднего триаса до позднего мела [Okay, 2000; Nikishin et al., 2001; Zakariadze et al., 2000]. Из этого следует, что зона субдукции среднеюрского Крымско-Закавказского вулканического пояса проходила близко к положению современного офиолитового пояса Анкара–Эрзинджан–Севан–Зангезур.

Новые данные Г.С. Закариадзе и др. [Zakariadze et al., 2000] показывают, что офиолиты Севанской сутуры и их перекрытия содержат следующие компоненты: (a) островодужные толеиты (225±10 млн лет, Sm-Nd, Rb-Sr); (б) бонинитовая офиолитовая серия (160±4 млн лет, U-Pb; 162±8 млн лет, K-Ar); (в) вулканогонно-осадочные отложения с вулканитами MORB и OIB типов и с пелагическими и мелководными осадками с возрастами от позднего триаса до коньяка. Более того, Sm-Nd данные по гранатовым амфиболитам из серпентинитового меланжа и олистостромов дали возраста 224±6, 155±11, 86±10 млн лет. Также, Г.С. Закариадзе и др. в их сводке отметили, что связанный с субдукцией вулканизм в Закавказье имел место примерно 230 (толеитовые базальты), 200 (риолиты, диориты, кварцевые диориты), 180-160 (островодужные вулканиты) и 150-140 (островодужные вулканиты) миллионов лет назад. Выше перечисленные данные позволяют предполагать [Никишин и др., 1987; Zakariadze et al., 2000; Nikishin et al., 2001], что Севанская сутура была зоной субдукции как минимум с триаса и до позднего мела.

Восточно-Европейская платформа

В геттанге-аалене почти вся Восточно-Европейская платформа располагалась выше уровня моря и подвергалась эрозии. Только со среднего байоса некоторые бассейны стали погружаться вновь, как это следует из анализа мелководно-морских и континентальных осадков Днепровского, Прикаспийского и Московско-Мезеньско-Печорского бассейнов (см. рис. 2.23, 2.24). Соответственно, пока не ясно, были ли заметные внутрикратонные деформации в пределах Восточно-Европейской платформы в ходе среднекиммерийского тектонического цикла.


Рис. 2.24. Палеотектоническая-палеогеографическая карта Восточной Европы для средней юры, позднего бата-раннего келловея Составили А.М. Никишин и П.А. Фокин

Среднекиммерийская орогения

Изложенное выше показывает, что раннеюрские бассейны: трог Большого Кавказа, Южно-Крымский бассейн и, возможно, Восточно-Понтидский трог являлись системой задуговых бассейнов растяжения [Никишин и др., 1997; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998]. Основные аргументы в пользу того, что эти бассейны, превращенные в складчатые зоны, имели рифтинговое происхождение – это их быстрое погружение, сопряженное с подъемом плечевых поднятий, и присутствие бимодального вулканизма. Раннеюрский бассейн Большого Кавказа–Южного Крыма характеризовался сильно утоненной континентальной корой. Этот бассейн сопоставим с современными сохранившимися задуговыми бассейнами типа Восточно-Черноморского. Типичная ширина такого рода бассейнов близка к 200 км, а глубина – до 2–3 км.

Среднеюрская среднекиммерийская фаза задугового сжатия, которая в значительной степени воздействовала на бассейны Большого Кавказа-Южного Крыма и Восточных и Центральных Понтид, вероятно, слабее проявилась в Западных Понтидах и в зоне Родопы-Странджа [Banks & Robinson, 1997; Banks, 1997; Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 2001]. Трог Большого Кавказа был частично инверсирован, особенно вдоль его северного края. Наиболее интенсивные деформации имели место у ааленско-байосской границы и в бате [Панов, Гущин, 1987; Короновский и др., 1987, 1990; Белов и др., 1990; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998]. Южно-Крымский трог испытал первую фазу инверсии в позднем аалене-раннем байосе, а вторую – в позднем бате-раннем келловее [Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998]. Вероятно, эти же фазы деформаций имели место и в бассейне Кюре Центральных Понтид, где они хуже датированы [Ustaomer, Robertson, 1997; Nikishin et al., 2001]. В Восточных Понтидах главная фаза деформаций имела место в аалене или у границы аалена и байоса [Robinson et al., 1995], хотя ее датировка пока дискуссионна. В Закавказье также намечается предбайосская фаза деформаций (см. рис. 2.19). Для Северо-Добруджинского бассейна нет строгих данных о раннеюрских структурах растяжения, но отмечается перестройка бассейна у границы триаса и юры и допускается, что в лейасе новая фаза рифтинга имела место [Nikishin et al., 2000; Seghedi, 2001]. К северу от Северо-Добруджинского бассейна в средней юре формировался молассовый бассейн с мощностью обломочных осадков 1600 метров [Круглов, Ципко, 1988], что свидетельствует в пользу среднекиммерийской орогении в Добрудже [Nikishin, Seghedi et al., 2000]. Для зоны Странджа в Балканидах намечена фаза сжатия в бате [Banks, 1997].

Среднекиммерийский тектонический цикл контролировался активностью Нео-Тетической субдукционной системы. После позднетриасовой аккреции континентальных террейнов произошел некоторый перескок зоны субдукции к югу от последних, и инициировалась новая зона субдукции (возможно, в геттанге). В синемюре–аалене, вероятно, скорость субдукции уменьшилась, что привело к главной фазе задугового растяжения. Однако, с позднего аалена скорость субдукции, вероятно, снова возросла, это вызвало начало задугового сжатия и крупномасштабный среднеюрский субдукционный вулканизм. Максимум сжатия пришелся на бат–ранний келловей. Среднекиммерийская орогения также совпадает с важной перестройкой кинематики литосферных плит в Тетической и Атлантической областях [Stampfli et al., 2001, Ziegler et al., 2001].

Позднеюрско-берриасовый позднекиммерийский тектонический цикл

После среднекиммерийской орогенической фазы область Большого Кавказа–Южного Крыма снова была вовлечена в новый цикл рифтинга, начавшегося в келловее и закончившегося в берриасе позднекиммерийским орогеническим событием [Никишин и др., 1997; Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998; Brunet et al., 2003]. Основные позднеюрские рифтогенные бассейны следующие: Южный Каспий–трог Южного склона Большого Кавказа, Южно-Крымский, Добруджинский, Терский, Западно- и Восточно-Кубанский, и, возможно, Каркинитский, располагающийся между Крымом и континентальной Украиной (рис. 2.25).

Сходным образом зоны Понтид и Странджи–Балканид были областью позднеюрского корового растяжения, закончившегося в киммеридже и раннем мелу [Yilmaz et al., 1997; Bank & Robinson, 1997]. В Западных, Центральных и Восточных Понтидах позднеюрские базальные обломочные осадки несогласно перекрывают мозаику метаморфических и осадочных пород со значительными латеральными изменениями мощностей, что указывает на наличие многочисленных разломов растяжения. Вверх по разрезу осадки переходят в карбонатную толщу келловея–верхней юры и неокома, с увеличением мощности и палеоглубин седиментации к югу в сторону окраины континента [Yilmaz et al., 1997; Okay, Sahinturk, 1997, 2003]. В келловее–верхней юре имеются горизонты лав и туфов [Okay, Tuysuz, 2003].



Рис. 2.25. Палеотектоническая-палеогеографическая карта Восточной Европы для поздней юры, киммериджа-титона Составили А.М. Никишин и П.А. Фокин В апте-альбе в Понтидах (особенно Центральных) формировалась система субширотных грабенов, заполнявшихся обломочными толщами, включая турбидиты и крупные олистолиты верхнеюрских известняков [Okay, Tuysuz, 2003], в апте-альбе имеются горизонты туфов и вулканокластических пород.

В пределах Балканид сейсмические профили задокументировали систему конседиментационных нормальных сбросов, которые контролировали погружение южного края Мезийской платформы [Sinclair et al., 1997]; на этих синрифтовых комплексах залегает карбонатная платформа верхней юры и нижнего мела [Harbury & Cohen, 1997]. В Добрудже позднеюрская карбонатная платформа содержит киммериджские базальтовые потоки, вероятно, связанные с фазой рифтового растяжения [Seghedi, 2001]. Во время поздней юры и нижнего мела большая часть Скифской платформы перекрывалась разнофациальными шельфовыми осадками.

Район Скифской платформы

В районе Скифской платформы основными позднеюрскими рифтовыми бассейнами являются бассейн Южного Каспия–Южного склона Большого Кавказа, Южно-Крымский бассейн, Терский бассейн, Западно- и Восточно-Кубанский бассейны, и, возможно, Каркинитский бассейн.

Трог южного склона Большого Кавказа

В полосе Большого Кавказа наблюдается региональное угловое несогласие в подошве келловейских осадков, фиксирующее среднекиммерийское орогеническое событие [Хаин и др., 1951; Панов, Гущин, 1987; Короновский и др., 1987, 1990]. Вдоль Южного склона Большого Кавказа это несогласие четко не проявлено, что может свидетельствовать о том, что там в предкелловейское время сохранялся небольшой остаточный бассейн, не подвергшийся среднекиммерийской инверсии [Хаин и др., 1951]. Разрезы от келловея до титона-берриаса представлены относительно глубоководными фациями с турбидитами и олистостромами мощностью несколько километров. Трог Южного склона Большого Кавказа с севера и юга на бровках шельфа был ограничен рифовыми поясами, которые в разных масштабах формировались в позднем келловее–оксфорде–раннем киммеридже и в позднем титоне–берриасе.

Позднекелловейско-оксфордские щелочные и оливиновые базальты известны в Грузии вдоль южного края трога Большого Кавказа. В Грузии в пределах Рионского бассейна на продолжении Дзирульского массива скважинами вскрыта крупная провинция оливиновых базальтов и родственных пород, мощность вулканической толщи достигает 1–2,5 км, возраст датирован плохо, предполагается келловейско-киммериджский интервал [Надареишвили, 2002].

Келловейско-позднеюрский трог Большого Кавказа был параллелен известково-щелочному вулканическому поясу Понтиды-Закавказье [Лордкипанидзе, 1980; Никишин и др., 1997]. Значит, погружение трога было в обстановке задугового растяжения [Лордкиапанидзе, 1980; Монин, Зоненшайн, 1987; Dercourt et al., 1993, 2000; Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 1998 a,b, 2001]. Отсутствие позднеюрских офиолитов на Большом Кавказе свидетельствует в пользу того, что растяжение в троге не доходило до разрыва континентальной коры. В то же время, трог Большого Кавказа по простиранию на восток переходил в бассейн Южного Каспия (современная мощность осадков в нем достигает 25 км). Вероятно, в Южном Каспии келловейско-позднеюрский задуговой рифтинг привел к локальному спредингу океанической коры [Zonenshain & Le Pichon, 1986; Dercourt et al., 1993; Nikishin et al., 2001]. Эта гипотеза обосновывается численным моделированием истории погружения в районе Эльбурса и Иранского Туркменистана [Stampfli et al., 2001], нашими данными по истории погружения Копетдага в Туркменистане (на келловей-позднюю юру приходится фаза быстрого погружения, которая интерпретируется как синрифтовая [Коротаев, 1998]). Трог Большого Кавказа испытал слабые компрессионные деформации на границе юры и мела [Хаин и др., 1951 и наши данные].

Западно- и Восточно-Кубанский бассейны и Терский бассейн

В Западно- и Восточно-Кубанском бассейнах и в Терском бассейне накопилось 2-3 км отложений келловея-верхней юры [Короновский и др., 1987; Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 1998]. Отложения келловеянижнего оксфорда представлены конгломератами, алевролитами, глинами и мелководно-морскими карбонатами. В среднем и позднем оксфорде рифовые пояса оконтуривали центральные части бассейнов с более быстрым погружением и более глубоководной седиментацией. В позднем киммеридже-раннем титоне между трогом Большого Кавказа и данными бассейнами обособилось небольшое поднятие в рельефе. Это привело к некоторой изоляции бассейнов юга Скифской платформы и накоплению в них толщи эвапоритов. Быстрое келловейско-позднеюрское погружение бассейнов вдоль южного края Скифской платформы [Болотов, 1996; Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998], вероятно, было обусловлено растяжением коры, связанным с раскрытием задугового трога Большого Кавказа [Никишин и др., 1994, 1997]. Однако пока не обнаружено существование сбросов под этими бассейнами.

В конце титона или в берриасе бассейны юга Скифской платформы были полого деформированы и приподняты. Это видно при анализе сейсмических профилей: на некоторых профилях в Кубанском бассейне мел ложится на пологие эродированные складки в верхней юре [Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998].

Крым

В келловее-титоне Южный Крым был перекрыт, в основном, карбонатной платформой. Однако коровое растяжение в Южном Крыму привело к дифференцированному погружению бассейна, в котором келловейско-нижнеберриасские осадки фациально и по разрезу меняются от мелководных до относительно глубоководных, включая конгломераты, карбонаты, рифовые постройки, турбидиты мощностью в несколько сотен метров [Муратов, 1969]. В берриасе Южно-Крымский бассейн был деформирован с имбрикацией деформированных тектонических пластин с южной вергентностью, в ряде районов отмечаются срывы келловейско-верхнеюрских комплексов с основания [Милеев и др., 1995].

Северная Добруджа и Мезийская платформа

В пределах Северной Добруджи инверсионные движения имели место в средней юре. Верхнеюрские мелководные карбонаты ложатся несогласно на разновозрастные в основном глубоководные осадки. Киммериджские базальты вдоль юго-западного края бассейна являются показателем тектоники растяжения в бассейне [Sandulescu et al., 1995; Seghedi, 2001].

В поздней юре восточный край Мезийской платформы также испытал тектоническое растяжение [Белоусов, Вольвовский, 1989; Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998]. Это следует из того, что мелководные осадки Болгарского блока Варна на восток переходят в зону более глубоководной и некомпенсированной седиментации [Дачев и др., 1989].

Сходным образом система позднеюрских конседиментационных сбросов наблюдается и вдоль южного края Мезийской платформы; рифтообразная структура погружалась в сторону Балканид [Sinclair et al., 1997].

Восточно-Европейская платформа

Большая часть платформы в поздней юре была покрыта осадочными бассейнами (см. рис. 2.25). Пока нет корректных данных о внутри-

плитных деформациях в ее пределах, но можно допускать минимальную активизацию процессов растяжения в ряде девонских рифтов.

Позднеюрский Закавказский вулканический пояс

В Закавказье в полосе Сомхето-Карабахского среднеюрского вулканического пояса широко проявился вулканизм и в келловее-поздней юре [Лордкипанидзе, 1980; Nikishin et al., 2001]. На келловей и оксфорд приходится минимум вулканизма, на киммеридж – максимум, а для титона он не известен. В киммеридже формировался вулканический пояс с преобладанием вулканов центрального типа и излияниями дацитов, андезитов и базальтов с большим количеством вулканокластического материала. Мощность вулканитов достигает 600-1000 метров. Вулканизм сопровождался позднеюрским интрузивным магматизмом с внедрением многочисленных интрузий с габброидами, диоритами и гранитоидами. В Саатлинской скважине в Куринском бассейне также вскрыты позднеюрские вулканиты. По геохимии позднеюрские вулканиты отвечают надсубдукционным вулканическим сериям [Лордкипанидзе, 1980]; вероятно, желоб субдукционной системы находился в районе современной Севанской офиолитовой сутуры сразу южнее Сомхето-Карабахского вулканического пояса.

Куда прослеживается Сомхето-Карабахский (Закавказский) вулканический пояс на запад, строго не установлено. На его западном продолжении имеются мощные послеюрские комплексы, которые скрывают данные о позднеюрских образованиях. Наиболее вероятно, что Сомхето-Карабахский вулканический пояс прослеживается в Понтиды (по крайней мере, в Восточные Понтиды) [Okay, Sahinturk, 1997; Никишин и др., 1997], однако, в целом верхняя юра Понтид – это карбонаты с отдельными горизонтами лав и туфов [Robinson et al., 1995].

На восток Закавказский пояс по сдвиговой зоне, вероятно, переходил в вулканический пояс в Иране севернее Загроса Санандадж– Сирджан, хотя для последнего датировки возрастов вулканизма пока строго не обоснованы.

Позднекиммерийская орогения

В келловее-поздней юре эволюция Скифской платформы и всей области от Мезийской платформы до Южного Каспия контролировалась задуговым растяжением. Зона самого субдукционного желоба прослеживалась южнее Понтид и Закавказского вулканического пояса. Еще южнее находился океан Нео-Тетис [Никишин и др., 1997; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998].

Позднекиммерийская компрессионная фаза была, вероятно, обусловлена кратковременным задуговым сжатием в связи с какими-то изменениями в субдукционной системе и с коллизионными процессами на Балканах. Это задуговое сжатие привело к пологим складчатым деформациям на Скифской платформе, к более сложным складчато-надвиговым деформациям в Южном Крыму и в Западных Понтидах, к слабым деформациям вдоль трога Большого Кавказа. В Восточных Понтидах эти деформации были в малых масштабах. Но на Балканах она проявилась в значительных масштабах. Орогения имела место в Добрудже (возможно, в берриасе, но корректных данных нет [Nikishin, Seghedi et al., 2000]). В зоне Родопы-Странджа это событие четко фиксируется как фаза метаморфизма и охлаждения [Banks & Robinson, 1997; Banks, 1997]. Позднекиммерийская орогения на Балканах, вероятно, была обусловлена закрытием океана Мелиата (одна из ветвей океана Нео-Тетис) и коллизией Родоп с греческими и Закарпатскими террейнами [Stampfli et al., 2001], но этот вопрос пока дискуссионен из-за неопределенности возрастов деформаций в Родопах. Позднекиммерийская фаза орогении, вероятно, проявилась и в Карпатах. По крайней мере, с рубежа юры и мела Карпатский бассейн стал заполняться флишем в связи с надвиганием на него закарпатских террейнов.

Мел-палеоценовый тектонический цикл

После позднекиммерийской фазы компрессионной тектоники Скифская и Мезийская платформы и Понтиды были относительно стабильными в неокоме-барреме с часто менявшимися палеогеографическими условиями [Никишин и др., 1997; Minkovska et al., 2002]. Но, вероятно, в пределах Добруджи в это время продолжались орогенические деформации [Seghedi, 2001]. На Балканах в области от Родоп и до Добруджи значительная орогения с региональным воздыманием имела место в апте-альбе [Minkovska et al., 2002].

В то же время, начиная с апта–альба, стали формироваться новые рифтовые бассейны, предшествовавшие раскрытию Черноморского бассейна [Robinson et al., 1996; Banks & Robinson, 1997; Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 2001].

Раннемеловые рифтовые системы и вулканические пояса

Раннемеловые рифтовые бассейны широко распространены в Черноморском регионе, но они пока слабо изучены. Также, намечается наличие крупного раннемелового субдукционного пояса.

Скифская платформа и сопряженные области

На Скифской платформе седиментация в позднем берриасе-барреме была нестабильной, более широко распространены осадки апта и альба. Раннемеловая седиментация прерывалась многочисленными региональными несогласиями, связанными и с нестабильной тектоникой, и с колебаниями уровня океана. Отложения от берриаса до валанжина представлены в основном шельфовыми карбонатами и обломочными породами, а в осадках от готерива до альба преобладают шельфовые песчаники, алевролиты и глины, но глубины шельфа могли достигать 300-500 метров [Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998; Барабошкин, 2001].

Следующие апт-альбские бассейны можно выделить в районе Скифской платформы: глубоководный трог Большого Кавказа, который прослеживается от Белогорского бассейна в Крыму [Муратов, 1969] до Южно-Каспийского бассейна. Вдоль северного фланга трога Большого Кавказа выделяются Дагестанский бассейн в Восточном Предкавказье и Кубанский бассейн в Западном Предкавказье; Каркинитский и Штормовой грабены в пределах Одесского шельфа; Альминский бассейн в югозападном Крыму; Салгирский грабен в южном Крыму.

После фазы внутриберриасской перестройки [Барабошкин, 2001] и возможных складчатых деформаций в начале мела вдоль северного края бассейна [Хаин и др., 1951] трог Большого Кавказа стал снова погружаться. Для нижнего мела типична глубоководная, иногда турбидитовая, седиментация. Апт-альбское погружение трога Большого Кавказа, возможно, контролировалось растяжением его коры [Никишин и др., 1997; Ломизе, 1969]. Кубанский и Дагестанский бассейны испытали быстрое погружение, особенно в апте-альбе. Погружение Кубанского бассейна сопровождалось вспышкой андезитового вулканизма [Болотов, 1996], хотя возраст этих вулканитов (Армавирский комплекс) пока дискуссионен.

Природа позднеберриасско-барремской тектоники Скифской платформы пока не ясна. В апте–альбе фазы быстрого погружения естественно можно объяснить фазами тектоники растяжения (или рифтинга), хотя доказанных сбросов того возраста пока строго не установлено [Никишин и др., 1997; Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998], поэтому необходимы дополнительные исследования. Более определенно можно говорить об апт-альбских рифтах в Крыму. В восточном Крыму в районе Белогорска выделен ограниченный разломами Белогорский грабен, выполненный толщей апта-альба мощностью 1 км [Муратов, 1969]. В южном Крыму выделяется Салгирский грабен, выполненный аптомальбом [Муратов, 1969; Бызова, 1981], хотя его история и природа пока плохо обоснованы. На Одесском шельфе выделяется Каркинитский грабен, содержащий более 3 км осадков. Его погружение началось с баррема или позднего готерива и продолжалось до альба. Главная фаза синрифтового погружения имела место в среднем и позднем альбе и сопровождалась значительным по объемам вулканизмом. Пострифтовое погружение началось с сеномана, хотя и не исключены дополнительные фазы растяжения и в сеномане (рис. 2.26) [Муратов, 1969; Чекунов и др., 1976; Григорьева и др., 1981; Лещух, 1992; Robinson, Kerusov, 1997; Никишин и др., 1997]. Грабен Штормовой расположен южнее Каркинитского грабена и был недавно выделен на сейсмических профилях [Robinson & Kerusov, 1997]. Альминский бассейн в Юго-Западном Крыму характеризуется относительно быстрым валанжин-раннеаптским погружением [Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998]; моделирование гравитационных данных показывает, что он ограничен нормальными сбросами со смещениями до 500 метров [Мелихов, Золотая, 1997].

Современная пассивная окраина Западно-Черноморского бассейна располагается на продолжении рифтоподобного Альминского бассейна. Морские подводные исследования обнаружили выступ кристаллических пород вдоль пассивной окраины Черноморской впадины примерно в 26 милях юго-западнее Севастополя [Шнюков и др., 1997]. Этот выступ, названный Ломоносовским массивом, прослеживается на 44 км вдоль пассивной окраины. В его пределах найдены [Шнюков и др., 1997] раннекарбоновые сланцы, позднетриасовый-нижнеюрский таврический флиш, среднеюрские известково-щелочные вулканические породы и раннемеловые(?) базальты, андезиты, шошонитовые базальты и дациты, перекрытые позднемеловыми мергелями и глинами. По геохимии раннемеловые(?) вулканиты имеют островодужный характер. Их К/Аг возраста варьируют от 150 до 100 и даже 65 млн лет Шнюков и др., 1997]. К северу от Ломоносовского массива в районе грабена Штормовой скважинами вскрыты андезиты, базальты и шошонитовые базальты альбско-туронского(?) возраста. В Крыму средне-позднеальбские и раннесеноманские (наиболее вероятно, по нашим данным, - позднеальбские) андезитовые туфы с перемытыми лапилли и бомбами известны в Юго-Западном Крыму в районе Балаклавы с транспортом материала с юга [Муратов, 1969; наши данные] (из этого следует, что наиболее вероятный возраст меловых вулканитов Ломоносовского массива – альб).

Позднеальбский туфовый метериал известен и у горы Кубалач возле Тополевки в восточном Горном Крыму [Муратов, 1969; наши данные]. Южнее Крыма также драгирован вулканический материал вероятного альбского возраста [Жигунов, 1983; Шнюков и др., 1997]. В отложениях западного Большого Кавказа в альбе-сеномане присутствуют метровые горизонты туфового материала андезитового состава, который не мог поступать издалека [Чаицкий, 1984]; наиболее вероятно, что вулканический пояс, поставлявший туфовый материал, находился на современных поднятиях Шатского и/или Андрусова до момента их отделения друг от друга (но не исключен местный источник вулканического материала). Далее, апт-альбские вулканиты в виде мощного вулканического пояса известны в Грузии в основном в Аджаро-Триалетской зоне. В Восточных и Центральных Понтидах в Турции допускается наличие аптальбских вулканитов; пока установлены горизонты с вулканокластическими породами в апт-альбских грабенах [Yilmaz et al., 1997; Okay, Sahinturk, 2003].

Можно ставить вопрос о выделении крупного апт-альбского вулканического пояса в районе Черного моря, который был разорван на фрагменты во время более позднего раскрытия последнего. В состав пояса входят: Ломоносовский массив, вулканиты южнее Крыма (южнее Севастополя и Ялты), гипотетические вулканиты поднятий Шатского и/или Андрусова, Аджаро-Триалетский пояс Грузии, альбские вулканиты Сомхето-Карабахского вулканического пояса. Длина пояса составляет не менее 1300 км. В составе вулканитов преобладают породы известковощелочного состава. Связь пояса с зоной субдукции является достаточно очевидной. Апт-альбский вулканизм в Аджаро-Триалетской зоне проходил на фоне погружения пояса и морской седиментации. Из этого вытекает вероятный вывод, что вулканизм имел место в надсубдукционной рифтоподобной зоне растяжения. Можно допустить, что в районе будущей Черноморской впадины величина этого растяжения была большей, и это привело к продольному рифтовому расколу магматической дуги.

Зона Южного Крыма в раннем-среднем альбе испытала воздымание на 200-250 метров; к концу альба это поднятие вновь было перекрыто морскими осадками. Мы допускаем, что альбское поднятие Южного Крыма было поднятием плеча рифта во время начала рифтинга в области современного Черного моря (с другой стороны, это воздымание могло быть связано с апт-альбской орогенией, появившейся на Балканах).

Мезийская платформа

Раннемеловой карбонатный шельф покрывал Мезийскую платформу до конца баррема. В апте-альбе вся область испытала воздымание



Рис. 2.26. Сейсмо-геологические профили через Каркинитский грабен [Nikishin et al., 2001 и данные Геологической службы СССР]

Профиль № 3





Рис. 2.26 (окончание)

и эрозию, имевшую большие масштабы на востоке платформы [Harbury & Cohen, 1997]. В Добрудже в течение всего(?) нижнего мела шло воздымание с вероятной орогенией. На Румынском шельфе карбонатная седиментация длилась до берриаса-валанжина, затем она сменилась на седиментацию мелководных обломочных пород и глин [Georgescu, 1997], возможно, в связи с возросшей эрозией поднятия Добруджа. В этом районе Румынского шельфа начало рифтинга приурочено к позднему альбу, когда началась турбидитовая седиментация [Georgescu, 1997]; в то же время, на Болгарском шельфе первые синрифтовые осадки приурочены к баррему и апту [Robinson et al., 1995, 1996].

Балканиды и Понтиды

По сравнению с Мезийской платформой, в пределах Балканид и Западных Понтид орогенические движения активно продолжались в раннем мелу. Это определяется по тому, что синорогеннные флишевые комплексы накапливались в форландовом бассейне южнее Мезийской платформы [Harbury & Cohen, 1997], и по тому, что метаморфизм в Западных Понтидах датирован с возрастом 117–109 млн лет [Okay et al., 1996; Stampfli et al., 2001]. Вероятно, к раннему мелу относится и закрытие офиолитовой сутуры Интрапонтиды вдоль южного обрамления Западных Понтид.

Во внешней части Западных Понтид (ближе к Черному морю) отложение платформенных карбонатов продолжалось в раннем мелу в неокоме-барреме. В конце баррема оно прервалось началом рифтовой фазы. Апт-нижний сеноман образует синрифтовые серии в полуграбенах, часто имеющие некоторые несогласия в основаниях. Классическим примером является субширотный рифтовый бассейн Улус южнее Синопа. Поздний сеноман и более молодые меловые осадки образуют пострифтовые серии [Okay et al., 1994; Gorur et al., 1993; Gorur, 1997; Robinson & Kerusov, 1997]. Восточные Понтиды были приподняты в конце баррема и в них не обнаружены серии апт-сеноманских синрифтовых осадков [Okay & Sahinturk, 1997]. Для Понтид, по сравнению с Крымом, есть только минимальные свидетельства раннемеловой вулканической активности [Yilmaz et al., 1997].

Закавказье

В Закавказье в Аджаро-Триалетском бассейне серия от апта до турона содержит обломочные осадки, базальты, андезиты и андезитовые туфы [Лордкипанидзе, 1980]. Это отражает условия корового растяжения в полосе надсубдукционного вулканического пояса. Куда этот пояс идет на запад – не ясно, но наиболее вероятно, что к Южному Крыму через поднятия Шатского и Андрусова.

Восточно-Европейская платформа

В неокоме Восточно-Европейская платформа была покрыта мелкими морями с очень изменчивыми очертаниями, что может свидетельствовать о слабых вертикальных движениях в ее пределах [Барабошкин, 2001]. Основные фазы перестроек и осушения приходятся на [Барабошкин, 2001] ранний берриас, поздний апт и ранний готерив.

Примерно начиная со среднего-позднего альба и до эоцена южная половина платформы (Перитетический бассейн) в основном была занята морскими бассейнами, раскрывавшимися в сторону океана Тетис [Герасимов и др., 1962] (рис. 2.27).

Некоторые выводы

Раннемеловая и особенно апт-альбская эволюция Скифско-Черноморско-Кавказского региона отражает новую фазу задугового растяжения, которая управлялась субдукционной системой, расположенной южнее Понтид и Закавказского вулканического пояса. Рифтинг воздействовал на многие регионы Мезийской и Скифской платформ и Понтиды и, вероятно, имел место в пределах современного Черноморского бассейна [Okay et al., 1994; Robinson & Kerusov, 1997; Никишин и др., 1997; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998]. Главный апт-альбский надсубдукционный вулканический пояс прослеживался от Закавказья до Южного Крыма.

Позднемеловое раскрытие Черноморского бассейна

Данные по истории формирования Черного моря приводятся, в основном, на основе статьи А.М. Никишина, М.В. Коротаева, А.В. Ершова и С.Н. Болотова [2001].

Общие сведения о Черноморской впадине

Черное море расположено между Украиной, Россией, Грузией, Турцией, Болгарией и Румынией. Площадь моря – 423 000 км², глубина – до 2,2 км. Структура Черноморской впадины известна в основном по сейсмическим данным [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Белоусов, Вольвовский, 1989; Вольвовский, Старостенко, 1996]; глубокие



Рис. 2.27. Палеотектоническая-палеогеографическая карта Восточной Европы для позднего мела, сеномана Составили А.М. Никишин, А.С. Алексеев, Л.Ф. Копаевич, П.А. Фокин

скважины проникли только в верхнюю плиоцен-четвертичную часть осадочного чехла. На уровне коровой структуры Черноморская впадина состоит из двух бассейнов: Западно-Черноморский бассейн, подстилаемый океанической или субокеанической корой с мощностью осадочного чехла до 19 км, и Восточно-Черноморский бассейн с сильно утоненной до 10 км континентальной корой и осадочным чехлом мощностью до 12 км. Эти бассейны разделены поднятием Андрусова с континентальной корой и мощностью осадочного чехла 5–6 км [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Белоусов, Вольвовский, 1989; Robinson, 1997]. Черноморская впадина окружена в основном позднекайнозойскими горными сооружениями с утолщенной континентальной корой в среднем до 40–50 км (Кавказ, Понтиды, Горный Крым, Балканиды) [Белоусов, Вольвовский, 1989; Вольвовский, Старостенко, 1996].

Выделяется пять сейсмических комплексов в осадочном чехле Черноморской впадины, границы между которыми остаются предметом дискуссий [Туголесов и др., 1985; Белоусов, Вольвовский, 1989]: гипотетический верхнемеловой, палеоцен-эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый, средне-позднемиоценовый и плиоцен-четвертичный. Предполагаемая мощность мелового комплекса составляет 5-6 км на западе и 3-4 км на востоке, вероятный состав по сейсмическим данным - карбонатный [Туголесов и др., 1985]. Палеоцен-эоценовый комплекс имеет вероятную мощность 3-5 км и сложен предположительно карбонатными и глинистыми породами. Олигоцен-нижнемиоценовый комплекс сложен в основном глинами мощностью до 4-5 км. Средне-позднемиоценовый комплекс также, вероятно, имеет глинистый состав и мощность до 1-3 км. Плиоцен-четвертичный комплекс сложен, в основном, глинами мощностью во внутренних частях бассейна до 2-3,5 км [Туголесов и др., 1985; Белоусов, Вольвовский, 1989; Иванов, 1999]. Для Черного моря, по сейсмическим данным, выделяется позднемиоценовый (вероятно, мессинский) эпизод значительного (не менее 1 км) падения уровня моря с формированием эрозионых речных систем во многих его частях. Все осадочные комплексы от мела до современных имеют практически горизонтальное залегание без заметных признаков деформаций (кроме некоторых краевых частей бассейна). Стратиграфия особенно нижних частей Черноморского бассейна пока плохо обоснована и различается согласно интерпретациям разных авторов [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988; Белоусов, Вольвовский, 1989; Robinson, 1997]. Например, не исключено, что аптско-альбский рифтовый комплекс имеется под позднемеловым чехлом на поднятиях Шатского и Андрусова, в Восточно-Черноморской впадине и по краям Западно-Черноморского бассейна.

Сейсмические данные показывают, что фундамент Черноморской впадины, по крайней мере, в некоторых местах, иссечен рифтовыми сбросами [Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1998; Robinson et al., 1996]. Эти данные свидетельствуют, что бассейн формировался в результате корового растяжения [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Gorur, 1988; Dercourt et al., 1993; Okay et al., 1994; Robinson, 1997; Никишин и др., 1997]. Вулканическая меловая известково-щелочная дуга располагается вдоль Понтид непосредственно южнее Черноморской впадины. Такая комбинация в плане бассейна растяжения и вулканической дуги привела к широко распространенному заключению о задуговой геодинамической природе бассейнов Черного моря [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Gorur, 1988; Dercourt et al., 1993].

Черноморская впадина с юга оконтуривается меловым вулкани-Среднегорье-Понтиды-Аджаро-Триалеты-Карабах ческим поясом [Лордкипанидзе, 1980; Zonenshain, Le Pichon, 1986; Dercourt et al., 1993; Okay et al., 1994; Banks, Robinson, 1997; Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 1998, 2001; Stampfli et al., 2001]. Хронология истории вулканического пояса изучена пока недостаточно. Аджаро-Триалетская вулканическая дуга в Грузии была активна с апта до турона (и с минимальной активностью – до кампана) [Лордкипанидзе, 1980; Карякин, 1989]. Понтидский вулканический пояс в Турции был активен с турона-коньяка до кампана (и с минимальной активностью - до маастрихта) [Gorur et al., 1993; Yilmaz et al., 1997; Okay, Sahinturk, 1997]; также предполагается слабая вулканическая активность в апте-альбе-сеномане, но она строго не обоснована [Gorur et al., 1993]. Вулканическая дуга Среднегорье в Болгарии была активна с турона до позднего кампана с максимум вулканизма в сеноне [Белоусов, Вольвовский, 1989; Okay et al., 1994; Georgiev et al., 2001].

Недавно обнаружена остаточная меловая вулканическая дуга вдоль северного края Западно-Черноморского бассейна [Шнюков и др., 1997; Nikishin et al., 2001]. Ее можно прерывисто проследить от южного Крыма до Аджаро-Триалетской зоны, как мы обсуждали выше. Нижнесеноманские породы юго-западного Крыма уже не содержат прослоев, обогащенных туфовым материалом. Мы можем предположить, что Западно-Черноморский бассейн и Восточно-Черноморский бассейн образовались при расколе примерно вдоль оси альбской Ломоносовско-Аджарской вулканической дуги в процессе рифтинга.

В зоне трога Большого Кавказа на западном Кавказе известны сеноманские пиллоу-лавы мощностью до 200 метров, ассоциируемые с глинисто-кремнистыми осадками и горизонтами обомочных потоков и олистостромов. Вероятная интерпретация этого явления – рифтовая активизация зоны трога в сеномане [Никишин и др., 2004].

Известные офиолитовые сутуры располагаются южнее Понтид. Главная сутура Измир–Анкара содержит меловые офиолиты и глубоководные осадки с возрастами от нория до сенона; из этого следует вероятность того, что океанический бассейн существовал, по крайней мере, с позднего триаса до сенона [Banks & Robinson, 1997; Okay, 1999; Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 2001]. Океанический бассейн Измир– Анкара был закрыт в основном в конце мела–палеоцене–раннем эоцене [Yilmaz et al., 1997] или перед началом дания [Ozgul et al., 1999]. Сутура Интра–Понтиды разделяет Западные Понтиды (зона Стамбул) на севере и зону Сакарья на юге [Yilmaz et al., 1997]. Интерпретация этой зоны неоднозначна [Robinson, 1997]. Возможно, она была меловым микроокеаническим бассейном, закрывшимся перед палеоценом [Elmas et al., 1999], но появляется все больше данных о ее закрытии в неокоме или у границы юры и мела.

Хронология событий и кинематическая модель раскрытия Черноморской впадины

Многие авторы считают, что Черноморская впадина является мелпалеогеновым задуговым бассейном [Zonenshain & Le Pichon, 1986; Gorur, 1988; Dercourt et al., 1993; Okay et al., 1994; Robinson, 1997; Nikishin et al., 1998, 2001; Казьмин и др., 2000; Никишин и др., 1997, 2001]. Но остаются две главных нерешенных проблемы: время раскрытия и кинематика раскрытия бассейнов. Один из дискуссионных вопросов – раскрывались ли Западно- и Восточно-Черноморский бассейны синхронно или Восточно-Черноморский бассейн моложе? Пока не было сделано обоснованных выводов, и мы попытаемся сформулировать граничные условия для обсуждения этой проблемы. А. Окай и др. [Okay et al., 1994] предположили, что Западно-Черноморский бассейн был ограничен сдвигами с запада и с востока во время его раскрытия (Западно-Крымским и Западно-Черноморским разломами). Они также предположили, что при раскрытии Восточно-Черноморского бассейна глубоководный трог Южного Склона Большого Кавказа испытывал закрытие для того, чтобы обеспечить пространство для раскрывавшегося Восточно-Черноморского бассейна. Однако, было показано [Nikishin et al., 1998, 2001], что в меловое время вплоть до позднего сантона глубоководный трог Южного Склона Большого Кавказа не испытывал обстановок сжатия, и, более того, в альбе-сеномане он испытывал базальтовый магматизм в вероятной обстановке растяжения [Ломизе, 1969; Никишин и др., 2004]. Также в позднем туроне-сантоне щелочные базальты изливались в Грузии вдоль южного края трога Большого Кавказа в задуговой обстановке растяжения [Лордкипанидзе, 1980]. Таким образом, модель А. Окая имеет значительную проблему с раскрытием Восточно-Черноморского бассейна. Недавняя модель А. Робинсона [Robinson et al., 1996; Banks & Robinson, 1997; Robinson & Kerusov, 1997] имеет ту же проблему – сначала он раскрывает Западно-Черноморский бассейн, а затем не рассматривает кинематическую проблему пространства для раскрытия Восточно-Черноморского бассейна с учетом реконструированного трога Южного Склона Большого Кавказа.

Наши реконструкции Черноморского региона для неокомзоценового интервала времени показаны на рис. 2.28. Приведенные реконструкции частично совпадают с более ранними моделями многих исследователей [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Okay et al., 1994; Robinson, Kerusov, 1997] и являются развитием и уточнением наших предыдущих построений [Никишин и др., 1997, 2001; Nikishin et al., 1998, 2001]. Мы разворачивали массив Родопы против часовой стрелки примерно на 12 градусов, так как современные палеомагнитные данные показывают, что этот массив вращался по часовой стрелке, начиная с середины олигоцена [Dimitriadis et al., 1998]. С учетом этого построения получить лучший вариант раскрытия Черноморских бассейнов можно с помощью правостороннего сдвига между Западными Понтидами и массивами Родопы-Фракия. При таком движении всех Понтид на юго-запад можно примерно синхронно раскрыть и Западно- и Восточно-Черноморский бассейны (или сразу один за другим). Этот сдвиг сейчас расположен вдоль залива Сарос и близко к Мраморному морю в Турции, и этот разлом отделяет также вулканическую дугу Западных Понтид в Турции и вулканическую дугу Среднегорье на Балканах (мы предлагаем назвать данный разлом Западночерноморско-Саросским). Для данной реконструкции не требуется раскалывать вулканический пояс всех Понтид ортогональным сдвигом, как это необходимо в моделях А. Окая и др. [Okay et al., 1994] и А. Робинсона [Robinson, Kerusov, 1997], тем более что нет реальных данных о его существовании. Наша модель показывает, что раскрытие

⇒

Рис. 2.28. Палеотектонические реконструкции Черноморского региона для: А – неокома (время перед раскрытием Черноморской впадины); Б – альба; В – сеноман-туронской границы; Г – коньяка; Д – кампана и Е – середины эоцена

1 – неокомский ороген; 2 – брешь в реконструкции; 3 – альбские рифты; 4 – альбские вулканиты; 5 – ось позднемелового раскрытия; 6 – меловой вулканический по-яс; 7 – ось рифтинга; 8 – позднемеловой вулканический пояс; 9 – направление движения; 10 – глубоководный бассейн [Никишин, Коротаев, 2000; Никишин и др., 2001]













обоих черноморских бассейнов происходило в единой геодинамической и кинематической обстановке в ходе единой, в целом, тектонической фазы. Одна из видимых проблем наших реконструкций состоит в объяснении постмеловой истории Западночерноморско-Саросского разлома и района его окружения (граничного района между Понтидами, Родопами и западной границей Западно-Черноморской впадины).

Время раскрытия Черноморской впадины также остается предметом дискуссий. В целом, считается, что Черноморская впадина образовалась в среднем мелу-палеоцене или даже в эоцене [Zonenshain, Le Pichon, 1986; Лордкипанидзе, 1980; Dercourt et al., 1993; Okay et al., 1994; Robinson, 1997; Spadini et al., 1997; Никишин и др., 1997, 2001; Казьмин и др., 2000; Nikishin et al., 1998, 2000]. Ниже мы рассмотрим следующие временные ограничения на хронологию событий:

1) Континентальный рифтинг в Черноморском регионе имел место в альбе или апте-альбе. Черноморская впадина образовалась в процессе расщепления (продольного рифтинга) ранее существовавшей альбской вулканической дуги примерно вдоль ее оси.

2) Обычно задуговой спрединг океанической коры следует сразу после континентального рифтинга; следовательно, формирование океанической коры (или крупномасштабное утонение континентальной коры) имели место, начиная с сеномана или конца альба (по крайней мере, в Западно-Черноморском бассейне). Начиная с сеномана (или самого конца альба), значительные площади Мезийской и Скифской платформ стали перекрываться морскими осадками [Harbury, Cohen, 1997; Никишин и др., 1997]. Сеноманские карбонаты в Крыму имеют тонкие прослои бентонитов – бывших вулканических пеплов [Мазарович, Милеев, 1989; и наши наблюдения]. Из этого следует, что вулканическая дуга была недалеко и ее активность продолжалась (но вместо позднеальбских туфов в сеномане уже эпизодически отлагался вулканический пепел, это свидетельствует об отдалении вулканической дуги).

3) На западе Большого Кавказа рифтовое событие, сопровождавшееся глубоководным базальтовым вулканизмом, имело место в сеномане; вероятно, именно это рифтовое событие было главным при раскрытии Черноморских впадин [Никишин и др., 2004].

4) Типичная длительность раскрытия задугового бассейна составляет 5–15 млн лет [Kaiho, Saito, 1994], из этого вытекает малая вероятность того, что Черноморская впадина раскрывалась длительно в течение позднего мела-палеоцена.

5) Начиная с позднего сантона или с кампана, южная часть Восточно-Европейской платформы и ее обрамление испытывали деформа-

ции сжатия: в Донбассе имели место складчато-надвиговые деформации [Nikishin et al., 1999]. Внутриплитные инверсионные деформации затронули многие авлакогены Восточной Европы [Nikishin et al., 1999]. На востоке Скифской платформы на сейсмических профилях видны надвиги, формировавшиеся в конце мела-палеоцене. Южная часть Крыма испытала несколько фаз синкомпрессионных поднятий в позднем сантоне-палеоцене-раннем эоцене (наши данные). Вдоль северного склона трога Южного Склона Большого Кавказа в сантоне-маастрихте формировались гравитационные олистостромы, вероятно, в связи с тектоническими событиями [Маркус, Шарафутдинов, 1989]. Поэтому мы предполагаем, что время между поздним сантоном и концом палеоцена не являлось благоприятным для тектоники растяжения в пределах Черноморской впадины.

6) Данные по меловой стратиграфии и тектонике Понтид противоречивы [Gorur et al., 1993; Robinson, 1997; Rojay, Altiner, 1998]. В сеномане-туроне Понтиды, в целом, испытали региональное погружение с отдельными зонами поднятий [Gorur et al., 1993; Yilmaz et al., 1997]. Имеются неоднозначные данные о подъеме Восточных Понтид в сеномане [Okay, Sahinturk, 1997]. Компрессионная тектоника имела место в коньяке-сантоне-предсреднекампанские времена с надвиганием офиолитового меланжа на преддуговые террейны [Yilmaz et al., 1997; Rojay, Altiner, 1998]. За этой фазой компрессионной тектоники последовала миграция вулканической дуги к югу в кампане [Yilmaz et al., 1997]. Это событие интерпретировалось как фаза задугового растяжения и раскрытия Западно-Черноморского бассейна, сопровождавшаяся миграцией дуги [Yilmaz et al., 1997]; однако мы предполагаем, что миграция вулканической дуги к югу в кампане была обусловлена отступанием зоны субдукции на юг после аккреции офиолитового меланжа. Наше предположение поддерживается новыми стратиграфическими исследованиями в Центральных Понтидах – главная фаза обдукции офиолитового меланжа происходила перед средним кампаном [Rojay, Altiner, 1998].

7) Максимум сенонского вулканизма вдоль дуги Понтид может быть связан не с фазой раскрытия Черноморской впадины, а с изменениями в субдукционной системе и со сжатием вулканической дуги.

8) Начиная с маастрихта и до среднего эоцена Понтиды испытывали компрессионную и коллизионную тектонику в связи с аккрецией континентальных террейнов (блок Киршехир, террейны Таврид–Анатолид) [Yilmaz et al., 1997]. Мы не исключаем некоторое надвигание Понтид на Черноморскую впадину в досреднезоценовое время. Это надвигание может объяснить быстрое погружение задугового пояса между активной вулканической дугой Понтид и собственно Черноморской впадиной в самом конце мела, как это охарактеризовано в [Yilmaz et al., 1997]; в этом случае быстрое погружение объясняется изгибом литосферы под тяжестью надвинутого орогена (так называемое «флексурное погружение»).

9) В Болгарии надвиговый пояс Внешних Балканид был активизирован в конце мела [Sinclair et al., 1997]; в то же время многие участки Мезийской платформы испытали воздымание [Harbury, Cohen, 1997], вероятно, в связи с нарастанием внутриплитного сжатия.

10) Данные по сутуре Интра-Понтиды противоречивы, мы ее не учитываем в наших реконструкциях, исходя из предположений о ее закрытии уже в неокоме.

Данные, которые мы обсуждали выше, свидетельствуют о том, что наиболее благоприятное время для раскрытия обоих черноморских бассейнов – это сеноман-коньяк. По длительности времени это около 10 млн лет. Мы допускаем, что оба бассейна сформировались в этом интервале времени. В сеноне-палеоцене Черноморская впадина была в целом в обстановке сжатия с максимумом компрессии в маастрихтепалеоцене-раннем эоцене.

А. Робинсон [Robinson, 1996; Robinson et al., 1995] обсуждает гипотезу о палеоценовом возрасте раскрытия Восточно-Черноморского бассейна. Один из аргументов для этого – наличие регионального несогласия на сейсмических профилях вокруг Восточно-Черноморского бассейна. А. Робинсон предполагает, что это несогласие было обусловлено синрифтовым воздыманием плечевых поднятий Восточно-Черноморского бассейна; однако новые данные показывают, что это несогласие скорее было связано с сенон-предэоценовой компрессионной тектоникой вдоль южных окраин Восточной Европы [Nikishin et al., 1999].

Однако мы не исключаем, что в Восточно-Черноморском бассейне была дополнительная фаза растяжения в конце позднего мела и в палеоцене-раннем эоцене на фоне региональной коллизионной тектоники. Но это могли быть присдвиговые деформации с формированием бассейнов типа «pull-apart», так как ось Восточно-Черноморского бассейна и его рифта была ориентирована диагонально относительно оси сжатия. На возможность такого сценария указывает тот факт, что в восточном Крыму на продолжении Восточно-Черноморского бассейна относительно глубоководные отложения кампана или маастрихта-палеоцена разными горизонтами ложатся с размывом на более древние меловые отложения [Муратов, 1969; неопубликованные данные А.С. Алексеева и Л.Ф. Копаевич].

Сенонско-палеоцен-раннезоценовая орогения и инверсионная тектоника

Во время сенона и палеоцена-раннего эоцена (субгерцинская и ларамийская орогенические фазы) инверсионная тектоника проявилась в большей части Западной Европы севернее Альпийского и Карпатского орогенов (рис. 2.29) [Ziegler, 1990; Ziegler et al., 1995; Nikishin et al., 1997, 1999]. Сходные процессы имели место и в северной Африке и Аравии к югу от орогеничекого пояса Тетис [Guiraud & Bosworth, 1997; Guiraud, 1998]. Субгерцинские и ларамийские инверсионные структуры в Восточной Европе были детально описаны Е.В. Милановским [1940] и многими другими классиками российской геологии. Классическими примерами рифтогенных бассейнов, испытавших инверсионную тектонику в конце мела и палеоцене, являются: Донбасс [Архангельский, 1923; Степанов, 1944; Stovba, Stephenson, 1999; Nikishin et al., 1999], пояс дислокаций Поволжья (Доно-Медведицкие и Саратовские дислокации) [Милановский, 1940], зона Пачелмского авлакогена (Окско-Цнинский и Сура-Мокшинский валы); также вероятными примерами являются Солигаличский и Сухонский валы над Среднерусским (Солигаличским) авлакогеном и Вятский вал над Вятским (Кировским) авлакогеном [Nikishin et al., 1997, 1999]. Датирование времени деформаций инверсионных структур Восточной Европы затруднено тем, что они часто испытывали многофазные деформации в палеозое, мезозое и кайнозое, при этом не всегда можно достоверно отделить именно позднемеловые и палеоценовые деформации [Nikishin et al., 1999; Копп, 2000].

Одновременные инверсионные движений имели место на Скифской платформе [Nikishin, Cloetingh, Bolotov et al., 1998; Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998]. Например, на Ростовском выступе морские раннеэоценовые осадки перекрывают полого деформированные отложений маастрихта [Улановская, 1988]. В Крыму слабые несогласия имеются в конце сантона, на границах маастрихта и дания, перед танетом, перед ипром и перед лютецием [Муратов, 1969; Мазарович, Милеев, 1989а, б; наши данные]. Эти несогласия были обусловлены напряжениями сжатия [Nikishin, Cloetingh, Brunet et al., 1998]. В северо-западном Большом Кавказе намечается несколько фаз доэоценовых деформаций в маастрихте и палеоцене. В северо-восточном Кавказе в Дагестане олистостромы формировались вдоль северного борта трога Большого Кавказа в сантоне-маастрихте [Москвин, 1962; Маркус, Шарафутдинов, 1989], вероятно, надвиговые движения способствовали формированию этих олистостромов [Nikishin et al., 1999].





⇐ Рис. 2.29. Тектоническая схема Европы для сенона-палеоцена (в основном для мел-палеогеновой границы) [Nikishin et al., 1999, 2001]

1 – активный палеоцен-раннеэоценовый ороген; 2 – остаточный глубоководный флишевый бассейн; 3 – остаточный глубоководный задуговой бассейн; 4 – океанический бассейн; 5 – палеоценовый внутриплитный осадочный бассейн; 6 – области преобладания эрозии; 7 – палеоценовая зона субдукции; 8 – позднемеловая зона субдукции; 9 – надвиг Большекавказского бассейна; 10 – сенонские и палеоценовые инверсионные структуры; 11 – внутриконтинентальные линейные топографические поднятия (предполагаемые литосферные антиклинали); 12 – внутриконтинентальные линейные депрессии (предполагаемые литосферные антиклинали); 13 – позднемеловая вулканическая дуга.

Названия: Р – Родопский блок, КБ – Киршехирский блок, Э – блоки Греции (Эллиниды и др.), МТБ – блоки Мендерес и Тавриды, ИАБ – Измир–Анкара бассейн, МПТ – Средне-Польский Трог. Остаточный бассейн Тетис показан вне масштаба

В целом, для Восточной Европы намечены следующие фазы деформаций инверсионных структур [Nikishin et al., 1999]: границы сантона и кампана, кампана и маастрихта, маастрихта и дания, предтанетская и предипрская и внутри позднего кампана; но имеющиеся стратиграфические данные пока строгих выводов о временах деформаций сделать не позволяют.

Прогрессировавшая субдукция на север литосферы океана Нео-Тетис (или Вардар – одна из ветвей океана Нео-Тетис) под Понтиды привела в позднем мелу к постепенному закрытию этого океана и к маастрихтской-раннезоценовой коллизии Понтид с континентальными блоками (террейнами) Киршехир и Мендерес (см. рис. 29) [Okay, Sahintürk, 1997; Yilmaz et al., 1997; Ustaomer, Robertson, 1997; Nikishin et al., 1999; 2001]. Примерно в то же время начались коллизионные процессы и вдоль южного края остаточного океана Нео-Тетис возле Аравии [Yilmaz et al., 1997; Gilmour, Makel, 1996], приведшие к инверсионным деформациям в Северной Африке и Аравии. Сутура Измир-Анкара-Эрзинджан с офиолитами стала закрываться между Понтидами и блоком Киршехир. На восточном продолжении этой сутуры располагалась офиолитовая сутура Севан-Зангезур в Армении и Азербайджане. Эта сутура стала Скифско-Кавказского границей региона Южно-Армянским с (Нахичеванским) континентальным блоком (террейном), который ранее, вероятно, был фрагментом Гондваны [Книппер, Соколов, 1974; Лордкипанидзе, 1980; Зоненшайн и др., 1990]. Южно-Армянский террейн начал коллизию с южным краем Европы с сеномана. Эта коллизия завершилась в позднем коньяке-среднем сантоне.

Океанический бассейн между блоками Киршехир и Тавриды также закрылся в конце мела. Полоса коллизии маркируется офиолитовым поясом Мерсин–Алихока–Аладаг. Изотопные возраста офиолитов составляют 92–98 млн лет [Parlak, Delaloye, 1999; Dilek et al., 1999]. Новые исследования показали [Parlak, Delaloye, 1999; Dilek et al., 1999], что до конца альба–начала сеномана шел спрединг океанической коры в океаническом бассейне между Тавридами и блоком Киршехир. Около 92–88 млн лет назад зона спрединга стала формироваться как зона субдукции (или, по крайней мере, имело место надвигообразование в океаническом бассейне). Закрытие бассейна продолжалось до дания, а с танетского времени офиолитовая сутура стала перекрываться неоавтохтонной формацией.

Изотопный возраст офиолитов пояса Измир составляет около 101 млн лет [Parlak, Delaloye, 1999]. В целом мы видим, что в конце мела в Турции субдуцировалась кора среднемелового возраста. Это означает, что субдукции подвергалась молодая литосфера с относительно высокой плавучестью. Все это способствовало созданию сильных напряжений сжатия в субдукционных и надсубдукционных системах.

В Болгарии надвиги внешних Балканид были активны в конце мела [Sinclair et al., 1997]; в то же время, части Мезийской платформы испытали поднятие [Harbury, Cohen, 1997], возможно, в связи с напряжениями сжатия.

Изложенное выше показывает, что сенон-палеоценовые фазы деформаций на Скифской платформе и на Восточно-Европейской платформе совпадают с основными фазами коллизии и орогении в Родопско-Понтидо-Закавказской системе.

Эта фаза внутриплитных деформаций и в Европе и в Северной Африке–Аравии, вероятно, также контролировалась и усиливалась в связи с усилением вращения Африки–Аравии против часовой стрелки относительно Европы [Livermore & Smith, 1985; Westphal et al., 1986; Le Pichon et al., 1988] и коллизионным воздействием нескольких микроплит с микроконтинентами. Например, блок Пелагония (вместе внутренние Динариды–Эллиниды и Тавриды) начал сталкиваться с европейской окраиной в сеноне.

Важно отметить, что позднемеловое закрытие океанического бассейна в полосе офиолитовой сутуры Измир–Анкара–Эрзинджан–Севан– Зангезур в ходе причленения к Европе блоков Киршехир, Мендерес– Тавриды и Эллидины должен был быть перескок зоны субдукции к югу от полосы Эллинид–Таврид. Вероятно, новая зона субдукции инициировалась в конце позднего мела–в палеоцене. А начало поддвига океанической литосферы под новый край континента должно было обусловить очень сильные напряжения сжатия. Мы предполагаем, что сильнейшие напряжения внутриплитного сжатия, охватившие большую часть Европейского континента и северную Африку и Аравию примерно на границе мела и палеогена, были обусловлены началом поддвига литосферы остаточного океана Тетис с молодой литосферой под новый юговосточный край Европейского палеоконтинента.

Эоценовые рифтовые системы

А. Робинсон [Robinson, 1996; Robinson et al., 1995], как мы обсуждали выше, выдвигает гипотезу о палеоценовом возрасте раскрытия Восточно-Черноморского бассейна. Мы не исключаем, что в Восточно-Черноморском бассейне была дополнительная фаза растяжения в конце позднего мела и в палеоцене на фоне региональной коллизионной тектоники. Но это могли быть присдвиговые деформации с формированием бассейнов типа «pull-apart», так как ось Восточно-Черноморского бассейна и его рифта была ориентирована диагонально относительно оси сжатия.

Новый цикл рифтинга начался примерно в среднем эоцене сразу после максимума коллизии в области Турции, Балкан и, в меньшей степени, Закавказья [Лордкипанидзе, 1980; Карякин, 1989; Короновский и др., 1997; Okay, Sahintürk, 1997; Nikishin et al., 1999, 2001]. В некоторой степени этот рифтовый цикл был в начале обусловлен коллапсом предсреднезоценового орогена. Крупнейшие рифты возникли в Закавказье. К ним относятся Аджаро-Триалетский, Севано-Ордубадский, Талышский и Восточно-Понтидский бассейны, а также ряд других бассейнов в Турции и Иране (рис. 2.30). В конце зоцена–олигоцене эти зоценовые рифты Закавказья были инверсированы и перекрыты олигоценнеогеновыми осадками и вулканитами, поэтому имеются сложности в восстановлении их первоначальной структуры и геометрии.

Аджаро-Триалетский бассейн

Аджаро-Триалетский бассейн в Грузии расположен в полосе поверх аптско-туронского Закавказской вулканической дуги. Он испытывал погружение в позднем мелу–палеоцене. К палеоцену бассейн превратился в относительно глубоководный трог с турбидитовой седиментацией. В эоцене бассейн испытал новую фазу погружения, которая сопровождалась



Рис. 2.30. Палеотектоническая-палеогеографическая карта Восточной Европы для среднего эоцена

Составили А.М. Никишин и П.А. Фокин

крупномасштабным базальтовым, андезитобазальтовым и андезитовым вулканизмом и накоплением вулканокластического флиша. Максимум вулканической активности приходится на средний эоцен. Мощность эоцена достигает 3-5 км [Лордкипанидзе, 1980]. Образование бассейна в ходе растяжения обосновывается наличием вулканизма синхронного с погружением [Лордкипанидзе, 1980; Карякин, 1989; Короновский и др., 1997] и грабеноподобной геометрией бассейна и его краев [Салуквадзе и др., 1996]. Вполне вероятна связь Аджаро-Триалетского бассейна с Восточно-Черноморской впадиной [Лордкипанидзе, 1980; Banks et al., 1997], так как одна переходит в другую, и в эоцене они образовывали палеогеографически единый глубоководный бассейн. То есть можно допускать и наличие среднезоценовой фазы растяжения в Восточно-Черноморском бассейне. В конце зоцена началось сжатие Аджаро-Триалетского бассейна с его последующей инверсией. В неогене комплексы бассейна были надвинуты на север [Салаквадзе и др., 1996; Banks et al., 1997]. Этот надвиговый пояс на западе переходит в надвиговый фронт внешних Восточных Понтид.

Севано-Ордубадский бассейн

Севано-Ордубадский бассейн располагается в Армении–Азербайджане сразу южнее офиолитовой сутуры Севан–Зангезур и выполнен 2– 3 километрами эоценового флиша. Дно бассейна сложено кампан-палеоценовыми мелководными карбонатами. Быстрое эоценовое погружение Севано-Ордубадского бассейна сопровождалось базальтовым, андезитовым и дацитовым вулканизмом. Пик вулканизма был в среднем эоцене. Бассейн также был интрудирован эоцен-олигоценовыми гранитоидами. Примерно на границе эоцена и олигоцена бассейн был инверсирован и преобразован в складчатое сооружение. Рифтовая природа бассейна обосновывается быстрым грабеноподобным погружением и вулканизмом, синхронным с этим погружением [Карякин, 1989; Короновский и др., 1997]. Палеогеографически в эоцене бассейн был относительно глубоководным трогом, ограниченным приподнятыми флангами в виде островов [Габриелян и др., 1996].

Талышский бассейн

Эоценовый Талышский бассейн расположен в Азербайджане возле Каспийского моря и на востоке уходит в Иран [Гасанов, 1996; Короновский и др., 1997]. Он мог бы рассматриваться как восточное продолжение Севано-Ордубадского бассейна, хотя иногда обсуждается его связь с Аджаро-Триалетским бассейном. Гасанов [1996] показал, что под эоценовым комплексом имеются сантон-маастрихтские мелководные карбонаты и датско-палеоценовые обломочные осадки с туфами.

Эоценовая вулканокластическая серия Талыша достигает мощности в 4–5 км. Она формировалась в относительно глубоководных условиях, что свидетельствует о быстром погружении бассейна. Средний эоцен содержит олистострому с блоками пород от мела до эоцена. Эоценовые вулканиты содержат базальты, андезиты, трахиандезиты и трахибазальты. Более того, имеется интрузивный комплекс, состоящий из перидотитов, габбро, габбро-сиенитов и серпентинитов [Али-Заде и др., 1996; Гасанов, 1996]. Рифтогенный Талышский бассейн был инверсирован и превращен в складчатую зону, начиная с конца эоцена [Гасанов, 1996].

Восточно-Понтидский бассейн

Восточно-Понтидский бассейн расположен на северо-востоке Турции и простирается примерно на продолжении Аджаро-Триалетской зоны. Он залегает в полосе позднемелового вулканического пояса с вулканитами туронско-кампанского возраста. Маастрихт-палеоцен(?) представлены карбонатами. Перед средним эоценом имела место фаза основных складчато-надвиговых деформаций [Okay, Sahinturk, 2003]. В среднем эоцене полоса вдоль позднемелового вулканического пояса стала быстро погружаться и заполняться вулканическим и вулканокластическим материалом мощностью до 2–4 км. Рифтовый бассейн был также подвержен интрузивному магматизму. На границе эоцена и олигоцена имели место складчатые деформации, воздымание и некоторое надвигание на север на Гурийский бассейн Восточного Черноморья. Олигоцен залегает с размывом на подстилающих отложениях, и он представлен озерно-аллювиальными обломочными и глинистыми фациями.

Некоторые выводы

Эоценовые бассейны с вулканокластическими породами прослеживаются от Восточных Понтид через Закавказье в Эльбурс. У этих бассейнов есть общие черты: быстрое в основном среднезоценовое погружение, приведшее к образованию относительно глубоких бассейнов; известково-щелочной вулканизм с трендом в сторону щелочного. Эти бассейны стали образовываться после максимума предсреднезоценовой орогении, и начало их образования имело место на фоне общего коллапса позднемелового-палеоценового-раннезоценового орогена. Вероятно, в целом данные среднезоценовые бассейны формировались в задуговой обстановке. Все бассейны стали испытывать инверсию в конце зоцена в начальные моменты кавказской орогении.

В конце палеоцена офиолитовая сутура Анкара–Эрзинджан прекратила свою активность, в то время как активный субдукционный пояс проявлялся южнее блоков Мендерес–Тавриды–Южно-Армянский. Можно допустить, что в полосе сутуры Анкара–Эрзинджан в маастрихте–палеоцене субдукция полностью завершилась и переросла в отрыв и погружение в мантию субдуцированного слэба (фрагмента субдуцированной литосферы). Отрыв этого слэба мог играть некую роль в природе эоценового рифтогенеза и вулканизма.

Альпийская орогения

Альпийская орогения к югу от Восточно-Европейской платформы началась примерно с конца эоцена. Это особый вопрос и мы кратко рассмотрим лишь отдельные проблемы.

Олигоцен-четвертичная тектоническая история Черноморского региона

Олигоцен-четвертичный этап тектонической истории Черноморского региона хорошо изучен, и здесь мы базируемся на сводке А.М. Никишина, М.В. Коротаева, А.В. Ершова и С.Н. Болотова [2001]. Это время, в целом, характеризуется полифазной компрессией региона, вызванной коллизией Аравийской плиты с южной окраиной Евразии. В конце эоцена начал закрываться трог Южного склона Большого Кавказа, что было связано с поддвиганием его коры под Скифскую платформу. Со среднего (?) миоцена началась (и продолжается до настоящего времени) асинхронная коллизия бортов трога, сопровождавшаяся общей складчатостью и надвигообразованием, что уже в конце среднего миоцена привело к росту горного сооружения Большого Кавказа. Крупномасштабное воздымание гор началось с позднего сармата (около 11 млн лет назад).

В олигоцене начал погружаться Туапсинский прогиб, располагающийся между Большим Кавказом и Черным морем. Его погружение контролировалось формированием надвигового пояса [Туголесов и др., 1985]; сходная история была и с прогибом Сорокина, расположенным южнее Крыма, и с Гурийским бассейном, расположенным севернее Восточных Понтид. Одновременно с началом формирования Туапсинского прогиба, т.е. с олигоцена, Закавказье и Турция были вовлечены в региональное воздымание, но ускорение общего воздымания также началось примерно с позднего сармата. С этого же времени в орогеническом поясе в Кавказско-Турецкой регионе начался крупномасштабный синорогенный базальтовый, андезитовый и кислый вулканизм. Можно предположить, что утолщение коры и ее разогрев в Кавказско-Турецком регионе начались с позднего сармата и этот процесс длится приблизительно последние 11 млн лет.

Данные сейсмических профилей показывают, что имеется складчато-надвиговый пояс между Понтидами и Черноморской впадиной [Туголесов и др., 1985; Robinson, 1997]. Деформации плохо датированы, но, по крайней мере, плиоценовые осадки местами дислоцированы [Robinson et al., 1995]. Вероятно, деформации сжатия начались с олигоцена (но мы не исключаем и сенон-палеоцен-раннеэоценовые складчато-надвиговые деформации).

Несколько инверсионных структур известны на одесской части Северочерноморского шельфа и в Северном Крыму [Муратов, 1969; Тугелесов и др., 1985; Robinson, Kerusov, 1997]. Главные фазы деформаций в этих структурах проявились в основном в предсреднемиоценовое время, но полифазные деформации сжатия начались, вероятно, еще с позднего эоцена [Robinson, Kerusov, 1997].

В Родопах в конце зоцена и в олигоцене имела место обстановка растяжения. К этому времени относятся интенсивные проявления вулканизма известково-щелочной и шошонитовой серий (25,5–37 млн лет назад) [Krone et al., 1999; Yanev, Bardintzeff, 1997]. В период 22–19 млн лет назад в Родопско-Мезийском регионе проявилась фаза базанитового вулканизма [Yanev, Bardintzeff, 1997]. Эти данные убедительно свидетельствуют, что с конца зоцена до раннего миоцена болгарский регион находился в обстановке растяжения.

Между Горным Крымом и Черноморской впадиной примерно вдоль нижней части континентального склона располагается краевой прогиб Сорокина [Иванов, 1999; Лимонов и др., 1999; Туголесов и др., 1985]. Он выполнен отложениями олигоцена–нижнего миоцена (около 5 км), среднего миоцена и плиоцена (менее километра) и четвертичными осадками (2–3 км). Структура прогиба осложнена складчато-надвиговыми дислокациями и глиняным диапиризмом. Горный Крым в течение, по крайней мере, позднего мела–эоцена регулярно перекрывался морскими осадками, это вытекает из анализа распределения сохранившихся фаций по нашим данным и известным сводкам [Муратов, 1969]. Кроме того, известно, что, начиная с олигоцена, Горный Крым стал медленно воздыматься [Муратов, 1969], и скорость этого воздымания во времени, в среднем, возрастала. Главные деформации имели место перед поздним сарматом, так как в юго-западном Крыму позднесарматские мелководные карбонаты несогласно перекрывают все отложения, начиная от майкопа и кончая средней юрой. Современный Горный Крым имеет кору толщиной порядка 50 км. Кора такой толщины обладает высокой плавучестью и явно не может перекрываться морскими относительно глубоководными осадками. Значит, до олигоцена в Горном Крыму была нормальная континентальная кора, толщина которой была порядка 40 км – «стандартная» для Степного Крыма. Можно предположить, что за олигоцен-четвертичное время толщина коры Горного Крыма возросла на 10 км. Наиболее простым объяснением этого факта может служить предположение, что кора Черного моря была пододвинута под Горный Крым. В зоне поддвига сформировался краевой прогиб Сорокина. На примере пары Черное море-Горный Крым мы видим прекрасный пример зарождения зоны субдукции, но пока этот процесс находится на стадии поддвига коры глубоководного трога под «стандартную» континентальную кору. Если процесс будет развиваться в этом направлении, то, по всей видимости, в дальнейшем под Горным Крымом сформируется полноценная зона субдукции. Складчато-надвиговые дислокации вдоль сутуры Измир-Анкара продолжались до позднего миоцена [Bozkurt, Satir, 1999]. Левосторонние сдвиговые смещения вдоль Северо-Анатолийского разлома начались с конца миоцена [Robertson, Grasso, 1995] с общим смещением около 50 км [Yilmaz et al., 1997].

Таким образом, можно с уверенностью констатировать, что, начиная с конца эоцена-начала олигоцена, в Черноморском регионе преобладала обстановка общего сжатия. Только в Родопском регионе имела место обстановка растяжения. Общий подъем современных гор, а также утолщение земной коры, начались вокруг Черного моря около 11 млн лет назад, т.е. в позднем сармате. Этот подъем сопровождался крупномасштабным вулканизмом и разогревом коры, что могло быть связано с окончательным отрывом субдуцированной литосферной пластины и литосферных корней после завершения субдукции литосферы океана Тетис и синколлизионного утолщения литосферы орогенов [Никишин и др., 1999].

Кавказская орогения

Начиная с конца эоцена, вся область Понтид Черного моря-Кавказа-Южного Каспия была подвержена напряжениям сжатия, которые возрастали в олигоцене-неогене. Надвигание Балканид началось с конца мела и достигло максимума в позднем эоцене-олигоцене [Dogli-
oni et al., 1996; Sinclair et al., 1997; Banks et al., 1997]. Внешний надвиговый пояс Понтид простирается вдоль побережья Черного моря. Он начал формироваться в конце зоцена в олигоцене. На востоке этот надвиговый пояс переходит в надвиговый пояс Аджаро-Триалет.

Во время кавказской орогении произошла сильная инверсия трога Большого Кавказа в связи с коллизией между Восточной Европой и Аравийским континентом. В результате образовался ороген протяженностью от Южного Крыма до Каспийского моря [Зоненшайн и др., 1990]. В центральной части ороген Большого Кавказа был надвинут на юг, на Закавказский массив. Этот надвиговый фронт прослеживается вдоль краевых частей Черного моря к Крыму и к северным окраинам Южно-Каспийского бассейна.

Детали процесса закрытия трога Большого Кавказа пока не ясны. Но, в целом, намечается следующая стадийность процесса. В конце эоцена на месте трога Большого Кавказа был глубоководный бассейн шириной порядка 200-300 км с утоненной континентальной корой толщиной порядка 10-15 км. В начале сжатия между трогом и его северным бортом (краем Скифской платформы) возникла зона надвига/поддвига коры, и литосфера трога стала последовательно пододвигаться под литосферу края Скифской платформы. Трог стал последовательно сокращаться по ширине по мере развития процесса; при этом на дне трога продолжали накапливаться глубоководные осадки в олигоцене. В миоцене (а в центральной части Кавказа с метаморфическим ядром, возможно, с олигоцена) началось столкновение бортов трога неравномерное вдоль простирания трога, первое столкновение началось, вероятно, в центральной части севернее Дзирульского массива. Это столкновение привело к началу быстрого горообразования, начиная примерно с сарматского времени.

К югу от орогена Большого Кавказа-Южного Крыма возникла цепочка краевых молассовых бассейнов. К ним с запада на восток относятся прогиб Сорокина южнее Крыма, Туапсинский прогиб между Кавказом и поднятием Шатского, Рионский прогиб на западе Грузии и протяженный Куринский прогиб в восточной Грузии и Азербайджане. К северу от большого Кавказа обособилось два краевых прогибов: Индоло-Кубанский на западе и Терско-Каспийский на востоке; эти прогибы разделены друг с другом Ставропольским поднятием. Между Восточным Кавказом и Терско-Каспийским прогибом наблюдается надвиговый пояс, в котором в основном участвуют породы чехла (так называемый «тонкокожный» надвиговый пояс или thin-skinned thrust belt). В то же время между Большим Кавказом и Ставропольским поднятием наблюдается пологая Лабино-Малкинская моноклиналь. А на западе, перед Индоло-Кубанским прогибом нет значительных надвигов (имеется зона взбросов), но моноклиналь с северным падением залегает почти вертикально. В западном Крыму и на Одесском шельфе в олигоцене-неогене имели место складчато-надвиговые движения, особенно в полосе мелового Каркинитского грабена [Муратов, 1969; Robinson et al., 1996; Robinson & Kerusov, 1997]. В области Черного моря по краям его глубоководной части намечены позднезоцен-олигоценовые надвиговые структуры. В условиях регионального сжатия впадины Черного моря и Южного Каспия в олигоцен-четвертичное время испытывали значительное погружение [Spadini et al., 1997; Коротаев, 1998].

Одна из выдающихся черт кавказского орогенеза – это крупномасштабный континентальный вулканизм на фоне горообразования, который начался примерно 10–11 млн лет назад [Милановский, 1968; Короновский, Демина, 1999]. Основные области вулканизма – система лавовых плато в районе Армянского нагорья в Армении, Анатолии и Азербайджане, а также на Большом Кавказе (вулканы Эльбрус, Казбек и др.). Важно отметить, что вулканизму подверглись области, испытавшие значительные компрессионные деформации прямо в полосе коллизии с Аравийским континентом.

Вулканиты перекрывают деформированные комплексы. Они имеют разнообразный состав: базальты, щелочные базальты, андезиты, риолиты, игнимбриты, которые изливались в областях неотектонического воздымания на высоких плато. Для их формирования было необходимо иметь высокую степень плавления астеносферы в условиях тонкой литосферы и с участием корового плавления. Для объяснения синколлизионного (орогенного) вулканизма нами предложена следующая схема, основанная на новейших данных сейсмотомографии [Никишин и др., 1999; Brunet et al., 2000; Nikishin et al., 2001]. Во время олигоценмиоценовой кавказской орогении севернее Аравийского континента в Восточном Тавре существовала зона субдукции остаточного океана Нео-Тетис; а в области Кавказа шла коллизия с утолщением коры и литосферы в процессе сокращения площади орогена. Около 11-10 млн лет назад субдукция закончилась и переросла в коллизию континентов. При этом сам субдуцированный слэб оторвался от литосферы и стал тонуть в мантии, а его место заняло горячее верхнемантийное вещество. Под литосферой Армянского нагорья при нарастании коллизии могли оторваться литосферные корни и заместиться горячим астеносферным веществом. То есть отрыв слэба и литосферных корней мог привести к быстрому подъему горячего вещества к низам коры и началу крупномасштабного вулканизма. Вулканизм мог быть усилен в связи с движением горячего плюмового вещества от Эфиопско-Афарского плюма к Кавказу, как это видно по данным томографии [Brunet et al., 2000].

Альпийские внутриплитные деформации в Европе

В пределах Восточно-Европейской платформы (и всей внеальпийской Европы), начиная примерно с олигоцена, стало преобладать общее неравномерное воздымание с чередованием областей относительных поднятий и погружений (так называемые длинноволновые деформации рельефа). Мы предположили, что длинноволновые деформации рельефа Евразии к северу от коллизионного фронта пояса Тетис были обусловлены литосферной складчатостью разного масштаба [Nikishin et al., 1993, 1997; Burov et al., 1993].

Синколлизионные внутриплитные деформации

В олигоцен-современное время большая часть Северной Перитетической области от Англии–Франции на западе через Восточно-Европейскую платформу до Турано-Центральноказахстанского региона испытала воздымание, длинноволновые деформации рельефа, эрозию с изменениями очертаний ранее существовавших осадочных бассейнов и локальные инверсионные (складчато-надвиговые) деформации.

На рисунках 2.31, 2.32 показана неотектоническая структура Европейско-Туранского региона. Вдоль северного края орогенного пояса Тетис прослеживается пояс краевых прогибов от Аквитанского (северного Предпиренейского) до Предкопетдагского и Предпамирского (Южно-Таджикского). При этом можно выделить два крайних типа краевых прогибов: передовые (foredeep или forearc) перед фронтом надвигового пояса (например, Предальпийский и Предкарпатский прогибы) и тыловые (retrodeep или back-arc) без значительного проявления надвигообразования (например, Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский прогибы). Также особо выделяются мезозойские бассейны с океанической или сильно утоненной континентальной корой вдоль северного края коллизионного пояса: Западно- и Восточно-Черноморской бассейны и бассейн Южного Каспия. Эти бассейны испытали быстрое олигоценчетвертичное погружение, ускоренное напряжениями сжатия [Nikishin et al., 1997; Коротаев, 1998].

К северу от пояса северных Перететических краевых прогибов выделяется пояс поднятий, простирающийся от Центрального массива во Франции до Туранской платформы. Этот пояс поднятий можно назвать поясом периферических флексурных поднятий для коллизионного орогена (peripheral lithospheric flexural bulges). Данный пояс хорошо изучен в Западной Европе [Ziegler, 1990, 1994; Ziegler et al., 1995; Lefort and Agarwal, 1996] и был описан для Восточной Европы и Азии [Nikishin et al., 1997]. Севернее пояса периферических поднятий выделяется пояс олигоцен-неогеновых относительных депрессий, примерно параллельный поясу периферических поднятий. Он включает с запада на восток Североморский, Северогерманский–Северопольский, Полесье–Днепровский и Прикаспийский бассейны, и центральную часть Туранской платформы. Длинноволновые деформации рельефа известны и севернее пояса этих бассейнов. По времени формирования длинноволновые деформации рельефа северной Перитетической области примерно совпадают с эпохой олигоцен-четвертичной коллизии в поясе Тетис от Альп до Копетдага [Dercourt et al., 1993], поэтому их связь является вполне вероятной [Nikishin et al., 1997].

Пояс периферических флексурных поднятий (peripheral lithospheric flexural bulges)

Предальпийское периферическое поднятие начало воздыматься с эоцена-олигоцена [Ziegler, 1990]; в неогене базальтовый вулканизм имел место вдоль поднятия от Центрального массива до Богемского массива [Ziegler, 1990]. Предкарпатское периферическое поднятие в северном секторе Карпат начало воздыматься с олигоцена, а в восточном секторе примерно 17–15 млн лет назад или ранее [Ziegler, 1990].

Севернее Крыма-Кавказа периферическое поднятие может быть прослежено вдоль оси Украинского щита и Кряжа Карпинского [Nikishin et al., 1997; Ershov et al., 1998, 1999], так как на картах неотектоники эта полоса показана как пояс поднятий с амплитудами до 250–300 метров [Николаев, 1985]. Точное время начала воздымания дискуссионно, но так как Украинский щит перекрывался морскими эоцен-олигоценовыми осадками, то неогеновое воздымание до 300 метров вполне вероятно. Наши данные по Кряжу Карпинского [Nikishin et al., 1998a; Ershov et al., 1999] показывают, что примерно со среднего миоцена эта зона поднималась на 500–1000 метров (в то же время погружение ее восточной части имело место за последние 1,6 млн лет).

Предкопетдагское периферическое поднятие может быть прослежено от поднятия Туаркыр до гор Кугитанг. Палеогеографические данные [Максимов, 1993] показывают, что воздымание началось, по крайней мере, с позднего олигоцена с амплитудой до 200–400 метров.

Периферические поднятия интерпретируются как антиклиналевидные изгибы литосферы (поэтому они называются флексурными – то есть изгибными) в обратную сторону, чем в краевых прогибах. Они образуют естественную пару с краевыми прогибами и могут рассматриваться как общелитосферные пологие складки.



← Рис. 2.31. Основные черты неотектонической структуры Европы [Nikishin et al., 1997]

1 – Альпийский орогенический пояс нерасчлененный; 2 – глубоководные молассовые бассейны на океанической или сильной утоненной континентальной коре; 3 – молассовые бассейны; 4 – бассейны с олигоцен-неогеновыми осадками; 5 – районы олигоцен-неогенового поднятия; 6 – бассейны с океанической корой; 7 – некоторые межгорные бассейны; 8 – зоны субдукции; 9 – надвиги; 10 – сдвиги; 11 – грабены; 12 – неогеновые вулканиты; 13 – неогеновые задуговые бассейны с океанической корой; 14 – оси предполагаемых общелитосферных антиклиналей; 15 – оси предполагаемых общелитосферных антиклиналей; 15 – оси предполагаемых общелитосферных антиклиналей; 15 – оси предполагаемых общелитосферных синклиналей; 16 – интракратонные инверсионные структуры (антиклинали, надвиги).

Некоторые названия. Периферические поднятия: ПРЕ – Предальпийское, ПСК – Предсеверокарпатское, ПВК – Предвосточнокарпатское, УШД – Украинского щита-Донбасса, КП – поднятие Карпинского, ПКД – Предкопетдагское. Некоторые предполагаемые общелитосферные антиклинали (линейные внутриплитные поднятия): СР – Среднерусская, ПВ – Поволжская, МА – Мангышлакская, КЗ – Кызылкумская, КА – Каратау, ЧИ – Чу-Илийская, НО – Норвежская, Ш – Шотландская, АР – Артуа-Рейнская; некоторые предполагаемые общелитосферные синклинали (линейные внутриплитные депрессии): СМ – Североморская, СГ – Северогерманская, СП – Северопольская, ПЛ – Полесская, ДН – Днепровская, ОД – Окско-Донская, ВО – Волжская. БТ – Бейнур-Тургайская. Некоторые бассейны: ЗЧМ – Западно-Черноморский, ВЧМ – Восточно-Черноморский, ЮК – Южно-Каспийский, ПК – Прикаспийский, ТК – Терско-Каспийский, ИК – Индоло-Кубанский, РГ – Рейнский грабен, ЭГ – грабен Эгер.

Некоторые инверсионные структуры: 1 – Доно-Медведицкие, 2 – Саратовские, 3 – Жигулевские, 4 – Ергени, 5 – Белоглинские, 6 – Северо-Донецкие, 7 – Окско-Цнинские, 8 – Сухонские, 9 – Вятские, 10 – Сура-Мокшинские, 11 – Каневские

Синклиналеподобные общелитосферные синкомпрессионные депрессии

Система олигоцен-четвертичных осадочных бассейнов располагается севернее пояса периферических поднятий (см. рис. 2.31, 2.32). Она включает пояс бассейнов Североморский–Северогерманский–Северопольский–Полесско-Днепровский, Прикаскийский бассейн, Окско-Донской бассейн и Бейнур-Тургайский бассейн. Большинство этих бассейнов продолжило их погружение, начавшееся до олигоцена [Ziegler, 1990, Милановский, 1996], но произошло изменение их конфигурации и скорости погружения.

Пояс бассейнов Североморский–Северогерманский–Северопольский–Полесско-Днепровский обособился как единое образование начиная с олигоцена [Ziegler, 1990]. Североморский бассейн испытал синкомпрессионное погружение, начиная с олигоцена с максимумами погружения в олигоцене и плиоцене–квартере. Нетермальное дополнительное



С Рис. 2.32. Неоген-четвертичная тектоническая структура Кавказско-Каспийского региона [Никишин, 2002]

1 – альпийский ороген нерасчлененный; 2–4 – Крымско-Кавказско-Копетдагский ороген: 2 – деформированные глубоководные комплексы, 3 – пологодеформированные единицы, 4 – деформированные краевые части Скифской платформы; 5 – офиолитовая сутура, докайнозойская граница Евразии; 6 – зона субдукции; 7 – неогенчетвертичные вулканиты; 8 – некоторые неогеновые интрузии; 9 – бассейны с океанической или субокеанической корой; 10 – бассейны с океанической или субокеанической корой и быстрым олигоцен-четвертичным погружением; 11 – глубокие молассовые бассейны; 12 – внутриплитные области неоген-четвертичного погружения; 13 – внутриплитные области неоген-четвертичного погружения; 14 – относительно стабильные области (0–200 метров поднятия); 15 – надвиги; 16 – сдвиги; 17 – внутриплитные антиклинали и надвиги.

Названия: ЗЧБ – Западно-Черноморский бассейн, ВЧБ – Восточно-Черноморский бассейн, ЮК – Южно-Каспийский бассейн, ИК – Индоло-Кубанский бассейн, ТК – Терско-Каспийский бассейн, ПКД – Предккопетдаагский бассейн, С – Прогиб Сорокина, Т – Туапсинский бассейн, Г – Гурийский бассейн, Р – Рионский бассейн, К – Куринский бассейн, КТ – Керченско-Таманская зона, АЧ – Апшероно-Челикенская зона, СП – Ставропольское поднятие, ББ – поднятие Большого Балхана, ПКДП – Предкопетдагское поднятие, БТ – Бейнур-Тургайский бассейн, ЮМ – Южно-Мангышлакский бассейн

тектоническое погружение составило до 200–400 метров [Cloetingh and Kooi, 1992; Van Wees and Cloetingh, 1996]. Было предположено [Cloetingh, Kooi, 1992], что ускорение этого погружения было обусловлено синкомпрессионным вдавливанием вниз литосферы Североморского бассейна. Синхронно с этим вдавливанием происходило воздымание литосфер Великобритании и Норвегии с величиной эрозии порядка 1 км [Japsen, 1998]. Компрессионная обстановка имела место и при олигоцен-четвертичном погружении Северогерманского, Северопольского и Полесско-Днепровского бассейнов. Мы также предполагаем, что оно было обусловлено вдавливанием их литосферы вниз [Nikishin et al., 1997]. Амплитуда неоген-четвертичного погружения составила в целом 0–200 метров [Николаев, 1985; Ostaficzuk, 1995].

Прикаспийский бассейн испытывал слабое воздымание в миоцене-раннем плиоцене, которое затем сменилось фазой погружения примерно на 500 метров за последние 3,4 млн лет [Жидовинов и др., 1995; Коротаев, 1998]. Последняя фаза погружения совпадает с последними фазами кавказского орогенеза и может быть объяснена синкомпрессионным вдавливанием литосферы Прикаспия [Nikishin et al., 1997; Коротаев, 1998].

Окско-Донской бассейн формировался в миоцене как аллювиальная равнина с отдельными морскими трансгрессиями [Раскатов, 1969].

На картах неотектоники бассейн показывается как область относительного погружения [Николаев, 1985]. Бейнур-Тургайский бассейн располагается восточнее Урала. Амплитуда его неотектонического погружения оценена в 0–500 метров [Николаев, 1985].

Антиклиналеподобные общелитосферные синкомпрессионные поднятия

В Восточной Европе наблюдается система неотектонических неоген-четвертичных поднятий, которые выражены в топографии и на картах неотектоники [Николаев, 1985; Раскатов, 1969]: Среднерусская возвышенность (неотектоническое воздымание до 200–300 метров), Приволжская (Ульяновско-Саратовская) возвышенность (неотектоническое воздымание до 350 метров), Общий Сырт (неотектоническое воздымание до 300–400 метров), Урал (до 1000 метров). В пределах Туранского региона можно выделить [Николаев, 1985; Nikishin et al., 1997] Мангышлакское поднятие, Кызылкумское поднятие, хребты Каратау и Чу-Илийский. Их типичная амплитуда неоген-четвертичного воздымания составляет 200–500 метров. Например, неотектоническое поднятие Урала проходило в обстановке субширотного сжатия [Сим, 1996], в условиях низкого теплового потока [Кикkonen et al., 1997] (а значит без участия горячей мантии) и в условиях изостатической аномалии [Gotze et al., 1997].

Пять антиклиналеподобных линейных неотектонических поднятий выделены в Западной Европе [Nikishin et al., 1997]: Норвежское, Шотландское, Артуа-Рейнского массива, Армориканское (Бретонское) и Центрально-Иберийское. Норвежское поднятие прослеживается параллельно Североморскому бассейну. Геологические данные [Jordt et al., 1995; Riss, 1996; Japsen, 1998] и данные апатитового трекового анализа (apatite fission track thermochronology) [Rohman et al., 1995] показали, что воздымание началось примерно с эоцен-олигоценовой границы, и оно носило неравномерный характер в обстановке сжатия (по крайней мере современного) [Lindholm et al., 1995]. Шотландское поднятие прослеживается вдоль Великобритании параллельно Североморскому бассейну. История его воздымания сложная, но, по крайней мере, начиная с олигоцена, это был воздымающийся пояс с амплитудой поднятия до 1000 метров [Ziegler, 1990; Japsen, 1998]. Поднятие Артуа-Рейнский массив предположено по палеогеографическим данным [Ziegler, 1990]: начиная с олигоцена, «Ось Артуа» разделила Североморский и Парижский бассейны. Рейнский массив вместе с «Осью Артуа» начал воздыматься с олигоцена [Ziegler, 1990]. (Отметим, что в последние годы новейшее воздымание Рейнско-Арденского массива связывают с мантийным плюмом Эйфель [Goes et al., 1999], но мы этот вопрос рассмотрим специально ниже). Выделение синкомпрессионных линейных поднятий Армориканского (Бретонского) и Центрально-Иберийского пока более гипотетично, но они выражены как полосы неотектонического воздымания, а для Центрально-Иберийского поднятия обосновано его синкомпрессионное воздымание в третичное время [De Vicente et al., 1996; Cloetingh et al., 1999].

Внутриплитные инверсионные структуры

Множество внутриплитных (в основном внутрикратонных) инверсионных структур (в основном антиклиналей и надвигов) известно в пределах Восточной Европы и Туранского региона. Детально они описаны еще Е.В. Милановским [1940] и многими другими (например, [Максимов, 1992]). Известные структуры располагаются вдоль Волги: Доно-Медведицкие дислокации, Саратовские дислокации, Жигулевский надвиг, дислокации вдоль северного края Прикаспийского бассейна. Все они выражены компрессионными антиклиналями или надвигами (или их сочетаниями) [Милановский, 1940]. История деформаций была сложной, но, вероятно, важнейшими фазами были деформации в конце мела-палеоцене и между ранним миоценом и плиоценом [Nikishin et al., 1997, 1999]. Структурный рисунок альпийских деформаций в плане имеет сложную геометрию и больше указывает на общий транспрессионный характер дислокаций в Поволжье с элементами правосдвиговых напряжений [Nikishin et al., 1997]. Белоглинская антиклиналь, сопряженная с надвигом, прослеживается вдоль южного края Кряжа Карпинского; она, судя по стратиграфическим данным, имеет допъяченский возраст (древнее около 3,4 млн лет). Северодонецкий надвиг, прослеженный вдоль северного края Донбасса, имеет пост-зоценовый возраст.

В последние годы М.Л. Копп [2000] предпринял попытку переинтерпретации данных о возрастах и динамике деформаций перечисленных выше структур. Им отмечено, что большинство дислокаций субмеридионального простирания имеют сбросовую природу и формировались в условиях субмеридионального сжатия (давления Кавказского орогена) и субширотного растяжения, и что их можно сравнивать по геодинамике с Рейнским грабеном. Его представления изначально исходят из факта установления еще Е.В. Милановским [1940] ряда узких грабенов в районе Волгограда и из результатов кинематического анализа трещиноватости. Отметим, что необходимы дополнительные исследования, но, вероятно, главная причина деформаций – это транспрессионное напряжение на границе холодной и жесткой литосферы Прикаспия (литосфера с вероятной девонской океанической корой) и более мягкой континентальной литосферы. Локальные структуры растяжения могли иметь и гравитационную природу вдоль границы возвышенности с Прикаспийской низменностью.

Ряд инверсионных структур в центральной части Восточно-Европейской платформы типа Окско-Цнинского, Сухонского и Вятского валов формировались многофазно, но вероятна и неотектоническая фаза их дополнительного сжатия и воздымания.

Серия неотектонических антиклиналей известна и в Туранском регионе [Николаев, 1985; Максимов, 1992; Попков и др., 1999]. Время деформаций в основном неогеновое. Многочисленные олигоценмиоценовые компрессионные структуры известны и в Западной Европе [Ziegler, 1990].

Наличие многочисленных неотектонических олигоцен- или неоген-четвертичных дислокаций в пределах Восточно-Европейского кратона и его обрамления указывает на господствующую альпийскую компрессионную обстановку в Восточной и Западной Европе, которая обосновывается и анализом современного напряженного состояния коры [Muller et al., 1992; Сим, 1996].

Динамика внутриплитных деформаций в олигоцене-квартере

Мы предположили, что широкие неотектонические линейные поднятия и депрессии внеальпийской Европы являются очень пологими общелитосферными антиклиналями и синклиналями, образованными напряжениями сжатия [Никишин и др., 1996; Nikishin et al., 1997]. Общее распределение данных структур в плане и их сочетание с инверсионными структурами подкрепляет эту гипотезу (см. рис. 2.31, 2.32). В целом, мы наблюдаем примерную хронологическую одновременность коллизии в поясе Тетис, формирования краевых прогибов и внутриплитных деформаций на расстоянии до 1500 км от коллизионного фронта.

Распределение в плане предполагаемых общелитосферных пологих складок является регулярным с длиной волны, близкой к 350–550 км. Оси общелитосферных складок вблизи коллизионного пояса Тетис примерно параллельны последнему, но к северу они становятся все более параллельны Уралу в Восточной Европе и Срединно-Атлантическому хребту в Западной Европе. В области ближе к Тянь-Шаню наблюдается суперпозиция двух систем предполагаемых общелитосферных складок: одна система примерно параллельна Копетдагу, а вторая – транспрессионной линии Кугитанг–Тунка (линии отделяющей основные коллизионные структуры зоны Индо-Азиатской коллизии и более стабильной Азии [Nikishin et al., 1993]).

В Западной Европе полоса Предальпийского периферического поднятия соприкасается с предполагаемой литосферной антиклиналью Артуа-Рейнский массив. В неогене этот регион испытал вулканизм синхронно с воздыманием периферического поднятия. При этом рифты образовались либо поперек этого поднятия (Рейнский грабен), либо вдоль него (грабен Эгер в Чехии). Мы предполагаем, что неогеновый базальтовый вулканизм в Западной Европе был инициирован компрессионным воздыманием литосферных антиклиналей (Предальпийского периферического поднятия и антиклинали Артуа-Рейнский массив) на фоне общей горячей, по данным сейсмотомографии, верхней мантии Западной Европы [Goes et al., 1999]. При этом горячее верхнемантийное вещество сосредотачивалось в ловушках под литосферными антиклиналями, и под антиклиналями имела место декомпрессия. Литосферный купол зоны Рейнского грабена, вероятно, был генетически связан с периферическим Предальпийским поднятием и с литосферной антиклиналью Артуа-Рейнский массив, по крайней мере, его наиболее приподнятые области находятся на пересечении с осями этих поднятий (Вогезы-Шварцвальд и Рейнско-Арденский массив). Гипотетический мантийный плюм, вероятно, приспосабливался к литосфере, деформированной в пологие складки.

Тектоническая история Скифско-Кавказского региона

Ниже мы сформулируем основные черты эволюции Скифско-Черноморского региона.

1. В карбоне-ранней перми Эвксинский ороген (наше название) кордильерского типа развивался вдоль южного обрамления Восточно-Европейской платформы (ВЕП) в ходе субдукции на север литосферы океана Палео-Тетис и аккреции континентальных террейнов гондванского типа. В перми сформировалась новая субдукционная система южнее Понтид-Закавказья, ее заложение сопровождалось важной фазой внутриплитных деформаций ВЕП. Уральская орогения также внесла вклад в эти деформации. Фундамент Скифской платформы, которая оконтуривает ВЕП с юга, состоит их коровых элементов, консолидированных в ходе Эвксинской орогении.

2. Мезозойско-палеогеновая эволюция южных окраин Восточно-Европейского палеоконтинента (ВЕПК) может быть разделена на пять тектонических циклов (рис. 2.33, 2.34), каждый из которых начинался с фазы задугового растяжения и завершался фазой задугового сжатия. Длительность индивидуальных циклов составляла порядка 30–50 млн лет.





Рис. 2.33. Субдукционные циклы Черноморско-Кавказского региона Составил А.М. Никишин



Рис. 2.34. Корреляция событий растяжения и сжатия в Восточной Европе в мезозое и кайнозое Составил А.М. Никишин

Во время задугового растяжения рифтогенные бассейны формировались вдоль южного края ВЕПК, а в ходе задугового сжатия напряжения в разной мере деформировали эти бассейны.

3. После раннепермской консолидации Скифского орогена началось формирование новой рифтовой системы в обширном регионе Скифской и Мезийской платформ и Понтид в самом конце перми и до раннего карния. В то же время произошла рифтовая активизация Польского трога и Днепрово-Донецко-Карпинской рифтовой системы. Рифтинг сопровождался раскрытием системы микроокеанических бассейнов и бассейнов с сильно утоненной континентальной корой, геометрия которых пока строго не устанавливается; к ним относятся бассейны Добруджа, Кюре–Южный Крым–Сванетия, Каракая(?), Мелиата. Раскрытие бассейна Кюре–Южный Крым–Сванетия проходило между Скифской платформой и Понтидами–Закавказскими террейнами. Рифтинг, в целом, проходил в задуговой обстановке.

4. Начиная с позднего карния и по геттанг область Скифской и Мезийской платформ, Крыма, Кавказа, Эльбурса испытала раннекиммерийскую орогению, которая сопровождалась связанным с субдукцией магматизмом. Эта орогения включала закрытие океана Палеотетис южнее Каспия в ходе коллизии Европейского континента и иранскими террейнами (Киммерийским палеоконтинентом) в районе Эльбурса. В то же время произошло полное или частичное закрытие триасовых задуговых бассейнов Кюре–Южный Крым–Сванетия, Каракая(?), Добруджа.

5. После раннекиммерийской орогении началось формирование новой субдукционной системы и формирование Какавказско-Понтидского вулканического пояса над зоной субдукции океана Нео-Тетис. В синемюре-тоаре имела место главная фаза задугового растяжения, которое контролировало образование глубоководного трога Большого Кавказа и системы меньших бассейнов на Скифской платформе и бассейна вдоль южного края Мезийской платформы. Рифт Стара Планина простирался на восток в Западные Понтиды, где он достиг, вероятно, разрыва сплошности континентальной коры.

6. В конце аалена-в байосе в области Скифской платформы-Крыма-Кавказа задуговые бассейны стали испытывать сильное задуговое сжатие, давшее начало среднекиммерийской орогении. Компрессионная тектоника примерно на границе аалена и байоса привела к подъему Восточных Понтид. В байосе крупномасштабный субдукционный магматизм имел место вдоль пояса Закавказье-Восточные Понтиды. Инверсия бассейна Южный Крым-Большой Кавказ началась с границы аалена и байоса, продолжалась в бате и завершилась в предкелловейское время. Сходным образом инверсионные движения имели место и в Добрудже. Региональное погружение южного края Скифской платформы в позднем аалене-байосе было связано с развитием краевого флексурного бассейна перед растущим орогеном Большого Кавказа.

7. Во время келловея-титона произошло новое задуговое растяжение в областях Большого Кавказа-Южного Крыма, Добруджи, южного края Мезийской платформы и в Понтидах; в то же время был активен субдукционный вулканический пояс Понтиды-Закавказье. Быстрое погружение трога Большого Кавказа сопровождалось рифтовым вулканизмом. В Южном Каспии рифтинг с сильным растяжением коры начался в келловее, который привел к локальному спредингу океанической коры в поздней юре.

8. При переходе от юры к мелу и особенно в берриасе имела место фаза сильного задугового сжатия, приведшая к позднекиммерийской орогении. Эта орогения привела в инверсии Южно-Крымского бассейна со складчато-надвиговыми деформациями, пологим деформациям на Скифской платформе, перестройке в троге Большого Кавказа, возможно, орогении в Добрудже и в пределах Западных Понтид–Родоп– Странджи (но главная фаза орогении и воздымания на Балканах была в апте–альбе). На Балканах и в области Западных Понтид имело место закрытие океанического бассейна Мелиата (его возможный остаток – Интрапонтидская сутура).

9. В позднем берриасе-барреме Скифская платформа подверглась слабым фазам задугового растяжения. В то же время инверсионная тектоника в Добрудже продолжалась до альба. Также, примерно до альба орогеническая активность продолжалась в области Родопы-Странджа-Западные Понтиды.

10. В апте-позднем мелу активность вдоль субдукционного вулканического пояса Родопы-Странджа-Понтиды-Закавказье-Эльбурс усилилась. В то же время в апте-альбе образовалась система новых рифтовых бассейнов в задуговой обстановке в области современного Черного моря, Кавказа и Крыма. Черноморский бассейн возник, в основном, при продольном расколе альбской вулканической дуги в сеномане-коньяке. Этот раскол привел к одновременному раскрытию Западно- и Восточно-Черноморского бассейнов. В Западно-Черноморском бассейне растяжение дошло до спрединга океанической коры, а в Восточно-Черноморском – до сильного утонения континентальной коры.

11. В конце мела-палеоцене-раннем эоцене фазы внутриплитного сжатия охватили большую часть Европы, включая Скифскую и Восточно-Европейские платформы. Это привело к внутриплитной инверсионной тектонике и прекращению раскрытия Черноморского бассейна. Но не исключено, что сдвиговая тектоника могла продолжить рифтогенез в Восточно-Черноморском бассейне как бассейна типа «pull-apart» в палеоцене. В позднем мелу-палеоцене вдоль южного края Восточной Европы возник ороген в связи с коллизией с системой континентальных террейнов Киршехир-Мендерес-Тавриды-Южно-Армянский.

12. В палеоцене субдукционная вулканическая активность была очень слабой (или совсем отсутствовала) в поясе Закавказье-Понтиды. Вероятно, в палеоцене происходил перескок зоны субдукции на юг после аккреции континентальных террейнов. Во время этого «перескока» силы сжатия на Европейский континент могли значительно возрасти. Однако, в эоцене и особенно среднем эоцене субдукционный и синрифтовый вулканизм в полосе Понтиды-Закавказье был очень активен. В палеоцене(?)-эоцене могла быть новая фаза рифтинга в Восточно-Черноморском бассейне. Среднеэоценовый рифтинг широко проявился в Закавказье, при этом рифты накладывались либо на меловые вулканические дуги, либо на сутурные зоны. Среднеэоценовый рифтинг сопровождался фазой погружения Скифской платформы и южного края Восточно-Европейской платформы.

13. Коллизионная тектоника в Кавказском регионе началась с конца эоцена и продолжается до настоящего времени. Она проходила параллельно с орогенией в Балканидах, Понтидах и Эльбурсе. Коллизионная тектоника в полосе Тетис привела также к пологой литосферной складчатости в пределах Восточно-Европейской платформы.

Некоторые выводы о динамике межплитных и внутриплитных процессов

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) вместе с орогеническим поясом Тетис образуют естественную лабораторию для изучения связей межплитных и внутриплитных процессов. Основные выводы, приведенные ниже, были получены, в основном, в совместных работах А.М. Никишина, П. Циглера, А.В. Ершова и Р. Стефенсона.

Тектоника субдукционных циклов

В мезозое-кайнозое эволюция южных окраин ВЕП контролировалась пятью циклами субдукционной тектоники. Каждый из этих циклов может быть разделен на следующие три стадии: а) начальная стадия задугового растяжения, сопровождающаяся низким уровнем дугового вулканизма; б) стадия начала задугового сжатия, во время которой дуговой вулканизм резко возрастает; в) финальная стадия задугового сжатия, во время которой дуговой вулканизм резко затухает или прекращается. Мы предполагаем, что данная последовательность событий контролируется изменениями в скорости конвергенции и изменениями в геометрии субдукционной системы. В начальной стадии уменьшение скорости субдукции приводит к более крутому положению субдуцированного слэба, его отступанию назад и фокусировке магматической активности в узкой полосе. Во время средней стадии увеличение скорости конвергенции приводит к некоторому выполаживанию зоны субдукции и, соответственно, началу задугового сжатия, возрастанию дугового вулканизма и формированию широкого вулканического пояса. Во время финальной стадии скорость конвергенции опять возрастает(?), угол субдукции выполаживается(?) и магматическая активность затухает. Длительность субдукционных тектонических циклов составляла 30–50 млн лет.

Внутриплитная тектоника

На Восточно-Европейской платформе позднепалеозойская, мезозойская и кайнозойская внутриплитная тектоника выражалась в виде процессов рифтинга, излияний платобазальтов, инверсии бывших рифтовых бассейнов, пологой литосферной складчатости, региональных воздыманий и погружений, импульсов убыстрения соляного диапиризма.

Мезозойский рифтинг в основном имел место на Скифской платформе и был связан с задуговым растяжением. Только позднемеловой Конско-Ялынский грабен южнее Донбасса формировался во время фазы задугового сжатия и коллизии. Триасовый рифтинг происходил в основном в краевых частях ВЕП, таких как Польский Трог, Добруджа, Скифская платформа, Печоро-Баренцевоморский бассейн. Однако триасовый рифтинг играл важную роль в Западной Сибири, Западной Европе, в Арктике–Северной Атлантике.

На ВЕП излияния платобазальтов имели место на пермо-триасовой границе в Печорском бассейне возле Пай-Хоя, и они были связаны с Тунгусским плюмовым событием.

С перми до современного времени многочисленные фазы инверсии бывших рифтовых бассейнов характерны для ВЕП. В итоге образовывались асимметричные антиклинали, связанные с разломами флексуры и складчатые зоны. Основные фазы этих внутриплатформенных деформаций совпадают с орогеническими событиями на границах ВЕП: в ранней перми (сакмарский и артинский века), в позднем триасегеттанге, сантоне-палеоцене, олигоцене-неогене.

На ВЕП формирование пологих общелитосферных складок имело место в визе-ранней перми, позднем триасе-геттанге, сантоне-палеоце-

не, олигоцене-квартере. Типичная длина волны таких складок составляла 500-700 км, а их амплитуда достигала 100-700 м. Подобно фазам инверсионной тектоники, главные фазы литосферной складчатости совпадают с главными фазами орогенеза на границах ВЕП.

Динамические процессы, контролирующие региональные воздымания и погружения на ВЕП, пока плохо понятны. Например, в позднем триасе–ранней юре и в олигоцене–квартере огромные территории ВЕП были подвергнуты воздыманию. Хотя оба этих периода совпадают с низким глобальным уровнем воды океанов, они также совпадают с эпохами, когда ВЕП испытывала региональное сжатие. Встает вопрос о динамике процессов, контролирующих синкомпрессионное воздымание территории кратона диаметром до 2000–2500 км на 100–400 м. С другой стороны, в альбе–эоцене полоса вдоль южного края ВЕП шириной около 1000 км испытывала региональное погружение. Так как этот пояс был параллелен субдукционной системе Тетис, то его погружение могло контролироваться субдукционной динамикой. Фазы акселерации соляного диапиризма, установленные для Прикаспия, вероятно, связаны с фазами нарастания напряжений сжатия.

Происхождение сверхвысоких внутриплитных напряжений

Данные по характеру палеострессов как сжатия, так и растяжения показывают, что сверхвысокие напряжения могут воздействовать как на особый регион, так и на целые кратоны или несколько кратонов одновременно. Для последнего случая мы будем говорить о «суперрегиональном» стрессовом событии. Происхождение супер-региональных стрессовых событий проблематично, а происхождение регионального стрессового события может быть более понятным. Образование региональных растягивающих напряжений у южных краев ВЕП в мезозое могло быть связано с задуговым растяжением. С дугой стороны, формирование региональных фаз напряжений сжатия, воздействовавших на ВЕП в перми-кайнозое, могло быть связано с механизмами коллизий, задугового сжатия и заложения новой субдукционной системы.

Среди фаз внутриплитного сжатия, внутрисенонские деформации ВЕП могут быть рассмотрены как связанные с супер-региональным компрессионным событием, которое около 84 млн лет назад охватило Северную Африку, Аравию, Западную и Восточную Европу. Это событие совпадает с глобальной перестройкой кинематики плит и с моментом истинного блуждания магнитного полюса. Это показывает, что в момент глобальной реорганизации кинематики плит компрессионные сверхвысокие стрессы могут воздействовать сразу на несколько плит. Супер-региональное событие растяжения имело место у пермотриасовой границы, как видно из того, что рифтинг воздействовал на огромный регион от Северной Атлантики до Верхоянья и от Баренцева моря и Таймыра до Средней Азии. Это событие совпадает с процессом перехода от максимума слияния Пангеи к переходу к ее распаду и, соответственно, с глобальной реорганизацией кинематики плит. Это также показывает, что при изменении глобальной кинематики плит внутриплитные напряжения растяжения могут достигать очень высокого уровня.

Положение зоны субдукции во времени

В зоне Кавказа более или менее уверенно выделяются разновозсубдукционные вулканические пояса. Имеется растные среднепозднедевонские островодужные серии на Большом Кавказе; выделяется карбоново-раннепермский окраинно-континентальный магматический пояс вдоль Большого Кавказа; предполагается наличие раннесреднетриасового вулканического пояса вдоль Понтид; в Предкавказье выделяется Ногайский позднетриасовый вулканический пояс; юрский пояс четко прослеживается в Закавказье; меловой пояс тянется от Болгарии через Понтиды в Закавказье; эоценовые вулканиты широко распространены в Закавказье. Можно предполагать, что в зоне Кавказа субдукционно-вулканическая система существовала не менее 350 миллионов лет. За это время субдуцировалось несколько тысяч километров океанической литосферы. Этот объем литосферы должен был достигнуть поверхности ядра и сильно охладить мантию. В действительности, под Кавказом по данным сейсмотомографии наблюдается относительно холодная мантия. Стоит вопрос, в какой мере во времени позиция такого типа зоны субдукции была стационарной? Синтез данных геологии, сейсмотомографии и геохимии может привести нас к открытию ряда принципиальных положений при изучении данной проблемы. Кавказский регион является идеальным полигоном для такого типа исследований.

Глава 3

ТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ: ЭВОЛЮЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В конце 50-х гг. в Восточном Предкавказье в ходе разведочного бурения впервые были вскрыты доюрские вулканогенные образования. К середине 70-х было установлено, что на отдельных участках эти вулканиты залегают между фаунистически и флористически охарактеризованными карнийскими (закумская свита) и рэтскими (зурмутинская свита) отложениями. В итоге в литературе утвердилось представление о единственной позднетриасовой эпохе интенсивного магматизма, вещественным отображением которой являются образования ногайской вулканогенно-осадочной формации [Бурштар и др., 1973; Дубинский, Маценко, 1965; Объяснительная записка..., 1973; Решение..., 1979]. Объяснения геодинамической природы позднетриасового вулканизма были различны. Ногайская формация интерпретировалась как «осадочновулканогенный комплекс квазиплатформенной формации нижнего этажа платформенного чехла» [Арбатов и др., 1972], «вулканогенно-молассовая формация эпигеосинклинального структурного комплекса молодых плит» [Буш, Кирюхин, 1976], «вулкано-терригенная формация орогенного этапа комплекса раннекиммерийского тафрогенного геосинклинального прогиба» [Хаин, Славин, 1980], «вулканогенно-осадочная пестроцветная формация тафрогенной стадии переходного этапа» [Крылов, Мазанов, 1982] и т. д. В.Е. Хаиным [1979] было выдвинуто положение о принадлежности триасовых вулканитов Восточного Предкавказья к Северокавказско-Туркменско-Североафганскому вулкано-плутоническому поясу, трассирующему активную северную окраину океана Тетис.

В течение 80-х–90-х гг. представления о режиме эндогенной активности региона в триасе были существенно уточнены, в частности, выявлены ранне- и среднетриасовые вулканические образования [Назаревич и др., 1983, 1995]. Предварительная обработка петрохимических данных [Грачев и др., 1985] подтвердила сходство вулканитов ногайской формации с породами известково-щелочных серий активных континентальных окраин. В публикациях последних лет [Тихомиров, Назаревич, 2001; Tikhomirov et al., 2003] приведены результаты первого детального исследования структурно-вещественного состава триасовых вулканитов Восточного Предкавказья, а также систематизированы сведения об осадочных компонентах триасового разреза. В настоящей главе обобщены результаты исследований структурной и историко-геологической позиции, петрографии и химического состава триасовых вулканитов Восточного Предкавказья. Вместе с информацией об эволюции процессов осадконакопления эти данные служат основой для коррекции существующих геодинамических построений.

Краткое описание структурной позиции триасовых образований Восточного Предкавказья

Положение изученного района в общей структуре Черноморско-Кавказского региона показано на рис. 3.1. Триасовые породы слагают здесь нижние горизонты чехла эпигерцинской Скифской плиты, с резким несогласием перекрывая девонско-каменноугольные терригеннокарбонатные толщи, смятые в складки и метаморфизованные в условиях пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций, и каменноугольнораннепермские гранитоиды (см. рис. 3.1). Пермскому периоду на большей части Скифской плиты соответствует перерыв в осадконакоплении, связанный с позднегерцинской орогенией. Однако, в пределах соседней с востока (и также эпигерцинской) Туранской плиты в Мангышлакской и Туаркырской зонах в перми накопилось не менее 2 км континентальных молассовых отложений [Славин, Сафдари, 1980].

Триасовые отложения распространены на территории Восточного и Западного Предкавказья (рис. 3.2). Судя по явным различиям в фациальном составе, эти образования накоплены в обособленных бассейнах, разделенных поднятием на месте современного Ставропольского блока. В Восточном Предкавказье общая мощность триаса местами достигает 2 км, а глубина залегания составляет от 3 до 6 км (соответственно, главным источником информации о вещественном составе пород является бурение). На рис. 3.3 отмечено расположение скважин, наиболее важных для изучения триасовых образований; схематические разрезы некоторых скважин приведены на рис. 3.4, а на рис. 3.5 – хроностратиграфическая схема, представляющая синтез данных бурения. Резкие колебания мощности указывают на более поздние вертикальные блоковые движения и эрозию, уничтожившую часть разреза [Назаревич и др., 1986]. В большинстве скважин триасовые слои залегают полого, однако местами отмечены следы интенсивных деформаций, и наклон слоев достигает 70°.



С Рис. 3.1. Схема тектонического строения южной части Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий для позднего палеозоя [Nikishin et al., 2001, с упрощениями]

1 – раннепермские внутриплатформенные осадочные бассейны; 2 – блоки догерцинской (предположительно докембрийской) консолидации в фанерозойских складчатых поясах; 3 – области герцинской складчатости; 4 – бассейны Донецкий и кряжа Карпинского, инверсированные в пермский период; 5 – позднепалеозойские надвиговые зоны; 6 – предполагаемая граница шельфа на конец пермского периода; 7 – Гиссаро-Донецкий линеамент; 8 – границы изученного района. А – зона Астрахано-Гурьевского разлома

В пределах изученного района отчетливо выделяются две эпохи осадконакопления: ранне-среднетриасовая и позднетриасовая, разделенные периодом общего поднятия и эрозии. В течение первой эпохи формировались континентально-морские терригенно-карбонатные толщи, местами с заметной долей вулканогенного материала. Для образований второй эпохи типичны субаэральные вулканиты и сопровождающие их континентальные осадки. Именно широкое распространение вулканитов отличает данную область от бассейна Западного Предкавказья, где вулканиты распространены значительно слабее, и лишь одна скважина, Медведовская № 2 (см. рис. 3.2), вскрывает толщу кислых туфов [Бурштар и др., 1969], возможно, триасового возраста.

В конце рэтского века область Восточного Предкавказья была вновь поднята. После периода эрозии, продолжавшегося до конца синемюрского века, началась новая трансгрессия, связанная с заложением трога Большого Кавказа [Nikishin et al., 2001].

Эволюция процессов осадконакопления¹

Породы нижнего триаса представляют собой типичную трансгрессивную серию, начинающуюся с индских(?) континентальных красноцветных образований и заканчивающуюся оленекскими морскими карбонатными и терригенными толщами. Море, вероятно, приближалось с юго-востока, где в Мангышлакской и Туаркырской зонах верхнепермские и нижнетриасовые терригенно-карбонатные осадки формируют единую толщу [Славин, Сафдари, 1980]. Наиболее древние триасовые породы, представленные песчаниками и гравелитами, заполняли линейные депрессии северо-западного простирания (рис. 3.3-а). К началу

¹ Обоснование возраста стратифицированных образований приведено в публикациях Б.П. Назаревича с соавторами [1986, 1995]



Рис. 3.2. Реликты ранне-среднетриасовых (а) и позднетриаовых (б) осадочных бассейнов Скифской плиты [Nikishin et al., 2001, с изменениями]

1 – установленные, 2 – предполагаемые, 3 – границы изученного района. М – расположение скв. Медведовская № 2

оленекского века практически вся территория Восточного Предкавказья представляла собой бассейн морского осадконакопления, в центральной части которого, в Каясулинском бассейне (см. рис. 3.3-а), преобладала седиментация карбонатов, часто с рифовыми постройками, а к югу и северу располагались области более глубоководного осадконакопления, с преобладанием терригенных компонентов (см. рис. 3.3-а, 3.5): на юге – Бенойский бассейн (турбидиты), на севере – бассейн кряжа Карпинского (глинисто-алевритовые осадки с прослоями карбонатного материала).

Практически по всей территории Каясулинского бассейна в нижнетриасовых карбонатных породах (куманская, нефтекумская, култайская и демьяновская свиты) отмечается примесь неокатанного пирокластического материала кислого состава как в форме рассеянных пепловых частичек, так и в виде прослоев риолитовых витрокластических туфов и туффитов мощностью в несколько метров. Доля вулканогенных компонентов увеличивается в юго-западном направлении, где на пепловые туфы приходится до 10% разреза нижнего триаса, а мощность отдельных горизонтов пирокластических пород достигает 10 м (см. рис. 3.3-а). Общая мощность раннетриасовых стратифицированных образований, содержащих вулканогенный материал, местами превышает 600 м.

В это же время в узкой (1–3 км) зоне Восточно-Манычского прогиба (см. рис. 3.3-а), ограничивающего Каясулинский бассейн с севера, формировалась мощная (свыше 2 км) толща субаквальных вулканитов контрастного базальт-риолитового состава с прослоями подчиненных по объему аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников.

В среднем триасе начинается регрессия: южная граница бассейна смещается к северу (см. рис. 3.3-а, б), а доля карбонатов постепенно снижается при возрастании их магнезиальности. Глинистые осадки со временем постепенно уступают место красноцветным алевролитам и песчаникам. В предпозднеладинское время тектоническая перестройка привела к смене простирания фациальных границ с северо-западного на субмеридиональное (см. рис. 3.3-б).

Подводный вулканизм Восточно-Манычского прогиба продолжался в течение всего анизийского века (см. рис. 3.5) и завершился локальным тектоническим событием: скв. Арбалинская № 13 (см. рис. 3.4) вскрывает 300-метровую толщу ладинских конгломератов и песчаников, содержащих окатанные обломки этих вулканитов и с резким несогласием перекрывающих анизийские породы. Следует отметить, что угловые несогласия внутри ранне-среднетриасовых толщ не являются редкостью (см. рис. 3.4), но не синхронны и не могут быть связаны с тектоническими событиями регионального масштаба.

В начале позднетриасовой эпохи регрессия продолжалась, и после накопления красноцветных карбонатно-глинисто-алевритовых осадков маджинской и максимокумской свит территория Восточного Предкавказья



⇐ Рис. 3.3. Схемы распространения фаций триасовых стратифицированных образований Восточного Предкавказья (по Назаревичу с соавторами [1983, 1986], с изменениями)

а – ранний триас (оленекский век): 1 – преимущественно карбонатные (доломито-известняковые) мелководно-морские образования; 2 – преимущественно терригенные (алевролито-аргиллитовые) относительно глубоководные образования; 3 – карбонатные отложения с примесью кислого пирокластического материала и прослоями риолитовых туфов; 4 – чередование основных и кислых вулканитов с алевропелитовыми осадочными породами; 5 – органогенные постройки; 6-7 – области отсутствия морских раннетриасовых стратифицированных образований и выхода под подошву среднетриасовых и более молодых отложений: 6 – образований складчатого фундамента, 7 – континентальных красноцветных отложений нижнего триаса; 8 – области возможного (сплошного или прерывистого) развития нижнетриасовых отложений; 9 – расположение некоторых скважин, пересекающих раннетриасовые вулканогенные образования (1 – Ильменская № 1, 2 – Светлоярская № 102, 3 – Светлоярская № 84, 4 – Виноградная № 1, 5 – Катериновская № 1 и № 2). Кр – бассейн кряжа Карпинского, Кс – Каясулинский бассейн, ВМ – Восточно-Манычский прогиб.

б – средний триас (конец ладинского века): 1 – мелководно-морские терригенные породы, преимущественно алевролиты; 2 – прибрежно-морские терригенные породы, преимущественно песчаники; 3-4 – области отсутствия морских среднетриасовых стратифицированных образований и выхода под подошву верхнетриасовых и более молодых отложений: 3 – образований складчатого фундамента, 4 – образований нижнего триаса; 5 – область возможного (сплошного или прерывистого) развития среднетриасовых отложений.

в – поздний триас (норйский-рэтский века), ногайская формация: 1 – терригенные, преимущественно красноцветные отложения; 2 – преимущественно вулканогенно-осадочные образования; 3-5 – вулканогенные, с преобладанием в разрезе: 3 – экструзивно-субвулканических дацитов, 4 – туфов и игнимбритов риолитов, 5 – лав андезитов; 6 – чередование вулканогенно-осадочных пород с лавами и туфами риолитов; 7-8 – области отсутствия позднетриасовой ногайской формации и выхода под подошву юрских и более молодых отложений: 7 – образований складчатого фундамента, 8 – доногайских образований триаса; 9 – области возможного (сплошного или прерывистого) развития ногайской формации.

Скважины: 6 – Андра-Атинская № 1; 7 – Арбалинская № 13; 8 – Арбалинская № 11; 9 – Приманычкая № 7; 10 – Синебугровская № 4; 11 – Голубинская № 3; 12 – Шангрыкская № 1; 13 – Зюбинская № 1; 14 – Подсолнечная № 3 и № 6; 15 – Зурмутинская № 10; 16 – Урожайная № 3, № 6 и № 16; 17 – Прасковея № 76; 18 – Андрей-Курганская № 1 и № 2, Мектебская № 10; 19 – Ачикулакская № 48; 20 – Стальская № 3, Граничная № 6, № 8 и № 18; 21 – Каясулинская № 1; 22 – Тукуйская № 1; 23 – Березкинская № 1 и № 2; 24 – Бурунная № 1; 25 – Бортовая № 1; 26 – Чернолесская № 1; 27 – Александровская № 1



С Рис. 3.4. Схематические разрезы триасовых образований Восточного Предкавказья по данным бурения

1 – терригенно-карбонатные породы девона и карбона, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации; 2-7 – осадочные породы: 2 – конгломераты, гравелиты и песчаники с галькой, 3 – преимущественно песчаники, 4 – алевролиты и аргиллиты, 5 – известняки и доломиты, 6 – мергели, 7 – вулканомиктовые обломочные породы; 8-13 – вулканогенные породы: 8 – переслаивание кислых туфов и вулканогенно-осадочных пород, 9 – лавы базальтов, 10 – лавы андезитов, 11 – лавы и экструзивно-субвулканические тела дацитов, 12 – лавы и купольные брекчии риолитов, 13 – туфы и игнимбриты риолитов; 14-15 – толщи пестрого состава: 14 – лавы базальтов и риолитов с прослоями алевролитов и аргиллитов; 15 – базальты, андезибазальты и долериты с прослоями алевролитов и аргиллитов; 16 – горизонты пепловых туфов риолитов в осадочных толщах; 17 – габбро и долериты; 18 – монцодиориты; 19 – угловые несогласия. Цифры в кружках соответствуют номерам скважин на рис. 3.3.

была поднята и эродировалась, предположительно, до конца карнийского века. Глубина эрозионного среза увеличивается в южном направлении и достигает 1 км – весьма значительная величина, особенно если принять во внимание, что угловое несогласие в подошве более молодых образований ногайской формации обычно не превышает 10°.

Основной объем верхнетриасовых отложений Восточного Предкавказья приходится на образования ногайской вулканогенно-осадочной формации норийско-рэтского возраста [Назаревич и др., 1986]. От пород ранне-среднетриасового возраста они отличаются значительно большим объемом и разнообразием вулканитов, а также обилием красноцветных грубообломочных осадков. Область распространения ногайской формации в современной структуре соответствует Восточно-Манычскому и Маныч-Гудиловскому прогибам, Арзгиро-Мирненской и Прикумской зонам поднятий, Ногайской ступени, частично Чернолесской впадине и Терско-Каспийскому прогибу (см. рис. 3.2). Ареал развития существенно вулканогенных толщ имеет площадь около 1000 км² и в плане вытянут в север-северо-западном направлении (рис. 3.3-в). Главными компонентами разреза здесь являются кислые туфы и игнимбриты, но известны также вулканиты среднего и основного состава. Восточнее в разрезе формации преобладают континентальные осадочные и вулканогенноосадочные породы. Соответственно выделяются зурмутинский (существенно вулканогенный), вишневский (вулканогенно-осадочный) и синебугровский (промежуточный) типы разреза ногайской формации [Назаревич и др., 1986]. Мощность образований ногайской формации весьма непостоянна и максимальных значений (более 1,5 км) достигает в южной части рассматриваемого района. Породы данного подразделения несогласно налегают на образования различного возраста, от средне-



С Рис. 3.5. Хроностратиграфическая схема триасовых образований Восточного Предкавказья [Nikishin et al., 2001, с изменениями]

1 – красноцветные песчаники и конгломераты; 2 – турбидиты (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 3 – базальты, риолиты, алевролиты, аргиллиты; 4 – аргиллиты, алевролиты, песчаники, известняки и мергели; 5 – известняки и доломиты с горизонтами пепловых туфов риолитов; 6 - органогенные известняки и мергели с подчиненными аргиллитами; 7 – биогермные известняки и доломиты; 8 – известняки и мергели; 9 – базальты, алевролиты и аргиллиты; 10 – аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями карбонатов; 11 – аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями песчаников; 12 - известняки и доломиты; 13 - аргиллиты и алевролиты с редкими прослоями известняков и конгломератов; 14 - песчаники, алевролиты и аргиллиты; 15 - алевролиты и аргиллиты с подчиненными песчаниками; 16 – органогенные известняки; 17 - красноцветные алевролиты; 18 - риолитовые туфы и игнимбриты с подчиненными лавами риолитов и андезитов и прослоями туфопесчаников; 19 - риолитовые туфы и игнимбриты, лавы андезитов, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 20 - красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, дацитовые лавы, отдельные горизонты риолитовых туфов и игнимбритов, редкие потоки базальтов; 21 - песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями риолитовых туфов.

Шкала времени по [Harland et al., 1990]

триасовых до палеозойских, и перекрыты (также со следами размыва) песчано-глинистыми субугленосными осадками нижней-средней юры, на юге – раннего мела. В центральной части Прикумской области разрез ногайской формации надстраивается породами рэтской зурмутинской свиты мощностью до 300 м, представленной сероцветными песчаниками и алевролитами с горизонтами кислых пепловых туфов и отдельными прослоями углей.

Таким образом, триасовую эволюцию условий осадконакопления на территории Восточного Предкавказья можно представить следуюшим образом:

1) начало индского века(?) – дифференцированные тектонические движения, формирование линейных прогибов, заполнявшихся грубообломочными континентальными отложениями;

2) индский-оленекский века - общее погружение, обособление относительно стабильного Каясулинского блока; проявления контрастного вулканизма в зоне Восточно-Манычского прогиба;

3) анизийский век - начало регрессии при продолжающемся вулканизме Восточно-Манычского прогиба;

4) ладинский век – прекращение вулканизма, дальнейшая регрессия (с отступлением бассейна осадконакопления к северу);

5) карнийский век – общий подъем и эрозия, более интенсивные в южной части района (что можно объяснить общим наклоном литосферы к северу);

6) норийский-рэтский века – мощный субаэральный вулканизм на фоне дифференцированных тектонических движений, способствовавших формированию внутриконтинентальных бассейнов и постепенной смены аридного климата гумидным;

7) конец рэтского века – общий подъем и эрозия.

Петрография магматических пород

Ниже приведены краткие описания пород, представляющих обе выделенные ранее эпохи вулканической активности (ранне-среднетриасовую и позднетриасовую). Описания включают результаты изучения более чем 900 шлифов.

Среди **ранне-среднетриасовых** магматитов выявлены базальты, андезибазальты, долериты, габбро, а также лавы и пепловые туфы риолитов.

Базальты (рис. 3.6-а) слагают горизонты мощностью до нескольких десятков метров, главным образом, в нижней (раннетриасовой) части разреза. Мощность отдельных потоков не установлена из-за низкого выхода керна. Включают редкие (1–2%) фенокристы плагиоклаза, иногда вместе с измененным оливином. Для основной массы типичны закалочные структуры со скелетными и дендритовидными выделениями плагиоклаза и пироксена.

Андезибазальты (рис. 3.6-б) также образуют лавовые потоки, мощностью не более нескольких метров; чаще встречаются в верхней (среднетриасовой) части разреза. Отличаются от базальтов повышенным содержанием фенокрист (3-5%), отсутствием оливина и спилитовых структур.

И базальты, и андезибазальты нередко имеют миндалекаменную текстуру; миндалины до 8 мм занимают от 3 до 10% объема породы.

Габбро и долериты по объему значительно превосходят базальты, что указывает на преимущественное распространение субвулканических фаций по отношению к лавовым (хотя долериты могут слагать и центральные части потоков). Для крупных тел габброидов с вертикальной мощностью до 200 м устанавливается зональное строение, с уменьшением среднего размера зерен от центральных частей к краевым, вплоть до мелкозернистых долеритов. В экзоконтактах таких тел по аргиллитам и глинистым алевролитам иногда развиваются пятнистые сланцы с сегрегациями мелкого новообразованного серицита. Долериты и габбро мезократовые сложены бурым авгитом, слабо зональным плагиоклазом Ап₄₀₋₆₀ и титаномагнетитом (содержания последнего составляют около 5%). Для долеритов характерны пойкилитовые структуры.











Рис. 3.6. Фотографии шлифов триасовых вулканитов Восточного Предкавказья (без анализатора)

а - раннетриасовый базальт (скв. Светлоярская № 102, шлиф 82667); б - среднетриасовый андезибазальт (скв. Светлоярская № 102, шлиф 82603); в - позднетриасовый риолитовый игнимбрит (скв. Катериновская № 1, шлиф 100091); г - позднетриасовый андезит (скв. Тукуйская № 1, шлиф 83069); д - позднетриасовый базальт (скв. Арбалинская № 11, шлиф 73360).

Q - кварц, Fsp - щелочной полевой шпат, P1 - плагиоглаз, Bt - биотит, Mt - магнетит. Хлоритовые и пумпеллиитовые псевдоморфозы: O1 - по оливину, Px - по пироксену, Am - по амфиболу.

Риолитовые туфы слагают отдельные горизонты в нижнетриасовых карбонатных толщах, главным образом, в юго-западной части Каясулинского бассейна. Туфы пепловые, существенно витрокластические. Размер обломочных частиц обычно не превышает 0,5 мм. В незначительных количествах (менее 1%) присутствуют кристаллокласты кварца и измененных полевых шпатов; по витрокластам развился фельзитовый и микрогранобластовый агрегат, а также кварц-полевошпатового состава. Не менее 10-20% объема пород приходится на кальцит, цементирующий пепловые частицы, - вероятно, следствие смешения вулканогенного материала с осадочным. Отсутствие следов окатывания пеплового материала указывает на их воздушную транспортировку и, следовательно, на синхронность извержений с карбонатным осадконакоплением. Размер обломочных частиц и их сортировка позволяют предположить, что от центра извержений они были перенесены не менее чем на десятки километров. Вместе с тем, судя по значительной доле вулканогенного материала в осадочных породах, дальность переноса вряд ли превышает 100 км.

Риолиты лавового облика слагают интервалы до 300 м в разрезе скважины Светлоярская-102; вероятно, они образуют не только потоки, но и экструзивные и/или субвулканические тела. Наряду с массивными и слабо флюидальными разностями присутствуют породы типа купольных брекчий. Содержание фенокрист невысокое – обычно 1–2%, и лишь в единичных случаях до 5%; нередки афировые разности. В составе вкрапленников – кварц, титаномагнетит, измененные плагиоклаз и изредка амфибол. Основная масса полностью девитрифицирована с образованием фельзитовых и гранобластовых агрегатов.

Все породы, особенно раннетриасовые, испытали гидротермальные изменения, а также, вероятно, метаморфизм пренит-пумпеллиитовой фации. Повсеместно в мелких гнездах и псевдоморфозах присутствуют новообразования хлорита, эпидота, пренита, стильпномелана, серицита, пумпеллиита, карбонатов. Обычны прожилки крупнозернистого кальцита, кварца и эпидота.

Позднетриасовые вулканогенные толщи, в отличие от раннесреднетриасовых, сформированы в субаэральной обстановке. Самыми распространенными породами ногайской формации являются туфы и игнимбриты риолит-риодацитового, реже дацитового состава (до 90% общего объема вулканитов – см. рис. 3.3-в, 3.4). В центральной части района в отдельных скважинах существенно возрастает доля лав андезитов (до 50%), в северной – экструзивно-субвулканических дацитов (до 100%). В северной части района, вблизи зоны Восточно-Манычского прогиба, магматические породы представлены лавами и субвулканическими телами риолитового и дацитового состава (10–30% разреза), а пирокластический материал присутствует только в виде примеси в осадочных образованиях. Базитов среди пород ногайской формации очень мало. Достоверно поздним триасом датируются лишь единичные тела базальтов и долеритов в разрезах скважин Арбалинская № 11 и Светлоярская № 84 (см. рис. 3.3-в, 3.4).

Туфы и игнимбриты риолитов (рис. 3.6-в) и риодацитов слагают горизонты мощностью до сотен метров. В южной части района, в области максимальных мощностей ногайской формации, нижние и средние части пирокластических толщ сложены игнимбритами, а верхние части – туфами с недеформированными пепловыми частицами. С юга на север доля игнимбритов уменьшается вместе с общей мощностью вулканитов. Внешне туфы и игнимбриты – светлые зеленовато- и розоватосерые породы, массивные или слабо пористые. Преобладает витрокластический компонент (обычно свыше 60% объема) – фьямме (до 5 см) и пепловый материал различной степени спекания, раскристаллизованные с образованием фельзитового, аксиолитового и микрогранобластового кварц-полевошпатового агрегата. Кристаллокласты размером до 7 мм представлены кварцем, плагиоклазом, щелочным полевым шпатом, рудным минералом, биотитом, реже - опацитизированной роговой обманкой. В дацитовых туфах мало кварца и щелочного полевого шпата (до полного отсутствия), повышается доля плагиоклаза и железомагнезиальных минералов. Среди литокластов (1-2% объема породы, размер до 2-3 см) наиболее распространены обломки тех же кислых вулканитов.

Риолитовые лавы встречаются сравнительно редко и слагают потоки мощностью до 20 м. Имеют массивную или слабофлюидальную текстуру, порфировые, реже афировые. Фенокристы до 3 мм (до 10% объема породы) – кварц, щелочной полевой шпат, плагиоклаз, титаномагнетит, биотит и/или амфибол (все силикаты полностью замещены вторичными минералами). Основная масса девитрифицирована в микрогранобластовый и микропойкилобластовый агрегат.

Экструзивно-субвулканические дациты – порфировые массивные породы, образующие ряд тел в северной части изученного района. Наиболее крупное тело с вертикальной мощностью более 800 м пересечено скв. Прасковея № 76 (см. рис. 3.3-в). Породы, слагающие его центральную часть, имеют полнокристаллическую структуру и соответствуют гранодиорит-порфирам и кварцевым сиенит-порфирам. Фенокристы представлены плагиоклазом (до 3 мм, 10–15%), пироксеном и роговой обманкой (до 2,5 мм, вместе 3–5%), магнетитом – до 0,4 мм, менее 1%. Изредка встречаются микровкрапленники щелочного полевого шпата. По размерам и форме выделяются 2–3 генерации вкрапленников, но
подтвердить это предположение данными о составе минералов не удается из-за вторичных изменений пород. Основная масса – микропойкилобластовая (в первично неполнокристаллических породах) или гипидиоморфнозернистая (в полнокристаллических породах), сложенная кварцем (25%), полевыми шпатами (65–70%, преобладает плагиоклаз) и железо-магнезиальными минералами (около 10%).

Андезиты (рис. 3.6-г) слагают отдельные лавовые потоки мощностью до 10 м, а также серии потоков, общая мощность которых иногда превышает 200 м (см. рис. 3.3-в, 3.4). Переслаиваются с кислыми пирокластическими породами, обычно тяготея к верхним частям разреза ногайской формации. Вкрапленники представлены зональным андезином (до 1 мм, до 10% породы) и титаномагнетитом (до 0,3 мм, менее 1%). В некоторых случаях можно выделить 2 генерации плагиоклаза: относительно крупные кристаллы (0,7–1 мм, An_{45-50} в центральных частях) и микровкрапленники (0,2–0,5 мм, An_{34-38} в центре). Внешние каймы фенокрист соответствуют олигоклаз-андезину An_{30-33} , как и микролиты основной массы. Последняя включает также нацело измененный пироксен, мелкие зерна рудного минерала и разложенное стекло. Структура основной массы – микролитовая, пилотакситовая, местами микропойкилобластовая (при раскристаллизации стекла образуется 20–30% кварца).

Базальты (рис. 3.6-д) слагают единичные потоки в толще кислых вулканитов, пересеченных скважиной Арбалинская № 11. Это темносерые массивные порфировые породы. Фенокристы составляют 10–15% их объема и представлены измененным плагиоклазом, резорбированным оливином(?), пироксеном и иногда – амфиболом (см. рис. 3.6-д). От ранне-среднетриасовых базальтов эти породы отличаются заметно более высоким содержанием вкрапленников, присутствием амфибола и интерсертальной основной массой, лишенной скелетных выделений плагиоклаза и пироксена.

Вторичные изменения пород ногайской формации носят тот же характер, что и изменения ранне-среднетриасовых вулканитов Восточно-Манычского прогиба, но преобразования эти менее интенсивны – нередко в шлифах удается наблюдать сохранные зональные кристаллы плагиоклаза, пироксена и биотита. В верхних частях разреза вулканогенных образований эпигенетические изменения слабее.

В западной части рассматриваемого района ряд скважин (Наримановская, Голубинская № 3 и № 5, Отказненская № 8, Южно-Чернолесская и др.) вскрывают горизонты базальтовых лав, залегающих на породах фундамента (скв. Чернолесская № 1, Южно-Чернолесская) и на вулканитах ногайской формации (скв. Отказненская № 8). Петрографически сходны с ними субвулканичсекие долериты Шангрыкской скважины, секущие кислые эффузивы ногайской формации. Базальтоиды перекрыты юрско-меловыми терригенными и сульфатно-терригенными осадками; в некоторых скважинах установлено переслаивание основных эффузивов с породами нижней-средней юры (скв. Наримановская) и верхней юры (скв. Александровская). От ранне-среднетриасовых базальтов эти эффузивы отличаются массивной текстурой, составом вкрапленников (оливин и зональный андезин-лабрадор – вместе до 5% породы) и сравнительно слабыми гидротермальными изменениями. Основная масса – пилотакситовая в базальтах и пойкилоофитовая в долеритах, сложена основным андезином, авгитом и мелкими зернами рудного минерала.

У северной границы района скважинами Арбалинской № 11 и Андра-Атинской № 1, в 50 км к востоку от ближайших позднетриасовых вулканических центров пересечены тела монцодиоритов, прорывающие отложения ногайской формации и среднетриасовой кизлярской свиты. Структура интрузивных пород меняется от порфировидной с мелкокристаллической основной массой в зонах эндоконтакта (вкрапленники – измененные плагиоклаз и пироксен) до средне- и крупнокристаллической в центральных частях интрузивных тел. Породы сложены соссюритизированным плагиоклазом (50-55%), зональным титанавгитом и биотитом в переменных соотношениях (вместе 30-35%), интерстициальным щелочным полевым шпатом (около 5%), рудными минералами (ильменитом и магнетитом) – 7-8%. Акцессорный апатит (около 1% породы) представлен крупными, до 2 мм, игольчатыми кристаллами. Отношение биотит/пироксен в верхних эндоконтактовых зонах заметно возрастает. Структура пород – габбровая, монцонитовая, иногда офитовая. Гидротермальные изменения слабее, чем в магматических образованиях ногайской формации.

Факт переслаивания эффузивов данной группы с юрскими осадками свидетельствуют об их вероятной генетической связи с эпохой раскрытия трога Большого Кавказа. Из дальнейшего рассмотрения эти породы исключены.

Особенности химического состава пород

Данные о составе триасовых магматических пород Восточного Предкавказья, включающие 120 анализов на петрогенные элементы, приведены в таблице 3.1 и на рис. 3.7–3.10.

Ранне-среднетриасовые вулканические породы Восточно-Манычского прогиба характеризуются отчетливо бимодальным распределением по

№ п/п	№ скв. на рис.3.3	№ про- бы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
								ранний
1	2	82656	46,42	1,32	15,71	2,32	7,59	0,21
2	2	82660	47,28	1,48	15,55	2,34	6,64	0,19
3	2	82661	47,22	2,08	16,43	2,00	7,53	0,20
4	2	82667	49,32	1,72	15,00	1,71	7,09	0,23
5	2	82672	49,40	1,86	15,79	1,67	6,90	0,26
6	2	82673	71,40	0,38	12,60	0,00	2,54	0,06
7	2	82676	48,76	1,70	16,82	1,46	7,82	0,27
8	2	82677	47,96	1,52	18,52	1,47	8,01	0,11
9	2	82690	56,20	2,12	23,51	0,14	1,74	0,02
10	2	82602/1	72,94	0,20	13,99	1,00	не опр.	<0,01
11	2	82640	75,98	0,16	12,69	1,7	не опр.	<0,01
12	2	82648	69,31	0,18	15,47	1,84	не опр.	<0,01
13	2	82635	74,43	0,14	11,15	0,70	0,00	0,05
14	2	82647	69,86	0,23	14,98	0,10	1,16	0,03
15	2	82648	71,08	0,22	14,86	0,44_	1,08	0,03
	•				-		.	средний
16	2	82643	54,74	2,06	23,04	0,01	1,46	0,24
17	2	82644	57,66	0,78	18,39	0,21	3,37	0,04
18	2	82652	52,60	1,98	15,97	2,59	7,91	0,17
19	2	82599	48,74	1,36	16,65	2,49	7,19	0,17
20	2	82618	49,26	1,10	16,70	2,29	5,88	0,16
21	2	82631	51,00	2,44	16,02	5,17	5,81	0,27
22	2	82621	58,24	0,86	16,84	2,37	4,54	0,29
23	2	82626	55,44	0,74	18,35	2,24	5,47	0,33
24	2	82630	56,60	0,82	18,57	1,91	5,31	0,26

Содержания петрогенных элементов в триасовых

Таблица 3.1

вулканитах Восточного Предкавказья

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H_2O^+	CO ₂	п.п.п.	сумма
триас								
10,59	6,44	2,64	0,28	0,22	1,69	0,32	3,12	98,87
9,09	8,20	3,76	0,10	0,26	2,81	0,74	1,20	99,64
7,83	6,62	4,24	0,18	0,29	0,50	1,12	3,40	99,64
7,73	8,46	3,56	0,40	0,27	0,79	1,12	2,50	99,90
7,57	8,38	3,66	0,20	0,28	0,49	0,67	2,35	99,48
1,96	3,39	2,60	1,02	0,08	0,48	1,58	1,94	100,03
6,28	10,59	2,85	0,30	0,30	0,37	0,88	1,55	99,95
6,96	6,96	3,44	0,42	0,23	0,41	0,76	3,20	99,97
2,36	4,21	4,74	1,40	0,26	0,13	0,35	2,73	99,91
0,05	0,47	4,61	4,78	0,03	не опр.	не опр.	0,73	98,80
<0,1	0,5	4,83	2,71	<0,02	не опр.	не опр.	1,18	99,75
0,11	1,35	5,18	4,64	0,09	не опр.	не опр.	1,67	99,84
0,22	3,21	4,88	1,58	0,02	не опр.	не опр.	3,01	99,39
0,38	2,66	4,60	3,94	0,05	0,29	0,88	0,24	99,40
0,38	2,28	4,25	3,68	0,05	0,39	0,63	0,52	99,89
триас					<u></u>			
2,41	5,46	5,60	1,58	0,17	0,43	0,88	1,55	99,63
4,53	4,50	2,82	1,52	0,16	0,74	1,16	3,83	99,71
5,07	4,23	3,94	0,38	0,38	0,89	0,53	3,31	99,95
7,07	6,44	4,68	0,22	0,19	1,28	1,09	2,52	100,09
7,32	7,50	4,20	0,42	0,14	0,98	0,95	2,97	99,87
4,18	6,34	3,70	1,10	0,40	1,19	0,25	2,05	99,92
3,42	3,00	1,18	1,94	0,19	1,56	1,51	3,90	99,84
4,18	2,64	0,92	2,46	0,16	2,02	1,58	3,42	99,95
4,18	1,76	1,14	2,68	0,18	2,02	0,70	3,78	99,91

№ п/п	№ скв. на рис.3.3	№ про- бы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
25	2	82602a	51,78	2,30	15,39	11,63	не опр.	0,22
26	2	82616a	51,71	2,24	15,20	11,80	не опр.	0,21
27	2	82602Ъ	50,78	2,27	15,93	12,27	не опр.	0,22
28	2	82603	52,52	2,14	14,98	11,73	не опр.	0,22
29	2	82616b	51,61	2,18	15,46	11,79	не опр.	0,19
30	1	80202	48,19	1,80	16,23	11,44	не опр.	0,21
31	1	78285	47,77	1,65	15,60	9,91	не опр.	0,20
32	1	78292	49,17	1,54	14,56	9,95	не опр.	0,16
33	1	78293	48,90	1,50	15,95	11,57	не опр.	0,29
34	1	78290	51,06	1,41	16,38	8,76	не опр.	0,14
35	1	78277	49,57	1,76	15,49	10,49	не опр.	0,2
36	1	78273	46,65	1,12	15,95	10,15	не опр.	0,2
37	1	78270	46,72	1,22	16,46	9,64	не опр.	0,15
		.		<u> </u>				поздний
38	8	73365	65,96	0,44	16,36	1,51	2,09	0,05
39	8	73377	64,62	0,28	14,01	0,78	3,18	0,15
40	8	73378	69,90	0,32	15,84	1,10	0,99	0,03
41	8	73343	73,70	0,16	14,51	0,46	0,33	0,01
42	8	73344	74,22	0,18	14,26	0,25	0,38	0,01
43	8	73345	71,76	0,16	13,97	0,48	1,01	0,18
44	8	73346	68,44	0,80	12,92	1,28	1,47	0,32
45	8	73375	45,91	1,34	16,78	10,98	не опр.	0,18
46	8	73360	49,04	1,46	17,18	9,13	не опр.	0,08
47	8	59279	77,36	0,24	12,65	0,48	0,72	0,02
48	3	87548	72,00	0,20	13,62	0,69	0,91	0,05
49	3	78561	70,82	0,20	13,80	0,84	1,37	0,04
50	3	78552	45,16	1,69	15,45	10,58	не опр.	0,17

Таблица 3.1 (продолжение)

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	$\mathrm{H_2O}^+$	CO ₂	п.п.п.	сумма
3,82	5,31	5,69	0,63	0,37	не опр.	не опр.	2,13	99,27
4,15	5,43	5,61	0,75	0,36	не опр.	не опр.	2,28	99,74
3,98	5,54	5,49	0,62	0,34	не опр.	не опр.	2,43	99,87
4,01	5,94	4,3	0,9	0,32	не опр.	не опр.	2,81	99,87
3,98	5,47	5,16	0,68	0,35	не опр.	не опр.	3,03	99,90
7,88	4,80	4,29	0,96	0,23	не опр.	не опр.	3,89	99,92
6,90	6,77	5,20	0,21	0,25	не опр.	не опр.	5,38	99,84
8,01	7,73	4,07	0,73	0,23	не опр.	не опр.	3,33	99,48
6,36	5,34	4,55	0,85	0,24	не опр.	не опр.	3,71	99,26
4,84	8,83	4,82	0,78	0,21	не опр.	не опр.	2,61	99,84
5,86	8,18	3,88	1,7	0,27	не опр.	не опр.	2,47	99,87
10,06	7,4	3,11	0,75	0,19	не опр.	не опр.	4,31	99,89
9,05	8,94	2,66	0,98	0,19	не опр.	не опр.	3,88	99,89
триас								
1,97	1,46	2,00	4,40	0,24	не опр.	0,36	3,08	99,92
2,40	3,30	3,49	1,96	0,05	не опр.	3,55	2,06	99,83
0,79	0,91	4,40	3,00	0,06	не опр.	0,60	1,80	99,74
0,26	0,69	2,66	4,86	0,03	не опр.	0,15	1,95	99,77
0,27	0,65	2,20	5,20	0,03	не опр.	0,05	2,11	99,81
0,29	1,10	2,80	5,32	<0,02	не опр.	1,16	1,14	99,37
0,99	2,48	3,25	4,30	0,03	не опр.	2,32	1,00	99,60
6,42	4,82	3,91	1,2	0,23	не опр.	не опр.	8,1	99,87
4,47	5,31	2,86	2,09	0,47	не опр.	не опр.	7,79	99,88
0,46	0,46	2,25	3,65	0,15	не опр.	0,11	1,00	99,55
0,17	1,19	2,28	6,00	0,06	не опр.	0,81	1,88	99,86
0,31	1,19	2,40	4,64	0,06	не опр.	0,50	3,56	99,73
7,59	9,04	4,71	1,08	0,22	не опр.	не опр.	3,64	99,33

№ п/п	№ скв. на рис.3.3	№ про- бы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
51	3	78562/1	73,68	0,17	11,85	2,68	не опр.	0,02
52	3	78551	71,45	0,19	11,82	3,11	не опр.	0,05
53	3	78562	71,93	0,18	12,66	3,47	не опр.	<0,01
54	9	86336	71,05	0,24	14,28	1,87	не опр.	0,05
55	10	62619	70,62	0,47	14,54	0,31	2,59	0,04
56	10	62612a	66,87	0,50	15,14	2,67	не опр.	0,05
57	10	62621a	69,50	0,31	13,87	2,46	не опр.	0,07
58	10	62621Ъ	69,66	0,31	14,29	2,68	не опр.	0,05
59	10	62629	67,49	0,45	14,17	3,14	не опр.	0,2
60	11	2264	68,70	0,30	14,23	1,03	1,74	0,15
61	11	2263	58,56	0,80	15,42	1,37	4,73	0,13
62	17	82990	65,63	0,37	15,72	2,66	0,00	0,05
63	17	82994	66,13	0,34	15,85	2,69	0,00	0,06
64	17	82997	66,05	0,37	15,85	2,83	0,00	0,05
65	17	83000	65,31	0,38	16,15	2,75	0,00	0,05
66	17	82984	65,75	0,35	16,17	2,64	не опр.	0,06
67	17	82996	65,93	0,34	16,32	2,84	не опр.	0,04
68	4	63929	67,03	0,23	17,19	1,05	не опр.	0,13
69	14	47898	59,66	0,80	17,46	3,64	1,89	0,10
70	14	47900	59,98	0,80	17,23	3,84	2,04	0,11
71	14a	51195	58,30	0,80	17,50	2,27	3,06	0,17
72	14a	51198	71,46	0,30	15,62	0,64 [.]	1,59	0,05
73	16b	29428	73,24	0,17	14,11	1,38	1,10	0,02
74	16b	29500	73,82	0,17	13,76	0,36	1,11	0,02
75	16b	29505	74,24	0,22	13,54	0,27	0,83	0,06
76	16a	18115	73,30	0,26	13,75	0,61	1,25	0,04
77	16	11061	74,94	0,19	12,85	0,34	1,01	0,02

Таблица 3.1 (продолжение)

MgO	CaO	Na ₂ O	K₂O	P2O5	H₂O ⁺	CO ₂	п.п.п.	сумма
8			2-	-2-5	2-	2		
0,89	0,33	3,28	3,28	<0,02	не опр.	не опр.	3,31	99,49
0,86	1,81	1,4	4,85	<0,02	не опр.	не опр.	4,32	99,86
1,03	0,4	3,05	3,45	<0,02	не опр.	не опр.	3,64	99,81
0,43	0,46	4,67	4,44	0,06	не опр.	не опр.	0,97	98,52
0,59	1,09	6,48	1,00	0,10	не опр.	0,75	0,00	98,58
0,84	2,35	5,17	1,49	0,13	не опр.	не опр.	3,74	98,95
0,81	2,19	4,14	2,19	0,09	не опр.	не опр.	3,28	98,91
0,87	2,14	4,01	2,19	0,09	не опр.	не опр.	3,52	99,81
1,09	3,25	3,29	2,19	0,16	не опр.	не опр.	4,53	99,96
1,76	2,11	2,83	2,45	0,03	не опр.	1,63	0,00	96,96
2,70	3,76	5,20	1,74	0,24	не опр.	2,16	0,00	96,81
1,95	4,01	5,15	0,90	0,10	не опр.	не опр.	2,76	99,30
2,39	3,03	5,51	1,03	0,10	не опр.	не опр.	2,45	99,58
2,36	3,36	5,16	0,86	0,10	не опр.	не опр.	2,66	99,65
2,50	2,25	5,78	1,65	0,10	не опр.	не опр.	36, ^ר	99,28
1,84	2,87	6	1,24	0,09	не опр.	не опр.	2,8	99,81
2,23	3,07	5,19	1,22	0,08	не опр.	не опр.	2,58	99,84
0,23	1,4	4,84	6,03	0,05	не опр.	не опр.	2,14	100,32
2,60	4,29	4,84	1,20	0,26	не опр.	0,23	3,20	100,17
2,50	4,11	5,04	1,05	0,26	не опр.	0,05	2,75	99,76
2,15	5,46	4,84	1,33	0,30	не опр.	0,14	3,16	99,48
0,85	1,37	2,48	3,52	0,06	не опр.	0,04	1,64	99,62
0,66	0,55	0,94	5,00	0,09	не опр.	0,23	2,50	99,99
0,53	0,55	3,40	4,16	0,19	не опр.	0,18	2,00	100,25
0,66	0,92	3,76	3,14	0,08	не опр.	0,22	1,86	99,80
1,58	0,92	2,83	2,80	0,10	не опр.	0,18	2,12	99,74
2,21	0,64	2,72	1,35	0,19	не опр.	0,3/4	3,00	99,80

№ п/п	№ скв. на рис.3.3	№ про- бы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
78	13	2264	72,40	0,20	14,64	0,91	1,68	0,10
79	13	80180	75,44	0,14	14,47	0,71	1,07	0,01
80	13	80183	74,56	0,14	13,27	1,64	0,66	0,05
81	18	4700	60,62	0,70	15,87	2,54	3,55	0,26
82	18	4701	61,08	0,70	15,77	1,87	2,60	0,49
83	18a	5451	61,74	0,80	16,41	2,79	2,69	0,27
84	18a	5453	59,22	0,70	16,06	2,56	3,27	0,32
85	18Ъ	16383	59,42	0,80	17,14	3,43	3,39	0,20
86	18Ъ	16384	59,72	0,80	16,76	3,29	4,05	0,20
87	18b	16385	59,26	0,80	17,55	2,70	3,47	0,30
88	19	72316	68,20	0,26	14,67	0,45	3,96	0,08
89	19	72317	68,32	0,34	15,70	0,57	2,17	0,08
90	19	72323	68,38	0,34	15,62	3,26	1,37	0,03
91	19	72324	70,68	0,36	14,53	1,44	1,16	0,04
92	19	72505	70,59	0,34	15,96	0,62	1,09	0,08
93	19	72506	73,46	0,14	14,47	0,41	0,46	0,05
94	19	72507	75,62	0,16	12,05	0,47	0,62	0,04
95	19	72509	76,70	0,12	13,50	0,37	0,36	0,04
96	19	48360	58,12	0,82	17,12	3,76	3,75	0,16
97	19	72323	66,95	0,31	14,91	4,81	не опр.	<0,01
98	5	100079	69,63	0,18	13,97	4,67	не опр.	<0,01
99	5	100091	70,29	0,37	14,86	2,74	не опр.	0,09
100	20	111-71	71,14	0,32	13,07	0,96	1,34	0,03
101	20	113-71	71,94	0,27	13,06	0,74	1,14	0,10
102	20	108-71	70,98	0,25	13,34	0,70	0,99	0,09
103	20a	73-71	73,02	0,30	13,15	0,98	0,58	0,06
104	20a	74-71	76,00	0,30	11,85	0,37	0,60	0,06

Таблица 3.1 (продолжение)

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H_2O^{\dagger}	CO ₂	п.п.п.	сумма
0,59	1,55	4,60	0,90	0,09	не опр.	0,25	1,60	99,51
0,32	0,73	2,90	3,60	0,03	не опр.	0,04	0,30	99,76
0,39	1,28	3,40	2,70	0,08	не опр.	0,25	0,87	99,29
2,88	4,12	3,90	1,92	0,22	не опр.	0,05	3,32	99,95
2,68	4,13	3,62	2,78	0,19	не опр.	0,18	3,54	99,63
2,55	4,49	3,54	2,06	0,22	не опр.	0,11	2,33	100,00
1,50	5,78	3,62	2,20	0,21	не опр.	1,26	3,00	99,70
2,72	5,59	3,18	1,46	0,23	не опр.	0,18	2,20	99,94
1,50	6,50	2,88	1,32	0,19	не опр.	0,11	2,07	99,39
3,07	5,59	2,84	1,32	0,22	не опр.	0,22	1,98	99,32
1,97	2,11	1,15	3,30	0,02	не опр.	0,47	3,10	99,74
2,04	2,20	1,15	3,70	0,02	не опр.	0,54	2,95	99,78
0,99	0,96	3,00	3,70	0,07	не опр.	0,13	1,66	99,51
0,85	1,37	2,55	4,10	0,10	не опр.	0,43	1,80	99,41
1,88	1,68	3,55	1,92	0,11	не опр.	0,04	2,04	99,90
0,92	1,28	3,00	3,10	0,05	не опр.	0,02	2,00	99,36
1,05	2,38	1,95	2,20	0,08	не опр.	0,07	2,88	99,57
1,05	1,10	2,30	2,25	0,06	не опр.	0,04	2,29	100,18
3,49	6,59	2,20	1,35	0,20	не опр.	0,07	1,94	99,57
0,73	0,74	3,7	4,36	0,11	не опр.	не опр.	2,46	99,08
0,57	1,2	2,64	4,33	<0,02	не опр.	не опр.	2,61	99,8
0,83	1,46	3,76	4,34	0,14	не опр.	не опр.	1,33	100,21
1,12	2,37	3,15	3,27	0,07	не опр.	1,44	1,00	99,28
1,31	2,18	3,08	3,25	0,06	не опр.	1,15	1,25	99,53
1,96	2,37	2,58	3,34	0,05	не опр.	1,35	1,51	99,51
1,38	1,93	2,20	3,10	0,06	не опр.	1,26	1,63	99,65
1,58	1,56	2,44	2,32	0,08	не опр.	1,01	1,58	99,75

№ п/п	№ скв. на рис.3.3	№ про- бы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
105	20a	77-71	71,70	0,30	12,49	0,37	1,32	0,11
106	20ь	15271	74,32	0,30	11,45	0,81	1,25	0,06
107	20c	52783	73,36	0,20	12,76	2,48	0,91	0,03
108	23a	47051	60,82	1,20	17,77	1,38	4,63	0,14
109	23	78340	74,92	0,08	11,94	0,73	не опр.	0,01
110	23	78344	77,35	<0,1	12,01	0,87	не опр.	<0,01
111	23	78329	74,98	0,09	11,74	1,54	не опр.	<0,01
112	22	83087	60,88	0,72	16,79	4,76	1,87	0,03
113	22	83097	61,84	0,82	15,72	3,07	3,01	0,12
114	22	83100	61,02	0,78	17,64	2,52	3,25	0,10
115	22	83105	61,60	0,74	15,30	3,23	2,78	2,10
116	22	83068	59,76	0,68	17,17	1,87	3,90	0,13
117	22	83074	59,46	0,76	17,32	2,04	3,94	0,07
118	22	83075	59,00	0,72	17,04	1,13	4,66	0,11
119	22	83089	58,03	0,65	15,95	6,56	не опр.	0,06
120	22	83069	60,50	0,67	15,67	5,79	не опр.	0,1

Таблица 3.1 (окончание)

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H_2O^+	CO ₂	п.п.п.	сумма
1,00	3,39	1,85	2,50	0,06	не опр.	2,52	2,08	99,69
1,28	2,56	1,85	2,32	0,07	не опр.	1,31	2,00	99,58
1,52	1,01	0,50	3,76	0,04	не опр.	0,34	2,44	99,35
1,35	2,30	4,65	1,38	0,28	не опр.	0,85	2,94	99,69
0,31	0,26	2,56	6,36	<0,02	не опр.	не опр.	0,76	97,93
<0,1	0,23	3,29	4,99	<0,02	не опр.	не опр.	0,94	99,68
0,17	0,57	0,98	8,13	0,05	не опр.	не опр.	1,52	99,77
2,82	2,55	2,56	2,50	0,26	1,67	1,21	0,88	99,50
2,50	3,25	1,82	2,42	0,26	0,79	1,80	2,30	99,72
2,50	3,17	2,68	2,70	0,24	0,40	1,32	1,00	99,32
2,56	2,80	1,72	2,84	0,25	1,06	1,39	1,10	99,47
2,64	3,78	3,12	2,70	0,21	0,55	1,28	1,93	99,72
2,73	3,18	3,15	2,60	0,19	0,51	1,46	2,09	99,50
3,07	4,05	3,00	2,24	0,24	0,34	1,63	1,88	99,11
2,78	3,71	2,03	2,95	0,14	не опр.	не опр.	6,93	99,79
2,77	3,62	3,34	2,98	0,15	не опр.	не опр.	4,28	99,87

Анализы №№ 10, 25, 26, 56, 57, 109 получены методом ICP-AES в лаборатории университета г. Лидс (Великобритания) в 1994 г.; анализы №№ 11, 12, 27–29, 34–37, 45, 46, 52–54, 58, 59, 66–68, 97–99, 110, 111, 119, 120 – тем же методом в лаборатории научного центра CRPG-CNRS (г. Нанси, Франция) в 2001 г. Остальные данные получены в лаборатории предприятия «Укрчерметгеология» (Харьков) в 1983–1984 гг. методом мокрой химии.

Названия и расположение скважин указаны на рис. 3.3



Рис. 3.7. Гистограммы распределения содержаний SiO₂ в триасовых вулканитах Восточного Предкавказья (п – число проб)

кремнекислотности (рис. 3.7-а), включая базальтоиды и риолиты нормальной и повышенной щелочности (рис. 3.10-а). Потери при прокаливании составляют 1–7%, увеличиваясь от кислых пород к основным, и обнаруживают отрицательную корреляцию с содержаниями Na₂O (рис. 3.8-в). Данная зависимость может быть следствием умеренного выноса натрия при гидротермальных изменениях пород. Отдельную группу образуют породы андезитового состава, отличающиеся от базальтоидов резко повышенным калий-натровым отношением при весьма низкой общей щелочности и высокой глиноземистости (рис. 3.10-а, б, г). Обильная серицитизация, отмеченная в шлифах, максимальные значения потерь при прокаливании (6–7%) и их отчетливая корреляция с K₂O и Na₂O (рис. 3.8-б–г) указывают на интенсивные эпигенетические преобразования данных пород. Соответственно, их обособленное положение на петрохимических диаграммах (см. рис. 3.9, 3.10) не обязательно вытекает из специфики первичного состава.

Все вулканиты рассматриваемой группы насыщены кремнеземом (не содержат нормативного нефелина). Железистость базальтоидов невысокая, Fe/(Fe+Mg) в пределах 0,3–0,65 (рис. 3.10-в), что типично для пород известково-щелочной серии. Вместе с тем содержания TiO₂ в базитах повышенные, 1–2,5% (рис. 3.9-ж). Среди изученных образцов есть высокомагнезиальные разности с MgO до 10–10,5% (рис. 3.9-г), возможно, по составу близкие к первичным выплавкам. В целом породы базитовой группы образуют на диаграммах тренд с обычной для большинства магматических серий положительной корреляцией SiO₂ с K₂O и отрицательной – с MgO и CaO (см. рис. 3.9). Вверх по разрезу щелочность



Рис. 3.8. Диаграммы зависимости содержаний SiO2 (а), K2O (б), Na2O (в) и общей щелочности (г) от величины потерь при прокаливании (ппп)

Фигуративные точки магматитов: 1 – раннетриасовых; 2 – среднетриасовых; 3–6 – позднетриасовых (3 – северная часть, 4 – северо-западная часть, 5 – центральная часть, 6 – южная часть изученного района)





Поля на диаграмме SiO2-K2O соответствуют петрохимическим типам андезитов (Gill, 1981): 1 – низкокалиевые, 2 – среднекалиевые, 3 – высококалиевые. Пунктиром обве-дены точки дацитов скв. Прасковея № 76. Прочие условные обозначения на рис. 3.8

ранний-средний триас



Рис. 3.10. Диаграммы корреляции содержаний SiO₂ с значениями стан-дартных петрохимичеких коэффициентов: общей щелочности (а), калиевости (б), железистости (в) и глиноземистости (г)

Поля на диаграмме SiO, K₂O+Na₂O [Le Maitre, 1989]: 1 – пикробазальты; 2 – тефриты и базаниты; 3 – базальты; 4 – трахибазальты; 5 – андезибазальты; 6 - трахиандезибазальты; 7 – андезиты; 8 – трахиандезиты; 9 – дациты; 10 – трахидациты и трахиты; 11 – риолиты и трахириолиты. Пунктиром обведены точки дацитов скв. Прасковея № 76.

Прочие условные обозначения на рис. 3.8

кремнекислотность базальтоидов увеличиваются, а титанистость уменьшается; возрастает доля андезибазальтов и андезитов.

Ассоциирующие с базитами кислые эффузивы относятся к риодацитам и риолитам нормальной и повышенной щелочности. На диаграммах они образуют субизометричное облако без ясно выраженных трендов. Содержания калия в этих породах сравнительно низкие, значения коэффициента K/(K+Na) обычно не превышают 0,4 (см. рис. 3.10-б).

Позднетриасовые вулканиты образуют прерывистую серию от базальтов до риолитов (см. рис. 3.7-б), с преобладанием последних. Все анализировавшиеся породы относятся к нормальному ряду щелочности, за исключением базитов, точки которых расположены у границы полей нормальной и повышенной щелочности (см. рис. 3.10-а). Величины потерь при прокаливании у пород ногайской формации достигают 7-8%, но, в отличие от ранне-среднетриасовых вулканитов, не имеют значимой корреляции с содержаниями щелочных металлов (см. рис. 3.8-б-г). Отношение К/(К+Na) меняется в широких пределах, от 0,1 до 0,8, но в среднем оно выше, чем в породах раннего-среднего триаса (см. рис. 3.10-б). На большинстве петрохимических диаграмм (см. рис. 3.9, 3.10) вулканиты ногайской формации делятся на три относительно самостоятельные группы: базальты, андезиты и дациты-риолиты (все три группы лишены сколь-нибудь ясно выраженных трендов). Базальты по содержаниям петрогенных оксидов мало отличаются от ранне-среднетриасовых. Чуть более высокие содержания К₂О могут быть следствием и первичных особенностей, и наложенных преобразований. Андезиты средне- и высококалиевые, умеренно глиноземистые (у значительной их части коэффициент Al/(K+Na+2Ca) превышает единицу – см. рис. 3.10-г). Группа кислых пород отличается наибольшим разнообразием. Особое положение среди них занимают порфировые дациты, слагающие крупное тело, пересеченное скв. Прасковея № 76 (см. рис. 3.3-в, 3.4) – они выделяются пониженными значениями коэффициентов Fe/(Fe+Mg), К/(K+Na) и Al/(K+Na+2Ca) (см. рис. 3.10-б-г).

В целом состав вулканитов ногайской формации типичен для среднекалиевой известково-щелочной серии активных континентальных окраин [Магматические..., 1987]. Попытки выявления латеральной петрохимической зональности пород привели к следующим результатам. Закономерные изменения состава в широтном направлении (поперек современной области распространения вулканитов) не выявлены, но есть слабая тенденция к продольной зональности. В северном направлении увеличивается общая щелочность вулканитов с близким уровнем кремнекислотности; данная закономерность справедлива и для кислых, и для средних пород (см. рис. 3.10-а). Железистость магматических образований также возрастает к северу, но только в кислых магматических образованиях; в андезитах коэффициент Fe/(Fe+Mg) постоянен и в среднем составляет около 0,55 (см. рис. 3.10-в), связаны положительной корреляцией. Пространственные вариации значений K/(K+Na)И Al/(K+Na+2Ca) менее закономерны: в андезитах они возрастают к югу, а в кислых породах – к северу (см. рис. 3.10-б, г).

Обсуждение результатов

Характер распределения вулканогенного материала в нижнетриасовых карбонатных породах Каясулинского бассейна указывает на то, что в индско-оленекское время в 50–100 км к югу от современной Прикумской области имели место проявления кислого эксплозивного вулканизма (рис. 3.11-а). Вполне возможно, что эти извержения были связаны с развитием активной северной окраины океана Тетис [Dercourt et al., 2000]. Сочетание карбонатного осадконакопления с обильным привносом кислого пепла необычно для современной Земли. Возможно, чтото подобное происходит в юго-западной части Южно-Китайского моря, в тылу Зондской островной дуги, однако вулканизм здесь существенно более основной.

Бимодальность состава и повышенная щелочность ранне-среднетриасовых вулканитов Восточно-Манычского прогиба в комплексе с геологическими признаками (приуроченность к линейной зоне, ассоциация с относительно глубоководными осадками) свидетельствуют об их рифтогенном происхождении [Магматические..., 1987; Милановский, 1976]. Снижение магнезиальности базальтоидов со временем – проявление нормальной эволюции с фракционированием оливина и пироксенов – в данном случае может рассматриваться как признак однофазной истории развития рифта, без поступления свежих мантийных расплавов. На невысокую (в сравнении с большинством задуговых бассейнов и магматически активных континентальных рифтов) интенсивность растяжения указывает резкое преобладание интрузивно-субвулканических базитов над лавовыми. Доля кислых эффузивов в разрезе велика и сопоставима с долей основных магматитов, что, вероятно, является следствием значительного разогрева континентальной коры.

Поскольку время формирования вулканитов Восточно-Манычского прогиба, по меньшей мере, частично совпадает со временем эксплозивных извержений к югу от рассматриваемого района (и не исключена их полная синхронность), вполне возможно, что ранне-среднетриасовая фаза растяжения имеет задуговую природу. Для объяснения происхождения данной ассоциации могут также быть применены модели активного рифтогенеза или раскрытия пулл-апартового бассейна, однако их ведущая роль в данном случае сомнительна: вулканиты не являются типичными внутриплитными, им свойственны и некоторые черты известково-щелочных серий. В частности, для континентальных рифтовых зон необычны андезиты нормальной щелочности, присутствующие среди обломков в среднетриасовых конгломератах скв. Арбалинской № 13 (см. рис. 3.3-в). Поскольку в первичном залегании андезиты этого возраста не выявлены, вопрос об их позиции остается открытым.



Рис. 3.11. Палеогеодинамические схемы южного обрамления Восточно-Европейской платформы для оленекского (а) и норийского (б) веков [Nikishin et al., 2001; Dercourt et al., 2000, с изменениями]

Рис. 3.11 (окончание)

1-10 – области накопления стратифицированных образований: 1 – неустановленного состава, 2 – области поднятия и размыва (установленные и предполагаемые), 3 – континентальные, преимущественно аллювиальные и озерные, 4 – прибрежно-морские, преимущественно дельтовые, 5 – мелководно-морские карбонатные, 6 – мелководные и относительно глубоководные терригенные, 7 – глубоководные терригенные, 8 – бассейны с океанической корой, 9 – подводные базитовые и контрастные вулканические серии, 10 – субаэральные, преимущественно кислые, вулканиты; 11 – предполагаемые центры эксплозивных извержений риолитового материала; 12-15 – элементы тектоники: 12 – сбросы (а – установленные, б – предполагаемые), 13 – сдвиги, 14 – надвиги, 15 – предполагаемая зона субдукции

Общее поднятие и эрозия перед началом активной вулканической деятельности, подобные имевшим место в Восточном Предкавказье в течение карнийского века, отмечены во многих внутриконтинентальных областях, испытавших активизацию. Существует гипотеза, связывающая эти периоды поднятий с динамикой мантийных диапиров, «приподнимающих» литосферу [Разваляев, 1988; Chalot-Prat, Girbacea, 2000].

Ряд признаков (ассоциация с красноцветными молассовыми отложениями, изменчивость разреза, резкое преобладание продуктов эксплозивных извержений, антидромная эволюция, структура и состав пород) указывает на принадлежность вулканитов ногайской формации к известково-щелочной серии активных континентальных окраин. Таким образом, область современного распространения позднетриасовых магматических пород является фрагментом Северокавказско-Туркменско-Североафганского вулканического пояса, трассирующего активную северную окраину океана Тетис [Хаин, 1979; Dercourt et al., 2000]. К реликтам этого же пояса (рис. 3.11-б), вероятно, относится толща кислых пирокластических пород мощностью более километра, вскрытая скв. Медведовской № 2 в Западном Предкавказье [Бурштар и др., 1969]. В граничной зоне Донбасса и Приазовья описаны субвулканические тела дацитов и трахиандезитов, часть из которых, согласно K-Ar [Скопиченко, Бутурлинов, 1987] и Ar-Ar [Alexandre et al., 2004] определениям, имеет позднетриасовый возраст. Эти образования можно представить как проявления магматической активности в тыловой зоне вулканичепояса. Нет оснований полагать, что Северокавказскоского Североафганский пояс был непрерывным, поскольку объем переотложенных вулканитов в более молодых мезокайнозойских осадочных толщах сравнительно невелик. Кроме того, на предполагаемом восточном простирании пояса, в Мангышлакско-Туаркырской области, в течение всего триасового периода существовал морской бассейн терригенно-карбонатного осадконакопления без сколь-либо значимого вклада

вулканогенного материала [Жидовинов, 1993]. В пределах Западного Предкавказья триасовые вулканиты также распространены весьма ограниченно (см. рис. 3.11-б). Разобщенные вулканические ареалы развивались несинхронно: в Восточном Предкавказье пик магматической активности приходится на норий, а в Северном Афганистане – на средний триас и рэт [Славин, Сафдари, 1980].

От эталонных окраинно-континентальных надсубдукционных вулканических поясов позднетриасовую провинцию Предкавказья отличает недостаточная четкость латеральной зональности, значительное расстояние от предполагаемого фронта субдукции – порядка 700 км (см. рис. 3.11-б), а также высокая (около 90%) доля кислых эффузивов. Подобные магматические области практически отсутствуют на современной Земле, но известны в прочих окраинно-континентальных вулканических поясах (Девонский и Балхашско-Илийский пояса Казахстана, Охотско-Чукотский пояс и др.). Аномальный вклад сиалической коры в магмогенерацию требует ее значительного разогрева, возможно, унаследованного от предыдущего тектоно-магматического цикла.

Выводы

В раннем-среднем триасе на территории современного Восточного Предкавказья проявлялась вулканическая активность двух типов: (1) к югу от современной Прикумской области – эксплозивные извержения кремнекислого материала, (2) в зоне Восточно-Манычского прогиба – формирование подводной контрастной базальт-риолитовой толщи. Оба вулканических ареала, возможно, связаны с субдукционными процессами на северной окраине океана Тетис: первый можно отнести к проявлениям активности пояса андийского типа, второй – к следствиям задугового растяжения.

После кратковременного поднятия и эрозии в карнии область субаэрального известково-щелочного вулканизма скачкообразно сместилась на 50–100 км к северу. Позднетриасовый вулканический ареал может рассматриваться как фрагмент дискретного Северокавказско-Североафганского пояса андийского типа [Хаин, 1979]. Специфика Ногайской вулканической провинции определяется значительным расстоянием от предполагаемого фронта субдукции, отсутствием отчетливой латеральной петрохимической зональности и доминирующей ролью кислых коровых магм.

Глава 4

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ В РАННЕМ МЕЛУ

Введение

В представленной работе кратко суммированы представления о раннемеловой эволюции палеогеографических обстановок Северо-Восточного Перитетиса, к которому относятся Русская плита (РП), эпигерцинская Скифская плита (равнинный Крым и Предкавказье), Горный Крым, Северный Кавказ, эпигерцинская Туранская плита и полуостров Мангышлак. Одной из главных особенностей палеогеографии этого обширнейшего региона является постоянное взаимное влияние Тетических и Бореальных вод через систему проливов [Барабошкин, 2003; Найдин, 2003]. В развитии северо-восточной части Перитетиса резко обособляются две различные эпохи. Раннемеловая эпоха характеризовалась явным преобладанием терригенного типа седиментации, а связь океана Тетис и Бореального бассейна осуществлялась через меридиональный пролив, располагавшийся в восточной части РП. В позднем мелу превалировал карбонатный тип седиментации, а связь Тетических и Бореальных бассейнов осуществлялась через Тургайский пролив Туранской плиты и в меньшей степени через систему мелких проливов, пересекавших горно-складчатое сооружение Урала. Эпизод коренной тектонической перестройки всей структуры приходился на середину альба.

Раннемеловая палеогеография изучаемого региона описана во многих работах регионального характера [Бурлин, 1961, Друщиц, Михайлова, 1966 – Северный Кавказ; Наливкин и др., 1964, Сазонова, Сазонов, 1967 – Русская плита; Ташлиев, Товбина, 1992 – Туаркыр и Копет-Даг; Булынникова и др., 1978, Сурков, 1995 – для Западной Сибири] и другие. Со времени опубликования этих работ представления о стратиграфии и корреляции разрезов в пределах рассматриваемого региона сильно изменились. Некоторые новые представления о палеогеографии всей рассматриваемой области изложены в серии работ [Барабошкин, 2003; Baraboshkin, 1996, 2002; Baraboshkin et al., 1998, 2003; Baraboshkin, Olferiev & Dercourt et al., 2000; Kopaevich et al., 1999].

Биостратиграфические схемы

Рассматриваемый район находится на стыке двух климатических поясов – Бореального и Тетического. Одной из наиболее трудно решаемых проблем современной биостратиграфии является корреляция Бореальных и Тетических зональных шкал, в особенности, учитывая различную полноту нижнемеловых разрезов рассматриваемого региона (рис. 4.1, 4.2). Существовало несколько моментов открытия и закрытия проливов, связывающих эти две крупные палеогеографические области в Прикаспийском регионе, в Тимано-Печорской области, на Урале и также на западе РП [Барабошкин, 2003], (рис. 4.3). В результате закрытия морского сообщения через меридиональные проливы и прекращения миграции фауны, возникают сложности при корреляции зональных схем для раннего берриаса, раннего готерива, баррема, среднего и позднего апта [Барабошкин, 2003]. Остальные интервалы раннемеловой эпохи можно сопоставить между собой, используя не только биостратиграфический, но и палеомагнитный, и климатостратиграфический методы.

Другая проблема состоит в том, что на обширной территории Северо-Восточного Перитетиса сосуществовали одновременно различные палеогеографические обстановки – от континентальных до глубоководных морских. По этой причине невозможно использовать какую-то одну группу фоссилий при разработке зональных биостратиграфических шкал.

На основе анализа большого фактического материала [Барабошкин, 2003; Baraboshkin, 1996, 1999а, 2002, Baraboshkin et al., 1998, 2003 и др.] была проведена корреляция региональных биостратиграфических схем, базирующихся преимущественно на аммонитах – основной ортостратиграфической группе фауны раннего мела (табл. 4.1). Как исключение, использовались белемниты при разработке зонального деления барремских отложений РП. Результатом представленной корреляции является возможность привязки региональных биостратиграфических шкал к шкале одного из двух существующих зональных стандартов – тетическому (основанному на стратотипах ярусов) или бореальному.

Работая с аммонитовыми шкалами, надо иметь в виду следующее. У современных цефалопод наиболее важными факторами, ограничивающими пространственное распределение представителей группы, являются: (1) температура воды, (2) глубина бассейна, (3) образ жизни (экологические группировки), (4) пищевые ресурсы [Несис, 1985].

Таблица 4.1

Корреляция биостратиграфических схем нижнего мела Русской плиты, Мангышлака, Северного Кавказа, Горного Крыма

U	. 0		ТАНДАРТ ЗАПАДНОГО	1									
	۲ ۲	ЗОНАЛЬНЫЙ С			ГОРНЫЙ КРЫМ	CEBEPH	ЫЙ КАВКАЗ	РУССКАЯ ПЛІ	ИТА (ЮГ), МАНГЫШЛАК	PS	ССКАЯ ПЛИТА (СЕВЕР)		ЗОНАЛЬНЫИ СТАНДАРТ
ν	5	СРЕДИ	земноморья	———									
l ~	þ	30H/	А, ПОДЗОНА	ЗОНА, ПО	ОДЗОНА, СЛОИ С ФАУНОЙ	ЗОНА, ПОДЗОНА	А, СЛОИ С ФАУНОЙ	301	А, ПОДЗОНА		ЗОНА, ПОДЗОНА		ФАУНОЙ
		Stoliczkaia	Stoliczkala dispar	Mor	toniceras perinflatum	Mortonicera	as perinflatum	Lepthoplites	Pleurohoplites studeri		НЕ МОРСКИЕ?	Neor	nastroplites americanus (vacrь)
	Ţ	dispar	Stoliczkala blancheti	Mo	rtoniceras rostratum	Mortonice	ras rostratum	cantabrigensis	Callihoplites vraconensis	(Callihoplites vraconensis	<u>neog</u>	additional and the second states
	Ŧ			M	ortoniceras inflatum	Mortonice	eras inflatum	Morto	niceras inflatum	ļ	Mortoniceras inflatum		Neogastroplites cornutus
	ШШ	Mortoniceras		Hys	steroceras varicosum	Hysterocer	as varicosum	Semei	novites michalskii	ł	?		Neogastroplites selwyni
		inflatum		ну	/steroceras orbignyl	Hysteroce	eras orbignyl	Semenovit	es pseudocoelonodus				Paragastroplites liardense
		<u></u> _	Dipoloceras cristatum	<u> </u>	?	Dipolocer	as cristatum	Semenc	vites tamaiakensis	Dim	orphoplites beresovkaensis	-	Gastroplites canadensis
		Euho	oplites lautus	ł .	Anahoplites daviesi	Euhopi	ites lautus	Anan	oplites rossicus	L	imorphoplites rossiensis	-	
							?	Anal	noplites daviesi		Hoplites dentatiformis	4.	Costractitos subsusdantus
	ЛŇ	Euhoj	olites loricatus			Daghestanites	daghestanensis	Daghestar	ites daghestanensis	D	morphoplites pretethydis	1 2	Gastrophies subquadratus
	H	}				Anahoplite	sintermedius	Anaho	plites intermedius			4	
	L L			-		Oxytropidoce	eras roissyanum	н	oplites spathi		Hoplites volguschensis	1	
ž	Ŭ	Hoplites dentatu	s Hoplites spathi	1		Hopito	es spatni	Hank	tee henettienus			-	
КИ			Lyeniceras iyeni	-		Hopines	benetianus	норі	les benetilanus		Hopines benetuarius	-	
D G						Isohoplite	s eodentatus	Isohor	altes eodentatus		Isohoplites eodentatus	4	
Ā					OTOVICTBY/OT		?		Otohoplites crassus		Otohoplites auntiformis	-	
					010310103001		plites subonentalis		tranoplites suborientalis		?		Grycia sablei
		Douvilleico	eras mammillatum			Cleo	niceras floridum		Sonneratia mtula				
				1		₹ Ē			onneratia subdragunovi		Cleoniceras floridum		
	s					<u>S</u> E		<u>d</u>	Sonneratia solida				
	Ē							_	Sonneratia perinflata	?		1	
	Ę			1				Leym	eriella regularis	Anadesmoceras strangulatum			
	т					Leymene	ala regularis	Anadesm	oceras strangulatum				nadesmoceras strangulatum
			- 11 - 4					Leyme	riella acuticostata	Arcthopliteas helli			A 41 Photo 1 - 10
		Leymeri	ena taroefurcata		aumorialle terrete formet	1 *	a tardafi roat-	Arcth	opliteas probus	- Arcthopliteas belli			Arcinopliteas belli
				?L	eymenella tardefurcata	Leymeriella	a taroerurcată	Arcthopliteas jachromensis		A	cthopliteas jachromensis	A	Arcthopliteas jachromensis
								Leymeriella recticostata			Freboldiceras singulare		Freboldiceras singulare
		Hypacar	thoplites jacobi		ОТСУТСТВУЮТ	Hypacanth	oplites jacobi	ОТ	СУТСТВУЮТ				Leconteites deansi
	X	Nolan									КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ		
	l H	nolani	Diadachoc.	?	Nolaniceras nolani	Nolanice	eras nolani	Nola	niceras nolani	и ПРИБРЕЖНЫЕ			
	<u> </u>	<u> </u>	nodosocostatum			Ana-that	onlites ublig!		2				
	Ţ,	Parahor	lites melchiode		Acanthobool acchilteonale	P mal- Acanthoh	opines uning! oboniites aschiltaons'-	Parabonilitan	r canthohoni aschiltzenele				
	Ē	Faranop	intes merchions		Acanthonopi, aschiltaensis	chioris Darah	onlites multicostatus	melchioris	arahoniites multicostatus			<u> </u>	Tropaeum arcticum
15	Į į	Estate 1		h	Colomb.	E-1-5-1	opines municostatus	F -1-1 1 1	aranophtes multicostatus	Annances sister			Access
КИ	0	Epichelonicera	s subnodosocostatum	A. nisum	crassicostatum	Epicheloniceras s	subnodosocostatum	Epichelonicer	as subnodosocostatum		Aconeceras nisum		Aconeceras nisum
		Dufre	noya furcata		?	Dufreno	oya furcata	Dufr	enoya furcata		Tropaeum bowerbanki		Tropaeum bowerbanki
A				des						ss.	Audouliceras renauxlanum	-s Is	Audouliceras renauxianum
	z	Deshaye	sites deshayesi	.2	Deshayesites deshayesi	Deshayesit	tes deshayesi	Deshay	esites deshayesi). de laye	Proaustraliceras tuberculatum	ay de	Proaustraliceras tuberculatum
	F			-									Anculocome
	Š	Desha	vesites weissi	Ser		Deshavesi	ites volaensis	Desh	avesites weissi	ol- nsis	Ancyloceras matheronlanum	ol- nsis	matheronlanum
	1 ⁻		,	one						o v gei	Volgoceratoides schilovkensis	> e	Volgoceratoides schilovkensis
		Dechave	sites tuarkyricus	Act		Paradeshaves	ites tuarkyricus	КОНТИНЕНТАЛ	ЬНЫЕ И ПРИБРЕЖНЫЕ	De	shayesites tenuicostatus	D	Deshayesites tenuicostatus
		Desnaye				Faradeshayes	sites tuarkyricus	KOHTVIHEHTA					
		Pseudoc	ioceras waageni			Matheronit	es ridzewskyi	конті	1НЕНТАЛЬНЫЕ		Oxyteuthis lahuseni		Oxvteuthis lahuseni
ЛŇ	-	Colchi	dites sarasini	- Pa	atruliusiceras uhligi	Colchidites	securiformis					1	
ICK	Ĩ	imei	ites giraudi	ł		Imerites giraudi					Ou douthis sourceites		O to the
EN I	Â	Gerardthia	Gerardthia provincialis	<u> </u>		Heminoplite	es teraudianus				Oxyteutnis germanica		Oxyteuthis germanica
APF	H	sartousiana	Gerardthia sartousiana	6	cardthia provincialis	Gerardthia					vutauthic hounsvicensis		
ف		Angulaga	ras vandenheekii	Ge	rarotnia provincialis	sartousiana					xyteuthis brunsvicensis		Oxyteutnis brunsvicensis
	L	Ancyloce		<u> </u>		Holcodiscus Montoniceras							
	5	Montonice	ras moutonianum	Holo	odiscus caillaudianus	Hoicodiscus caillaudianus *	montoniceras			A	ulacoteuthis descendens	A	Aulacoteuthis descendens
	НИ	Kotetishvili	a compressissima	10.0							Praeoxyteuthis pugio		Praeoxyteuthis pugio
	Ĕ	Kotetis	hvilia nicklesi		Niklesia pulchella					P	aeoxyteuthis jasicofiana	F	Praeoxyteuthis jasicofiana
	Ξ	Avram	idiscus hugii	Т	averaediscus hugii					Pra	aeoxyteuthis hibolitiformis	Pr	raeoxyteuthis hibolitiformis
		Pseudothurm	Pseudothurm catullol	Pear	dothurmannia catulloi					<u>'</u> വ	Craspedodiscus discofalcatus	. <u>v</u> i	Craspedodiscus discofalcatus
		angulicostata			udathuma anis ataat	Craspedodisc	us discofalcatus			cati	Simbirskites umbonatus	catu	Simbirskites umbonatus
	ЙŇ	angeneeena	Pseudothurmannia	D							Simhirskites oseudobarboti	1 70 70	
ЙŇ	エ	auctorum	Pseudothurmannia angulicostata auct.	Pse						421	On IDITSKITES DSEGGOODITOOL	122	Simbirskites pseudobarboti
1 Å	l X	auctorum Balea	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis	Pse <u>Mila</u>	nowskia speetonensis	Milanowskia	speetonensis			M	ilanowskia speetonensis	421 <u>N</u>	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis
5	ВЕРХ	auctorum Balear	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis	Pse <u>Mila</u>		Milanowskia	speetonensis				Speetoniceras inversum	olor V	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum
正告「	BEPX	auctorum Balear Piesiosp	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus	Pse <u>Mila</u> Spe	nowskia speetonensis eetoniceras inversum	<u>Milanowskia</u> Speetonice	speelonensis tras inversum			<u>rísicolor</u>	ilanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis	<u>rsicolor</u>	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis
OTEF	BEPX	auctorum Baleau Plesiosp Say	Pseudothurmannia anguilcostata auct. ites balearis tidiscus ligatus nella sayni	Pse <u>Mila</u> So C	nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali	<u>Milanowskia</u> Speetonice	a speetonensis aras inversum			versicolor	ilanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor	versicolor	Simbirskites pseudobarboti Vilanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor
roter	ий верх	auctorum Baleau Plesiosp Say Lyticocera	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum	Pse <u>Mila</u> Sp C Lytico	nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali iceras nodosopilcatum	<u>Milanowskia</u> Speetonice	speetonensis ras inversum			versicolor	lianowskia spectonensis Simbirskites pavlovae Spectoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor	versicolor	Simbirskites pseudobarboti Vilanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor
rote	жний верх	auctorum Baleau Plesiosp Say Lyticocera: Criocera: Ottices lorvi	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Cotoperatine local	Pse <u>Mila</u> So C Lytico ?	nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali iceras nodosopilcatum Crioceratites loryi	Milanowskia Speetonice Criocerat	ispeetonensis iras inversum tites nolani			versicolor 16	ilanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides	versicolor	Simbirskites pseudobarboti Vilanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides
LOTE	нижний верх	auctorum Baleau Piesiosp Lyticocerat Criocerat Acantho	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus	Pse <u>Mila</u> <u>Sp</u> C Lyticc ?	nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali cceras nodosopilcatum Crioceratites loryi boldia desmoceroides	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis	ispeetonensis iras inversum tites nolani scus radiatus		?	versicolor Id	Ilanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides	H Versicolor	Simbirskites pseudobarboti Vilanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides tomolsomites boiarkensis
LOTE	нижний ВЕРХ	auctorum Baleau Piesiosp Lyticocerat Criocerat O tites ioryi Acantho	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus	Pse <u>Mila</u> <u>So</u> C Lyticc ? Leop E	nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali oceras nodosopilcatum Crioceratites loryi boldia desmoceroides ieniceras tauricum	Milanowskia Speetonice Crłocerat Acanthodis	ispeetonensis iras inversum tites nolani scus radiatus		?	versicolor Id Id	Ilanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 2 200dichotomites ivanovi	<u>A</u> <u>rersicolor</u>	Simbirskites pseudobarboti Vilanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi
roter	нижний верх	auctorum Baleau Piesiosp Lyticocerat Criocerat O tites ioryi Acantho Teschen	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites calildiscus	Pse <u>Mila</u> Sp C Lytico ? Leop E Tes	nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali oceras nodosopilcatum Crioceratites loryi boldla desmoceroides leniceras tauricum schenites caliidiscus	Milanowskia Speetonice Crłocerat Acanthodis	i speetonensis iras inversum ittes nolani iscus radiatus		?	versicolor 14	lanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 Prodichotomites ivanovi	versicolor 1	Simbirskites pseudobarboti Vilanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi
LOTE	ий нижний верх	auctorum Baleau Piesiosp Lyticocerat Criocerat O tites ioryi Acantho Teschen H. Cr	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites callidiscus ites callidiscus	Pse <u>Mila</u> <u>Spr</u> C Lytico ? Leop E Tes	nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali cceras nodosopilcatum Crioceratites loryi boldia desmoceroides leniceras tauricum schenites caliidiscus	Milanowskia Speetonice Crłocerat Acanthodis	ispeetonensis iras inversum ittes nolani icus radiatus		?		Ilanowski speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 Prodicholomites ivanovi	es us T	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidirchotomoiden
A ROTE	хний нижний верх	auctorum Baleau Piesiosp Lyticocera- Criocera- O tites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites callidiscus ites callidiscus iosarasinella furcillata costephanus nicklesi	Pse <u>Mila</u> <u>Spi</u> C Lyticc ? Leop <u>E</u> Tes Hima	nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali oceras nodosopilcatum Crioceratites loryi boldla desmoceroides leniceras tauricum schenites caliidiscus	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis	i speetonensis iras inversum tites nolani scus radiatus	Dicholor	? nites bidichotomus		lanowski speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 Prodichotomites ivanovi	omites tomus	Simbirskites pseudobarboti Vilanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites bojarkensis Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides
кий готе	ЗЕРХНИЙ НИЖОНИЙ ВЕРХ	auctorum Baleau Piesiosp Lyticocera: Criocera- O tites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes caliidiscus ittes caliidiscus ittes caliidiscus ittes caliidiscus ittes caliidiscus	Pse Mila Spo C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopid	nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali oceras nodosopilcatum Crioceratites loryi boldia desmoceroides leniceras tauricum achenites caliidiscus intoceras trinodosum	Milanowskia Speetonice Crłocerat Acanthodis	i speetonensis iras inversum tites nolani scus radiatus	Dicholor	? nites bidichotomus		lanowski speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 2 2rodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus	hotomites chotomus	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bolarkensis Prodichotomites bolarkensis Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides
нский готе	верхний нижний верх	auctorum Baleau Piesiosp Lyticocera: Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras Va verrucosum Kar	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes callidiscus ittes callidiscus ittes callidiscus ittes callidiscus ittes callidiscus ittes callidiscus ittes callidiscus ittes callidiscus	Pse Mila Sp C C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras	nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali creas nodosopilcatum Crioceratites loryi boldia desmoceroides leniceras tauricum achenites caliidiscus antoceras trinodosum 2 Vahrleidelt. peregrinus	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras	i speetonensis iras inversum tites nolani scus radiatus	Dicholor	? nites bidichotomus		lanowski speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 Prodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus	Dichotomites Dichotomus	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites bojarkensis Prodichotomites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites triplodiptychus
акинский готе	ВЕРХНИЙ НИЖНИЙ ВЕРХ	auctorum Baleau Piesiosp Lyticocera: Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum Oj Saynoceras Varrucosum Kar	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes caliidiscus iosarasinella furcillata costephanus nicklesi hrfeidettes peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum	Pse Mila Sp C C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submarti	nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali oceras nodosopilcatum Crioceratites loryi boldia desmoceroides teniceras tauricum achenites calildiscus antoceras trinodosum 2 ⁻ ? Vahrleidelt. peregrinus ni ?	Milanowskia Speetonice Crłocerat Acanthodis Saynoceras	i speetonensis iras inversum tites nolani scus radiatus	Dichotor	? niles bidicholomus		lanowski speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 2 2rodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus	Dichotomites bidichotomus	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bolarkensis Prodichotomites bolarkensis Prodichotomites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites triplodiptychus
ПАНЖИНСКИЙ ГОТЕР	верхний нижний верх	auctorum Baleau Piesiosp Lyticocera: Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras verrucosum Sa	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes caliidiscus ittes caliidiscus iosarasinella furcillata costephanus nicklesi hrieldeites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum	Pse Mila Sp C C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submarti	nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali cceras nodosopilcatum Crioceratites loryi coldia desmoceroides leniceras tauricum cchenites caliidiscus notoceras trinodosum	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras	i speetonensis iras inversum tites nolani scus radiatus s verrucosum	<u>Dichotor</u> Polyptyc	? nites bidichotomus hites polyptychus		lanowski speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 Prodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus	Dichotomites	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites bojarkensis Prodichotomites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites polyptychus
валанжинский готе	1Й ВЕРХНИЙ НИЖОНИЙ ВЕРХ	auctorum Balear Piesiosp Say Lyticocera: Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum Oi Saynoceras Va verrucosum Kar Sa	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes caliidiscus iosarasinella furcillata costephanus nicklesi hrleideites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus	Pse Mila Spi C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submarti	adotticima initia onitia nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali coras nodosopilcatum Crioceratites loryi coldia desmoceroides leniceras tauricum achenites caliidiscus initoceras trinodosum ? Vahrleideit. peregrinus ni ? proglotoxia campylotoxa	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxia	i speetonensis iras inversum tites nolani scus radiatus s verrucosum a campylotoxa	Dichotor Polyptyc ? Polyptyc	? nites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii		lanowski s speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 2 2rodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus plyptychites polyptychus 20/vptychites michalskii	Dichotomites	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites bojarkensis Prodichotomites bidichotomoides Dichotomites bidichotomoides Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii
ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ	кний верхний верх	auctorum Balear Piesiosp Say Lyticocera- Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras verrucosum Sa Busnardoli	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites caliidiscus losarasinella furciilata costephanus nicklesi hrleideites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus	Pse Mila Sp C C Lyticc ? Leop E E Tes Hima Neohopic ceras submarti	nowskia speetonensis eetoniceras inversum irioceratites duvali cceras nodosopilcatum Crioceratites loryi coldia desmoceroides leniceras tauricum cchenites caliidiscus notoceras trinodosum ? Vahrleideit. peregrinus ni ? bylotoxia campylotoxa	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxia	i speetonensis iras inversum tites nolani scus radiatus s verrucosum a campylotoxa	Dichotor Polyptys 2 Polypt	? nites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii		Isinovski speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 Prodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus plyptychites polyptychus Polyptychites michalskii	Dichotomites Dichotomites	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bolarkensis Prodichotomites bolarkensis Prodichotomites bolarkensis Prodichotomites bidichotomoides Dichotomites bidichotomoides Polyptychites triplodiptychus Polyptychites michalskii stieriptychites astieriptychus
ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ	нижний верхний верх	auctorum Balear Piesiosp Say Lyticocera: Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras verrucosum Sa Busnardoli	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes callidiscus losarasinella furcillata costephanus nicklesi hrieideites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus	Pse Mila Spi C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submarti	anniceras pertransiens	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxia	i speetonensis iras inversum tites nolani scus radiatus s verrucosum a campylotoxa mia baksanensis	Dichotor Polyptys ? Polypt Nikitino	? nites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum	P P P P P P P P	Isinoiskus poloodoodoodoodoodoodoodoodoodoodoodoodoo	Dichotomiles	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bolarkensis Prodichotomites bolarkensis Prodichotomites bolarkensis Produchotomites bolarkensis Polyptychites triplodiptychus Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii stieriptychites astieriptychus Polyptychites audofifdus
ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ	нижний верхний нижний верх	auctorum Balear Piesiosp Say Lyticocera: Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras Va Verrucosum Saynoceras Va Busnardoli Thurmannic	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites callidiscus losarasinella furcillata costephanus nicklesi hrieideites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eras pertransiens	Pse Mila Sp C C Lyticc ? Leop E E Tes Hima Neohopic ceras submarti	nowskia speetonensis eetoniceras inversum iniceras inversum crioceratites duvali crioceratites duvali crioceratites loryi coldia desmoceroides leniceras tauricum cchenites callidiscus antoceras trinodosum crioceras trin	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie	i speetonensis iras inversum ittes nolanl iscus radiatus is verrucosum a campylotoxa inia baksanensis	Dichotor Polyptys ? Polypt Nikitino	? nites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum	Penne	Isinoiskus poloodoodoodoodoodoodoodoodoodoodoodoodoo	Dichotomites	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites boiarkensis Prodichotomites boiarkensis Prodichotomites bidichotomoides Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites triplodiptychus Polyptychites polyptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites audnfidus Neoclija kiimoyskiensis Toliia tolii
ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ	нижний верхний нижний верх	auctorum Balear Piesiosp Say Lyticocera: Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras verrucosum Sa Busnardoli Thurmannic	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites callidiscus losarasinella furcillata costephanus nicklesi hrieldeites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eras pertransiens	Pse Mila Sp C C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submarti Camp Thurm	Addition and a control of the second contrel of the second contrel of the second co	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven	i speetonensis iras inversum ittes nolanl scus radiatus s verrucosum a campylotoxa inia baksanensis sras thurmanni ina uliucolensis	Dichotor Polyptys ? Polypt Nikitino	? nites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum	Perevent	Isinoiskus poloocatoo Ilanowski speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polvptvchoides 2 2 2 2 2 2 2 2 1 2 1 2 1 2 1 2 1 2 1	Dichotomites	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites boiarkensis Prodichotomites boiarkensis Prodichotomites boiarkensis Prodichotomites bidichotomoides Neccraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites triplodiptychus Polyptychites michalskii stieriptychites astieriptychus Polyptychites audnfidus Neotollija klimoyskiensis Tollia tolli
ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ	нижний верхний нижний верх	auctorum Balean Piesiosp Say Lyticocera- Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras verrucosum Kar Sa Busnardoli Thurmannic	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites callidiscus losarasinella furcillata costephanus nicklesi hrieldeites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eras pertransiens	Pse Mila Spi C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submarti Camp Thurm	anowskia speetonensis eetoniceras inversum inoceratites duvali crioceratites duvali crioceratites loryi crioceratites loryi coldia desmoceroides leniceras tauricum cchenites caliidiscus antoceras trinodosum crioceras t	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven	I speetonensis Iras inversum Ittes nolanl Iscus radiatus Is verrucosum a campylotoxa Inia baksanensis Isras thurmanni ina ullucolensis	Dichotor Polyptys 2 Polypt Nikitino	? nites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum	Pseud	Ilanowski speetonensis Ilanowski speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polvptvchoides 2 Prodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus plyptvchites polvptvchus Polyptvchites michalskii ikitinoceras svzranicum dogamieria undulatoplicatilis Peregrinoceras albidum	Dichotomiles	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites boiarkensis Prodichotomites boiarkensis Prodichotomites boiarkensis Prodichotomites biarkensis Polyptychites triplodiptychus Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii stieriptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites duadnifus Neotollia klimoyskiensis Tollia tolli
ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ	нижний верхний нижний верх	auctorum Balear Piesiosp Say Lyticocera: Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras verrucosum Kar Sa Busnardoli Thurmannic	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites callidiscus losarasinella furcillata costephanus nicklesi hrieldeites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eras pertransiens	Pse Mila Spi C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopk ceras submarti Camp Thurm	Automiciania onimi nowskia speetonensis eetoniceras inversum irloceratites duvali oceras nodosopilcatum Crioceratites loryi poidia desmoceroides leniceras tauricum icchenites caliidiscus intoceras trinodosum peregrinus ni ? pylotoxia campylotoxa anniceras pertransiens Killanella otopeta Megadiceras koinautense u z Zeillerina ksanensis	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven	i speetonensis iras inversum ittes nolant scus radiatus s verrucosum a campylotoxa inia baksanensis pras thurmanni ina uliucolensis	Dichotor Polyptys 2 Polypt Nikitino	? nites bidichotomus ihites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum	Pseud	Ilanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 Prodichotomites bidichotomus chotomites bidichotomus Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii ikitinoceras syzranicum dogamieria undulatoplicatiliis Peregrinoceras albidum	Dichotomiles	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites boiarkensis Prodichotomites boiarkensis Prodichotomites biarkensis Prodichotomites biarkensis Polyptychites triplodiptychus Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii siteriptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites duadrifidus Neotollia klimoyskiensis Tollia tolli
ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ	нижний верхний нижний верх	auctorum Balear Piesiosp Say Lyticocera: Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras verrucosum Kar Sa Busnardolf Thurmannic	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites callidiscus losarasinella furcillata costephanus nicklesi hrieldettes peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eeras pertransiens niceras otopeta Tirnovella apiliensis	Pse Mila Spo C Lyticc ? Leop E Tes Hima Submarti Cars Submarti Camp Cnou c Cnou c Cnou c	Addition and a contract of the second contrecontract of the second contrect of the second contrect of the sec	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven	i speetonensis iras inversum ittes nolanl iscus radiatus is verrucosum a campylotoxa inia baksanensis paras thurmanni ina ullucolensis	Dichotor Polyptys 2 Polypt Niikitino OTC	? nites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum	Pseuce	Ilanowski speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 Prodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii ikitinoceras syzranicum dogamieria undulatoplicatilis Peregrinoceras albidum Surites tzikwinianus	Dichotomiles	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bolarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites triplodiptychus Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii titeriptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus
ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ	нижний верхний нижний верх	auctorum Balear Piesiosp Say Lyticocera- Otites ioryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras verrucosum Kar Sa Busnardolf Thurmannic	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus neilia sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites caliidiscus ites caliidiscus ites caliidiscus ites caliidiscus ites caliidiscus ites caliidiscus ites caliidiscus eras pertransiens niceras otopeta Tirnovelia apiliensis	Pse Mila Sp C Lyticc ? Leop E Tes Hima submartit Camp Crou c Crou c Crou c Crou c	anowskia speetonensis eetoniceras inversum irloceratites duvali creatites duvali crioceratites loryi crioceratites loryi coldia desmoceroides leniceras tauricum crhoeras trinodosum crioceras trinod	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berriasel	i speetonensis iras inversum tites nolanl scus radiatus s verrucosum a campylotoxa inia baksanensis pras thurmanni ina ullucolensis lla callisto	Dichotor Polyptys 2. Polypt Niikitino	? nites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum	Pseuce	Isino solution in the solution of the solution	Dichotomiles	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites polyptychus Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii titeriptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites duadrifidus Neotollia klimoyskiensis Tollia tolli
виланжинский готе	нижний верхний нижний верх	auctorum Balea Piesiosp Lyticocerat Criocerat Criocerat Criocerat Acantho Teschen H. trinodosum O Saynoceras verrucosum Kar Sa Busnardoli Thurmannic	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites callidiscus iosarasinella furcillata costephanus nicklesi hrieldeites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eeras pertransiens niceras otopeta Tirnovella apiliensis	Pse Mila Sp C Lyticc ? Leop E Tes Hima submarti Camp Thurm Camp Camp Camp Camp Camp Camp Camp Cam	nowskia speetonensis nowskia speetonensis eetoniceras inversum irloceratites duvali poceras nodosopilcatum Crioceratites loryi poldia desmoceroides leniceras tauricum schenites caliidiscus antoceras trinodosum peregrinus ni ? polotoxia campylotoxa schenites koinautense u c Zeillerina schensis symphythyris guinensis	Milanowskia Speetonice Crioceral Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berriasei	i speetonensis iras inversum tites nolanl scus radiatus s verrucosum a campylotoxa inia baksanensis eras thurmanni inia ullucolensis ila callisto	Dichotor Polyptyg 2.Polypt Niikitino OT(? hites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum	Pseuce	Isinoiskus poloocatoo Ilanowski speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polvotvchoides 2 2rodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus chotomites bidichotomus plyplychites polyptychus 20/ptychites polyptychus 20/ptychites polyptychus 20/ptychites michalskii ikitinoceras syzranicum togamieria undulatoplicatiliis Peregrinoceras albidum	Dichotomities	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii tileinptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites duadnifidus Neotollia klimovskiensis Tollia tolli Bojarkia mesezhnikowi
выланжинский готе	ий ВЕРХНИЙ ВЕРХНИЙ НИЖНИЙ ВЕРХ	auctorum Balea Piesiosp Lyticocerat Criocerat Criocerat Criocerat Acantho Teschen H. trinodosum O Saynoceras verrucosum Kar Sa Busnardoli Thurmannic	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites caliidiscus iosarasinella furciilata costephanus nicklesi hrieideites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eeras pertransiens niceras otopeta Tirnovella apiliensis	Pse Mila Sp C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submarti Camp Thurm	udotnumamia onimi nowskia speetonensis eetoniceras inversum irloceratites duvali bolda desmoceroides leniceras tauricum bolda desmoceroides leniceras trinodosum peregrinus ni ? boldota campylotoxa tauniceras pertransiens Killanella otopeta Megadiceras koinautense u c Zeillerina ksanensis Symphythyris guinensis o	Milanowskia Speetonice Crioceral Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berriaset	i speetonensis iras inversum tites nolani scus radiatus s verrucosum a campylotoxa inia baksanensis eras thurmanni inia ullucolensis ila callisto	Dicholor Polyptys ? Polypt Nikitino OTo	? hites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum	Pseuc	Ilanowski speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis avlovites polyptychoides 2 Prodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus Polyptychites polyptychus Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii ikitinoceras syzranicum togamieria undulatoplicatilis Peregrinoceras albidum Surites tzikwinianus	Dichotomites	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii stieriptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Neotollia klimovskiensis Tollia tolli Bojarkia mesezhnikowi
виланжинский готе	хний верхний верхний нижний верх	auctorum Balea Piesiosp Lyticocerat Criocerat Otites ioryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras verrucosum Kar Sa Busnardoli Thurmannic	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites caliidiscus iosarasinella furciilata costephanus nicklesi hrieideites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eras pertransiens niceras otopeta Tirnoveila apiliensis Berriaseila picteti	Pse Mila Spo C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submarti Camp Thurm	udotnumanna onimi nowskia speetonensis eetoniceras inversum irloceratites duvali oceras nodosopilcatum Crioceratites loryi poldia desmoceroides leniceras tauricum schenites caliidiscus antoceras trinodosum or ? Vahrieideit. peregrinus ni ? oylotoxia campylotoxa ksanensis strino sciensis strina u c Zeillerina strina ksanensis strina uricoceras strina uricoceras or uricoceras or </td <td>Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berriasel</td> <td>I speetonensis Iras inversum Itites nolani Itites nolani Iscus radiatus Is verrucosum a campylotoxa Inia baksanensis Isras thurmanni ina ullucolensis Ila callisto</td> <td>Dichotor Polyotys 2 Polyot Nikitino OTo</td> <td>? hites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum CYTCTBYKOT scaspiites transfigurabilis</td> <td>P P P P P P P P P P P P P P</td> <td>Isino solution in the solution of the solution</td> <td>Dichotomites</td> <td>Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites triplodiptychus Polyptychites michalskii titeriptychites astieriptychus Polyptychites audrifidus Neotollia klimovskiensis Tollia tolli Bojarkia mesezhnikowi</td>	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berriasel	I speetonensis Iras inversum Itites nolani Itites nolani Iscus radiatus Is verrucosum a campylotoxa Inia baksanensis Isras thurmanni ina ullucolensis Ila callisto	Dichotor Polyotys 2 Polyot Nikitino OTo	? hites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum CYTCTBYKOT scaspiites transfigurabilis	P P P P P P P P P P P P P P	Isino solution in the solution of the solution	Dichotomites	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites triplodiptychus Polyptychites michalskii titeriptychites astieriptychus Polyptychites audrifidus Neotollia klimovskiensis Tollia tolli Bojarkia mesezhnikowi
кий валанжинский готе	верхний верхний верхний нижний верх	auctorum Balea Piesiosp Lyticocerat Criocerat O tites ioryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras verrucosum Kar Sa Busnardolt Thurmannk Thurman	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites caliidiscus iosarasinella furciilata costephanus nicklesi hrieideites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eras pertransiens niceras otopeta Tirnoveila apiliensis Berriaseila picteti	Pse Mila Spo C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submarti Camp Thurm Camp Cnou c I Cnou c I Cnou c I Cnou c I Cnou c I	udotnumamia onimi nowskia speetonensis eetoniceras inversum irloceratites duvali oceras nodosopilcatum Crioceratites loryi poldia desmoceroides leniceras tauricum schenites caliidiscus antoceras trinodosum or ? Vahrieideit. peregrinus ni ? oylotoxia campylotoxa schenitis coinautense uc Zeillerina ksanensis uricoceras sciostatum	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berriasel	i speetonensis iras inversum tites nolani scus radiatus s verrucosum a campylotoxa inia baksanensis pras thurmanni inia ullucolensis ila callisto	Dichotor Polyptys 2 Polypt Nikitino OTO	? hites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum CYTCTBYKOT scaspiites transfigurabilis suthymiceras euthymi	PSeuce PSeuce PSeuce PSeuce	Ilianowski speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 Prodicholomites bidichotomus chotomites bidichotomus Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii ikitinoceras syzranicum dogamienia undulatopiicatilis Peregrinoceras albidum Surites tzikwinianus Transcaspiites transfigurabilis Hectoroceras kochi	Dichotomites	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites triplodiptychus Polyptychites michalskii stieriptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites audafidus Neotollia klimovskiensis Tollia tolli Bojarkia mesezhnikowi Caseviceras praeanalogus
сский валанжинский готе	верхний верхний верхний нижний верх	auctorum Balea Piesiosp Lyticocerat Criocerat O tites ioryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras verrucosum Kar Sa Busnardolt Thurmannk Thurman	Pseudothurmannia angulicostata auct. ites balearis tidiscus ligatus nella sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites caliidiscus iosarasinella furciilata costephanus nicklesi hrieideites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus erras pertransiens niceras otopeta Tirnoveila apiliensis Berriaseila picteti	Pse Mila Spo C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submarti Camp Thurm Camp Cnou c i Cnou c i C	udotnumanna onimi nowskia speetonensis eetoniceras inversum irloceratites duvali oceras nodosopilcatum Crioceratites loryi poldia desmoceroides leniceras tauricum indoceras trinodosum or ? Vahrieideit. peregrinus ni ? oylotoxia campylotoxa anniceras pertransiens Killanella otopeta Megadiceras koinautense u c Zeillerina symphythyris guinensis uricoceras sisicostatum	Milanowskia Speetonice Crioceral Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berriasel 9 Tauricoo 9 Euthy	I speetonensis Iras inversum Itites nolani Itites nolani Iscus radiatus Is verrucosum a campylotoxa Inia baksanensis Isras thurmanni Isras thu	Dichotor Polyptys 2 Polypt Nikitino OTO	? hites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum CYTCTBYKOT scaspiites transfigurabilis Euthymiceras euthymi	Pseucesister F	Initianis sopetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	Certas Dichotomities	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bolarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites triplodiptychus Polyptychites michalskii titeriptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites audafifdus Neotollia klimovskiensis Tollia tolli Bojarkia mesezhnikowi Caseviceras analogus Caseviceras praeanalogus Borealites constans
идсский валанжинский готе	верхний верхний верхний нижний верх	auctorum Balea Piesiosp Lyticocerat Criocerat O tites ioryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras Va Saynoceras Va Saynoceras Sa Busnardoli Thurmannic Thurman	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes callidiscus ittes callidiscus ittes callidiscus ittes callidiscus osarasinella furcillata costephanus nicklesi hrieldeites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eras pertransiens niceras otopeta Tirnovella apiliensis Berriasella picteti	Pse Mila Sp C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submarti Camp Thurm Crou c i Cnou c ar Cnou c ar	udotnumanna onimi nowskia speetonensis eetoniceras inversum irloceratites duvali oceras nodosopilcatum Crioceratites loryi boldla desmoceroides leniceras tauricum schenites caliidiscus antoceras trinodosum or ? Vahrieideit. peregrinus ni ? oylotoxia campylotoxa anniceras pertransiens Killanella otopeta Megadiceras koinautense u c Zeillerina symphythyris guinensis uricoceras ssicostatum	Milanowskia Speetonice Crioceral Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berriasel	I speetonensis Iras inversum Itites nolani Itites nolani Iscus radiatus Is verrucosum a campylotoxa Inia baksanensis Isras thurmanni Isras thu	Dichotor Polyptys 2. Polypt Niikitino OTO	? hites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum CYTCTBYKOT scaspiites transfigurabilis Euthymiceras euthymi	Ujasanensis	Isinoi since polycolocolocolocolocolocolocolocolocoloc	toroceras Dichotomities	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bolarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites triplodiptychus Polyptychites michalskii titeriptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites audafidus Neotollia klimovskiensis Tollia tolli Bojarkia mesezhnikowi Caseviceras analogus Caseviceras praeanalogus Borealites constans
ЕРРИАССКИЙ ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ!	верхний верхний верхний нижний верх	auctorum Balea Piesiosp Say Lyticocera- Otites ioryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras Va Verrucosum Kar Sa Busnardoli Thurmannic	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ites callidiscus ites callidiscus ite	Pse Mila Sp C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submarti Camp Thurm Crou c i Cnou c ar Thurm	ububulumamma ommi nowskia speetonensis eetoniceras inversum irloceratites duvali ccras nodosopilcatum Crioceratites loryi boldla desmoceroides leniceras tauricum schenites caliidiscus antoceras trinodosum o- ? vahrleidelt. peregrinus ni ? oylotoxia campylotoxa schensis yu c Zeillerina ksanensis yuricoceras scicostatum og yuricoceras euthymi	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxia Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berriasel Signal Tauricoc Signal Signal	I speetonensis Iras inversum Itites nolani Iscus radiatus Is verrucosum a campylotoxa Inia baksanensis Isras thurmanni Isina ullucolensis Ila callisto Ila callisto Ila callisto	Dicholor Polyptyg 2.Polypt Niikitino OTO Silveuese Verese Tran	? hites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum CYTCTBYKOT scaspiites transfigurabilis Euthymiceras euthymi nscaspiites transcaspius	Ites rjasanensis	Isinoisins sociologiados Isinoiskites pavlovae Simbirskites pavlovae Simbirskites coronatifornis Simbirskites coronatifornis Simbirskites versicolor avlovites polyptychoides 2 Prodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus chotomites bidichotomus plyptychites polyptychus Polyptychites polyptychus Polypt	Idectoroceras Dichotomites	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites triplodiptychus Polyptychites michalskii Siteriptychites astieriptychus Polyptychites audafidus Neotollia klimovskiensis Tollia tolli Bojarkia mesezhnikowi Caseviceras analogus Caseviceras praeanalogus Borealites constans Hectoroceras kochi
БЕРРИАССКИЙ ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ!	верхний нижний верх	auctorum Balea Piesiosp Say Criocera- Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras Va Verrucosum Kar Sa Busnardoli Thurmannk Thurman	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes callidiscus iosarasinella furcillata costephanus nicklesi hrieldeites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eras pertransiens niceras otopeta Tirnovella apiliensis Berriasella picteti Malbosiceras paramimounum	Pse Mila Spo C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submartii Camp Thurm Crou c i Crou c i Crou c i Crou c i Crou c i Crou c i Eul	anowskia speetonensis nowskia speetonensis eetoniceras inversum irloceratites duvali poreras nodosopilcatum Crioceratites loryi poldia desmoceroides leniceras tauricum schenites caliidiscus antoceras trinodosum peregrinus ni ? bylotoxia campylotoxa anniceras pertransiens Killanella otopeta wc Zeillerina ksanensis uricoceras guinensis uricoceras euthymi	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxi Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berrlasel	I speetonensis Iras inversum Itites nolani Scus radiatus Is verrucosum a campylotoxa Inia baksanensis Is a campylotoxa Inia ullucolensis Ila callisto Ila callisto	Dicholor Polyoty 2.Polyot Nikitino OTO Serves Visuess	? hites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum CYTCTBY/OT scaspiites transfigurabilis Euthymiceras euthymi nscaspiites transcaspius	ianítes rjásanensís	Isinoisins sociolociados Isinoissis sociolociados Simbirskites pavlovae Specioniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polvptvchoides 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	L Hectorocceras	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites triplodiotychus Polyptychites michalskii stienotychites astienotychus Polyptychites astienotychus Polyptychites audnfidus Neotollia klimovskiensis Tollia tolli Bojarkia mesezhnikowi Caseviceras praeanalogus Borealites constans Hectoroceras kochi
БЕРРИАССКИЙ ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ!	ВЕРХНИЙ НИЖНИЙ ВЕРХНИЙ НИЖНИЙ ВЕРХ	auctorum Balea Piesiosp Say Criocera- Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras Va Verrucosum Kar Sa Busnardoli Thurmannk Thurman	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes callidiscus iosarasinella furcillata costephanus nicklesi hrieldettes peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eras pertransiens niceras otopeta Tirnovella apiliensis Berriasella picteti Malbosiceras paramimounum	Pse Mila Sp C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submartii Camp Thurm Crou c I Cnou c I Cnou c I Cnou c I Cnou c I Eul	anowskia speetonensis nowskia speetonensis eetoniceras inversum irloceratites duvali ccras nodosopilcatum Crioceratites loryi boldila desmoceroides leniceras tauricum schenites caliidiscus antoceras trinodosum o- ? Vahrleidelit. peregrinus ni ? oylotoxia campylotoxa anniceras pertransiens Killanella otopeta wc Zeillerina ksanensis uricoceras guinensis uricoceras euthymi	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxi Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berriasel	I speetonensis Iras inversum Ittes nolani Ittes nolani Iscus radiatus Is verrucosum a campylotoxa Inia baksanensis Isras thurmanni Inia ullucolensis Ila callisto Ila callisto Isras angulicostatum ymiceras euthymi	Dicholor Polyoty 2.Polyot Nikitino OTO Seitueses Visiti	? hites bidichotomus hites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum CYTCTBY/OT scaspiites transfigurabilis Euthymiceras euthymi nscaspiites transcaspius	Riasanites rjasanensis	Isinoisins sociolociados Isinoissis sociolociados Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites colvotvchoides 2 Prodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus chotomites bidichotomus Polyptychites polyptychus Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii ikitinoceras syzranicum togamieria undulatoplicatilis Peregrinoceras albidum Surites tzikwinianus Transcaspiites transfigurabilis Hectoroceras kochi Riasanites subrjasanensis	etait. Hectoroceras ricus kochi	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites polyptychus Polyptychites michalskii Stienotychites astienotychus Polyptychites audifidus Neotollia klimovskiensis Tollia tolli Bojarkia mesezhnikowi Caseviceras praeanalogus Borealites constans Hectoroceras kochi Chetaites sibiricus
БЕРРИАССКИЙ ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ!	ВЕРХНИЙ НИЖНИЙ ВЕРХНИЙ ВЕРХ	auctorum Balea Piesiosp Say Lyticocera Criocera- O tites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras Va Saynoceras Va Saynoceras Va Saynoceras Va Faurielia boissier	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes callidiscus iosarasinella furcillata costephanus nicklesi hrieldettes peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eras pertransiens niceras otopeta Tirnovella apiliensis Berriasella picteti Malbosiceras paramimounum	Pse Mila Sp C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submartii Camp Thurm Crou c I Cnou c Cnou c	anticeras pertransiens Killanella otopeta Killanella otopeta Symphythyris Symphythyris Siscostatum	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxi Crou c Requie Thurmannice Crou c Adven Berriaset	I speetonensis Iras inversum Ittes nolani Ittes subrjasanensis	Dicholor Polyoty 2.Polyot Nikitino OTC severes Vikitino Tran	? hites bidichotomus chites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum CYTCTBY/OT scaspiites transfigurabilis Euthymiceras euthymi nscaspiites transcaspius	Riasanites rjasanensis	Isinoisins sopetoreories Isinoissis sopetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polvptvchoides 2 Prodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus plyptvchites polvptvchus Polyptvchites polvptvchus Polyptvchites michalskii ikitinoceras syzranicum togarnieria undulatoplicatiliis Peregrinoceras albidum Surites tzikwinianus Transcaspiites transfigurabilis Hectoroceras kochi Riasanites subrjasanensis	Chetait. Hectoroceras subincus kochi	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites polyptychus Polyptychites astieniptychus Polyptychites astieniptychus Polyptychites audnfidus Neotollia klimovskiensis Tollia tolli Bojarkia mesezhnikowi Caseviceras praeanalogus Borealites constans Hectoroceras kochi Chetaites sibiricus Praetolia mavnci
БЕРРИАССКИЙ ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ!	ВЕРХНИЙ НИЖНИЙ ВЕРХНИЙ ВЕРХ	auctorum Balea Piesiosp Say Criocera- Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras Va Verrucosum Kar Sa Busnardolt Thurmannk Thurmannk	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes callidiscus iosarasinella furcillata costephanus nicklesi hrieldettes peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eras pertransiens niceras otopeta Tirnovella apiliensis Berriasella picteti Malbosiceras paramimounum	Pse Mila Sp C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submartii Camp Thurm Crow c i Cnow c i	udotnumamia onimi nowskia speetonensis eetoniceras inversum irloceratites duvali ccras nodosopilcatum Crioceratites loryi boldia desmoceroides leniceras tauricum schenites caliidiscus antoceras trinodosum o- peregrinus ni ? oylotoxia campylotoxa anniceras pertransiens Killanella otopeta Megadiceras koinautense u c Zeillerina ksanensis scicostatum og nicoceras euthymi	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxi Crou c Requie Thurmannice Crou c Adven Berriaset Berriaset Riasan	I speetonensis Iras inversum Ittes nolanl Ittes subrjasanensis Ittes subrjasanensis	Dicholor Polyoty 2.Polyot Nikitino OTO seitue seitue seitue seitue seitue seitue seitue seitue seitue seitue seitue seitue seitue seitue Tran	? hites bidichotomus chites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum CYTCTBY/OT scaspiites transfigurabilis Euthymiceras euthymi nscaspiites transcaspius SYTCTBY/OT	I I I I I I I I I I I I I I I I I I I	Isinoisins sopetonensis Isinoisins sopetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polvptvchoides 2 Prodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus chotomites bidichotomus Plyptvchites polvptvchus Polyptvchites michalskii ikitinoceras syzranicum togamieria undulatoplicatiliis Peregrinoceras albidum Surites tzikwinianus Transcaspiites transfigurabilis Hectoroceras kochi Riasanites subrjasanensis Craspedites milkovensis	Chetait. Hectoroceras subincus kochi	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Pavlovites polyptychoides Homolsomites bojarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites bidichotomoides Polyptychites polyptychus Polyptychites astienptychus Polyptychites astienptychus Polyptychites audnfidus Neotollia klimovskiensis Tollia tolli Bojarkia mesezhnikowi Caseviceras praeanalogus Borealites constans Hectoroceras kochi Chetaites sibiricus Praetolia maynci Chetaites chetae
БЕРРИАССКИЙ ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ!	ий ВЕРХНИЙ НИЖНИЙ ВЕРХНИЙ ВЕРХ	auctorum Balea Piesiosp Say Criocera- Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras Va Verrucosum Kar Sa Busnardolt Thurmannk Thurman Faurielia boissier	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes caliidiscus iosarasinelia furcillata costephanus nickiesi hrieldettes peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eras pertransiens niceras otopeta Tirnoveila apiliensis Berriaseila picteti Malbosiceras paramimounum	Pse Mila Sp C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submartii Camp Thurm Crow ci Cnou c ar Thurm Cnou ci Cnou ci Cnoi ci Cnou ci Ci Ci Ci Ci Ci Ci Ci Ci Ci Ci Ci Ci Ci	udotnumamia onimi nowskia speetonensis eetoniceras inversum irloceratites duvali ccreas nodosopilcatum Crioceratites loryi poidala desmoceroides leniceras tauricum schenites caliidiscus antoceras trinodosum peregrinus ni ? poidotxia campylotoxa anniceras pertransiens Killanella otopeta Megadiceras koinautense u c Zeillerina ssicostatum thymiceras euthymi masiceras tauricum masiceras tauricum	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxi Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berriasel Berriasel Riasan	I speetonensis I speetonensis I speetonensis I speetonensis I tites nolani I scus radiatus I sverrucosum I a campylotoxa I a c		? hites bidichotomus chites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum CYTCTBY/OT scaspiites transfigurabilis Euthymiceras euthymi nscaspiites transcaspius CYTCTBY/OT U/I/U HEHTA/IbHbJF	All Andrewski saylussel saylus saylussel saylussel saylu	Isinoi sinoi poutocoroco Isinoi sinoi poutocorocoroco Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis avlovites polvptvchoides 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2 2	Chetait. Hectoroceras sibiricus kochi B	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Pavlovites polyptychoides Homolsomites boiarkensis Prodichotomites kotschetkovi Dichotomites boiarkensis Polyptychites triplodiptychus Polyptychites michalskii Stieriptychites astieriptychus Polyptychites asteriptychus Caseviceras analogus Caseviceras praeanalogus Borealites constans <td< td=""></td<>
БЕРРИАССКИЙ ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ!	жний верхний верхний верх	auctorum Balea Piesiosp Say Lyticocera: Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras Va verrucosum Kar Sa Busnardoli Thurmannk Thurmannk	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes caliidiscus losarasinelia furcillata costephanus nicklesi hrieldeites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eeras pertransiens niceras otopeta Tirnoveila apiliensis Berriaseila picteti Dalmasiceras dalmasi Berriaseila privasensis Tirnoveila subalpina	Pse Mila Sp C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopic ceras submarti Camp Thurm Crow c I Crow c I C	about iter in a contract in a contracont in a contract in a contract in a contract	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxi Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berriasel Berriasel Riasan Dalmasiceras Tirnovella	I speetonensis Itas inversum Itas inversum Itas nolani	Dicholor Polyoty 2.Polyoty Nikilino OTO Severe Severe Severe Tran	? nites bidichotomus thites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum CYTCTBYЮТ scaspiites transfigurabilis Euthymiceras euthymi inscaspiites transcaspius EyTCTBYЮТ ИЛИ HEHTAЛЬНЫЕ	P P P P P P P P P P P P P P	Isinoi sinoi provoleciarosi Isinowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor avlovites polvptvchoides 2 Prodichotomites ivanovi chotomites bidichotomus plvptvchites polvptvchus Polvptvchites polvptvchus Polvptvchites polvptvchus Polvptvchites michalskii ikitinoceras svzranicum dogamieria undulatoplicatilis Peregrinoceras albidum Surites tzikwinianus Transcaspiites transfigurabilis Hectoroceras kochi Riasanites subrjasanensis Craspedites milkovensis Craspedites subditus	Cretatit Hectoroceras Bichotomites Kocchi Bichotomites Hectoroceras	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites boiarkensis Prodichotomites kotschetkovi Dichotomites boiarkensis Polyptychites triplodiptychus Polyptychites michalskii etienptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Poliptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Poliptychites astieriptychus Caseviceras analogus Caseviceras analogus Borealites constans
БЕРРИАССКИЙ ВАЛАНЖИНСКИЙ ГОТЕ!	нижений верхний верхний верх	auctorum Balea Piesiosp Say Lyticocera: Criocera- Otites loryi Acantho Teschen H. Cr trinodosum O Saynoceras Va verrucosum Kar Sa Busnardoli Thurmannk Thurmannk	Pseudothurmannia angulicostata auct. ittes balearis tidiscus ligatus neila sayni s nodosopilcatum icostephanus jeannoti Crioceratites loryi discus radiatus ittes caliidiscus losarasinelia furcillata costephanus nicklesi hrleideites peregrinus akasch. pronecostatum ynoceras verrucosum es campylotoxus eeras pertransiens niceras otopeta Tirnoveila apillensis Berriaselia picteti Dalmasiceras dalmasi Berriasella privasensis Tirnoveila subalpina	Pse Mila Sp C Lyticc ? Leop E Tes Hima Neohopk ceras submarti Camp Thurm Crow c I Crow c I Cr	ububulumamma omminionowskia speetonensis nowskia speetonensis eetoniceras inversum inloceratites duvali oceras nodosopilcatum Crioceratites loryi poldia desmoceroides leniceras tauricum schenites caliidiscus annoceras trinodosum p ? Vahrleideit. peregrinus ni ? oylotoxia campylotoxa anniceras pertransiens Killanelia otopeta Megadiceras koinautense uricoceras ssicostatum thymiceras euthymi masiceras tauricum movella occitanica	Milanowskia Speetonice Criocerat Acanthodis Saynoceras Campylotoxi Cnou c Requie Thurmannice Cnou c Adven Berriasel Berriasel Riasan Dalmasiceras Tirnovella Mazenoticeras	I speetonensis I speetonensis I speetonensis I speetonensis I tites nolanl I scus radiatus I sverrucosum I a campylotoxa I a c	Dicholor Polyptys ? Polyptys ? Polyptys Nikitino OTC Sevences Sevences Sevences Tran Exercise Tran Exercise Tran Exercise Tran	? nites bidichotomus thites polyptychus ychites michalskii ceras syzranicum CYTCTBYЮТ scaspiites transfigurabilis Euthymiceras euthymi inscaspiites transcaspius CYTCTBYЮТ UJIU UJIU HEHTAЛЬНЫЕ	P P P P P P P P P P P P P P	Initialitis sopedioedioedioedioedioedioedioedioedioedio	Cretatt Hectorocceras	Simbirskites pseudobarboti Milanowskia speetonensis Simbirskites pavlovae Speetoniceras inversum Simbirskites coronatiformis Simbirskites coronatiformis Simbirskites versicolor Pavlovites polyptychoides Homolsomites boiarkensis Prodichotomites ivanovi Neocraspedites kotschetkovi Dichotomites boiarkensis Polyptychites triplodiptychus Polyptychites michalskii etienptychites astieriptychus Polyptychites astieriptychus Caseviceras analogus

Примечание. Отмечены зоны для западной (*) и восточной (**) части Северного Кавказа. Жирным выделены зоны, установленные по тетическим видам-индексам; жирным курсивом – преимущественно по видам-индексам Крымско-Кавказского бассейна; курсивом – преимущественно по прикаспийским; обычным – преимущественно по европейским; <u>подчеркнутым курсивом</u> – преимущественно по видам-индексам Русской плиты; <u>подчеркнутым</u> – по бореальным видам-индексам

В раннемеловую эпоху работали те же факторы, ограничивающие пространственную протяженность аммонитовых биостратонов [Lehmann, 1981; Westermann, 1996]. Посмертное перемещение раковин аммонитов в пространстве не играло существенной роли. Другие ископаемые группы морских организмов, в том числе, и формы массового распространения – фораминиферы, радиолярии, нанопланктон – также подчинялись палеогеографическому контролю, но их зональные шкалы значительно уступают по детальности аммонитовой шкале.

Как следует из корреляционной схемы (см. табл. 4.1), только аммонитовая зональность для Крыма наиболее близка к «аммонитовому стандарту» Западного Средиземноморья [Hoedemaeker, Rawson, 2000] и, следовательно, к зональной схеме стратотипов ярусов нижнего мела. Однако даже в Крыму обнаруживается влияние бореальных водных масс в позднем готериве [Барабошкин, 1997а, 6].

Данная корреляционная схема отличается от аналогичных схем следующим:

1. Верхневолжский подъярус отнесен к нижнему берриасу [Кейси и др., 1977; Hoedemaeker, 1987; Сей, Калачева, 1997]. Берриас подразделен на два подъяруса [Сахаров, 1984; Baraboshkin, 1999а]. Берриасская зонация для Крыма, Кавказа и Мангышлака принята на основе работ [Луппов и др., 1988, Богданова и др., 1981; Колпенская и др., 2000], а также собственных наблюдений [Baraboshkin, 1999а; Янин, Барабошкин, 2000].

2. В зональную схему валанжинского яруса внесены незначительные изменения для Крыма и Прикаспийско-Мангышлакской области [Луппов и др., 1983, Барабошкин, Янин, 1997; Baraboshkin, 1999а; Baraboshkin, Mikhailova, 2000; Kopaevich et al., 1999].

3. Значительно модифицирована готеривская зонация для Крыма, Северного Кавказа и РП [Хрящевская и др., 2000; Барабошкин, 2001 и новый фактический материал].

4. Барремская зональная схема несколько изменена для Крыма и составлена заново для Кавказа на основании новых данных, в частности, по материалам разреза р. Урух в Северной Осетии [Барабошкин, 2001]. Для РП получены новые данные по белемнитам Среднего Поволжья [Барабошкин и др., 2001; Mutterlose, Baraboshkin, 2003; Baraboshkin, Mutterlose, in preparation]. Предлагаемая схема отличается от зональных схем для бореальной Европы [Mutterlose, 1983; Rawson, Mutterlose, 1983] тем, что в ней основание барремского яруса принимается по первому появлению *Praeoxyteuthis*, что подтверждено магнитостратиграфическими данными; в нее также включены зоны *Praeoxyteuthis hiboilitformis* и *Oxyteuthis lahuseni*, отсутствующие в европейской шкале.



? 15

Рис. 4.1. Принципиальная схема полноты разрезов и основные типы перерывов в берриасе-барреме Горного Крыма, Северного Кавказа, Мангышлака и Русской плиты

 присутствие отложений; 2 – отсутствие отложений; 3 – конденсация отложений. Эрозионные перерывы: 4 – полимиктовые конгломераты; 5 – фосфоритовые конгломераты; 6 – мелкие эрозионные перерывы; 7 – темпеститы. Элювиальные перерывы: 8 – твердое дно; 9 – мягкое дно. Эрозионно-элювиальные перерывы: 10 – с преобладанием эрозии; 11 – с преобладанием выветривания. Конденсированные разрезы: 12 – карбонатно-терригенные; 13 – терригенные; 14 – континентальное осадконакопление; 15 – точные соотноше-ния неизвестны

204





Рис. 4.2. Принципиальная схема полноты разрезов и основные типы перерывов в апте-альбе Горного Крыма, Северного Кавказа, Мангышлака и Русской плиты

 присутствие отложений;
 отсутствие отложений;
 3 – конденсация отложений.
 Эрозионные перерывы:
 4 – полимиктовые конгломераты;
 5 – фосфоритовые конгломераты;
 6 – мелкие эрозионные перерывы;
 7 – темпеститы.
 Элювиальные перерывы:
 8 – твердое дно;
 9 – рыхлое дно.
 Эрозионно-элювиальные перерывы:
 10 – с преобладанием эрозии;
 11 – с преобладанием выветривания.
 Конденсированные разрезы:
 12 – терригенные;
 13 – точные соотношения неизвестны

205



Рис. 4.3. Развитие бассейна Русской плиты в раннем мелу [Барабошкин, 2003, с изменениями]

1 – бореальная водная масса; 2 – суббореальная водная масса; 3 – субтетическая водная масса; 4 – тетическая водная масса; 5 – континентальные условия; 6 – открытие широтных морских проливов; 7 – положение границ Восточно-Европейской платформы.

А – графики колебаний уровня моря. Арабские цифры – эпизоды бореальных трансгрессий; римские цифры – эпизоды тетических трансгрессий. Б – схема перемещения водных масс. Масштаб времени условный

206

5. Для аптского яруса Горного Крыма принимается ранее существовавшая зональная схема [Друщиц и др., 1981] с изменениями [Барабошкин и др., 2004, в печати]. Зональная шкала В.В. Друщица и И.А. Михайловой [1966] для Северного Кавказа была дополнена новыми данными, касающимися главным образом, центральной части Северного Кавказа. Для РП предложена новая шкала [Барабошкин, 2001; Барабошкин, Михайлова, 2002].

6. Зональная схема расчленения альба неоднократно обсуждалась в работах автора [Baraboshkin, 1996, 1999б и др.]. Главное отличие от стандартной шкалы состоит в проведении нижней границы среднего альба по появлению представителей подрода *Hoplites (Isohoplites)* – как было предложено в работах Р. Кейси [Casey, 1954] и ранее поддержана другими авторами [Михайлова, Савельев, 1989, Савельев, 1992; Owen, 1971].

Водные массы

Прежде чем перейти к рассмотрению раннемеловой истории СВ Перитетиса, следует кратко остановиться на характеристике поверхностных водных масс, от перемещения которых зависел климат и миграции морской биоты в рассматриваемом регионе. Более полно это рассмотрено в работах [Барабошкин, 2001, 2003].

Температурные характеристики, приводимые ниже, базируются на существующей литературе, часть которой упомянута в тексте, а также на изотопных данных, проведенных с участием автора [Groecke et al., 2002, 2003; Price et al., 1999]. Помимо этого для палеоклиматических реконструкций привлечены данные многочисленных спорово-пыльцевых анализов, обработанных автором совместно с С.Б. Смирновой (МГУ) [Барабошкин, Смирнова, 2002; Смирнова, Барабошкин, 2002]. Палеотемпературы, базирующиеся на процентном содержании пыльцы *Classopollis* (рис. 4.4), получены по методике В.А. Вахрамеева [1978].

Под водными массами (ВМ) понимаются большие объемы воды, занимающие обширные акватории и обладающие специфическими, только им присущими квазистационарными свойствами, приобретенными в определенных районах и сохраненными при перемещении за пределы области своего формирования даже после значительной трансформации, происходящей в результате смешения с водами других типов. Основные характеристики ВМ определяются их температурой, соленостью, гидродинамикой (аэрируемостью), обилием пищевых ресурсов и составом биоты. При этом границы соприкосновения различных ВМ могут быть настолько резкими, что являются по существу географическими барьерами.



Рис. 4.4. Расчетная кривая изменения границы умеренной/субтропической зон [Волков, 2002], графики среднегодовых температур (по содержаниям Classopollis, только для температурных кривых) и основные трансгрессивно-регрессивные события на РП

(1) – Баренцевоморский регион; (2) – Приполярный Урал; (3) – Русская плита;
(4) – Северный Кавказ, (5) – Крым; (6) – Азербайджан.

Шкала времени – по [Gradstein et al., 1994]

На рассматриваемой территории в течение раннего мела существовали следующие типы ВМ (см. рис. 4.3).

1. Бореальная ВМ, формировавшаяся в пределах Бореального климатического пояса, характеризуется невысокими температурами (13–17° в берриасе-валанжине), пониженной соленостью (до 30‰) и преобладанием бореальной биоты, присутствием эндемиков бореального происхождения. Эта ВМ периодически проникала в северную часть Русского моря – пролива в моменты бореальных трансгрессий (середина позднего берриаса, ранний и поздний(?) валанжин, начало позднего готерива, ранний альб). Под *бореальными трансгрессиями* понимаются трансгрессии, сопровождавшиеся значительным перемещением бореальных ВМ в южном направлении, под *тетическими* – наоборот, – значительным перемещением тетических ВМ на север.

2. Суббореальная ВМ, возникавшая в южной части бассейна РП в моменты его изоляции от бассейна Тетис и при перемешивании бореальной и тетической BM в моменты бореальных и тетических трансгрессий. По температурному и солевому режиму отличалась от ВМ бассейнов Западной Европы и в различные моменты времени характеризовалась разными свойствами. При широкой связи с бореальным бассейном (берриас-валанжин, начало позднего готерива, средний апт, ранний альб) ее температура была несколько выше, чем у бореальной (до 18-19° в берриасе-валанжине), соленость – близкая к бореальной ВМ, но состав биоты отличался высоким количеством эндемиков. При ограниченной связи с бореальным бассейном и при отсутствии таковой с тетическим (ранний готерив, конец готерива-начало апта) при тех близких температурных условиях возникало существенное опреснение бассейна, приводившее к развитию многочисленных эндемиков и вымиранию стеногалинных форм. В моменты бореальных трансгрессий эта водная масса достигала северокавказского и даже крымского бассейнов (начало позднего готерива), а также Мангышлака (поздний берриас, валанжин, ранний альб), что находит отражение в использовании бореальных аммонитовых видов-индексов в соответствующих зональных схемах.

3. Субтетическая (европейская, перитетическая) ВМ распространялась в пределах рассматриваемого региона при открытии широтных связей с бассейнами Западной Европы. Ее формирование связано с северной окраиной Тетис, находившейся в полосе умеренного мелового климата. Эта водная масса характерна для Равнинного Крыма, Предкавказья и Северного Кавказа (готерив–альб), Мангышлака и Туаркыра (апт–альб). На РП ее влияние ощущается в начале валанжина, в раннем апте и в конце раннего–позднем альбе (когда связь бассейна РП и Бореального бассейна прервалась). Для этой водной массы характерны более высокие температуры (20–22°), соленость близкая к нормальной. Биота, наряду с эндемиками, характеризуется присутствием и широким развитием форм, характерных для мелководных бассейнов Западной Европы.

4. Тетическая (средиземноморская) ВМ формировалась в более низких широтах в пределах бассейна Тетис. С эволюцией именно этой водной массы связано построение зональной шкалы для Горного Крыма, Большого Кавказа и Закавказья, частично – Северного Кавказа (берриас–валанжин, поздний баррем, поздний альб) и Туаркырско-Копетдагского бассейна. Кроме того, эта водная масса проникала на юг РП (Прикаспий). Для нее характерны высокие температуры (22–24°), нормальная соленость и развитие тетических (средиземноморских) морских фаун с относительно небольшим количеством эндемиков.

В связи с эволюцией климата, расширением/сужением климатических зон, изменением конфигурации бассейнов и т. д., характеристики водных масс (в первую очередь – температуры и солености) несколько менялись.

Палеогеография

В развитии изучаемой территории в раннем мелу намечается восемь основных этапов развития, связанных с изменением конфигурации бассейнов, возникновением и исчезновением морских связей между ними, а также сменой фациальных обстановок.

В раннем берриасе температурные градиенты были максимальными: от 18-19°С на юге (окраины Тетис) до 10-11°С на севере (Бореальный пояс). В это время над южной окраиной РП господствовал аридный климат [Ясаманов, 1978] и в северо-западной части Украинской синеклизы шло формирование лагунных и континентальных красноцветных пород донецкой свиты [Билык и др., 1960]. Вероятно, здесь существовали условия аллювиальной равнины, периодически затапливаемой морем, вследствие чего местами формировались маломощные гипсоносные толщи, а местами известны находки устриц, не переносящих сильного осолонения воды. К юго-востоку, в районе Астраханского Поволжья, шло формирование уже настоящих эвапоритов с пачками гипсов и галита. Из глинисто-карбонатных прослоев этой толщи известны обедненные комплексы фораминифер, встречаемые в верхневолжских отложениях Среднего Поволжья [Прокопенко, 1971]. По всей видимости, это был залив бассейна Русской плиты, не имеющий связи с бассейном Предкавказья (нет общих фаунистических элементов).

Зона аридного климата обнаруживается и по присутствию эвапоритов и следов ксерофитной растительности на востоке Польши [Dadlez et al., 1998], в Предкавказье [Даниленко, 1978; Алиев и др., 1985], на востоке Туркменистана [Прозоровский, 1991; Ташлиев, Товбина, 1992]. Со стороны бассейна Тетис полоса эвапоритов наращивалась карбонатными фациями, сложенными детритово-водорослевыми известняками, часто – с отдельными коралловыми биогермами. В сторону Тетис мелководные карбонаты сменялись мощными глинистыми пелагическими разрезами, содержащими шлейфы передового склона карбонатной платформы и далее – пелагические карбонаты (Горный Крым) или периодиты с участием турбидитов (Северо-Западный Кавказ). Таким образом, здесь развивались фации классической карбонатной платформы (себха-платформа-склон-пелагические карбонаты). Из этого можно заключить, что субтетическая ВМ в это время, скорее всего, отсутствовала, а карбонатные платформы формировалась под воздействием тетической ВМ.

На юго-востоке Прикаспийской синеклизы накапливались эпипелагические глинисто-карбонатные разрезы, которые сменялись на север мелководными маломощными конденсированными песчаными разрезами (Ульяновско-Саратовская синеклиза, центр РП). По всей видимости, на протяжении раннего берриаса происходило расширение бассейна РП, не сопровождавшееся заметным углублением. Об этом свидетельствует: 1) падение эндемизма фауны (начиная с момента nekrassovi), присутствие многочисленной нормально-морской фауны (в том числе стеногалинных аммонитов, замковых брахиопод и др.); 2) сильная конденсация разрезов со сравнительно скромным поступлением обломочного материала в центральные части бассейна, что сопровождает уровень высокого стояния воды [Einsele, 2000]. Западная часть бассейна РП была слабо опреснена, что подтверждается присутствием зеленых водорослей (до 20%) в палиноспектрах Рязанской области [Вахрамеев, Котова, 1983], а также косослоистых авандельтовых фаций на юге Москвы. Возможно, к западу от этого района существовала палеорека.

В силу того, что бассейн РП имел обширную морскую связь с бореальным бассейном, происходила его «подпитка» холодными водами и, вероятно, системой апвеллингов, приводившей к образованию фосфоритов и глауконитов. Об этом косвенно свидетельствуют массовые замеры ростров белемнитов, ориентированных в сторону палеоберега. Вероятно, в это время существовали Сосьвинский и Туринский проливы, обеспечивавшие обмен фауной бассейна РП не только с бореальным бассейном, но и с Западно-Сибирским морем.

В позднем берриасе (рис. 4.6) произошло открытие Каспийского пролива и тетическая и субтетическая ВМ под воздействием пассатных ветров проникли в бассейн РП, достигнув примерно 60–65°СШ (рязанитовая трансгрессия, см. рис. 4.4), а суббореальная ВМ, существовавшая в

бассейне РП, оттесняется в более высокие широты. Субтетическая ВМ в конце позднего берриаса в пределах бассейна РП была существенно видоизменена за счет разбавления суббореальными водами и сперва бухии, а затем бореальные аммониты (Surites, Subcraspedites) начинают перемещаться на юг. В районе южного Прикаспия-Мангышлака в ВМ формируется структурная зона холодного и теплого фронтов, не позволившая распространяться суббореальным ВМ далее на юг. Одновременно усиливается гумидизация в окружении Кавказского бассейна и РП. Это, видимо, вызвало прекращение образования эвапоритов вдоль южной периферии РП, хотя на севере Предкавказья еще продолжали накапливаться карбонатные разрезы с прослоями ангидритов и гипсов. В это время климатические условия на Скифской плите и более южных областях (ЮВ Кавказ) были примерно одинаковыми, хотя на побережье бассейна Горного Крыма – менее контрастными и более засушливыми: содержания Classopollis в палиноспектрах испытывают меньшие колебания, а глейхейниевые практически отсутствуют. К северу, на РП и в районе Баренцева моря климат был существенно прохладнее, но сильная аридизация отсутствовала. Среднегодовые температуры по споропыльце составляли около 10° в районе Баренцева моря и Приполярного Зауралья и 12-13° - на РП. Для водной массы они были выше: изотопные температуры 19,4°-24,9° на Юго-Восточном Кавказе [Али-Заде, Алиев, 1975] и около 18° – в бассейне РП.

Характер седиментации в бассейне РП сохраняется таким же, каким он был в раннем берриасе, но в связи с продолжающимся расширением мелководного бассейна, конденсация разрезов усиливается. Вполне возможно, что позднеберриасский бассейн РП был более обширным, чем это показано на реконструкциях, так как в некоторых районах (Воронежская антеклиза) в единичных пунктах встречаются реликты верхнеберриасских отложений, а прибрежные фации верхнего берриаса, фактически, неизвестны. Размыв юрских кор выветривания привел к поступлению окислов железа в западную часть бассейна РП и обогащение ими рязанского горизонта.

В позднем берриасе по всей видимости существовала ограниченная связь между бассейном РП и бассейном Западной Сибири через Сосьвинский и Туринский проливы, что подтверждается общностью аммонитовых комплексов.

В Горном Крыму в конце берриаса происходят слабые деформации, приведшие к локальной смене карбонатного осадконакопления на терригенное (Юго-Западный Крым) и формированию слаборасчлененного рельефа. Поэтому верхнеберриасские глинисто-карбонатные отложения, с губковым горизонтом в нижней части, по крайней мере, в пределах Юго-Западого Крыма, выполняют серию эрозионных ложбин. В раннем валанжине основные тенденции рассматриваемых бассейнов продолжали развиваться. На территории Кавказского сегмента Скифской плиты и на части Туранской плиты сохраняются обстановки, характерные для карбонатной платформы, однако в бассейне Горного Крыма происходит существенная реорганизация. Это выразилось в эродировании суши, возникшей в берриасе и быстром погружении внешней части Крымских гор (район Первой гряды, Восточный Крым), где в эрозионных врезах начинают накапливаться пелагические глинистые фации. Центральный Крым в это время представлял собой размываемую возвышенность, к юго-востоку и северу от которой накапливались алювиально-прибрежные фации мазанской свиты [Барабошкин, Янин, 1997].

Суша, примыкавшая с севера к бассейну Северо-Западного Кавказа, начинает испытывать достаточно сильные деформации, которые привели к разрушению части юрской карбонатной платформы (Лабино-Малкинская зона) и формированию конгломератовых шлейфов в погруженной части западно-кавказского бассейна. К востоку от Ставропольского свода характер осадконакопления существенно не менялся. Возможно, с деформациями на Северо-Западном Кавказе были связаны движения, приведшие к воздыманию Донецкой складчатой зоны и распространявшиеся на восток. В этой связи происходит постепенное закрытие Каспийского пролива и сокращение водообмена между бассейнами РП и Северного Кавказа. Тем не менее, восточная часть пролива остается приоткрытой и через нее в южном направлении мигрируют бореальные аммониты родов Polyptychites и Nikitinoceras, достигшие бассейна Мангышлака. Примечательно, что в раннем и позднем валанжине на севере Прикаспийской синеклизы аммонитовые сообщества имеют более «бореальный вид» (по преобладанию Polyptychitidae), чем в центре РП, что косвенно подтверждает возможность существования Туринского пролива, обеспечивавшего более близкий транспорт бореальной ВМ из бассейна Западной Сибири, чем Мезенско-Печорский пролив. В самом бассейне РП преобладала бореальная ВМ, хотя и более прогретая, чем в высоких широтах. Называть ее суббореальной вряд ли стоит, поскольку своих собственных эндемиков в ней немного.

Еще одно важное событие происходит в это время в бассейне РП – это внезапное появление аммонитов *Pseudogarnieria*, характерных для бассейнов Северной Европы. Кратковременное внедрение суббореальных ВМ могло быть связано с действием Мезенско-Печорского пролива, хотя прямых подтверждений этому нет, а комплексы бентосных фораминифер в Печорско-Баренцевоморской плиты свидетельствуют, скорее, о возрастании роли собственно бореальных вод [Басов, Василенко, 1999]. Поэтому нельзя окончательно исключить возможность существования морского сообщения с бассейном Польши через Брестский пролив [Сазонова, 1977], тем более что бассейн РП продолжал трансгрессировать на запад, и морские условия существовали на западе Украинской синеклизы. Следствием расширения бассейна явилась высокая степень конденсации разрезов повсеместно на РП и фациальный состав, близкий к позднеберриасскому.

В позднем валанжине субтетическая ВМ передвинулась на юг (дихотомитовая трансгрессия, см. рис. 4.4), что привело к продвижению бореальной биоты до широт 45-50° СШ (Мангышлак). Вместе с тем бассейн РП входит в регрессивную стадию и его площадь значительно сокращается. Глобальное падение уровня моря на рубеже раннего и среднего валанжина нашло отражение в формировании перерывов или конденсации разрезов на всей рассматриваемой территории. Западная часть РП осушается (за исключением крайнего запада – Львовская впадина [Пастернак, Андреева, 1977]); начинает воздыматься Средний и Южный Урал, а также примыкающие к нему районы. В Приаралье это сопровождается формированием аллювиальной равнины в условиях слабоаридного климата (красноцветы), что отразилось на возрастании содержаний пыльцы Classopollis в разрезах Юго-Восточного Кавказа. В более северных районах климат был существенно прохладнее: на РП среднегодовые температуры составляли около 11°, в районе Баренцева моря и Приполярного Зауралья – порядка 10°, а температура воды в бореальной части бассейнов составляла 6-10° [Ditchfield, 1997].

Морская связь между бассейнами РП и Северного Кавказа (Каспийский пролив) была крайне ограничена и осуществлялась, видимо, в районе современной акватории Северного Каспия, но обмен между бореальной ВМ бассейна Русской плиты и субтетической ВМ периферии Тетис доказан (по присутствию соответствующих аммонитов) для Мангышлака [Луппов и др., 1988] и Прикаспия [Гордеев, 1971].

В пределах бассейнов Горного Крыма, Северного Кавказа и Предкавказья, запада Средней Азии общий характер седиментации сохраняется. Единственным отличием является возникновение эвапоритового бассейна к северу от Красноводского полуострова, вызванное аридизацией. Карбонатные фации этого времени присутствуют также на западе РП (Львовская впадина).

На РП характер осадконакопления меняется в связи с регрессией моря, хотя полностью реконструировать общую картину весьма сложно по причине смыва большей части поздневаланжинских осадков в раннем готериве. На западе Московской синеклизы накапливаются прибрежные пески с редкой морской фауной; в центральной части Ульяновско-Саратовской синеклизы разрез представлен маломощными глинами с
прослоем горючих сланцев, а в Прикаспийской синеклизе – морскими отложениями, зернистость которых уменьшается от восточного борта к центру, одновременно с увеличением мощностей. На севере Московской синеклизы разрезы частично конденсированы, а частично (р-н г. Ярославля) представлены прибрежными фациями кварцевых песков. В конце этапа происходит осушение и, видимо, слабое воздымание южной периферии Восточно-Европейской платформы и прилегающих регионов.

В раннем готериве температуры заметно снижаются (до 13–14°С на юге, 11–12°С на РП и около 10°С в районе Приполярного Зауралья и Печорско-Баренцевоморской плиты), а практически вся южная окраина Восточно-Европейской платформы испытывает поднятие. Это отразилось на повсеместном развитии перерывов на границе валанжина и готерива, однако раннеготеривская история РП и ее южного обрамления различна.

На РП раннеготеривские отложения сохранились только на севере Московской синеклизы, где они представлены мелководными косослоистыми песчаными фациями. Изучение показало, что источник сноса находился в районе современного Балтийского щита [Шульгина и др., 1979].

Более глубоководные песчано-глинистые фации образовывались существенно севернее – уже в пределах Печорской синеклизы. Поскольку бассейн РП населяли эндемичные формы аммонитов совместно с бореальными двустворками рода *Buchia*, можно говорить о возникновении суббореальной водной массы, распространявшейся до Печорской синеклизы. В целом для РП этот этап можно характеризовать как регрессивный. Исключение составляет только восточная часть Причерноморский синеклизы (район Ростовского выступа), где в раннем готериве начинает развиваться трансгрессия.

В морских бассейнах Горного Крыма и Северного Кавказа, наоборот, начинается трансгрессивная фаза развития. В Крыму она наследует валанжинское углубление моря, а на Северном Кавказе – связана не только с трансгрессией, но и со сменой осадконакопления с карбонатного на мелководное, преимущественно терригенное. В обоих регионах терригенный снос усиливается благодаря гумидизации (возрастание роли Gleicheniaceae в палинокомплексах), а в северокавказском бассейне происходит даже периодическое опреснение поверхностной ВМ (появление зеленых водорослей). Крымский бассейн отличался пестротой фациальных условий: от пелагических «аптиховых» глин на юге (Первая гряда и ЮЗ Крым), до терригенных и верхнесублиторальных рифовых (юг Симферопольского поднятия).

Карбонаты продолжают формироваться в бассейнах Балханско-Копетдагской области, а также в Закавказье. На севере Западной Азии в условиях аридного климата образуется обширная аллювиальная равнина, частично затапливаемая морем [Ташлиев, Товбина, 1992]. Морские условия в этом районе существовали, возможно, на Южном Мангышлаке, но точное стратиграфическое положение мощной терригенной толщи в этом районе еще недостаточно обосновано. Кроме того, карбонатные осадки, вероятно, присутствуют во Львовской впадине.

Поздний готерив (рис. 4.7) – время нового погружения бассейна РП и развития мощнейшей бореальной (симбирскитовой) трансгрессии, вызванной открытием Каспийского пролива и эвстатическим подъемом уровня моря, отмеченным на глобальной эвстатической кривой. Быстрый подъем уровня моря и наступившее похолодание (перепад среднегодовых температур в Крыму и на Северном Кавказе на рубеже раннего и позднего готерива составил до 2 градусов) создали предпосылки для распространения бореальной ВМ далеко на юг. Вследствие действия силы Кореолеса, поверхностные ВМ откланялись на запад, и поэтому бореальная фауна проникает в бассейны Северного Кавказа и Крыма, а температурный градиент между РП и Крымом снижается всего до 1°С.

В бассейне РП высокий уровень моря, возможно, привел к кратковременному возобновлению морской связи через Туринский пролив и, вероятнее всего, снова открылся Сосьвинский пролив. К этому моменту, как в разрезах Приполярного Зауралья, так и на РП, приурочено крупное региональное несогласие. В бассейне РП преобладало глинистое осадконакопление в нормально-морских условиях, однако вблизи дна нередко возникали аноксийные явления, приведшие к тому, что бентосные комплексы моллюсков и брахиопод не отличаются большим разнообразием [Глазунова, 1973]. На западе Московской и Украинской синеклиз возникли условия обширной аллювиальной равнины, периодически затапливаемой морем, в которую впадало несколько речных систем с западной, приподнятой части РП [Веклич и др., 1960]. На востоке Прикаспийской синеклизы условия осадконакопления были прибрежно-морскими в начале позднего готерива. К концу готерива здесь начинает формироваться и быстро продвигаться на запад обширная область красноцветного континентального осадконакопления, вызванная ростом суши в пределах Туранской плиты и Мугоджар. Это событие фиксируется на всех, без исключения, спорово-пыльцевых спектрах: резко снижается количество влаголюбивых папоротников и начинается рост содержаний Classopollis.

В разрезах Горного Крыма позднеготеривский эвстатический подъем уровня моря сильно отразился на характере осадконакопления: источники сноса были затоплены, и весь Юго-Западный Крым превратился в область пелагического осадконакопления. В районе Первой гряды накапливались глинистые фации глубоководных пелагических западин, а в пределах Второй гряды формировались маломощные конденсированные разрезы пелагической фации «Ammonitico Rosso» [Барабошкин, Энсон, 2003].

Присутствие бореальных аммонитов и многочисленной бентосной субтетической и тетической фауны в разрезах Предкавказья и Северного Кавказа позволяет говорить о формировании здесь субтетической ВМ, которая южнее (бассейны Закавказья) и западнее (Крым) граничила с тетической ВМ. В основании верхнего готерива кавказских разрезов, как и в других регионах, происходило образование горизонтов конденсации, однако затем относительно высокий уровень моря начал компенсироваться поступлением достаточного для компенсации количества обломочного материала, что поддерживало в целом мелководные условия в данном регионе. Интенсивная транспортировка кластики обеспечивалась благодаря значительному усилению гумидизации (глейхейниевых – до 70–80% в спектрах) и интенсификации эрозии.

В самом конце готерива-барреме (рис. 4.8) происходит воздымание Урала и окончательное закрытие Сосьвинского и Туринского субширотных проливов. Обломочный материал эродируемых Уральских гор начинает поступать в бассейн РП [Гроссгейм, 1972; Гудошников, 1999], откуда не выносится, как это могло быть в позднем готериве, а осаждается в нем же, поскольку Каспийский субмеридиональный пролив также закрывается. На месте последнего формируется обширная аллювиальная равнина, перекрытая континентальными красноцветными отложениями. Появление возвышенной уральской суши хорошо фиксируется по возрастанию доли двумешковой пыльцы хвойных; эта суша охраняется по крайнем мере до среднего альба. Площадь морской части бассейна РП уменьшается, а с северо- и юго-запада в него впадает несколько мощных дельтовых систем, создающих существенное опреснение воды. Последнее четко фиксируется по исчезновению стеногалинных аммонитов и замковых брахиопод и присутствию более толерантных белемнитов, лингул, неокомицерамов, а также по резкому доминированию Pterospermella (зеленые водоросли) в палиноспектрах. В развитии барремского бассейна РП фиксируется несколько этапов:

1) регрессивный этап, приходящийся примерно на середину баррема и хорошо видимый по поступлению в центральную часть бассейна терригенного магнетита [Барабошкин и др., 2001]; его следы видны в авандельтовых фациях в разрезах Среднего Поволжья;

2) трансгрессивный этап, охватывающий почти весь поздний баррем и характеризуемый прекращением поступлением магнетита и развитием глинистых фаций;

3) еще один регрессивный этап, приходящийся на пограничный интервал баррема и апта, связанный с новой проградацией дельт. Для

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ





ПОЗДНИЙ БЕРРИАС



Рис. 4.6. Литолого-палеогеографические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей. Поздний берриас Условные обозначения см. рис. 4.5





Рис. 4.7. Литолого-палеогеографические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей. Поздний готерив Условные обозначения см. рис. 4.5

БАРРЕМ



Рис. 4.8. Литолого-палеогеографические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей. Баррем Условные обозначения см. рис. 4.5.

РАННИЙ АПТ



Рис. 4.9. Литолого-палеогеографические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей. Ранний апт Условные обозначения см. рис. 4.5



Рис. 4.10. Литолого-палеогеографические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и при-легающих областей. Средний альб Условные обозначения см. рис. 4.5

баррема РП отмечается некоторая аридизация климата, что выразилось в появлении в спорово-пыльцевых спектрах небольшого количества *Classopollis* и формировании каолинитовых кор выветривания на Воронежской антеклизе и Украинском щите [Воронова, Егорова, 1973].

События, происходившие в барремское время вокруг Восточно-Европейской платформы, были связаны с тектоническими событиями в бореальном бассейне, а именно формированием континентального моста вдоль порога Ломоносова (Северная Земля–Земля Франца-Иосифа– Шпицберген), сопровождавшееся интенсивным излияниями базальтов в континентальных условиях и формированием мощных клиноформ на восточной окраине баренцевоморской впадины [Грамберг, 1988; Шипелькевич, 1993].

Глубины бассейна Горного Крыма существенно превышали пик эвстатической кривой, что свидетельствует о проявлении интенсивной локальной тектоники [Барабошкин, Энсон, 2003]. В плане седиментации в течение баррема происходила смена пелагических фаций «Ammonitico Rosso» на фации глубоководных пелагических впадин. В это время происходил некоторый рост температур при одновременном снижении влажности. Следствием повышения уровня моря явилось проникновение моря в Равнинный Крым, где начали формироваться мелководные терригенные осадки.

Бассейны Северного Кавказа также испытывают погружение в раннем барреме, компенсирующееся привносом терригенного материала с северной суши. В позднем же барреме на обширной площади бассейна центральной и восточной части Северного Кавказа образуется маломощный (0,5–0,6 м) горизонт конденсации, напоминающий «Атmonitico Rosso», но образовавшийся в условиях относительного мелководья. В то же время по периферии Ставропольского поднятия образуются мелководно-морские песчаные фации («Красные камни» Кисловодска); среднегодовая температура несколько повышается, а влажность понижается.

Такая палеогеографическая ситуация сохраняется до начала апта и бассейн РП сообщается только с бассейном северной Европы через Мезенско-Печорский и Гренландский проливы, что выражается в общности белемнитовых, а в начале апта – и аммонитовых фаун.

Каспийский пролив вновь открывается в **апте**, но не в самом начале. Это доказывается выпадением самых нижних горизонтов апта на Мангышлаке [Богданова, 1999] и в Прикаспийской синеклизе; распространением в бассейне РП северных представителей *Deshayesites tenuicostatus* и *D. bodei*, встречающихся в бассейнах Северной Европы и Восточной Гренландии (дегезитовая трансгрессия – I, см. рис. 4.4) и отсутствующих в бассейнах Крымско-Кавказско-Закаспийского региона. Только в зональный момент volgensis (дегезитовая трансгрессия – II, см. рис. 4.4) происходит открытие Каспийского пролива и объединение суббореальной и тетической ВМ (рис. 4.9). Бореальной ВМ в этот момент не было, поскольку для раннего апта нет свидетельств существования нормальных морских фаун в высоких широтах. Этот момент отмечен формированием горизонта горючих сланцев на достаточно большой площади Ульяновско-Саратовской синеклизы. Образование сланцев связано с совпавшей по времени сильной гумидизацией климата (до 75% зеленых водорослей Pterospermella в палиноспектрах [Барабошкин и др., 1999]) и снижением температуры, что возможно, обусловлено возникновением мусонного климата. Вследствие выпадения обильных осадков возникли условия стратификации ВМ. Последняя, как и для хорошо изученных бассейнов Западной Европы, усиливалась, благодаря речному стоку с западного борта бассейна РП. Стратификация ВМ привела к образованию аноксийных придонных условий, что подчеркнуто присутствием тонкодисперсных сульфидов в горизонте сланцев [Барабошкин и др., 1999]. Наиболее крупные дельтовые комплексы этого времени существовали на востоке Воронежской антеклизы, а запад Украинской синеклизы представлял собой влажную аллювиальную равнину [Воронова, 1990].

В конце раннего-начале среднего апта начинается снижение температуры при глобальном падении уровня моря. По мнению многих исследователей, в полярных регионах этого времени могли кратковременно существовать либо полярные шапки, либо льды [Frakes, 1999]. Бассейн РП мелеет, причем его осушение происходит с севера на юг.

Те же самые события отмечены в северокавказских разрезах формированием нескольких дельт вследствие увеличения сноса со Ставропольского свода. Это хорошо видно по развитию песчаного горизонта внутри глинистой толщи нижнего апта центральной части северокавказского бассейна. На западе и востоке этого бассейна продолжается образование фосфоритового горизонта конденсации, начавшееся еще в барреме. В среднем апте весь северокавказский бассейн представляет собой мелководный терригенный бассейн шельфового типа со штормовым характером седиментации, где преобладают песчаные, с глауконитом, фации. Этот шельф протягивался дальше на восток, и аналогичные толщи формировались на Мангышлаке, Туаркыре и Копетдаге. Температуры воды в Кавказских бассейнах понизились по сравнению с неокомским этапом и достигали 14,6–16,9° в бассейне Юго-Восточного Кавказа [Али-Заде, Алиев, 1975], но, возможно, были и более высокими [Ясаманов, 1973]. В бассейне Горного Крыма на протяжении раннего и среднего апта продолжается глубоководная пелагическая седиментация, а море медленно трансгрессирует в Причерноморскую синеклизу. На территории Присивашья и Юго-Восточного Приазовья началась морская трансгрессия, продолжившаяся в альбе. В апте здесь формируются песчаноглинистые осадки. Распределение фаций указывает на то, что источником обломочного материала был Украинский щит [Апостолова и др., 1974].

В позднем апте бассейн РП практически полностью осушается, море сохраняется лишь в южной части Прикаспийской синеклизы. Для северной части РП, равно как и для Печорской синеклизы, достоверные морские отложения верхнего апта неизвестны и, скорее всего, здесь существовали либо прибрежные, либо континентальные условия, что находит отражение в палиноспектрах: в разрезах баренцевоморских скважин происходит увеличение содержаний пыльцы хвойных. Осушение РП совпадает с воздыманием территории Урала и Западной Сибири. Возможно, в этот момент вновь закрывается бореальный бассейн: высокоширотные раннеаптские морские фауны достоверно неизвестны [Jeletzky, 1977; Baraboshkin, 2002].

Фаза деформаций происходит в конце апта в Горном Крыму: на месте Первой гряды образуются низкие горы. В пределах Горного Крыма терригенное осадконакопление полностью прекращается, перемещаясь в Равнинный Крым, район Каркинитской впадины, а также Причерноморской синеклизы на РП.

На рубеже апта и альба на юге Днестровско-Прутского междуречья накапливаются глинистые отложения. Снос материала в раннемеловой бассейн шел со стороны Русской платформы и со стороны Добруджи. Относительное превышение суши и ее расчлененность были, повидимому, значительными [Бобринский и др., 1965].

Территория Южного Прикаспия, Северного Кавказа, Мангышлака, Копетдага представляет собой в это время слабоопресненный мелководный бассейн шельфового типа, в котором повсеместно происходит накопление толщи глауконит-кварцевых песков, чередующихся с пачками глин. Положение зоны высокого давления над этой областью обеспечивает периодическое возникновение сгонного эффекта и развития системы апвеллингов, сопровождавшееся образованием фосфоритовых горизонтов.

Альбский век представляет собой единый цикл развития, в течение которого произошла переориентация всей системы проливов РП.

В раннем альбе происходит открытие Каспийского пролива и бореальная ВМ устремляется через него в южном направлении, что совпадает с перемещением зоны высокого давления и подтверждается массовыми замерами ориентировок фосфоритов. С бореальной ВМ высокоширотный аммонитовый комплекс с Gastroplitinae распространяется до мангышлакского бассейна, а, возможно, и южнее (арктгоплитовая бореальная трансгрессия, см. рис. 4.4). Бассейн РП представляет в этот момент область дельтовой и прибрежно-морской седиментации, вверх по разрезу сменяемой мелководно-морскими фациями с фосфоритами. Подобные условия развиваются в Московской и Ульяновско-Саратовской синеклизах, а также на территории современной Прибалтики. Каспийский пролив на юге РП в это время широко открыт, а Мезенско-Печорский пролив на севере РП, видимо, смещен в сторону Мезенской синеклизы, поскольку в Печорской синеклизе нет явных признаков морских отложений. Бассейн Русской плиты достаточно сильно опреснен (в палиноспектрах зеленые водоросли многочисленны). Среднегодовые температуры понижаются до 10°С, что совпадает с перемещением ВМ. В Прикаспийской синеклизе формируются преимущественно глинистые и глинисто-алевритистые толщи. Точно такие же образуются и на территории Скифской плиты, в особенности, ее кавказского сегмента.

Ранний альб в северокавказском бассейне характеризуется однообразным алевритисто-глинистым осадконакоплением. В Предкавказье море трансгрессирует далеко на север, перекрывает южную часть РП и юг Донбасса, хотя Ставропольский свод еще остается сушей. Опреснение бассейна, существовавшее в позднем апте, исчезает, а влажность несколько повышается. Повышенное содержание пыльцы хвойных объясняется, с одной стороны, наличием островных дуг в Закавказье, а с другой – достаточной удаленностью разрезов, в которых изучались палинокомплексы, от берега: двумешковая пыльца хвойных обладает лучшей плавучестью, чем споры и пыльца других растений. На трансгрессивные условия северокавказского бассейна указывают повышенные количества терригенного магнетита, устанавливаемые по магнитной восприимчивости пород [Барабошкин и др., 1997]; его содержание существенно снижается лишь к концу раннего альба.

Горный Крым представляет собой в раннем альбе горную местность с высоким рельефом, к северу и северо-востоку от которой происходит осадконакопление. В Восточном Крыму формируется глинистая толща, а в Равнинном – более грубообломочная песчано-глинистая. В связи с формированием горной суши в палиноспектрах возрастает доля пыльцы хвойных; а присутствие до 20% глейхейниевых указывает на достаточно высокую влажность.

В среднем альбе (рис. 4.10) погружается юго-западная часть Восточно-Европейской платформы, что, видимо, было связано с растяжением земной коры в районе современного черноморского бассейна, а также с продолжающейся субдукцией в Закавказье. В это время происходит быстрое погружение Причерноморской синеклизы, и – на ее продолжении – Ореховского пролива [Барабошкин, 2003]; открывается Брестский пролив (гоплитовая трансгрессия, см. рис. 4.4). Практически весь бассейн РП (за исключением Прикаспийской синеклизы) представляет собой мелководный морской бассейн, в котором образуются маломощные глауконит-кварцевые пески с горизонтами фосфоритов. Последнее обусловлено действием уже не бореальных, а тетических апвеллингов. Очевидно, что крайне малые глубины этого бассейна и его огромная ширина, сопровождающаяся затоплением источников сноса, послужили причинами высокой конденсации разрезов. Мезенско-Печорский пролив продолжает существовать до середины среднего альба, но во второй половине среднего альба в бассейне РП и бореальном бассейне уже нет общих форм, что свидетельствует о его закрытии. Каспийский пролив расширялся, но в результате начавшегося подъема Южного Урала и Мугоджар с восточного борта Прикаспийской синеклизы начинает интенсивно проградировать дельтовый комплекс и восточная часть Прикаспия превращается в аллювиальную равнину, периодически затапливаемую морем.

Бассейн Северного Кавказа в течение среднего альба продолжал расширяться в условиях продолжающегося эвстатического подъема уровня моря. Вероятно, уже к моменту intermedius Ставропольский свод полностью был перекрыт морем и прекратил размываться, что фиксируется по достижению магнитной восприимчивости пород нулевых значений [Барабошкин и др., 1997]. Увеличение в осадках тонкодисперсных сульфидов при общем обеднении бентосных сообществ указывает на ощутимый дефицит кислорода в придонных слоях воды.

К концу среднего альба в пределах Крымского региона фиксируется этап растяжения, сопровождающийся грабенообразованием. В Горном Крыму это системы мелких грабенов, в которые начинает ингрессировать море. В Равнинном Крыму этот процесс зашел дальше и сопровождался вулканизмом средне-основного состава (Каркинитская впадина). Первоначально он был локализован в Каркинитской впадине, а позже, уже в позднем альбе, продукты вулканической деятельности обнаруживаются и в Горном Крыму.

На середину позднего альба приходится наиболее высокий уровень моря в бассейне РП. Это отразилось в почти повсеместном распространении тонких глинистых морских позднеальбских осадков на востоке РП и биогенных кремнисто-спикуловых осадков – на западе РП, по периферии Украинского щита [Пастернак и др., 1970]. По всей видимости, под уровень моря была полностью погружена Воронежская антеклиза и большая часть Украинского щита: Ореховский пролив был заполнен морскими песчаными осадками [Дисса, 1965]. На территории Прибалтийской синеклизы в это время формировались дельтовые отложения (на востоке) ужупской свиты, переходящие к юго-западу, повидимому, в отложения морского генезиса [Григялис, 1963]. Продолжается расширение дельтовой системы в Восточном Прикаспии и уже существенная ее часть становится областью континентального аллювиального осадконакопления.

Во время формирования глинистых отложений позднего альба бассейн РП был достаточно мелководным. По оценкам А.С. Алексеева и др. [1996], его глубины на севере Московской синеклизы вряд ли превышали 90–100 м в начале раннего альба, а, скорее всего, были и того меньше. Вероятно также, что продолжительность существования максимальных глубин бассейна была очень коротковременной, на что указывает единственный интервал с планктонными фораминиферами в достаточно мощном разрезе паромоновской свиты. Можно допустить также, учитывая фораминиферовые датировки, что это «перемоновское событие» приходится на начало фазы Callihoplites vraconensis. Для окончания раннеальбского этапа по присутствию прослоев темпеститов предполагаются глубины в 40–50 м.

Прозднеальбский бассейн РП был относительно холодным, на что указывает небольшое количество карбоната в разрезе и присутствие своеобразного комплекса радиолярий со специфическим строением раковины [Алексеев и др., 1996; Казинцова, Олферьев, 1997]. Предполагается, что существовала устойчивая широкая связь между бореальным и тетическим бассейнами [Казинцова, Олферьев, 1997]. Мне представляется, что такой связи не существовало, и Мезенско-Печорский пролив был полностью закрыт. На это указывает отсутствие типично бореальных элементов в комплексе фауны данного бассейна. Среди крайне редких аммонитов и упоминаемых в литературе двустворок их просто нет; планктонные фораминиферы указывают на связь с бассейном Тетис, а большинство радиолярий близки к комплексам Крымско-Кавказского региона [Алексеев и др., 1996], хотя их комплекс на РП заметно беднее.

Удивительной особенностью позднеальбского бассейна РП является его слабая заселенность морскими организмами: находки моллюсков в «паромоновской свите» представляют почти исключительную редкость. Этот феномен можно объяснить следующим образом. Перемещение зоны высокого давления далеко на юг и отмечавшееся выше похолодание вызвало понижение среднегодовых температур до 10–11° и расширение Суббореального климатического пояса. Это, кстати, подтверждается и для других районов, примыкавших к бореальному поясу [Красилов, 1971; Красилов и др., 1981; Герман, Спайсер, 1997]. В то же время, закрытие Печорско-Мезенского пролива не создавало возможности для расселения суббореальных и бореальных морских фаун в южном направлении. Тетические морские фауны не могли заселять относительно прохладные воды данного бассейна (как показано А.С. Алексеевым др. [1996], в разрезе паромоновской свиты Северного Подмосковья имеется *единственный* прослой с планктонными фораминиферами). В результате, редкими обитателями этого огромного бассейна стали наиболее толерантные двустворки (*Birostrina*), лингулы и ракообразные. Альбский этап развития на РП завершается регрессией морского бассейна, повсеместным формированием песчано-алевритистых отложений с фосфоритами и окончательным изменением ориентации раннемелового субмеридионального бассейна на субширотную.

Северокавказские бассейны в позднем альбе были достаточно глубоководны, о чем свидетельствует увеличение разнообразия Desmoceratidae, появление полупланктонных аммонитов. На общем фоне погружения бассейна устанавливается несколько коротких регрессивных фаз (начало моментов cristatum, inflatum, rostratum – почти аналогичных трансгрессивным фазам бассейна Горного Крыма), на что указывает интенсивное поступление терригенного магнетита в глинистый бассейн седиментации. Кроме того, отмечается рост аноксийных явлений не только по присутствию тонкодисперсного магнетита, но и по эволюции бентосных сообществ, а также повышенным содержаниям органического углерода [Baraboschkin, Kopaevich, 1993; Барабошкин и др., 1997; Baraboshkin, 1999б]. Максимум развития аноксии приходится на моменты orbignyi-varicosum и rostratum-perinflatum. В конце альба вследствие роста интенсивности Закавказского вулканизма, пепловые прослои накапливаются и в разрезах Северного Кавказа [Baraboshkin, 19996] и являются хорошими маркирующими уровнями. Граница альба и сеномана в большинстве разрезов Северного Кавказа характеризуется развитием одного или нескольких стратиграфических перерывов различного генезиса, а также сменой типа осадконакопления с терригенного на карбонатный.

В бассейнах Горного Крыма в позднем альбе сперва ингрессирует (моменты orbignyi-inflatum), а затем – трансгрессирует море. Фазы трансгрессий почти идентичны кавказским и наиболее мощной является трансгрессия времени perinflatum, охватившая весь Юго-Западный Крым. В этот момент мелководный морской бассейн Крыма является областью смешенной карбонатно-терригенной седиментации, а на рубеже с сеноманом в нем происходит и вулканогенное осадконакопление, наиболее интенсивное – на крайнем юго-западе Крыма (район Балаклавы) и в Каркинитской впадине. Эпоха позднеальбского вулканизма в этом регионе часто связывается с началом формирования глубоководной впадины Черного моря [Nikishin et al., 2003].

Из приведенного материала видно, что основная роль в развитии бассейнов принадлежит климатическим явлениям, связанным с изменением уровня моря, температуры, воздушной циркуляции, а также региональным тектоническим процессам, влиявшим на открытие/закрытие морского бореально-тетического сообщения (проливов). Это, в свою очередь, влияло на характер распределения водных масс и аммонитовых фаун, и, следовательно, нашло отражение в построении зональных схем.

Заключение

Основные черты эволюции эпиконтинентальных бассейнов Северо-Восточного Перитетиса в раннем мелу показаны на рис. 5.7 в главе 5 данной книги. Из рисунка видно, что территория Северо-Восточного Перитетиса проходила в своем развитии несколько стадий. Раннемеловая палеогеография определялась существованием и развитием меридиональных прогибов, подобных Западному Внутреннему бассейну США. Эти прогибы были главными регуляторами перемещения Тетических и Борельных ВМ. Поскольку бассейны были очень мелководными, они не могли играть роль «буфера» между двумя крупнейшими акваториями.

Из представленной биостратиграфической схемы (см. табл. 4.1) следует, что РП находилась преимущественно под влиянием бореальных ВМ в неокоме и в начале альба. Наибольший импульс бореальной трансгрессии был в позднем готериве, когда бореальные ВМ достигли бассейнов Северного Кавказа и Крыма.

Бассейн РП испытывал также сильные колебания солености, с чем связано практически полное исчезновение стеногалинных форм, в частности, аммонитов, в барреме. Именно поэтому зональные шкалы баррема основаны на белемнитах. Продвижение тетических ВМ было наиболее активным в раннем берриасе, а также в апт-альбское время.

Тем не менее, использование «средиземноморского стандарта» возможно только на территории Крыма, тогда как Северный Кавказ– Туаркыр обнаруживают большее сходство с северо-западной Европой. Этот феномен отражает палеоклиматическую зональность всего региона.

Малые проливы не оказывали значительного влияния на палеогеографическую ситуацию. Возможно, что в берриас-готеривское время существовало несколько мелких трансуральских прогибов, что способствовало проникновению бореальных элементов на территорию РП. Эти проливы были закрыты в связи с тектоническими поднятиями Скифской плиты, Урала, Новой Земли и хребта Ломоносова, которые происходили в позднеготеривское–раннеаптское время.

Крупная тектоническая перестройка территории Северо-Восточного Перитетиса произошла в альб-сеноманское время, когда процессы рифтогенеза охватили всю территорию Крымско-Кавказского региона. В результате произошло закрытие меридиональных прогибов, сменившееся широтным сообщением между бореальными и тетическими бассейнами. Именно поэтому фаунистические комплексы Западной и Восточной Европы имеют большое сходство, что и отразилось в зональных биостратиграфических схемах.

Работа выполнена при поддержке РФФИ программы «Научные школы».

Глава 5

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ В ПОЗДНЕМ МЕЛУ

Введение

Палеогеография позднего мела Восточно-Европейской платформы и ее южного складчатого обрамления изучалась давно и хорошо документирована. Этим вопросам посвящено большое число работ, поэтому среди них мы отметим лишь наиболее важные. Первые схематические палеогеографические карты для территории Восточно-Европейской платформы были составлены еще А.П. Карпинским в его работе «Очерки физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические эпохи» [1887]. На них были показаны контуры морских бассейнов для всех периодов палеозоя и мезозоя. На этих картах отчетливо видны изменения площади бассейнов, их связи с океаном Тетис и бореальными акваториями на севере.

Схематические, но весьма точные поярусные фациально-палеогеографические карты Восточно-Европейской платформы и соседних с ней структур в позднем мелу впервые были составлены В.Н. Соболевской [1951]. Каждая карта была основана на пространственном распределении фаций, зафиксированных в нескольких десятках (40–80) разрезов. Сходные карты, подготовленные Д.П. Найдиным, опубликованы несколько позже П.А. Герасимовым и др. [1962].

Совершенно новый этап в восстановлении палеогеографии Русской платформы и ее обрамления представляют собой поярусные карты, составленные коллективом авторов под руководством В.А. Виноградова в 1961 и 1968 гг. На них изображены основные литологические типы пород, характерные для сеномана, турона-коньяка, сантона, кампана и маастрихта, элементы палеогеографической обстановки (глубины бассейнов от литоральных до абиссальных), показаны изопахиты, оконтурены области поднятий. Вместе с этим указана конкретная мощность отложений данного яруса в отдельных точках, как по обнажениям, так и по скважинам. Кроме того, эти палеогеографические карты демонстрируют активные во время формирования рассматриваемого стратиграфического интервала элементы геологической структуры: разломы разного типа и границы определенных тектонических структур.

В эти же годы публиковались материалы для отдельных частей этого обширного региона. Карты осадков и мощностей Урало-Эмбенского района приведены С.Н. Колтыпиным [1957]. Всего он составил восемь карт: для сеномана, турона-конька, нижнего сантона (зоны Belemnitella praecursor), верхнего сантона, кампана, зоны Belemnitella langei, относимой в то время к нижнему маастрихту, а ныне принадлежащей терминальному кампану, нижнего и верхнего маастрихта (зон Belemnella lanceolata и B. americana, соответственно).

В работе О.В. Флеровой и А.Д. Гуровой [1958] опубликованы литофациальные карты центральных областей Восточно-Европейской платформы (от Брянска до Самары и Казани) для сеноманского, туронконьякского, сантонского, кампанского и маастрихтского веков. Поярусные литолого-фациальные карты Волго-Уральской области были составлены Т.Л. Дервиз [1959]. Карты мощности и литологии осадков для сеномана и сенона-маастрихта опубликованы М.М. Москвиным [1962]. Позднемеловая палеогеография Закаспия также достаточно интенсивно изучалась в шестидесятые годы [Фартуков, 1964; Орехова, 1967].

В восьмидесятые-девяностые годы прошлого века интерес к палеогеографии мелового периода снова активизировался. Была проделана огромная работа по обобщению новых лито- и биостратиграфических данных по территории юга СССР [Алиев и др., 1986; Смирнов, 1998; Ташлиев и др., 1982, Ташлиев, Товбина, 1992].

Огромная работа по составлению глобальных литолого-палеогеографических карт для мелового периода в последние годы была проделана коллективом авторов по проекту «Теплая биосфера» [Жарков и др., 1995, 1998]. Ими были составлены мелкомасштабные литолого-палеогеографические карты для всех веков мелового периода, на которых впервые с одинаковой детальностью отображены особенности континентального и океанического осадконакопления. Особенный упор сделан на климатические обстановки, которые отразились в распределении на континентах областей эвапоритовой и красноцветной седиментации, угленакопления, боксито- и каолинитообразования. Однако эти карты слишком генерализованы для того, чтобы на них показать важные детали в пределах отдельно взятой тектонической структуры. К примеру, на Восточно-Европейской платформе смена терригенного осадконакопления на карбонатный произошла в начале турона. Установившийся с этого времени карбонатный тип осадконакопления сохранялся на большей части платформы до конца мелового периода.

В данном цикле статей приведена краткая характеристика палеогеографических карт нового поколения, составленных в рамках международной программы «Пери-Тетис» [Dercourt et al., 1999]. Их принципиальным отличием от ранее существовавших карт является показ палеогеографической ситуации весьма обширного региона в переломные, наиболее интересные моменты его геологической истории. Этим существенно снижается та высокая степень осреднения, которая свойственна имеющимся картам, суммирующим информацию по целому веку, длительностью до 10 млн. л. Для построения карт «Пери-Тетиса» выбраны более кратковременные срезы (около 2–3 млн лет), позволяющие приблизиться к характеристике «мгновенных» палеогеографических параметров.

Такими моментами, по мнению руководителей проекта, в позднем мелу были поздний сеноман, ранний кампан и поздний маастрихт. Эти интервалы и рассматриваются в предлагаемой работе. Палеогеография Урала и прилежащих районов Западной Сибири в основном изложена по работам Э.О. Амона [2001] и его коллег из Уральского научного центра. Краткая характеристика этих карт недавно была опубликована [Baraboshkin et al., 2003].

Стратиграфическая основа

В статье в качестве стратиграфической основы использованы недавно опубликованная общая шкала и региональная схема верхнего мела Восточно-Европейской платформы [Олферьев, Алексеев, 2002]. Как известно, биостратиграфия верхнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и прилежащих регионов традиционно была основана на западноевропейском стандарте, что обусловлено сходством таксономического состава позднемеловой морской биоты этих двух крупных регионов. Именно по этой причине эта акватория обычно включается в Европейскую палеобиогеографическую область [Najdin, 1969; Beniamovskii, Kopaevich, 1998].

К сожалению, литостратиграфическое расчленение разработано далеко не для всех районов рассматриваемого региона и не получило еще широкого употребления. И хотя недавно были утверждены унифицированные схемы для Русской платформы, Северного Кавказа и Казахстана, характеристики многих местных подразделений – свит, слоев, пачек и толщ до сих пор не опубликованы.

Биостратиграфическое деление основано на распространении в разрезах остатков, главным образом, иноцерамов и белемнитов (сеноманконьяк), либо только белемнитов (кампан и маастрихт) (табл. 5.1). Остатки

Таблица 5.1

	СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ				
CHCTEMA	отдел	SPVC	TIORENTYC	ЛОНА И ПОДЛОНА ПО МОЛЛЮСКАМ И ИГЛОКОЖИМ	ЗОНЫ ПО БЕНТОСНЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ
Меловая	ВЕРХНИЙ	МААСТРИХТСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Belemnitella junior - Neobelemnella kazimiroviensis	Brotzenella praeacuta- Hanzawaia ekblomi
			НИЙ	Belemnella sumensis	Brotzenella complanata
			НИРЖС	C S S S S S S S S S S S S S S S S S S S	Neoflabellina reticulata
		KAMIIAHCKHЙ	верхний	Belemnella licharevi/Micraster grimmensis	Angulogavelinella gracilis
				Belemnitella langei langei/Didymoceras donezianum Belemnitella langei minor/Bostrychoceras Belemnitella langei minor/Bostrychoceras	Globorotalites emdyensis
				Hoplitoplacenticeras coesfildiense/Belemnitella mucronata mucronata	Brotzenella monterelensis
			ңинжин	Belemnellocamax mammilatus	Cibicidoides
				Belemnitella mucronata alpha	temirensis
				Belemnitella praecursor mucronatiformis	Gavelinella clementiana clementiana
		САНТОНСКИЙ	ЕРХНИЙ	Sphenoceramus patootensis/	Gavelinella
				Belemnitella praecursor praepraecursor	stelligera
			нижний	Texanites texanus/Sphaenoceramus cardissoides/Belemnitella propinqua propinqua	Gavelinella infrasantonica
		КОНЬЯКСКИЙ	PEJTHAŘÍ BEPX	Magadiceramus subquadratus	Gavelinella
				Volviceramus involutus Volviceramus koeneni	thalmanni
			нижний с	Cremnoceramus crassus - Cremnoceramus deformis Cremnoceramus brogniarti Cremnoceramus rotundatus	Gavelinella kelleri
		ТУРОНСКИЙ	BEPX.	Mytiloides scupini - Mytiloides incertus Mytiloides striatoconcentricus Inoceramus costellatus	Gavelinella
			РЕДНИЙ	Inoceramus lamarcki Inoceramus apicalis	moniliformis
			Ж	Mytiloides labiatus-Mytiloides kossmati	Gavelinella
			НИ	Actinocamax plenus triangulus	nana
		MAHCKUЙ	BEPX.	Inoceramus pictus bohemicus Inoceramus pictus bohemicus Inoceramus pictus, Actinocamax Dienus Iongus	Lingulogavelinella
			CPEA.	Acanthoceras rhotomagense/ Inoceramus crippsi	globosa
		СЕНО	HINDK.	Turrilites costatus-Schloenbachia varians/ Actinocamax primus primus-Neohibolites ultimus Inoceramus crippsi	Gavelinella cenomanica

аммонитов весьма редки и известны, главным образом, в сеномане. Именно по этой причине аммониты очень ограниченно используются в стратиграфических схемах.

Важной группой для стратиграфии этого обширного региона являются фораминиферы. Однако применение стандартной планктонной шкалы [Robaszynski, Caron, 1995] возможно лишь в Крыму и на Северном Кавказе [Маслакова, 1978; Самышкина, 1983]. Для Восточно-Европейской платформы и Мангышлака предложена дробная зональность по бентосным фораминиферам [Найдин и др., 1984; Beniamovskii, Kopaevich, 1998; Олферьев, Алексеев, 2003]. Эта шкала достаточно уверенно сопоставляется с некоторыми западноевропейскими схемами [Robaszynski et al., 1985; Schönfeld, 1990; Schönfeld, Burnett, 1991; Gawor-Biedowa, 1992].

Зональное расчленение по нанопланктону на основе современных шкал У. Сиссиха [Sissingh, 1977], К.Перш-Нильсен [Perch-Nielsen, 1985] и Дж. Барнетт [Burnett, 1998] пока осуществлено только для нескольких опорных разрезов [Alekseev et al., 1999; Ovechkina, Alekseev, 2002; Овечкина и др., 2003].

В предлагаемой статье обсуждаются схемы и опорные разрезы лишь для тех стратиграфических уровней, которые были выбраны для составления карт [Dercourt et al., 2000].

Верхний сеноман выделен по планктонным фораминиферам и нанопланктону в Крыму и на Северном Кавказе, по бентосным фораминиферам на Восточно-Европейской платформе и на Мангышлаке (см. табл. 5.1). Индекс-вид одной из верхнесеноманских зон аммонит Neocardioceras juddii (Barrois et Guerne) установлен только на Мангышлаке [Marcinowskii et al., 1995]. Другие виды аммонитов, характерные для этого временного интервала, неизвестны даже в Крыму, где сеноманские аммониты хорошо изучены [Marcinowskii, 1980; Gale et al., 1999].

В общей шкале верхний сеноман понимается в объеме четырех аммонитовых зон [Олферьев, Алексеев, 2002]. Им соответствуют зоны Rotalipora cushmani (верхняя часть) и Whiteinella archaeocretacea (нижняя часть) по планктонным фораминиферам и зона Lingulogavelinella globosa (верхняя часть) по бентосным фораминиферам.

Верхний сеноман Восточно-Европейской платформы представлен конденсированными терригенными осадками с многочисленными перерывами, которые часто маркируются фосфоритами (рис. 5.1). В большинстве районов, особенно на востоке, верхнесеноманские отложения, по-видимому, были уничтожены эрозией в раннем туроне и их следы сохранились лишь в виде фосфоритов, залегающих в основании турона [Baraboshkin et al., 1998]. Там, где он сохранился от размыва, верхний сеноман представлен известковистыми песками с желваками фосфоритов и бедным комплексом органических остатков. Однако среди них можно



Рис. 5.1. Опорные разрезы верхнего сеномана: Крым [Алексеев и др., 1997]; Северный Кавказ [Tur, 1994]; Мангышлак [Найдин и др., 1984]; Русская платформа - Банновка [Baraboshkin et al., 2003]; Сурское [Глазунова, 1972]

отметить такие важные в стратиграфическом отношении формы как белемниты Praeactinocamax plenus (Blainville) [Найдин, 1964]. Верхнесеноманские отложения содержат также комплекс бентосных фораминифер зоны Lingulogavelinella globosa и ассоциацию кокколитофорид зоны Microrhabdulus decoratus. Следует отметить, что нижние границы этих подразделений на самом деле располагаются в среднем сеномане. Лишь в Нижнем Поволжье близ кровли сеноманской меловатской свиты установлены планктонные фораминиферы зоны Whiteinella archaeocretacea Pessagno.

Мощность верхнего сеномана не превышает 2-4 м, в большинстве случаев составляя первые десятки сантиметров, но это не препятствует их использованию для идентификации возраста. Так, в разрезе Сурское (Ульяновская область) никольская толща верхнего сеномана представлена глауконитовыми песками и алевритами с желваками фосфоритов, мощность которых составляет 6 м [Глазунова, 1962]. В наиболее северных районах развития верхнего мела (Московская и Рязанская области) к верхнему сеноману условно может быть отнесена ляминская свита, представленная некарбонатными мелко-среднезернистыми глаукониткварцевыми песками [Олферьев и др., 2000]. Возраст пород определяется по стратиграфическому положению и присутствию в их подошве (переотложенных - ?) аммонитов нижнего и среднего сеномана. Западнее (Смоленская область) ляминские пески замещаются тонкими биотурбированными глауконитовыми алевритами ельнинской свиты, содержащими фораминиферы зоны Lingulogavelinella globosa. Далее на запад в Белоруссии ельнинские алевриты по латерали сменяются мергелями и мелом с тем же комплексом микрофауны.

Южнее – на склонах Воронежской антеклизы – к верхнему сеноману относятся известковые глауконит-кварцевые пески дятьковской свиты, с перерывом перекрывающие так называемую фосфоритовую плиту («курский самород», «северский остролит»), принадлежащую нижнесеноманской полпинской свите. В наиболее полных разрезах, в незначительной степени затронутых предтуронским размывом, в верхней части дятьковской свиты фиксируется горизонт твердого дна в виде сцементированных фосфоритов.

На территории Днепровско-Донецкой впадины верхний сеноман представлен песчаниками, а в Донбассе отложения этого интервала отсутствуют, так же, как и на большей части Прикаспийской впадины. На территории Предкарпатья и Молдавии верхний сеноман представлен карбонатными фациями – известняками, местами со значительной примесью кластического материала [Собецкий и др., 1982]. В пределах Причерноморской впадины верхний сеноман сложен относительно глубоководными осадками – мергелями, глинистыми и песчанистыми известняками, местами кремнистыми породами с комплексом планктонных фораминифер зоны Rotalipora cushmani. Общая мощность сеномана достигает здесь 180 м, отложения верхнего сеномана не превышают 60 м [Астахова и др., 1984].

Верхнесеноманские отложения Горного Крыма сложены белыми мелоподобными известняками с редкими прослоями зеленоватых мергелей, которые входят в состав белогорской свиты. Мощность их колеблется от 10 до 20 м. Большая по мощности часть этих отложений содержит комплекс фораминифер верхней части зоны Rotalipora cushmani [Алексеев и др., 1997, Кузьмичева, 2001]. Верхняя граница сеномана в Крыму литологически изменчива. В одних разрезах контакт сеномана и турона совпадает с резкой границей размыва, в других - в кровле сеномана располагается пласт темно-окрашенного мергеля, обогащенного органическим веществом с кварцем, глауконитом, остатками рыб и следами Chondrites (разрез Аксудере, см. рис. 5.1). Этот интервал относится к нижней части зоны Whiteinella archaeocretacea и интерпретируется как проявление позднесеноманского бескислородного события - ОАЕ2 [Найдин, Алексеев, 1981; Найдин, Кияшко, 1994; Алексеев и др., 1997; Gale et al., 1999]. Граница сеномана и турона в этом районе совмещается с появлением планктонных фораминифер Dicarinella hagni [Kopaevich, Walaszczyk, 1990; Кузьмичева, 2001; Kopaevich, Kuzmicheva, 2002].

Сеноман на территории Дагестана и Чечни представлен ритмичным переслаиванием известняков и мергелей верхней части аймакинской свиты [Алиев и др., 1986]. Для них характерны зеленоватый оттенок и линзовидно-брекчевидная слоистость. Общая мощность сеномана в пределах распространения аймакинской свиты достигает 80 м. Верхнесеноманские отложения в разрезе Басс (Чечня) состоят из двух пачек: серых глинистых известняков с бентонитовыми прослоями в нижней части и светло-серых известняков с несколькими темно-окрашенными слоями в верхней. В верхней пачке встречаются также конкреции кремней.

В разрезах Чечни и Дагестана для расчленения сеномана также используется тетическая планктонная фораминиферовая зональность. Здесь выделяется та же последовательность: зона Rotalipora cushmani, отвечающая среднему и большей части верхнего сеномана и зона Whiteinella archaeocretacea, включающая интервал между последними *Rotalipora* и первыми *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli). Нижней части этой зоны соответствует пачка с темно-окрашенными прослоями. Граница сеномана и турона располагается внутри зоны Whiteinella archaeocretacea и совпадает с появлением первых *Dicarinella hagni* (Scheibnerova) [Tur, 1994]. Этому интервалу отвечает пачка с кремнями.

В центральной части Северного Кавказа, в междуречье рек Хеу-Хокодзь, в Западном Предкавказье мощность сеноманских отложений резко сокращаются иногда до 10 м [Москвин, 1962, 1986]. В Западном Предкавказье верхнесеноманские отложения представлены толщей переслаивания кремнистых известняков и известняков, входящих в состав джинальской свиты. На Северо-Западном Кавказе на уровне верхней части сеномана-нижней части турона выделяется ананурская свита, которая характеризуется наличием прослоев, обогащенных органическим веществом [Алиев и др., 1986].

Сеноманские отложения на Мангышлаке представлены песчаноглинистыми породами, с тонкими прослоями карбонатных глин и алевролитов. Общая мощность сеноманских отложений варьирует от 5 до 120 м, увеличиваясь в восточном направлении. В западной части Горного Мангышлака верхнесеноманские отложения обычно отсутствуют и достоверно установлены только в двух разрезах – Коксыиртау и Аксыиртау [Найдин и др., 1984; Marcinowskii et al., 1996; Йолкичев, Найдин, 2000]. На остальной территории Мангышлака о былом присутствии среднего и верхнего сеномана свидетельствуют лишь фосфатизированные ядра морских ежей, брахиопод и моллюсков, попадающиеся в основании турона.

Верхний сеноман в разрезе Коксыиртау представлен песками, алевритами и глинами мощностью 8 м с прослоями темно-серых, почти черных слабо слоистых разностей с высоким содержанием Соорг (до 5%). Этот интервал представляет собой проявление бескислородного события ОАЕ 2 [Gale et al., 1999] и содержит большое количество ростров белемнитов Praectinocamax plenus plenus (Blainv.). В Англо-Парижском бассейне эпиболь этого вида расположен в зоне Metoicoceras geslinianum [Wright, Kennedy, 1981]. В 2,7 м выше горизонта с Praeactinocamax plenus (Blainv.) был найден аммонит Neocardioceras juddii (Barrois et Guerne), а в 4 м выше – первые Watinoceras amudariense (Arkh.). Последний вид, по мнению Р. Марциновского, обладает значительным морфологическим сходством с Watinoceras devonense Whright et Kennedy, видом-индексом основания нижнего турона [Marcinowskii et al., 1996]. Верхняя часть сеномана в разрезах Коксыиртау и Аксыиртау содержит комплекс фораминифер с преобладанием бескилевых планктонных Hedbergella и Whiteinella, что подтверждает существование кислородного дефицита в придонных водах [Kopaevich et al., 1999].

Нижний кампан. Объем нижнего кампана для целей данной работы определяется нами в объеме зон, показанных в табл. 5.1. Отложения этого интервала широко распространены на описываемой территории и представлены трансгрессивной серией преимущественно карбонатных осадков. Нижняя граница нижнего кампана различным образом выражена в разных районах. Она может быть очень резкой в том случае, если совпадает с гиатусом; иногда основание кампана связано с формированием горизонта конденсации. Во многих случаях переход от сантона к кампану лишен следов какого-либо перерыва.

В пределах Восточно-Европейской платформы нижнекампанские отложения фациально изменчивы. Так, в Брянской и Курской областях они представлены песками и песчанистыми мергелями унечской свиты, мощность которых колеблется от 20 до 30 м. В пределах Московской синеклизы нижний кампан сложен кремнисто-терригенными породами теньтиковской свиты – глинами, опоками, трепелами с богатым комплексом раковин диатомей и радиолярий. В Ульяновско-Саратовском прогибе на начало кампанского века приходится перерыв и осадконакопление начинается со второй половины фазы Cibicidoides temirensis. Нижнекампанские отложения фациально меняются с юго-запада на северо-восток от песков и песчаников рыбушкинской свиты через песчаные мергели пудовкинской свиты к мергелям и мелам сенгилеевской свиты. Большую помощь здесь оказывает расчленение на основании нанопланктона, которое известно для разрезов Ульяновского Поволжья [Дмитренко и др., 1988].

На юге Восточно-Европейской платформы (Днепровско-Донецкая впадина, Донбасс, Причерноморская впадина) нижнекампанские отложения представлены мергелями и известняками, а на большей части Прикаспия – писчим мелом (вольновская свита). В восточной части Прикаспийской впадины в бассейнах рек Темир и Илек, а также в Примугоджарье писчий мел сменяется песками и карбонатными слабо сцементированными песчаниками с обильными раковинами Oxytoma tenuicostata (Röemer) [Папулов, Найдин, 1979].

В качестве опорного для нижнего кампана может быть приведен хорошо изученный разрез у села Закотное в Днепровско-Донецком районе (рис. 5.2). Нижнекампанская часть представлена здесь мергелями и мелом (15 м), нижняя часть содержит раковины Oxytoma tenuicostata (Röemer), Actinocamax laevigatus Arkh., Gonioteuthis granulata quadrata (Stoll.), и выше – Gonioteuthis quadrata (Blainv.) [Иванников, Найдин и др., 1980]. На основании комплексов бентосных фораминифер в этом интервале выделены зоны Gavelinella clementiana и Cibicidoides temirensis (см. рис. 5.2). Следует отметить, что в породах этого интервала на большей части платформы встречены многочисленные ростры белемнитов. Среди микрофауны везде преобладают бентосные фораминиферы, причем комплексы этой группы весьма схожи с западноевропейскими [Beniamovskii, Kopaevich, 1998].



Рис. 5.2. Опорные разрезы нижнего кампана: Крым [Алексеев, 1989]; Северный Кавказ [Алиев, Миркамалов, 1986]; Мангышлак [Копаевич, Беньямовский, 1999]; Русская платформа [Найдин, Иванников, 1980]

Положение границы сантона и кампана на платформе до сих пор дискуссионно, что связано с неопределенностью стратиграфической позиции так называемых «птериевых слоев». Этой проблеме были посвящены несколько научных полевых симпозиумов, результаты которых были опубликованы [Папулов, Найдин, 1979, Найдин, Иванников, 1980]. Однако до окончательного ее разрешения еще далеко, поскольку у каждого исследователя свое представление о первоначальном объеме этой стратиграфической единицы. Положение сантон-кампанской границы трудно определимо по бентосным фораминиферам, так как она располагается внутри зоны Bolivinoides strigillatus – BF2 [Beniamovskii, Kopaevich, 1998]. Недостаточно обоснованным является и смена комплексов иноцерамов на этой границе, а остатки аммонитов на территории Восточно-Европейской платформы отсутствуют, крайне редки они и в других изученных регионах.

Кампанские отложения широко распространены в Горном Крыму и входят в состав кудринской свиты, включающей в себя также сантонские и маастрихтские отложения [Астахова и др., 1984]. Они имеют весьма значительную мощность (до 400 м), и представлены карбонатными породами (мергелями и мелоподобными известняками) с остатками белемнитов, иноцерамов, а также обильными планктонными и бентосными фораминиферами. Комплекс фоссилий в Крыму очень близок к комплексам из Западной Европы. Нижнекампанские отложения в ряде мест Горного Крыма трансгрессивно залегают на различных стратиграфических горизонтах, начиная от верхнего альба и до верхнего сантона включительно. В Юго-Западном Крыму они представлены пачкой переслаивания серых, зеленовато-серых мергелей и белых известняков с редкими черными кремнями общей мощностью 50-90 м (см. рис. 5.2). В опорном разрезе Аксудере находки макрофоссилий в основании кампана крайне скудны и представлены несколькими рострами Actinocamax quasiverus Naidin, Gonioteuthis sp., и иноцерамами Inoceramus azerbaydjanensis Aliev, I. brancoi Wegner, I. muelleri Petrascheck, встречающимися сразу выше уровня с Marsupites testudinarius Schlotheim [Алексеев, 1989]. Данные по фораминиферам и наннофоссилиям также указывают на нижнекампанский возраст этих отложений. По планктонным фораминиферам эти отложения относят к зоне Globotruncanita elevata [Macлакова, 1978], здесь же установлена зона Arkhangelskiella specillata (известковые нанофоссилии) [Шуменко, Стеценко, 1978]. Следует отметить, что первые экземпляры зональной формы Globotruncanita elevata отмечены еще в слоях с Marsupites, также как и в опорных разрезах Западной Европы [Rawson, Dhondt, 1996].

Нижнекампанские отложения Северного Кавказа представлены чередованием белых известняков, серых и зеленовато-серых глинистых известняков и мергелей. Общая мощность их составляет от 50 до 90 м в Чечне и Дагестане (см. рис. 5.2). Они входят в состав морадамеэрской свиты в Дагестане и зольской (басской) свиты в Чечне [Алиев и др., 1986]. В разрезе Басс нижний кампан содержит ростры белемнитов, остатки иноцерамов, морских ежей и редкие аммониты. В разрезах карбонатного Дагестана встречены остатки Marsupites testudinarius Schlotheim. На уровне нижнего кампана на территории Восточного Кавказа выделяется зона Globotruncanita elevata=G. stuartiformis [Самышкина, 1983]. Кроме того, нижнекампанские отложения Кавказского региона содержат представительный комплекс бентосных фораминифер, что значительно упрощает их корреляцию с разрезами юга Восточно-Европейской платформы. Среди них следует отметить присутствие видов рода Bolivinoides, который пользуется весьма широким географическим распространением, а также различные Gavelinella [Ботвинник, 1982; Beniamovskii, Kopaevich, 1998, 2000]. Так, в Центральном Предкавказье нижний кампан выделен в составе зольской свиты и содержит комплекс фораминифер зоны Bolivinoides decoratus. На территории Западного Предкавказья и Северо-Западного Кавказа выделен интервал, соответствующий трем пачкам морадамеэрской свиты.

Кампан на Мангышлаке – чистый белый мел. Нижняя граница кампана совпадает с исчезновением остатков криноидей *Marsupites testudinarius* (Schlotheim) [Акимец и др., 1979]. Для нижней части кампана характерно обилие мелких морских ежей (*Offaster и Galeola*) [Кораеvich et al., 1999]. Встречаются также редкие белемниты и иноцерамы. Писчий мел Мангышлака содержит обильный и разнообразный комплекс бентосных фораминифер, который позволяет установить в сантон-кампанском интервале последовательность зон Bolivinoides strigillatus (BF2), Gavelinella clementiana (BF3), Bolivinoides decoratus (BF4) [Beniamovskii, Kopaevich, 1998]. Комплексы фораминифер нижнего кампана Мангышлака и большей части Закаспия сходны с встреченными на Восточно-Европейской платформе. В качестве опорного разреза для кампанских отложений этого региона может быть выбран разрез Аксыиртау (см. рис. 5.2).

Верхний маастрихт. Верхний маастрихт понимается нами в объеме региональной зоны Belemnitella junior–Neobelemnella kazimiroviensis, которая соответствует зонам Anapachydiscus fresvillensis и Anapachydiscus terminus общей шкалы [Олферьев, Алексеев, 2002]. Внутри маастрихта четко выделяются два трансгрессивных импульса – в самом начале маастрихта и в начале позднего маастрихта. В краевых частях бассейна в основании маастрихта наблюдается гиатус; кроме того, многие разрезы содержат также гиатус на границе маастрихта и дания. Только некоторые разрезы Северного Мангышлака – Кызылсай и Кошак содержат непрерывный переход от маастрихта к данию с горизонтом пограничных глин (boundary clay). Для этих глин характерны повышенные содержания иридия [Найдин и др., 1984].

Отложения верхнего маастрихта фациально разнообразны, особенно в разрезах Восточно-Европейской платформы, что связано с ее тектонической активностью в этот период [Nikishin et al., 1999]. Во многих разрезах его отложения были уничтожены процессами последующей эрозии, имевшей место в начале палеоцена. Осадки верхнего маастрихта сохранились лишь в Днепровско-Донецкой депрессии, в Поволжье, Предкавказье и на Северном Кавказе, в Прикаспийской впадине и Закаспии.

Верхний маастрихт в разрезе Ключи, расположенном недалеко от Саратова [Alekseev et al., 1999] охарактеризован карбонатными глинами и мелоподобными мергелями николаевской свиты, мощность которых – 13–15 м (рис. 5.3). Данные отложения характеризуются богатой ассоциацией бентосных фораминифер зон Brotzenella praeacuta и Hanzawaia ekblomi (BF12–BF13). На этом уровне также выделены зоны Neobelemnella kazimiroviensis (белемниты) и Nephrolites frequens (нанопланктон). Корреляция с разрезами Западной Европы в этом интервале достигает высокой степени точности. С точки зрения сопоставления с другими разрезами крайне интересен разрез г. Актулагай, располагающийся в юговосточной части Прикаспийской впадины, в котором распределение белемнитов возможно связать с распределением бентосных, планктонных фораминифер и известкового нанопланктона [Акимец и др., 1983; Дмитренко, 1978].

Маастрихтские отложения пользуются широким распространением в Горном Крыму и входят в состав кудринской свиты. Они имеют мощность до 100–150 м и представлены в основном карбонатными породами – алевритовыми мергелями и мелоподобными мергелями с обильными остатками белемнитов, иноцерамов, планктонных и бентосных фораминифер [Алексеев, 1989; Alekseev, Kopaevich, 1997]. Верхний маастрихт в Юго-Западном Крыму представлен регрессивной серией осадков старосельской свиты. Здесь верхний маастрихт связан непрерывным переходом с отложениями нижнего маастрихта и с размывом перекрывается песчаниками и известняками датского яруса. Мощность верхнего маастрихта колеблется от 40 до 80 м. Особенностью этого интервала является постепенное увеличение роли терригенного алевритового и мелкопесчаного материала в составе пород вверх по разрезу.





Верхние пачки маастрихта сложены известковистыми алевролитами и мелкозернистыми известковистыми песчаниками. В Центральном Крыму разрез в целом такой же, однако породы более грубые, сильно алевритистые, с весьма ярко выраженной ритмичностью флишоидного характера. Мощность их достигает здесь 100 м. Одновременно в Восточном Крыму накапливалась относительно глубоководная флишоидная толща ритмично чередующихся мергелей и алевролитов клементьевской свиты (разрез близ пос. Коктебель, гора Клементьева). В основании клементьевской свита имеется гиатус, диапазон которого сильно варьирует. Так, в разрезе г. Клементьева верхнемаастрихтские отложения подстилаются песчано-глинистыми отложениями верхнего альба. Общая мощность верхнемаастрихтских отложений на территории Крыма варьирует от 0 до 200 м. В Горном Крыму верхний маастрихт характеризует богатый комплекс макрофоссилий, среди которых следует отметить Neobelemnella kazimiroviensis (Skolozdrowna) и Pachydiscus ex gr. neubergicus (Hauer) [Йолкичев, Найдин, 2002]. В верхней части разреза весьма многочисленны остатки двустворок Pycnodonte vesiculare Lamarck, P. mirabile Rousseau и Microchlamys acuteplicata (Alth) [Dhondt, 1999].

В опорном разрезе горы Бешкош (см. рис. 5.3) установлено присутствие нанопланктонного комплекса верхнемаастрихтской зоны Nephrolithes frequens, а комплекс бентосных фораминифер позволяет выделить здесь зоны Brotzenella praeacuta (BF12) и Hanzawaia ekblomi (BF13) [Alekseev, Kopaevich, 1997]. Единично встречаются и такие маркеры верхнего маастрихта, как *Abathomphalus mayaroensis* (Bolli) и *Pseudotextularia elegans* Rzehak. Таксономический состав комплексов бентосных фораминифер весьма сходен с фораминиферовыми ассоциациями из Северо-Западной Европы [Robaszynski et al., 1985; Robaszynski, Christensen, 1989; Schönfeld, 1990]. Турбидитные фации Восточного Крыма содержат богатый и разнообразный комплекс планктонных фораминифер зоны Abathomphalus mayaroensis.

На Северном Кавказе маастрихтские отложения широко распространены и представлены карбонатными породами. Маастрихтские отложения Чечни и Дагестана представлены однообразной толщей известняков с прослоями мергелей. Известняки сильно глинистые, трещиноватые, причем трещиноватость обусловлена присутствием многочисленных стилолитовых швов. Верхнемаастрихтские отложения представлены 80-90 м толщей ритмично переслаивающихся глинистых и детритовых известняков, содержащими глыбы более древних коньяк-сантонских известняков (см. рис. 5.3). Они выделены в составе чабанской свиты в Дагестане и нехилойской свиты в Чечне, где также выделена пачка чабанской свиты. Породы содержат богатый комплекс макрофоссилий аммонитов, белемнитов, брахиопод, морских ежей и, особенно, иноцерамов, которые используются для зонального расчленения [Walaszczyk, Smirnov, 1999]. Комплекс планктонных фораминифер представлен ассоциацией зоны Abathomphalus mayaroensis (см. рис. 5.1, 5.2) [Ботвинник, 1982; Самышкина, 1983; Алиев и др., 1986].

В западной части Северного Кавказа отложения маастрихта представлены аналогами чабанской свиты, а их расчленение проводится преимущественно по литологическим признакам, так как органические остатки там крайне бедны. Во флишевой зоне верхний маастрихт хорошо обнажен в разрезе Бета, который расположен в Новороссийском синклинории вдоль побережья Черного моря [Gabdullin et al., 1999]. Эта толща представляет собой флиш, состоящий из переслаивания песчаников, мергелей и известняков (мощностью 450–500 м). Состав ассоциации планктонных фораминифер позволяет выделить здесь зону Abathomphalus mayaroensis, а нанопланктонный комплекс соответствует подзонам Arkhangelskiella cymbiformis (CC25a)–Micula murus (CC25c).

На Мангышлаке верхний маастрихт фациально неоднороден. В осевой зоне (Северный и Южный Актау) это в основном толща сравнительно мелководных детритовых, иногда сильно песчанистых известняков, в том числе, с тепловодными крупными фораминиферами орбитоидами. Здесь в кровле маастрихта повсеместно выражен перерыв. Севернее, в зоне перехода к полуострову Бузачи верхний маастрихт представлен белым писчим мелом с многочисленными горизонтами «твердого дна». Верхний маастрихт литологически неотличим от нижнего, а в наиболее полных разрезах наблюдается также и постепенный переход от маастрихта к данию. Граница между мааастрихтом и данием в непрерывных разрезах маркируется прослоем глин, толщиной от 1 до 4 см. Мощность верхнего маастрихта достигает 100 м. Ближе к оси Мангышлакского поднятия верхнемаастрихтские отложения представлены более мелководными карбонатами – песчанистыми мергелями и биокластическими известняками мощностью от 50 до 80 м. Такой же характер они имеют на Туаркырском поднятии и Красноводском плато.

Верхний маастрихт на Мангышлаке содержит богатый комплекс макрофоссилий – аммонитов Hoploscaphites constrictus constrictus (J. Sowerby), H. constrictus crassus (Lopuski); белемнитов Neobelemnella kazimiroviensis (Skolozdrowna); морских ежей Echinocorys ciplyensis Lambert, E. arnaudi Seunes, E. meudonensis Lambert, E. pyramidata Portlock, Gauthieria radiata broecki Lambert и Salenidia pygmea (von Hagenow) [Москвин и др., 1988]. Верхнемаастрихтский писчий мел содержит также богатый комплекс бентосных фораминифер зоны Brotzenella praeacuta (BF12) в нижней части и Hanzawaia ekblomi (BF13) в верхней [Найдин и др., 1984; Beniamowskii, Kopaevich, 1998; Kopaevich, Beniamowskii, 1999]. Планктонные фораминиферы в верхнем маастрихте Мангышлака малочисленны, однако присутствие некоторых важных в стратиграфическом отношении форм позволяет выделить здесь зоны Globotruncanita stuarti и Pseudotextularia elegans [Kopaevich, Beniamovskii, 1999]. Ассоциация известкового нанопланктона указывает на присутствие зоны Nephrolithus frequens, которая обычно выделяется в верхнем маастрихте и пользуется распространением как в низких, так и в высоких широтах [Herman et al., 1988; Найдин и др., 1990; Kopaevich, Beniamovskii, 1999].

Палеогеография

Поздний сеноман (рис. 5.4). В сеноманском веке южная часть Восточно-Европейской платформы была покрыта мелководным морским бассейном с кластическим типом седиментации. Нижний и средний сеноман сложены в основном песками с отдельными горизонтами фосфоритов. В большинстве районов платформы верхнесеноманские отложения были эродированы раннетуронской трансгрессией. Во многих местах, особенно в Поволжье, породы нижнего и среднего сеномана перекрыты средним или верхним туроном. Украинский щит в это время представлял собой сушу. Кластический тип седиментации преобладал и в Прикаспийской впадине, где присутствие верхнесеноманских отложений крайне ограниченно, так как они были эродированы в раннем туроне. Карбонатный тип седиментации характерен лишь для территории Западной Украины и для северной окраины Причерноморской впадины, хотя примесь кластического материала и здесь присутствует.

В Юго-Западном Крыму в течение позднего сеномана морской бассейн был относительно глубоководным – 500–700 м, согласно соотношению планктонных и бентосных фораминифер и присутствию рыб, родственных современным глубоководным светящимся анчоусам [Найдин, Алексеев, 1981; Алексеев, 1989]. Поздний сеноман совпал здесь с трансгрессивным импульсом, который, возможно, был осложнен весьма кратковременным регрессивным эпизодом. Сходная ситуация существовала на Северном Кавказе, где глубины могли быть еще большими, особенно в западной его части, с турбидитным, преимущественно кремнисто-терригенным типом осадконакопления.

Верхний сеноман в Мангышлакском регионе сохранился только в нескольких наиболее полных разрезах. На этой территории преобладал мелководный кластический тип седиментации. В самом конце позднего сеномана имел место кратковременный трансгрессивный импульс, и местами возникали условия дефицита кислорода.

Ранний кампан (рис. 5.5). Раннекампанскому предшествовал насыщенный важными событиями турон-сантонский интервал. В течение раннего турона происходила регрессия, охватившая большую часть Восточно-Европейской, Скифскую и Туранскую платформы. Только на самом юге, в Крыму и в Предкавказье, седиментация продолжалась. Мощная трансгрессия началась в середине турона и достигла максимума в конце турона-коньяке. В это время даже к северу от Москвы накапливались карбонатные илы с высоким содержанием планктонных и бентосных фораминифер и известкового нанопланктона [Олферьев и др., 2000; Овечкина и др., 2002]. Остальная часть обширного бассейна характери-
зовалась чисто карбонатным типом седиментации (мел, мергели, различные известняки). Резкое изменение палеогеографических обстановок происходило в сантоне, так как сантонские отложения лежат на подстилающих породах обычно с небольшим несогласием и с эрозионной границей. В северной и восточной частях Восточно-Европейской платформы для сантонского времени характерен кремнистый тип осадков – кремнистые глины и диатомиты [Олферьев и др., 2000]. Морской бассейн в сантоне, вероятно, был не менее глубоким, чем в среднем туроне-коньяке, но отличался большей глинистостью и, что особенно важно, кремнистостью осадков.

Ранний кампан представлял собой один из наиболее ярких эпизодов широкой эвстатической трансгрессии на территории Восточно-Европейской платформы. Береговая линия бассейна протягивалась в широтном направлении севернее Брянска, Курска и Воронежа. К югу от береговой линии сформировался широкий пояс фосфатизированных песков и опесчаненных мергелей. Между современными долинами рек Дона и Волги появилась сравнительно мощная авандельта, которая формировалась обширной речной системой. Эта система располагалась к северо-западу от современного Дона и дренировала свод Воронежской антеклизы. Влияние речного стока прослеживается далеко на юг, вплоть до Ставрополья, где оно выражается широким поясом силикокластических осадков. Кремнистый материал в этих осадках состоит из раковин диатомовых водорослей, высокая продуктивность которых была связана с интенсивным привносом питательных веществ вместе с речным стоком. В досантонское время признаков существования этой авандельты не наблюдается. В Прикаспийской впадине и в большинстве районов Закаспия существовала обстановка относительно глубоководной мелмергельной седиментации. На западе и востоке протягивался в виде окаймляющей ленты узкий пояс с песчано-глинистыми осадками. Положение северной береговой линии трудно установить из-за последующих эрозионных процессов. Однако можно предположить, что существовал узкий трансуральский пролив на широте городов Оренбурга и Орска, который соединял Прикаспийский и Западно-Сибирский бассейны. Другой пролив, соединявший водные массы Южно-Русского и Западно-Сибирского бассейнов, располагался на месте Тургайской депрессии. Именно благодаря ему происходило смешение теплых и холодных водных масс, что заметно отразилось на составе фораминиферовых комплексов.

Причерноморская впадина была местом накопления писчего мела на западе и более глинистых карбонатных илов на востоке. Горный Крым и большая часть Северного Кавказа и Предкавказья представляли собой область с относительно глубоководным режимом осадконакопления, значительно выше уровня карбонатной компенсации. Здесь формировались карбонатные илы, которые впоследствии превратились в мергельно-известняковую ритмично построенную толщу. Восточная часть Предкавказья была более мелководной, с мел-мергельным типом осадков. Такой же тип седиментации был распространен на большей части Туранской платформы, только в самых южных ее частях (вокруг залива Кара-Богаз-Гол) режим был более глубоководным, о чем свидетельствует обильный и разнообразный комплекс планктонных фораминифер.

Следующий за раннекампанским позднекампанский-раннемаастрихтсткий интервал не принес каких-либо существенных изменений в конфигурации и глубине морского бассейна. Однако колебания уровня Мирового океана способствовали формированию гиатусов на территории Восточно-Европейской платформы, а тектонические движения сжатия вызывали подъем окраинных ее частей. Эти поднятия были наиболее активными на протяжении маастрихта [Nikishin et al., 1999] и влияли на характер осадконакопления.

Поздний маастрихт отвечал регрессивной фазе на территории Восточно-Европейской платформы (рис. 5.6). На северной окраине бассейна береговая линия сместилась к югу на несколько сотен километров, но прибрежные осадки позже были эродированы. Морской режим сохранялся в это время лишь в Днепровско-Донецкой впадине, в Прикаспийской впадине и на ее западной периферии [Alekseev et al., 1999]. Днепровско-Донецкий морской бассейн имел связь с Польским бассейном через территорию Западной Украины. В его центральной части накапливался писчий мел. Речная система Прото-Дона была по-прежнему активной, но дельтовые отложения постепенно занимали все более ограниченную площадь. Украинский щит и Донецкий бассейн объединились в единую сушу, которая сформировалась в результате поднятия. В Причерноморской впадине накапливались карбонатные осадки.

В Юго-Западном Крыму существовал очень мелководный теплый морской бассейн с песчаными грунтами. Высокое разнообразие позднемаастрихтских двустворчатых моллюсков и обилие устриц указывает на мелководные (возможно первые десятки метров) условия, которые установились в результате внедрения теплых водных масс из океана Тетис [Dhondt, 1999]. В Восточном Крыму в глубоководном бассейне на глубинах верхней или средней батиали формировались ритмично флишоидные осадки. Глубоководный трог Большого Кавказа заполнялся терригенно-карбонатными турбидитами большой мощности.

Предкавказье и южная часть Туранской платформы были покрыты относительно мелководным морским бассейном. Мелководные регионы к западу от Прикаспийской впадины за долиной Волги представляли собой ареал накопления мелководных песчаных осадков с богатым

ПОЗДНИЙ СЕНОМАН



Рис. 5.4. Литолого-палеогеографические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей. Поздний сеноман Условные обозначения см. рис. 4.5 к гл. 4

РАННИЙ КАМПАН



Рис. 5.5. Литолого-палеогеографические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей. Ранний кампан Условные обозначения см. рис. 4.5 к гл. 4

ПОЗДНИЙ МААСТРИХТ



Рис. 5.6. Литолого-палеогеографические схемы нижнемеловых отложений Восточно-Европейской платформы и прилегающих областей. Поздний маастрихт Условные обозначения см. рис. 4.5 к гл. 4 комплексом бентосных фораминифер и белемнитов (район г. Пензы), в результате чего сформировался широкий пояс глинисто-мергелистых пород с высоким содержанием микроорганизмов с кремневым скелетом. Несколько поясов мергельных, глинистых и песчаных осадков присутствовало и на восточной окраине Прикаспийской депрессии вблизи Мугоджар. В некоторых местах в Мугоджарах верхнемаастрихтские отложения перекрывают непосредственно палеозойский фундамент. Существовавшие в кампане два пролива связывали между собой акватории Южно-Русского и Западно-Сибирского бассейнов на протяжении позднего маастрихта. Состав комплексов фораминифер Поволжья, Прикаспийской депрессии и даже Крыма указывает на проникновение на юг некоторых бореальных элементов. Эта миграция указывает на существование взаимного проникновения тетических и бореальных фаун в позднем маастрихте.

Поздний маастрихт был относительно регрессивной фазой на территории Мангышлака. Мелководно-морским бассейном с чисто карбонатным типом седиментации была покрыта вся территория Туранской платформы. Некоторое углубление бассейна и совпадающее с ним потепление распознается в конце позднего маастрихта (уровень зоны Pseudotextularia elegans). Этот кратковременыый импульс совпадает с широко распространенной elegans-трансгрессией [Wicher, 1953; Kopaevich, Beniamovskii, 1999; Beniamovskii, Kopaevich, 1998, 2002; Alekseev et al., 1999].

Выводы

В отличие от раннемеловой эпохи начало позднего мела связано с закрытием меридиональных прогибов. Это было вызвано крупной тектонической перестройкой территории Северо-Восточного Перитетиса, которая произошла в альб-сеноманское время, когда процессы рифтогенеза охватили всю территорию Крымско-Кавказского региона [Nikishin et al., 1999]. В результате установились широтные связи между бореальными и тетическими бассейнами (рис. 5.7). Именно поэтому фаунистические комплексы Западной и Восточной Европы имеют большое сходство.

Новые меридиональные прогибы начали формироваться на Тургайской площади в начале турона. Они соединили бассейны Пери-Тетиса с Западно-Сибирским бореальным бассейном и с Западным внутренним бассейном США с другой стороны полушария [Найдин, 2003; Bniamovskii, Kopaevich, 2002]. Таким образом, в Северном полушарии сформировался общирный мегапролив, через который происходило



Рис. 5.7. Схема развития морских бассейнов и системы проливов Русской плиты и ее обрамления в мелу [Барабошкин, 2003]

интенсивное смешение и перемещение тетических и бореальных водных масс. Наиболее активно эти процессы запечатлены в осадках южной и юго-восточной окраин Западно-Сибирского бассейна, где проникновение холодных бореальных водных масс способствовало накоплению кремнисто-терригенных илов. Для этих участков микроорганизмы с кремнистым скелетом играют большую роль в зональном расчленении. Периодическое расширение сообщения через Тургайский и периодически открывавшийся Среднеуральский пролив (коньяк-ранний кампан) способствовали миграции видов в обоих направлениях. Тургайский мегапролив просуществовал вплоть до позднего зоцена.

К сожалению, значительная тектоническая перестройка этой площади на границе мела и палеогена и последующее поднятие привели к изменению конфигурации береговой линии палеобассейнов, и многие вопросы меловой палегеографии до сих пор остаются неясными.

Глава 6

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКАЯ ИСТОРИЯ ПОГРУЖЕНИЯ И ГЕОДИНАМИКА ПРЕДКАВКАЗЬЯ

Введение

В данной главе рассматривается модель истории погружения и геодинамики Предкавказского осадочного бассейна. Будучи одним из старейших нефтепроизводящих регионов мира, Предкавказье по степени геологической изученности занимает одно из ведущих мест среди осадочных бассейнов планеты. Несколько тысяч глубоких скважин и десятки региональных сейсмопрофилей с протяженностью каждого более 200 километров составляют богатую фактическую базу для геологических исследований, ведущихся уже более 100 лет. Однако, несмотря на прекрасную геологическую изученность, до сих не было предложено модели, удовлетворительно объясняющей все основные характерные черты погружения бассейна.

Региональная геологическая основа

Современная тектоническая структура Кавказа и Предкавказья

Исследуемый регион включает в себя следующие основные тектонические подразделения (рис. 6.1): орогены Крыма, Большого и Малого Кавказа, Предкавказский осадочный бассейн, Закавказские (Куринский и Рионский) осадочные бассейны, глубоководные впадины Черного моря и Южного Каспия. Предметом нашего исследования является собственно Предкавказский осадочный бассейн, но мы уделим некоторое внимание и прилегающим областям, особенно орогену Большого Кавказа, ввиду взаимной обусловленности их строения и тесной взаимосвязи их эволюции.

Ороген Большого Кавказа представляет собой почти линейный горный пояс, подразделяемый на западный, центральный и восточный



Рис. 6.1. Схема основных тектонических элементов Кавказского региона и расположение скважин и псевдоскважин (маленькие кружки), сейсмопрофилей (черные линии) и коровых разрезов (серые линии), по которым были построены модели, представленные в данной работе

сегменты. Он располагается вдоль северного деформированного края Скифской платформы. Линейность Большого Кавказа, видимо, связана с трансгрессионной обстановкой его формирования. Ороген образовался в результате закрытия глубоководного бассейна (трога Большого Кавказа или, точнее, трога южного склона Большого Кавказа), подобного Черноморскому и Южнокаспийскому и территориально располагавшемуся между ними, смятые осадки которого ныне залегают на южном склоне Большого Кавказа.

Предкавказье включает в себя большую часть Скифской эпигерцинской платформы и Терско-Каспийский краевой прогиб. С юга Предкавказье ограничено орогеном Большого Кавказа, с севера – Прикаспийской впадиной и Восточно-Европейской платформой, с запада – Азовским морем и Крымом, с востока – впадиной Каспийского моря. Как и Большой Кавказ, Предкавказье подразделяется на западный, центральный и восточный сегменты, прилегающие к соответствующим участкам Большого Кавказа. Наиболее прогнутые участки Западного и Восточного Предкавказья расположены в областях, примыкающих к Большому Кавказу, и называются Индоло-Кубанской и Терско-Каспийской впадинами, соответственно. С севера Предкавказский бассейн ограничен Донбассом и валом Карпинского – девонскими рифтами, инвертированными в более позднее время.

Восточночерноморская и Южнокаспийская глубоководные впадины залегают на сильно утоненной континентальной коре (средняя мощность коры изменяется от 10 до 20 км), перекрытой мощными толщами осадков (до 20 км в Южном Каспии). Они образовались в юрскомеловое время в задуговой обстановке в тылу Тетической вулканической дуги, деформированные образования которой сейчас составляют орогены Понтид, Малого Кавказа и Эльбурса.

К сожалению, глубинная структура Кавказского региона изучена, на данный момент, недостаточно детально. Количество доступных глубинных сейсмических профилей невелико, а их качество невысоко. В этих условиях наилучшим выходом видится конструирование синтетических коровых разрезов на основании всего объема имеющихся данных. Строение Большого Кавказа и прилегающих бассейнов показано на трех синтетических коровых разрезах, приведенных на рис. 6.2 [Ershov et al., 1999]. Расположение профилей показано на рис. 6.1. Первые два разреза (рис. 6.2-а, б) построены на основании профилей ГСЗ Волгоград– Нахичевань и Степное–Бакуриани [Краснопевцева, 1984], соответственно. Верхние части разреза скорректированы с учетом региональных сейсмопрофилей V и II в Предкавказье и геологической карты в горной области. Третий разрез (рис. 6.2-в) сконструирован на основании карты Мохо Вольвовского и др. [1989], глубинного сейсмического разреза





через Черное море [Robinson et al., 1996] и регионального сейсмопрофиля в Западном Предкавказье.

На основании сейсмических данных в коре Скифской платформы выделяются четыре слоя [Краснопевцева, 1984]: 1) юрско-четвертичный осадочный чехол; 2) палеозойский фундамент - герцинский с триасовыми включениями [Летавин, 1980] с сейсмическими скоростями 5,3-6,0 км/сек; 3) докембрийский складчатый комплекс с сейсмическими скоростями 6,0-6,6 км/сек; 4) нижняя кора с сейсмическими скоростями 6,8-7,2 км/сек. Осадочный чехол хорошо изучен благодаря множеству скважин и сейсмопрофилей. Палеозойские породы фундамента вскрываются некоторыми скважинами [Летавин, 1980]. К северу подошва второго сейсмического слоя коррелируется с подошвой палеозойских осадков Восточно-Европейской платформы [Краснопевцева, 1984]; по направлению к Большому Кавказу он выклинивается. Третий сейсмический слой на ГСЗ профиле Степное-Бакуриани (см. рис. 6.2-б) трассируется до поверхности, где обнажаются докембрийские кристаллические метаморфические сланцы, гнейсы и герцинские граниты [Краснопевцева, 1984]. Мощность коры Скифской платформы (без осадков) убывает от 40 км в северных областях до 30 км под Терско-Каспийским и Индоло-Кубанским прогибами. Две зоны пониженных скоростей (см. рис. 6.2-а) фиксируются под Большим Кавказом и кряжем Карпинского – областями неотектонического поднятия.

В Закавказье фундамент, главным образом, протерозойского возраста, второй сейсмический слой отсутствует. Верхняя кора под южным склоном Большого Кавказа отличается высокой сейсмичностью. Коровая структура Куринского бассейна характеризуется многочисленными разнонаправленными отражениями, точками дифракции и сейсмическими фокусами, вероятно, из-за многочисленных основных интрузий в верхней части коры. Здесь же фиксируется зона повышенных скоростей.

Ороген Большого Кавказа надвинут преимущественно на юг – на Закавказские бассейны. Он сформировался в результате Альпийского сближения Скифской и Закавказской плит. Южный край Скифской плиты обозначен главным кавказским надвигом (см. рис. 6.2-а). Северная граница Закавказской плиты перекрыта смятыми в складки осадками южного склона Большого Кавказа, ранее залегавшими в троге Большого Кавказа – глубоководной впадине, располагавшейся между Скифской и Закавказской плитами. Северный склон Большого Кавказа устроен относительно просто: плавный моноклинальный переход к прогибу (центральная часть, см. рис. 6.2-б), осложненный направленными на север ретро-надвигами (восточная часть, см. рис. 6.2-а), либо крутой моноклинальный переход, осложненный ретро-надвигами (западная часть, рис. 6.2-с). Предкавказский осадочный бассейн характеризуется асимметричной формой с углублением к орогену, характерной для передовых прогибов. Краевые прогибы выполнены терригенными толщами олигоцен-четвертичного времени. Пологие северные крылья Предкавказского передового прогиба перекрывают мезозойско-палеогеновые отложения Скифской Платформы, а узкие крутые южные крылья – отложения северного склона трога Большого Кавказа.

Субдукционно-коллизионная история региона

Современное тектоническое положение Кавказа в контексте Афро-Африканской коллизии показано на рис. 6.3. Современная тектоника Кавказского региона определяется, главным образом, внедрением твердого Аравийского блока в реологически слабую южную окраину Евразийской плиты и вызванных этим латеральным выдавливанием твердых Анатолийской плиты на запад и Иранского блока на восток и распределенной деформации в широкой области между Аравией и Большим Кавказом. Относительная скорость Аравии и Евразии составляет 25 мм/год, согласно плитотектоническим реконструкциям модели NUVEL-1A [De Mets et al., 1990]. Это в целом согласуется с данными геодезических измерений за последние 5 лет, дающих относительную скорость около 20 мм/год [Smith et al., 1994, Reilinger et al., 1997a, McClusky et al., 2000]. Эти же измерения показывают сокращение около 10±2 мм/год в области Большого и Малого Кавказа [Reilinger et al., 1997b, McClusky et al., 2000], из которых около 6 мм/год происходит за счет деформации Большого Кавказа [McClusky et al., 2000].

В прошлом, так же как и сегодня, тектоника Кавказа и Предкавказья в основном определялась событиями, происходящими на южной границе Евразийской плиты, главным из которых является многоэтапное закрытие океана Тетис.

Фундамент Скифской платформы сформировался в результате каменноугольно-пермской орогении. В это время исследуемая территория являлась активной окраиной Андийского типа океана Палео-Тетис. Глобальное событие растяжения на рубеже перми и триаса проявилось и в исследуемой области: оно привело к образованию в задуговой обстановке глубоководного бассейна в Сванетии. Обстановка растяжения, сопровождаемая раскрытием Сванетского трога, удерживалась вплоть до позднего триаса. В позднетриасовое время столкновение Гондванских террейнов с Евразией привело к закрытию данного бассейна и орогении на территории Скифской платформы. В раннеюрское время (предположительно в синемюре) на месте Большого Кавказа образовалась вулканическая дуга, что соответствует возобновлению субдукции – Нео-Тетической.



Рис. 6.3. Тектоническая схема, иллюстрирующая положение Кавказа в контексте Афро-Евразийской коллизии

Позднее в обстановке растяжения реологически ослабленная литосфера вулканической дуги раскололась, и на этом месте образовался глубоководный бассейн Большого Кавказа. Тетическая субдукция продолжалась вплоть до позднего эоцена. Изменение скорости субдукции и аккреция малых террейнов приводили к изменениям преобладающих напряжений в области Кавказа и Предкавказья. Так, обстановка растяжения преобладала в синемюре–аалене, келловее–титоне, альбе–сеномане–туроне, среднем эоцене. Альбско-сеноманское растяжение привело к открытию глубоководного бассейна Черного моря. Обстановка сжатия преобладала в байосе–бате (сопровождалась частичным закрытием трога Большого Кавказа и орогенией Андского типа), берриасе, кампане– маастрихте, позднем палеоцене. Последний эпизод из вышеперечисленных был связан с причленением Тавридо-Анатолийских террейнов, за чем последовало образование новой зоны субдукции. В конце зоцена-начале олигоцена началось, продолжающееся по сей день, столкновение типа континент-континент между Аравией и Евразией, что привело к закрытию трога большого Кавказа и возникновению современной тектонической обстановки, описанной выше.

Кинематика позднекайнозойской коллизии Большого Кавказа

Оценка величины горизонтального сжатия является одной из наиболее дискуссионных проблем кавказской геологии. Минимальное значение 50–90 км было установлено Хаиным [1982] из полевых наблюдений смещений вдоль плоскостей надвигов. Максимальные из предложенных оценок даны Баженовым и Буртманом [1990] на основании палеомагнитных данных, и составляют 900 км.

Верхняя граница величины горизонтального сжатия может быть оценена из кинематической реконструкции движения плит. На рис. 6.4 показана траектория Аравии в системе отсчета, связанной с Евразией, по Савостину и др. [Savostin et al., 1986].

Сближение плит предполагает наличие механизма поглощения или перераспределения вещества литосферы, расположенной на стыке плит. Начало столкновения Аравии и Евразии приурочено к позднему зоцену. До этого поглощение пространства при сближении плит происходило за счет субдукции, после – за счет деформации Евразийской плиты. Полное сближение Аравии и Евразии с начала коллизии (с позднего эоцена) составляет около 400 км. Часть этой деформации (в настоящее время – около половины, согласно геодезическим данным, рис. 6.3) соответствует латеральному выжиманию Анатолии и Ирана, другая часть – деформации Кавказа (причем на Большой Кавказ приходится менее трети полной величины: 6 из 20 мм/год) [Reilinger et al., 1997а, McClusky et al., 2000]. Таким образом, по всей видимости, величина полного горизонтального сжатия Большого Кавказа за указанный период не превышает 200±100 км, что согласно с мнением большинства исследователей [Хаин, 1982; Zonenshain & Le Pichon, 1986; Щерба, 1993; Никишин и др., 1998; и др.].

Другие оценки могут быть получены на основании реконструкций коровых профилей, выполненных с использованием техники сбалансированных разрезов. Так как разрешение первичных сейсмических данных невелико и на коровых профилях невозможно проследить детали строения разреза с требуемой детальностью, то наиболее подходящим является метод, основанный на сохранении площади. На месте орогена Большого Кавказа до начала коллизии существовал бассейн, подобный Черноморскому или Южнокаспийскому [Zonenshain & Le Pichon, 1986;



Рис. 6.4. Сближение Аравии и Евразии за последние 100 млн лет [Savostin et al, 1985]

Nikishin et al., 1998b]. Заменяя на реконструированном разрезе ороген Большого Кавказа бассейном с формой, приблизительно соответствующей форме этих бассейнов, и выбирая размеры бассейна так, чтобы полная площадь разреза (количество вещества) сохранялась, возможно подсчитать изменение полной длины профиля (рис. 6.5). Отсюда легко получить величину укорочения за время коллизии. Оценка укорочения зависит от исходной мощности коры трога Большого Кавказа. Мощность коры в Черном море и Южном Каспии варьируется от 5 до 20 км [Volvovsky et al., 1989] со средним значением около 10 км в Западном Черном море и Южном Каспии и около 15 км в Восточном Черном море. Результаты расчетов для трех профилей (те же, что на рис. 6.3) и трех вариантов первоначальной мощности коры трога Большого Кавказа (10, 15 и 20 км) приведены на рис. 6.5. Принимая величину горизонтального сжатия 200 км на основании вышеприведенных оценок, заключаем, что средняя мощность коры трога Большого Кавказа составляла около 15–20 км и,

Реконструированные коровые разрезы на момент перед сжатием



Рис. 6.5. Оценки послезоценового сокращения трога Большого Кавказа Выполнены с использованием метода сохранения площадей для трех коровых разрезов, представленных на рис. 6.2





Разрез использован для восстановления истории погружения Восточного Предкаваказья

следовательно, это была не океаническая, но утоненная континентальная кора, подобная коре Восточного Черного моря.

История погружения Предкавказья

История погружения Предкавказья была восстановлена по 3 геологическим разрезам в Западном, Восточном и Центральном Предкавказье, построенным на основании сейсмических профилей и скважинных данных. Расположение профилей указано на рис. 6.1. Фрагменты сейсмических профилей с элементами интерпретации, хроностратиграфия для Восточнопредкавказского профиля, рассчитанные двухмерные реконструкции и избранные кривые погружения показаны на рис. 6.7-6.13. Методика реконструкции истории погружения описана в работе [Ершов, 1999]. Параметры законов уплотнения пород, рассчитанные на основании замеров пористости в образцах керна скважин Западного Предкавказья, представлены в табл. 6.1. Полученные результаты будут обсуждаться далее.

Таблица 6.1

Литотип	Поверхностная пористость (%)	Масштабный фактор (км)	
глины	32	3.9	
песчаники	24	6.4	
мергели	22	3.6	
известняки	21	2.6	
алевролиты	27	4.7	

Параметры законов уплотнения основных литотипов Предкавказья

⇒

Рис. 6.7. Позднепалеозойский восточнопредкавказский хроностратиграфический разрез (хроностратиграфия по [Болотов, 1996])

1 – песчаники; 2 – глинистые песчаники; 3 – алевролиты; 4 – глины; 5 – глинистые аргиллиты и известняки; 6 – песчанистые известняки; 7 – глинистые известняки; 8 – известняки; 9 – органогенные детритовые известняки; 10 – подводные перерывы вследствие условий некомпенсированного осадконакопления; 11 – размытые отложения; 12 – перерывы в осадконакоплении



Триасовое погружение и размыв

Герцинский фундамент Скифской платформы был сформирован в результате пермо-карбоновой орогении. Затем область испытала значительное погружение в ранне-среднетриасовое время. Детальные данные по этой эпохе отсутствуют из-за последующей эрозии триасовых осадков в позднетриасовое-раннеюрское время. Сохранившиеся останцы смяты в складки и залегают в грабенообразных структурах. При этом литологический состав ранне-среднетриасовых осадков позволяет предположить их широкое площадное распространение [Назаревич, 1983].

Конфигурация триасового бассейна в плане недостаточно хорошо установлена. Из двух распространенных точек зрения одна утверждает, что единый бассейн существовал на всей территории Предкавказья, вторая постулирует существование двух бассейнов – восточного и западного, разделенных центральнопредкавказским поднятием. Локально сохранившиеся мощности ранне-среднетриасовых отложений достигают 3000 м в Западном Предкавказье и около 1500 м в Центральном и Восточном. Химический состав раннетриасовых вулканических пород свидетельствует о рифтогенной природе вулканизма [Назаревич, Тихомиров, 1999, Тихомиров, Назаревич, 2000]. Позднетриасовые осадочно-вулканические комплексы восточного и центрального Предкавказья с несогласием перекрывают нижележащие породы и представлены главным образом нориемрэтом [Летавин, 1988]. Предполагается, что компрессионная деформация, сопровождаемая эрозией, имела место в позднем карнии-раннем нории. Позднетриасовые осадки содержат большую долю вулканогенных пород, дающих основание предполагать значительное вулканическое событие. Ассоциации вулканических пород типичны для вулканических окраин Андийского типа [Назаревич, Тихомиров, 1999; Тихомиров, Назаревич, 2000]. Осадочные отложения присутствуют только в центральной части Восточного Предкавказья; северная и южная области в рассматриваемое время были приподняты, подверглись складчатости и размыву. В центральном и западном Предкавказье отсутствуют осадки моложе нория, что свидетельствует об их подъеме. Позднетриасово-раннеюрская эрозия привела к размыву значительной части более ранних отложений.

Юрско-эоценовое погружение

В юрско-эоценовом погружении Предкавказья можно выделить две компоненты: региональную платформенную и «локальную» граничную составляющие. Первая присуща почти всей рассматриваемой территории и не связана напрямую с событиями на границах платформы. Вторая приурочена к граничным областям (главным образом на юге) и контролируется тектоническими событиями в прилегающих регионах. Географическое распределение этих двух основных компонент погружения определило два главных типа зональности бассейна: широтную зональность граничного погружения и меридиональную зональность регионального.

Три основных региона, различающихся стилем *регионального* погружения, могут быть выделены: Западное, Центральное и Восточное Предкавказье. *Региональное* поружение Восточного Предкавказья началось в позднем аалене; уже в бате вся территория Восточного Предкавказья была перекрыта платформенным чехлом (рис. 6.8). Региональное погружение постепенно распространялось с востока на запад. Значительная территория Западного Предкавказья также, возможно, перекрывалась чехлом к концу юрского времени, который однако был в значительной степени размыт в раннемеловое время (рис. 6.12).

Центральное Предкавказье воздымалось над уровнем моря в течение всего юрского и раннемелового времени (рис. 6.10), что подтверждается фациальным переходом мелководноморских отложений в континентальные при движении из западной или восточной областей в центральную. Осадконакопление там началось только в позднеальбское время. Начиная с сеномана, вся территория Предкавказья была перекрыта платформенным чехлом.

Режим погружения в это время был спокойный, характеризуемый уменьшением скорости погружения со временем (рис. 6.9, 6.11, 6.13). Бассейн заполнялся мелководноморскими известняками и мергелями. В позднем мелу-эоцене скорость погружения была относительно выше в Центральном и Западном Предкавказье (см. рис. 6.9, 6.11, 6.13).

Граничная компонента погружения в основном определялась влиянием тектоники Большого Кавказа. Начиная с ранней юры (синемюра) до эоцена исследуемый регион представлял собой шельфовую окраину трога Большого Кавказа – глубоководного задугового бассейна, расположенного на месте современного орогена. Трог Большого Кавказа образовался в раннеюрское время [Зоненшайн и др., 1990, Никишин и др., 1998] в обстановке задугового растяжения к северу от зоны Тетической субдукции, располагавшейся в то время в Закавказье. Северный борт трога испытывал фазы складчатости и воздымания в средней юре (байос-бат) [Панов, Стафеев, 2000] и в раннем мелу (ранний берриас) [Милеев и др., 2000]. Каждое из этих малых орогенических событий сменялось возобновлявшимся растяжением.

Обстановки растяжения и сжатия в троге Большого Кавказа влияли на наиболее южные части Предкавказья. Близость к трогу определила



Рис. 6.8. История погружения Восточного Предкавказья, восстановленная вдоль сейсмопрофиля A (см. рис. 6.1)

Показаны палеоразрезы для избранных моментов времени.





Геологический разрез вдоль этого сейсмопрофиля представлен на рис. 6.6. Расположение (псевдо)скважин показано на рис. 6.1 и 6.8

широтную зональность бассейна: наиболее южные части бассейна испытывали синрифтовое, пострифтовое и форландовое погружение, в то время как более северные районы не испытывали этого влияния. Западное Предкавказье также испытывало влияние тектоники Черного моря.

Раннеюрское открытие трога Большого Кавказа сопровождалось синрифтовым погружением в наиболее южных областях Предкавказья [Летавин, 1988]. Сеть мелких и узких грабеноподобных структур сформировалась



Рис. 6.10. История погружения Центрального Предкавказья, восстановленная вдоль сейсмопрофиля В (см. рис. 6.1) Показаны палеоразрезы для избранных моментов времени



Рис. 6.11. Одномерная история погружения для трех (псевдо)скважин, расположенных вдоль сейсмопрофиля В (см. рис. 6.1) Расположение (псевдо)скважин показано на рис. 6.1 и 6.10

в Восточном Предкавказье в синемюре-раннем аалене [Панов, Стафеев, 2000]. В байосско-батское время в южных областях Предкавказья располагался асимметричный предгорный прогиб [Панов, Стафеев, 2000]. Этот этап сменился коротким этапом подъема и эрозии в позднебатское время. Граничное погружение Предкавказья возобновилось в келловее вслед за возобновившимся растяжением трога Большого Кавказа. В дальнейшем, образование пояса барьерных рифов вдоль южной окраины



Рис. 6.12. История погружения Западного Предкавказья, восстановленная вдоль сейсмопрофиля С (см. рис. 6.1)

Показаны палеоразрезы для избранных моментов времени



Рис. 6.13. Одномерная история погружения для трех (псевдо)скважин, расположенных вдоль сейсмопрофиля С (см. Рис. 6.1) Расположение (псевдо)скважин показано на рис. 6.1 и 6.12

Предкавказья привело к изоляции бассейна и отложению там мощных толщ позднеюрских эвапоритов.

Следующий этап подъема и эрозии имел место в раннем мелу (ранний берриас), причем на западе Кавказа и Предкавказья он проявился намного сильнее, чем на востоке (см. рис. 6.8, 6.12). На западе Предкавказья в это время произошел значительный размыв (см. рис. 6.12). Позднемеловое и позденпалеоценовое сжатие в западных областях проявилось во много меньшей степени и также только в Западном Предкавказье (см. рис. 6.12).

Эпизод растяжения имел место в Центральном и Западном Прекавказье в альбское время. Это событие было одновременно открытию Черного моря, как предполагается в работе [Nikishin et al., 2001]. Предположительно в это же время в наиболее южных частях Западного Предкавказья начал формироваться глубоководный некомпенсированный прогиб (см. рис. 6.12).

Олигоцен-раннемиоценовое (Майкопское) погружение

Граница эоцена и олигоцена отмечена быстрым погружением обширной области, включающей Центральное и Восточное Предкавказье, Средний Каспий, Туркмению. Это время принято считать началом новейшего коллизионного этапа [Короновский, 1987]. Как литология отложений, так и стиль погружения указывают на существование двух основных подэтапов: олигоцен-раннемиоценового (майкопский) и среднемиоцен-четвертичного.

На первом подэтапе широкомасштабный глубоководный бассейн был сформирован в центральной и восточной областях Предкавказья. Начало этапа фиксируется сменой мелководноморских позднемиоценовых известняков глубоководными майкопскими глинами. Бассейн был заполнен клиноформными отложениями (см. рис. 6.7, 6.8), распространяющимися с северо-востока на юго-запад [Кунин и др., 1990; Косова, 1994]. Палеоглубины бассейна, оцененные нами по мощности клиноформ с использованием описанной в предыдущей главе методики, составляли около 500-800 метров в центральных частях бассейна и до 1200 метров на юге. Погружение было достаточно однородным (в пределах исследуемого бассейна), с небольшим уклоном на юг. После того как бассейн был заполнен клиноформами, осадконакопление продолжалось в мелководных условиях. Общая мощность майкопских отложений составляла около 1700 метров на севере, увеличиваясь к юго-востоку. Майкопские отложение в северной части бассейна позднее были сэродированы (см. рис. 6.8) и современная их мощность значительно меньше первоначальной.

Западное Предкавказье, по-видимому, не испытало значительного тектонического погружения в позднем эоцене—олигоцене. Глубоководная депрессия в южной части бассейна заполнялась осадками. Сейсмическая запись (см. рис. 6.12) демонстрирует параллельную слоистость с налеганием в области глубоководного склона. Точно такой же стиль характерен для поднятия Шатского в Черном море [Туголесов, 1985]. По всей видимости, западного крыла хребта Большого Кавказа в то время не существовало и глубоководная часть Индоло-Кубанского прогиба составляла единый бассейн с северной частью Черного моря. Так как бассейн был нескомпенсированным, то невозможно разделить предмайкопское и майкопское погружения.

Шельфовый бассейн был скомпенсированным, и на шельфе мощность майкопских отложений невелика (см. рис. 6.12): она составляет всего около нескольких десятков метров на севере и увеличивается до нескольких сотен метров на юге. Практически все это погружение обусловлено упругим прогибанием литосферы под весом осадков, заполнявших в это время глубоководную депрессию. Модельный расчет подтверждает это предположение. Собственно тектоническая составляющая погружения в шельфовой части бассейна была мала. Следует отметить при этом, что в Центральном и Восточном Предкавказье шельфовая часть испытала значительное погружение. Отсутствие значительного тектонического погружения на шельфе, видимо, предполагает его отсутствие и в глубоководной части.

Среднемиоцен-четвертичное погружение

Начало следующего этапа эволюции бассейна фиксируется по смене литологии отложений и ускорению погружения в южных частях бассейна в среднем миоцене (16 Ma). Это событие отмечает начало главного этапа коллизии Большого Кавказа.

Этап начался с короткого Чокрак-Караганского (15,8–14,7 млн. лет) эпизода быстрого погружения, наиболее заметного в южных областях. Основные изменения в литологическом составе осадков произошли в средне-позднесарматское время (12,2-9,3 млн. лет). В позднем миоцене (около 11 млн. лет) западный и восточный сегменты орогена поднялись над уровнем моря [Короновский и др., 1987; Несмеянов, 1992; Щерба, 1993]. Центральный Кавказ был приподнят над уровнем моря, начиная с позднего эоцена [Несмеянов, 1992; Lozar, Polino, 1997]. Конфигурация бассейна значительно изменилась в это время. Область центрального Предкавказья начала подниматься и разделила западный и восточный бассейны. Восточный и западный бассейны продолжали проседать. Погружение в обоих бассейнах было асимметричным, с уклоном в сторону орогена. Такое погружение типично для бассейнов передовых прогибов. Бассейны заполнялись карбонатами и кластическими породами, сносимыми с поднимающегося орогена Большого Кавказа. Сарматские слои содержат клиноформы, распространявшиеся с юга на север (см. рис. 6.8, 6.12).

В противоположность предыдущему этапу погружение в Восточном и Западном Предкавказье в целом было похожим. Однако стиль погружения в Восточном Предкавказье был более сложным по сравнению с Западным. Осадконакопление в западном бассейне было морским и непрерывным. В восточном бассейне в разрезе присутствуют многочисленные перерывы. Значительную часть времени восточный бассейн находился в континентальных условиях. Перерывы осадконакопления и размывы непосредственно связаны с падениями уровня Палеокаспийского и Палеочерного морей [Невесская и др., 1984]. Однако разница в стиле осадконакопления восточной и западной областей свидетельствует, кроме того, еще и о некотором региональном подъеме восточной области. Наиболее значительное падение уровня моря случилось в конце миоцена в понтическое время (6–5,2 млн. лет). Оно, по всей видимости, было современно с мессинским событием в Средиземноморье и, согласно предположению Чумакова [1993], объясняется закрытием внутренних морей, высыханием и частичным сбросом вод в Средиземное море. В это время произошло окончательное разделение Палеочерного и Палеокаспийского морей [Невесская, 1984]; уровень Палеокаспийского моря значительно упал. В результате этого, осадконакопление в Восточном Предкавказье почти прекратилось, раннеплиоценовые осадки практически отсутствуют (см. рис. 6.8, 6.9). На севере Западного Предкавказья в это время сформировались глубокие речные врезы (см. рис. 6.12).

Быстрый подъем уровня моря в позднем плиоцене (3,4-1,8 млн. лет) привел к возникновению значительного аккомодационного пространства, которое и было вскоре заполнено клиноформами. Источниками сноса обломочного материала служили, в первую очередь, ороген Большого Кавказа и, в меньшей степени, периферийное поднятие на севере в районе кряжа Карпинского (см. рис. 6.7, 6.8). Время образования этого поднятия трудно установить точно, но, вероятно, оно начало формироваться уже в позднем сармате (около 10 млн. лет) [Ershov et al., 1998]. Во всяком случае, оно существовало к началу акчагыла (3,4 млн. лет), когда возобновилось осадконакопление. Величина предакчагыльской эрозии составляет более одного километра. Расстояние между осью поднятия Большого Кавказа и периферийным поднятием составляло около 450 км. В западном бассейне периферийное поднятие проявилось только как область с уменьшенной мощностью отложений. В четвертичное время северная часть восточного бассейна, включая периферийное поднятие, погрузилась, и была перекрыта осадками. В то же время, самые южные области, прилегающие к Большому Кавказу, испытали некоторое воздымание [Масляев, 1978].

Геодинамическое моделирование

Погружение Предкавказья на основных этапах его развития отличалось по форме, характерному пространственному размеру и временной динамике. Так, юрско-эоценовое погружение характеризуется малыми скоростями проседания, замедляется со временем. В отличие от этого, олигоцен-четвертичное погружение было достаточно интенсивным. Олигоцен-раннемиоценовое (майкопское) погружение сравнительно однородно на исследуемой территории, в то время как среднемиоцен-четвертичного погружение резко асимметрично с углублением к орогену и периферийным поднятием вовне. Характерная длина майкопского бассейна много больше характерного размера среднемиоцен-четвертичного прогиба. Разница в стиле погружения была вызвана разницей в процессах, определяющих развитие бассейна. В связи с этим, геодинамические модели для каждого из этапов строились отдельно.

Модель погружения на триас-эоценовом этапе: посторогенное термальное погружение

Так как триасовые отложения практически не сохранились, то мы и не имеем достоверной «летописи», позволяющей контролировать результаты моделирования. В связи с этим, доюрское погружение моделировалось лишь «в общих чертах» и результаты для триасового времени следует воспринимать лишь как «схему».

Известно, что триасовое погружение непосредственно связано с рифтогенезом. *Региональное* погружение юрско-эоценового этапа экспоненциально замедляется со временем, что характерно для термального погружения, происходящего за счет остывания и уплотнения пород литосферы после термального события. Геометрическая форма юрскоэоценового *регионального* погружения была сравнительно гладкой, погружение не происходило по разломам, и было длинноволновым (характерные размеры погружающейся области были велики, и вся она погружалась более или менее равномерно). Все эти факты также позволяют предположить термальную природу погружения.

Модель

Основные положения термального моделирования бассейнов подробно изложены Ю.И. Галушкиным [Галушкин, 1998; Галушкин и др., 2000]. Наша модель в основном следует тем же принципам, но со значительными упрощениями ввиду особенностей решаемой задачи. Очень кратко основы нашей модели изложены ниже.

Обратная задача теплопроводности решалась путем многократного решения прямой задачи с изменяющимися параметрами, чтобы получить наилучшее соответствие с реперными наблюдениями. Модель основана на численном решении одномерного уравнения теплопроводности

$$\frac{\partial(\rho C_p T)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) + A$$

с помощью неявного конечно-разностного метода с подстраивающимся временным и пространственным шагами. Здесь T – температура, k – ко-эффициент теплопроводности, A – объемная теплогенерация, ρC_p – удельная теплоемкость. Использованные теплофизические параметры

пород приведены в табл. 6.2. Численная схема была проверена на известных аналитических решениях.

Таблица 6.2

Параметр	Обозна- чение	Верхняя кора	Нижняя кора	Мантия	Ед. измере- ния
глубина	Z	0–20	20–40	40-200	КМ
плотность	ρ	2.8	2.9	3.3	г°м ⁻³
теплопроводность	k	2.7	3.0	3.5	Вт [•] м ⁻¹ К ⁻¹
удельная теплоем- кость	$\rho \cdot C_p$	2.8	3.0	3.5	10 ⁶ Дж ⁻³ ·К
теплогенерация	A_0	2.0	2.0	0	10 ⁻⁶ Вт 'м ⁻³
$A = A_0 \exp(-z/h_r)$	h,	10	10		КМ
коэффициент объ- емного расширения	α	2	2	2	10 ⁻⁵ K ⁻¹

Параметры законов уплотнения основных литотипов Предкавказья

Область счета включает кору и литосферу вплоть до глубины 200 км. Начальные мощности коры получены из наблюдаемых сейчас с учетом растяжения имевшего место в течение моделируемого промежутка времени. Для простоты, начальное распределение температур было положено стационарным. В качестве верхнего граничного условия было выбрано условие постоянства температуры на поверхности; температура была положена равной 20°С. На нижней границе области счета задавался изменяющийся во времени тепловой поток.

Рифтинг моделировался с помощью следующего алгоритма: на каждом временном шаге в течение периода растяжения вертикальный размер каждой ячейки уменьшался на значение, определяемое коэффициентом утонения. При этом температура в узлах сетки не изменялась. Временные рамки периодов растяжения определялись из геологических данных.

Интрузивный прогрев литосферы моделировался путем добавления к каждой ячейке количества тепла, определяемого количеством интрудированного материала, его температурой внедрения и теплоемкостью. Использованные параметры представлены в табл. 6.2. Распределение интрузий по вертикали считалось равномерным.

Термальное уплотнение на каждом временном шаге для каждой ячейки рассчитывалось по следующей формуле:

$$\delta(\Delta z) = \alpha \cdot \Delta T$$
,

где ΔT – изменение температуры и $\delta(\Delta z)$ – уменьшение размера ячейки в результате термального расширения/сжатия. Полное термальное погружение равно суммарному изменению размеров всех ячеек. Погружение бассейна на этапе растяжения определяется суммарным эффектом погружения за счет растяжения с учетом изостатической компенсации и термального погружения. Погружение на пострифтовом этапе – целиком термальное. Для простоты мы не учитывали осадконакопление, так как нас в первую очередь интересовало только тектоническое погружение.

Результаты

Термальное погружение есть результат термального сжатия пород литосферы при их остывании после термального события. Причиной термального события (то есть нагрева литосферы) могут служить следующие процессы: 1) растяжение литосферы, 2) увеличение количества тепла поступающего из мантии или из соседних областей, 3) внедрение горячего магматического расплава, 4) орогения (за счет нескольких процессов, таких как тепловыделение при трении; увеличение мощности коры и, следовательно, увеличение радиоактивного тепла и прогрев коры вплоть до частичного ее плавления; отрыв литосферы под орогеном и замещение ее горячей астеносферой и др.).

Основные вопросы, ответ на которые должно было дать моделирование, следующие: 1) проверка возможности термальных механизмов обеспечить наблюдаемое погружение бассейна, 2) выбрать те из термальных механизмов, которые действительно участвовали в этом погружении, 3) определить время основных термальных событий.

Эти вопросы решались путем подбора таких параметров модели, которые давали бы тектоническое погружение наилучшим образом соответствующее наблюдаемому. Геологические данные позволяют нам ограничить временные рамки возможных термальных событий: главный этап рифтогенеза в Предкавказье имел место в раннем-среднем триасе, значительно более слабое растяжение – в мелу (альб-сеноман) в центральной-западной частях, два главных этапа рифтинга трога БК, которые могли бы вызвать некоторое растяжение в Предкавказье, имели место в ранней и средней юре (синемюр-аален и келловей); орогенез в Предкавказье приурочен к позднему триасу; основной магматический эпизод имел место в позднем триасе-ранней юре.

Тектоническое погружение, рассчитанное теоретически в рамках термальной модели, сравнивалось со статистически усредненной кривой погружения, построенной по данным 129 глубоких скважин С.Н. Болотовым [Болотов, 1996, Ershov et al., 1998]. Результаты представлены на рис. 6.14. Параметры термальных моделей представлены в табл. 6.3.



Рис. 6.14. Четыре модельных кривых (термального) погружения Восточного Предкавказья, построенных для различных механизмов, определяющих термальное погружение, в сравнении с усредненной по 128 скважинам кривой погружения

Таблица 6.3

Параметры представленных	к термальных моделей
--------------------------	----------------------

	Растяжение		Магматизм		
Рису- нок	интервал времени (млн лет)	коэффи- циент утонения (β)	интервал времени (млн лет)	количество расплава (%)	добавочный тепловой поток (мВт/м ²)
14a	253–244	1.5			—
14б	194–187	1.1			_
14в	253–244	1.5	210–190	19	50
14г	253–244	1.5	210–190	19	50
	194–187	1.1			
Были рассчитаны несколько моделей. Для каждой из моделей фактор растяжения и величина теплового потока из мантии подбирались из условия наилучшего соответствия расчетной и «наблюдаемой» кривых тектонического погружения.

На рис. 6.14-а и 6.14-б показан чистый эффект раннетриасового и раннеюрского растяжения. Очевидно, что рифтинг сам по себе не может объяснить позднетриасовый региональный подъем. Объяснение этому воздыманию может быть найдено в позднетриасовом вулканическом событии, вызвавшем прогревание литосферы и термальное воздымание. Совместный эффект раннетриасового растяжения и позднетриасового-раннеюрского магматического прогрева показан на рис. 6.14-в. Соответствие кривых в последнем случае намного лучше, чем в предыдущих, однако теоретическая скорость позднеюрско-эоценового погружения, вызванного остыванием, все еще недостаточно велика. На рис. 6.14-г показана модель, дающая наилучшая соответствие теории и наблюдений. Она включает раннетриасовый рифтинг, позднетриасовыйраннеюрский магматический прогрев и слабое среднеюрское растяжение. Величина утонения при юрском растяжении составляет всего лишь 5%.

Окончательно, по результатам моделирования, ответы на поставленные вопросы следующие: во-первых, термальные механизмы способны объяснить наблюдаемое триасово-эоценовое погружение; вовторых, основными причинами погружения являются триасовый рифтинг, определивший триасовый этап погружения бассейна и позднетриасово-раннеюрский магматический прогрев литосферы, вызвавший позднетриасовый-раннеюрский подъем и эрозию, и последующее длинноволновое погружение бассейна. Слабое среднеюрское растяжение также необходимо, чтобы объяснить наблюдаемую скорость погружения.

Геодинамика олигоцен-раннемиоценового (Майкопского) этапа: быстрое длинноволновое погружение раннеколлизионной стадии

Как уже отмечалось выше, характерная длина волны майкопского погружения слишком велика, чтобы это погружение можно было объяснить упругим изгибом литосферы под нагрузкой, приложенной в области орогена Большого Кавказа. Это становится очевидным в сравнении с погружением следующего этапа. Причина этого погружения должна лежать в процессах большего масштаба, таких как мантийная конвекция. Подобный стиль погружения характерен и для некоторых других бассейнов, как, например, для позднемеловой западной окраины Северной Америки [Cross, Pilger, 1978; Mitrovica et al., 1989] и миоценового бассейна Таранаки возле Новой Зеландии [Holt, Stern, 1994]. В двух вышеперечисленных бассейнах длинноволновое погружение может быть соотнесено с динамикой субдукции. Кросс и Пилжер [Cross, Pilger, 1978] соотносили это погружение с тепловой экранировкой литосферы над погружающейся плитой самой этой плитой. Однако они не подтвердили свою качественную модель какими-либо расчетами. Митровика и др. [Mitrovica et al., 1989] связали причину такого погружения с динамическим влиянием течений в мантийном клине над погружающейся плитой. Расчеты в рамках стационарной модели (т.е. в предположении стационарности возникающих течений) показывают, что величина погружения литосферы тем больше, чем ближе слэб находится к поверхности. В данной модели начало субдукции ведет к длинноволновому перекосу континентальной окраины с уклоном в сторону зоны субдукции, прекращение субдукции приводит к подъему погружавшейся ранее области. Все эти связи с большей или меньшей степенью достоверности могут быть прослежены в случае двух вышеупомянутых бассейнов [Mitrovica et al., 1989; Holt, Stern, 1994]. Однако, в рассматриваемом Предкавказском примере прекращение субдукции в позднем эоцене (произошедшее в результате столкновения Аравии и Евразии) коррелируется во времени с началом длинноволнового погружения. Таким образом, вышеуказанная модель неприменима в данном случае в чистом виде, однако она, тем не менее, может быть полезна в качестве свидетельства того, что мантийные течения, вызванные погружающейся плитой, могут привести к значительному по амплитуде (более 1 км) длинноволновому погружению (с характерным размером около 1000 км).

Другая оценка динамического влияния погружающейся плиты на вышележащую мантию и литосферу была дана в работе [Hsui et al., 1990]. Известно, что наклон субдуцирующей плиты зависит от скорости субдукции. Изменение в скорости субдукции вызывает изменение наклона слэба. Тонущий в мантии слэб частично увлекает за собой и вышележащую мантию и литосферу. При этом более быстрое погружение слэба (обуславливающее больший наклон зоны Беньофа и, следовательно, более близкое взаимное расположение желоба и вулканической дуги) должно приводить к большему погружению литосферы, более медленное погружение слэба (соответствующее меньшему наклону и большему разнесению дуги и желоба) обуславливает и меньшее погружение литосферы. Изменение скорости субдукции и, следовательно, наклона слэба вызывает длинноволновое погружение/поднятие поверхности. Предполагается, что это может служить причиной до 1 км избыточного (не объясняемого термальным механизмом) погружения, наблюдаемого в некоторых задуговых областях [Hsui et al., 1990]. В отличие от вышерассмотренной модели Митровики и др., здесь рассматриваются нестационарные течения, возникающие при переходе слэба из одного устойчивого положения в другое устойчивое. Комбинируя обе модели, заключаем, что увеличение скорости субдукции сначала приводит к длинноволновому погружению на поверхности, которое затем, при переходе системы в стационарное состояние, сменяется длинноволновым подъемом территории.

Принимая во внимание вышесказанное, можно предложить следующую модель майкопского погружения. Позднезоценовое столкновение Аравии и Евразии привело к прекращению субдукции и отрыву слэба, что в свою очередь привело к значительному изменению (увеличению) скорости погружения плиты, вызывая, таким образом, «вращение» слэба до достижения нового равновесного состояния. Это и вызвало длинноволновое погружение широкой области над оторвавшимся слэбом. Тектоническая (т.е. не обусловленная нагрузкой осадков) составляющая майкопского погружения равна 700–1000 метрам, что согласуется с вышеприведенными оценками, т.е. мантийным течениям, обусловленным изменением динамики субдукции, вполне «по силам» вызвать такой эффект.

Если данная модель верна, это погружение должно было бы вскоре смениться таким же широкомасштабным подъемом. Однако этот этап подъема в исследуемой области совпал во времени со следующим этапом формирования передового прогиба. Погружение передового прогиба перекрыло эффект постмайкопского воздымания в Восточном Предкавказье. Впрочем, некоторые косвенные свидетельства того, что данный фактор оказывал влияние на погружение, могут быть найдены из сравнения среднемиоцен-четвертичного погружения Восточного и Западного Предкавказья. Осадконакопление в западном Предкавказье (см. рис. 6.12, 6.13) было непрерывным на протяжении почти всего рассматриваемого этапа (за исключением короткого интервала в понтическое время (ок. 6,5 млн лет), когда произошло резкое падение уровня моря и северная часть бассейна подверглась частичному размыву). В то же время осадконакопление в восточном бассейне было неравномерным, периоды седиментации перемежались с временами ее отсутствия и эрозии (см. рис. 6.7, 6.8, 6.9), что косвенно свидетельствует, по нашему мнению, о некотором региональном подъеме. Периферийное поднятие в бассейнах упругого изгиба (например, [Теркот, Шуберт, 1985]) в разрезе характеризуется как наименее глубоко погруженная (или наиболее приподнятая) часть передового прогиба. В области периферийного поднятия, таким образом, погружение стадии передового прогиба почти не проявляется и эффект постмайкопского подъема должен быть наиболее заметным. Периферийное поднятие в западном бассейне выделяется только по уменьшенным мощностям отложений, оно даже не было приподнятым над уровнем моря (см. рис. 6.12). На востоке периферийное поднятие подверглось значительной эрозии (более километра) (см. рис. 6.6, 6.7, 6.8), что также косвенно свидетельствует в пользу постмайкопского подъема.

Центральная часть Предкавказья в рассматриваемое время после некоторого незначительного погружения начала воздыматься. Это можно было бы использовать как прямое свидетельство, подтверждающее нашу точку зрения, но сперва необходимо объяснить отсутствие передового прогиба в этой области. Это будет сделано в следующем разделе.

В заключение следует отметить, что предложенный механизм на данном этапе выглядит в большой степени гипотетичным и нуждается в подтверждении как средствами математического моделирования, так и геологическими данными.

Модель погружения в среднемиоцен-четвертичное время: образование и эволюция передового прогиба под нагрузкой орогена; роль литосферного корня орогена

Начало этого этапа отмечено возникновением асимметрии погружения, характерной для бассейнов передовых прогибов (см. рис. 6.8, 6.12), и литологическими изменениями отложений (см. рис. 6.7), связанных с воздыманием орогена Большого Кавказа над уровнем моря и вызванной этим частичной изоляцией внутренних морей (например, [Короновский и др., 1987]. Фазы погружения бассейна хорошо коррелируются с фазами складчатости Большого Кавказа [Щерба, 1993].

Форма бассейна типична для бассейнов упругого изгиба [Теркот, Шуберт, 1985 и др.], возникающих, как полагают, в результате прогибания литосферы под нагрузкой орогена. Впервые идея о том, что изгиб литосферы под действием нагрузки орогена является причиной образования передовых прогибов, была высказана в работе [Price, 1973]. Первые расчеты были выполнены в начале 80-х годов [Jordan, 1981; Beaumont, 1981]. Одним из главных подтверждений этой гипотезы служит наличие высокоамплитудных отрицательных гравитационных аномалий в недеформированных областях, прилегающих к горным поясам. Этот факт достаточно трудно объяснить в рамках концепции локальной изостазии; он рассматривается как подтверждение того, что нагрузка рельефа изостатически компенсируется регионально. Данная модель принесла успех при объяснении изгиба океанической литосферы под нагрузкой цепи островов и в зонах субдукции [Теркот, Шуберт, 1986]. Очень скоро было осознано, что только нагрузка рельефа в большинстве случаев недостаточна для того, чтобы объяснить наблюдаемое погружение бассейна. В результате модельная система была усложнена, и кроме нагрузки покровов стали использовать некоторые дополнительные факторы, такие как внутрикоровая нагрузка за счет внедрения в кору тяжелого материала или фазовых переходов [Karner, Watts, 1983], изгибающий момент, действующий со стороны пододвигающейся плиты [Sheffels McNutt, 1986], нагрузка литосферных корней [Brunet, 1986].

Модель упругого изгиба широко применялась и для передовых прогибов Альпийско-Гималайского пояса [Karner, Watts, 1983; Lyon-Caen, Molnar, 1983, 1989; Brunet, 1986 и др.] и, в частности, для Кавказа [Ruppel, McNutt, 1990]. В работе [Ruppel, McNutt, 1990] проанализированы гравианомалии вдоль трех профилей через Большой Кавказ, и получено хорошее согласие с упругой моделью.

Однако включение в рассмотрение наряду с гравитационными данными данных о структуре бассейна выявляет проблему, не решаемую в рамках стандартной модели. На рис. 6.15 представлена карта неотектонических движений Кавказа и Предкавказья [Е.Е. Милановский, 1968, с упрощениями]. Одно из очевидных, но достаточно удивительных, наблюдений состоит в том, что наиболее глубокие части бассейна приурочены к краям орогена, где высота гор невелика. В то же время, Центральное Предкавказье, прилегающее к наиболее высоким горам, напротив, воздымается. Этот факт однозначно свидетельствует против модели, в которой нагрузка рельефа считается главной силой, вызывающей погружение бассейна.

Таким образом, если нагрузка рельефа не может служить той нагрузкой, которая вызывает изгиб литосферы и погружение бассейна, то следует проверить другие виды нагрузки на предмет их способности сделать это. Другие виды нагрузки включают утолщение коры (коровые корни орогена), утолщение мантийной части литосферы (литосферные корни орогена), термальную нагрузку, интрузии более плотного материала, породы, подвергшиеся фазовым переходам, и др.

В следующем разделе представлена простая модель, описывающая упругий отклик литосферы на различные виды орогенической нагрузки, которая использовалась для моделирования исследуемого региона.

Модель

Традиционно, модели упругого изгиба основывались на предположении о том, что главным видом нагрузки является нагрузка рельефа. Нагрузка рельефа задавалась явно, а все остальные виды нагрузки включались в модель как тела аномальной плотности и упрощенной конфигу-



Рис. 6.15. Карта неотектоники Предкавказья (амплитуда вертикальных движений начиная со среднего сармата). По [Милановский, 1968] с упрощениями

292

рации (например, прямоугольной). Затем эти «тела» интерпретировались в терминах реальных структур, как, например, надвинутые блоки [Karner, Watts, 1983], субдуцированные слэбы [Royden, Karner, 1984], литосферные корни [Brunet, 1986] и т.п.

В излагаемой модели использована другая идеология. Все структурные (геометрические) типы нагрузки непосредственно включаются в модель. Таким образом, в расчетах мы задаем не абстрактные тела аномальной плотности, но варьируем геометрическими параметрами структуры литосферы. Это позволяет представлять результаты моделирования не в виде абстрактной «глубинной нагрузки», но получать на выходе моделирования непосредственно модельный разрез литосферы. Возможность включить тела аномальной плотности была сохранена для моделирования эффекта фазовых превращений и интрузий тяжелого материала.

Четыре вида данных могут быть использованы, чтобы наложить ограничения на модель: топография, гравианомалии, структура бассейна, глубина поверхности Мохоровичича. Последний из них ненадежен в исследуемой области: глубины Мохо на нескольких опубликованных картах отличаются более чем на 5 км в зависимости от интерпретации. Этот разброс слишком велик, и глубины Мохо не были использованы в расчетах.

На рис. 6.16 представлена схема, иллюстрирующая модельную конфигурацию и использованные обозначения. Модель упругого изгиба базируется на численном конечно-разностном решении классического уравнения тонкой упругой пластинки:

$$(D\cdot w'')'' + (P\cdot w')' = q,$$

где D(x) – жесткость пластинки на изгиб, P – горизонтальная сила, w(x) – вертикальное отклонение поверхности и q – полная вертикальная нагрузка различных типов. Эффективная упругая толщина литосферы (EET; T_e) выражается через ее изгибную жесткость как

$$D = \frac{ET_e^{3}}{12(1-v^{2})},$$

где *Е* – модуль Юнга и *v* – коэффициент Пуассона. Способ учета вертикальной нагрузки описан ниже.

При счете размеры исследуемой области были значительно увеличены (до 1500 км в каждую сторону), чтобы избежать влияния граничных эффектов. При этом сравнение рассчитанных величин с наблюдаемыми производилось только в исследуемом регионе.



Рис. 6.16. Модельная конфигурация коры и литосферы, использованная при расчетах гравианомалий и изгиба литосферы

294

Нулевое погружение $w(0) = w(\infty) = 0$ и нулевой изгиб $w''(0) = w''(\infty) = 0$ были использованы в качестве граничных условий на правом и левом краях области счета. В случае, если плита полагалась механически несвязной под орогеном (broken plate), необходимо еще условие в области разлома (в этом случае вычисления производятся раздельно для каждой из плит, расположенных по разные стороны от разлома). В качестве таковых использовались задание момента

$$D \cdot w''(x_f) = M$$

(в простейшем случае момент может быть положен равным нулю) и требование регионального изостатического равновесия (isostatic constraint)

$$\int_{0}^{\infty} q \cdot dx = 0,$$

которое сводится к следующему условию [Sheffels, McNutt, 1986]:

$$\left(D(x_f)\cdot w''(x_f)\right)'=P\cdot w'(x_f).$$

Программный код был протестирован на известных аналитических решениях.

Все вышеописанное является стандартным для моделей данного типа, и многократно применялось при моделировании передовых прогибов. Существенное отличие нашей модели состоит в способе задания нагрузки, входящей в правую часть уравнения упругого изгиба. Полная нагрузка определяется разностью веса двух материальных колонок от поверхности до глубины изостатической компенсации (см. рис. 6.16). Одна из колонок находится в исследуемом месте; другая, гипотетическая, описывает недеформированную и изостатически уравновешенную литосферу.

Вес второй колонки равен (см. рис. 6.16 для объяснения использованных обозначений)

$$g[\rho_{ast} (z_c - \Delta z_{cr} - \Delta z_{lit}) + \rho_{lit} \Delta z_{lit} + \rho_{cr} \Delta z_{cr}];$$

вес первой колонки равен:

$$g \cdot [\rho_{ast} \cdot (z_c - \Delta z_{cr} - \Delta z_{lit} - \Delta z_{cr th} - \Delta z_{lit th} - w) + \rho_{lit} \cdot (\Delta z_{lit} + \Delta z_{lit th}) + \rho_{cr} \cdot (\Delta z_{cr} + \Delta z_{cr th}) + \rho_{sed} \cdot w - \rho_{or} \cdot h] + q$$

Здесь, g – ускорение свободного падения, ρ_{ast} , ρ_{lit} , ρ_{cr} , ρ_{sed} , ρ_{or} – астеносферы, подкоровой литосферы, коры, осадков и орогена (все, что выше уровня моря), соответственно; w – погружение вследствие упругого прогиба литосферы; h – рельеф; Δz_{cr} , Δz_{lit} – мощности недеформированной коры и литосферы; Δz_{cr} th, Δz_{lit} th – изменение мощностей коры и литосферы при коллизии; z_c – уровень изостатической компенсации, q_{ic} – внутрилитосферная нагрузка, определяемая изменениями плотности вещества в результате фазовых переходов, интрузий тяжелого вещества и т.п. Разница веса двух колонок дает полную нагрузку в данном месте:

 $q - q_{ic} = g \cdot \left[-\rho_{asi} \cdot (\Delta z_{cr\,th} + \Delta z_{lit\,th} + w) + \rho_{lit} \cdot \Delta z_{lit\,th} + \rho_{cr} \cdot \Delta z_{cr\,th} + \rho_{sed} \cdot w - \rho_{or} \cdot h \right]$

Это выражение может быть переписано как

 $q - q_{ic} = -(\rho_{ast} - \rho_{sed}) \cdot g \cdot w - \rho_{or} \cdot g \cdot h + (\rho_{lit} - \rho_{ast}) \cdot g \cdot \Delta z_{lit th} - (\rho_{ast} - \rho_{cr}) \cdot g \cdot \Delta z_{cr th}$

Первые два члена в правой части выражения – это хорошо известные выталкивающая сила, возникающая вследствие прогиба литосферы, и нагрузка рельефа. Последние два члена определяют нагрузку/разгрузку, возникающую вследствие утолщения коры и литосферы в целом, – нагрузку корового и литосферного корней. Следует помнить, что положение границы литосфера/астеносфера определяется не только механическими деформациями, но и термальными механизмами. Так, литосферный корень под орогеном может как оторваться механически, так и просто «растаять» вследствие прогревания. Каждый из этих процессов уменьшает величину $\Delta z_{lit th}$, причем она вполне может стать отрицательной, превращаясь, таким образом, из нагрузки в выталкивающую силу. Процессы такого рода нарушают механическое равновесие и приводят к воздыманию орогена на заключительных этапах коллизии [Brunet, 1986; Burg, Ford, 1997].

Мы предполагаем колоколообразное распределение $\Delta z_{cr th}$ и $\Delta z_{lit th}$ по оси x:

$\Delta z(x) = \Delta z_{\max} \cdot \cos^2(\pi(x-x_0)/\Delta x),$	$x_0 - \Delta x/2 < x < x_0 + \Delta x/2;$
$\Delta z=0,$	$x < x_0 - \Delta x / 2$ или
	$x_0 + \Delta x / 2 < x .$

В этом случае, утолщение (утонение) определяется тремя параметрами: максимальным значением (Δz_{max}), центральной точкой (x_0) и размером области (Δx).

Особо следует сказать о задании плотности пород, составляющих ороген. Ороген, как правило, составлен из пород более плотных, чем осадочные породы прилегающих бассейнов. Центральная же часть орогена зачастую представлена еще более плотными породами. Эту часть мы будем называть далее ядром орогена. Оно ответственно за появление локального максимума Буге непосредственно над орогеном. Соответственно, его положение при моделировании и подбиралось исходя из положения этого локального максимума. В упругих расчетах плотность осадков (ρ_{sed}) в члене ($\rho_{ast} - \rho_{sed}$)gw заменялась величиной ρ_{or} во внешних частях орогена или плотностью коры (ρ_{cr}) в его ядре (см. рис. 6.16).

Окончательно следующие параметры модели варьировались с целью получить наилучшее соответствие с наблюдениями: эффективная упругая толщина литосферы (ЭУТ, $T_e(x)$), параметризующая упругие свойства литосферы; горизонтальная сила (*P*); изгибающий момент (*M*); внутрикоровая нагрузка ($q_{ic}(x)$); утолщение/утонение коры (Δz_{cr} th) и литосферы (Δz_{lit} th). Значения эффективной упругой толщины (ЭУТ) литосферы в любой из моделей подбирались автоматически из условия наилучшего совпадения с наблюдениями (минимизацией среднеквадратичного отклонения).

Аномалии гравитационного поля зависят от распределения аномальных плотностей в литосфере. Они были рассчитаны путем непосредственного интегрирования гравитационного эффекта всех аномальных масс. Конфигурация аномальных масс была рассчитана вычитанием «стандартной» литосферы из деформированной. Мощности слоев «стандартной» литосферы (с плоскими горизонтальными границами слоев): кора, включая осадочный чехол, сформированный до предгорной стадии – 45 км, мантийная часть литосферы – 100 км. Петрофизические параметры, использованные в расчетах для коры и литосферной мантии, представлены в табл. 6.4.

Результаты

Моделирование было проведено для 5 профилей, приблизительно ортогонально пересекающих ороген Большого Кавказа (см. рис. 6.15). Результаты представлены на рис. 6.17. Эффект только нагрузки рельефа показан пунктиром для того, чтобы иметь представление об ее относительном вкладе. Модель, дающая наилучшее согласие расчетов с наблюдениями, показана штриховой линией. Параметры этой модели приведены в табл. 6.5.

Мы старались использовать как можно меньшее количество видов нагрузки. Оказалось возможным ограничиться только двумя из них: изменением мощности коры и литосферы. Причем допускалось, что изменение мощности литосферы может быть как положительным, так и отрицательным, так как литосферные корни могут «растаять» или оторваться. Утолщение коры приводит к увеличению плавучести литосферы; утолщение мантийной части литосферы, которая холоднее и, следовательно, тяжелее подстилающей ее астеносферы, утяжеляет литосферу и уменьшает ее плавучесть [Brunet, 1986; Royden, 1993]. Эффект нагрузки литосферных корней может быть особенно важным на первых этапах коллизии. Впоследствии литосферные корни могут быть удалены либо за счет простого прогревания, либо за счет механического отрыва. Этот последний процесс должен привести к значительному воздыманию орогена. Значимость этих двух факторов в эволюции многих орогенов мира отмечалась давно ([напр. Burg, Ford, 1997] и ссылки в цит. работе).

Таблица 6.4

Параметр		Единицы измерения	Верхняя кора	Нижняя кора	Мантия	
Плотность	ρ	кг/м ³	2700	2900	3300	
Модуль Юнга	E^{T}	ГПа	70	70	90)
Коэффициент Пуассона	v	_	0,25	0,25	0,25	
Экспоненциальный фактор	h,	10 ³ м	9	9	—	
		_			Оливин	
Репрезентативная минералогия			Сухой кварцит	Диабаз	сухой	водона- сыще- ный
Степенной фактор,	N	—	2,72	3,05	3,6	3,7
Энергия активации,	E _p	10 ³ Дж/моль	134	276	530	470
Предэкспоненци- альный фактор (лабораторный)	A _{p lab}	1/сек·Па ^N	6,03·10 ⁻²⁴	3,16·10 ⁻²⁰	7 ,2 ·10 ⁻¹⁸	2,9·10 ⁻¹⁹
Предэкспоненци- альный фактор, (скорректиро- ванный на режим деформации)	A _p	1/сек·Па ^N	7,8·10 ⁻²⁴	4,0·10 ⁻²⁰	8,7·10 ⁻¹⁸	3,5·10 ⁻¹⁹

Использованные при моделировании изгиба параметры

*Примечание.*¹ – см. Теркот, Шуберт, 1985, Геодинамика, т. 1, стр. 172–173.

Полученные результаты показывают что: 1) нагрузка рельефа не дает объяснения наблюдаемой конфигурации бассейна и гравианомалий ни для одного из моделированных профилей и, таким образом, необходимо использовать другие виды нагрузки; 2) нагрузка литосферных корней является основным видом нагрузки в краевых частях орогена и, следовательно, главной причиной погружения прилегающих бассейнов (рис. 6.17-а, г, д); 3) отрыв литосферных корней (принимая во внимание наличие коровых корней) является главной причиной подъема Центрального Кавказа и прилегающих областей Предкавказья (рис. 6.17-в); 4) в промежуточных областях все определяется взаимным соотношением коровых и литосферных корней (рис. 6.17-б).

Табл. 6.5

	Про-	Про-	Про-	Про-	Про-
	филь 1	филь 2	филь 3	филь 4	филь 5
Положения разлома (км)	210	150	70	70	100
Ядро орогена: внешняя часть (км)	200-285	130-250		70-150	110-160
Ядро орогена: внутрен- няя часть (км)	210-270	140-240			
ЭУТ (км)	25/60	60	60	50	40
утолщение коры: x ₀ (км)	-	180	130	110	140
утолщение коры: ∆х (км)		150	250	100	100
утолщение коры: ∆z (км)	0	4	5	5	2.5
утолщение литосферы: x ₀ (км)	220	180	130	110	140
утолщение литосферы: ∆х (км)	300	150	350	200	100
утолщение литосферы: ∆z (км)	32	-6	-60	28	45

Параметры моделей изгиба для 5 модельных профилей

Примечание. Расположение профилей указано на рис. 6.15. Результаты моделирования представлены на рис. 6.17. Все величины в километрах. Два значения ЭУТ первого профиля соответствуют двум частям плиты: 210 $\leq x \leq 380$ (ЭУТ = 25 км) и x > 380 (ЭУТ = 60 км).

Таким образом, рельеф не является главным фактором, определяющим погружение среднемиоцен-четвертичного передового прогиба Предкавказья, а всего лишь следствием изменения геометрической структуры литосферы, т.е. возникновения и удаления литосферных корней, утолщения коры и т.д. По отношению к профилю 2 (см. рис. 6.17-6), если рассматривать его отдельно от других, можно было бы сказать, что главным видом нагрузки является нагрузка рельефа. Если же рассматривать

Профиль 1

a



Рис. 6.17. Результаты расчета по 5 профилям

б



Рис. 6.17 (продолжение)

Профиль 3



Рис. 6.17 (продолжение)







Рис. 6.17 (окончание)

его в комплексе с профилями 1 и 3 (см. рис. 6.17-а, в), то можно предложить другой вариант интерпретации: погружение было вызвано нагрузкой литосферных корней на начальных этапах столкновения, позднее продолжающееся утолщение коры и постепенное удаление литосферных корней привело к росту рельефа. Действительно, два крайних модельных случая (см. рис. 6.17-а, д и 6.17-в) соответствуют крайним точкам в эволюции орогена: начальному и заключительному этапу. Область Центрального Кавказа подверглась деформации (на новейшем этапе) раньше других – уже в позднем эоцене (например, [Несмеянов, 1992; Lozar, Polino, 1997]. Со временем деформации распространялись от центральной области на запад и восток и те области, которые сейчас являются краями орогена, подверглись деформации только в предакчагыльское время (ок. 5,2-3,5 млн лет) [Несмеянов, 1992; Щерба, 1993]. Таким образом, можно обрисовать следующую схему эволюции орогена с прилегающими передовыми прогибами (рис. 6.19): на первых этапах коллизия приводит к возникновению значительных литосферных корней, которые, будучи положительной нагрузкой, приводят к погружению передового прогиба, при незначительных высотах гор; в дальнейшем литосферные корни удаляются в результате либо простого прогревания, либо механического отрыва, и это приводит к значительному воздыманию гор и некоторому «разгибанию» бассейна.

Геологические данные могут дать некоторое подтверждение этой точки зрения. Так, скорость подъема Восточного Кавказа, оцениваемая по высоте речных террас, значительно увеличилась (на порядок величины) в позднечетвертичное время [Никитин, 1987]. В это же самое время области бассейна, прилегающие к орогену, испытали подъем [Масляев, 1990], а периферийное поднятие (кряж Карпинского) погрузилось, то есть бассейн начал «разгибаться». Кроме того, данный сценарий объясняет тот факт, что складчатость в горных областях обычно бывает синхронна с погружением передового прогиба и опережает воздымание орогена [Щерба, 1993].

В качестве проверки реальности полученных параметров утолщения литосферы можно независимо оценить величину литосферных корней, на основании уже полученных оценок укорочения коры. Принцип расчета остается тем же, что и в этих реконструкциях, только расчет ведется для слоя мантийной части литосферы. Полученные коровые реконструкции являются исходными. К ним добавляется нижняя граница литосферы, рассчитанная согласно модели остывающей плиты. Оценки представлены на рис. 6.18. Они демонстрируют, что величина литосферных корней вполне достаточна для того, чтобы вызвать наблюдаемое погружение бассейна.



Рис. 6.18. Оценки величины литосферного корня под Кавказом, образовавшегося в результате эоцен-четвертичной коллизии

Значения эффективной упругой толщины литосферы, полученные в результате моделирования, составили около 60 км для Восточного Предкавказья и около 40 км для Западного Предкавказья. Значение ЭУТ для Центрального Предкавказья оказалось невозможно оценить ввиду отсутствия там бассейна. Следует отметить, что полученные значения могут быть не слишком точны, так как положение периферийного поднятия совпадает с границей Скифской платформы, то есть с областью значительного изменения реологических свойств. В этом случае может иметь место эффект локализации периферийного поднятия на механической неоднородности [Waschbuch, Royden, 1992], что может привести к смещению оценок ЭУТ.



Рис. 6.19. Схема, иллюстрирующая основные механизмы, контролирующие современную тектонику Кавказа и Предкавказья

Обсуждение

В Кавказском случае, как и в подавляющем большинстве других, нагрузка рельефа не объясняет наблюдаемое погружение передового прогиба. Более того, в исследуемом случае видна ясная антикорреляция высот рельефа и глубин бассейна. Следовательно, рельеф не должен быть рассматриваем как главная причина погружения бассейна. В некоторых случаях нагрузка рельефа действительно может быть значительной, но она не является первичной. Рельеф сам по себе возникает в результате утолщения/утонения коры и литосферы и перераспределения плотностей в коре и мантии во время и после коллизии. Рост рельефа продолжается до уравновешивания сил плавучести, возникающих в результате структурных изменений в литосфере. Таким образом, рельеф это только один из компенсационных механизмов, и в этом отношении он подобен передовому прогибу. Воздымание орогена и погружение бассейна это только два разных противовеса, уравновешивающих глубинные изменения плотности при коллизии.

В противоположность этому, общепринятая модель передового прогиба основана на предположении, что нагрузка рельефа является основным фактором, обуславливающим погружение бассейна. Результаты моделирования обычно выражаются в виде оценки величины добавочной (к нагрузке рельефа) нагрузки. То есть именно те факторы, которые и определяют эволюцию орогена, рассматриваются как «добавочные».

Таким образом, по нашему мнению, существующая общепринятая методика моделирования и сама модель передового прогиба должны быть модифицированы так, чтобы первичные факторы, определяющие эволюцию орогена и передового прогиба (такие как структура коры орогена полученная на основании глубинной сейсмики, литосферные корни и т.д.), должны явным образом задаваться на входе модели, а производные величины (такие как погружение бассейна, высоты рельефа, гравианомалии) должны быть рассчитываемы. Подбирая параметры модели так, чтобы получить наилучшее согласие расчетов с наблюдениями, мы можем сделать определенные выводы о первичных факторах.

Синтез: геодинамика Предкавказья с триаса по четвертичное время

Погружение Предкавказского бассейна на различных этапах его эволюции контролировалось различными механизмами. Региональный тектонический контекст (рис. 6.20) определялся, главным образом, Тетической субдукцией на юге и вызванными ей открытием и закрытием



Рис. 6.20. Схематические разрезы, иллюстрирующие тектоническую и геодинамическую историю региона

задуговых бассейнов. Корреляция событий Предкавказья, Большого Кавказа и зоны субдукции представлена в таблице 6.6.

Погружение бассейна началось в раннем триасе в результате гравитационного расползания позднепротерозойского Скифского орогена. На первых этапах осадки заполняли грабенообразные структуры, затем осадочный чехол перекрыл всю территорию бывшего орогена. Мощность чехла, вероятно, составляла около 2–3 км. В позднетриасовое время во время эокиммерийской коллизии, в результате столкновения Закавказского террейна со Скифской платформой осадки были смяты и частично сэродированы. Литосфера бассейна была значительно прогрета многочисленными интрузиями. Этот прогрев привел к термальному подъему области и почти полной эрозии триасовых отложений. Последующее остывание литосферы привело к погружению практически всей территории Скифской плиты. Данный механизм определял погружение бассейна на протяжении всего юрско-зоценового времени.

В раннеюрское время (в синемюре) непосредственно к югу от исследуемого региона в задуговой обстановке образовался трог Большого Кавказа. Это событие сказалось также и в Предкавказье, но в значительно меньшей степени: слабое растяжение (первые проценты), произошедшее в обстановке регионального подъема, привело к некоторому ускорению погружения. Кроме того, испытали погружение самые южные области Предкавказья, непосредственно примыкающие к трогу Большого Кавказа. В среднеюрское время бассейн Большого Кавказа был частично закрыт, и эта орогения привела к образованию передового прогиба в южных районах Предкавказья в течении байоса-бата. В конце орогенного этапа (поздний бат) литосфера, упруго прогибавшаяся перед этим под нагрузкой орогена, частично релаксировала («распрямилась»), отложения передового бассейна были частично размыты. Трог Большого Кавказа был заново открыт в келловее. Начиная с этого времени и до миоцена Предкавказье географически было шельфовой частью глубоководного трога Большого Кавказа. Скорость погружения была невелика и замедлялась со временем, погружение определялось сжатием пород остывающей после предшествующих термальных событий литосферы.

Вариации скорости осадконакопления первого порядка определялись, скорее всего, не тектоническими причинами, такими как изменение притока обломочного материала или биологической продуктивности моря, эвстатические колебания уровня моря и т.п.

Следующий этап в эволюции бассейна наступил в позднем эоцене, когда началась коллизия Аравии и Евразии. Трог Большого Кавказа начал закрываться. В это же время восточная и центральная части

Таблица 6.6

Корреляция событий на Кавказе, в Предкавказье и зоне Тетической субдукции

Геологический возраст Прелкавказский бассейн (ПКБ)							йн (ПКБ)					
Абсо. (Мл Относительный [Har land,				Абсол (млн [Har land,	ютный . лет) [Odin, 1994]	Зона Тетической субдукции	Ороген Большого Кавказа (БК)	Западный	Центральный	Восточный		
	1989]				17741		T			11		
Кайнозой		плиоцен	нетвертичні пьячен- ций	ыя акчагыл	3.4	3.4	Коллизионный климакс	Быстрый подъем Главная фаза орогенеза, пропагация орогена из центра на восток и запад Начало орогенеза в центральной области	Погружение форландового типа	Воздымание и эрозия	Пачало разгиоания Погружение форландового типа, значительная эрозия	
			занклии	киммерии	5.2	5.5					периферийного	
	оген		мессиний	понт	6.7	7.1					подпятия	
		мноцен	то рт он	мэотис 9.3	10.4	11			Погружение форландового типа			
	Ħ		серрава- лий	сармат 13.7 конка	14.2	14.7						
			ланг	караган чокрак	16.3	15.8	Коллизия Аравии с Евразией					
			бурдигал	тархан 17	21.5	20.3			Засыпание об- разовавшегося	_		
			аквитан		23.3	23			ранее аккомо- дационного	Быстрое дл	инноволновое Окение	
		IMT (eh	хат	манкоп	29.3	28	A Contraction of the			norp	ужение	
		50	рюпель		35.4	33.7	9		пространства		.	
	оген	зоцен	приабон		38.6	37	Тетическая	Растяжение в Восточно- Черноморской впадине	Пострифтовое погружение,			
	але		бартон		42.1	40	субдукция					
	-		лютет		50	46						
		4 -	нпр		50.5	53	Аккрешия		глубоководного			
		поздинй пало	ланий		65	65	террейнов и		нескомпенси-	Пострифтовое погружение		
			маастрихт		74	72	орогения в		рованного бас-			
			кампан		83	83	Турции, заложение новой зоны субдукции в Загоосе	Фаза сжатия на западе	сейна на юге, медленное платформен- ное погружение на севере		Медленное региональное термальное погружение	
			сантон		86.6	87						
			коньяк		88.5	88	-	Открытие				
	5		турон	···	90.4	92	Тетическая субдукция	Черного моря				
	Σ		сеноман		9/	90			Рифтинг	, вулканизм		
			япт		124.5	113			Медленное региональное погружение			
			баррем		131.8	117						
		HH	готерив		135	123				Региональное воздымание		
		ран	валанжин берриас		140.7	131 135		Эпизод сжатия	Складчатость, воздымание,			
		W	титон		152.1	141			эрозия Медленное			
ЗОЙ		ИЗЛ	киммерид	ж	154.7	146		Возобновление	региональное		1	
Meao		~	келловей		161.3	160		трога БК	погружение		Возлымение	
		ġ.	бат		166.1	164	1	Орогения,	Поличнис		Поррити	
	юра	догте	байос		173.5	170		частичное закрытие трога БК	Погружение форландового типа на юге		погружение форландового типа на юге	
		L	аален		178	175	1	Открытие трога				
		лиас	тоар		187	184	Формирование новой субдукции	БК вдоль	Региональное термальное воздымание, погружение в наиболее южных районах, слабый рифтогенез			
			плинсбах		194.5	191		вулканической дуги Вулканическая дуга				
			синемюр		203.5	200						
		ін- сред- ий ний	геттанг		208	203	Столкновение Гондванских террейнов с Евразией		Орогения на			
			рэт		209.5	-		Орогения	юге и север, погружение в Воздымание, вулканизм центральной части		ис, вулканизм	
	J		нории карний		223.4	230						
	рна		ладиний		239.5	233		Открытие трога	Hauth			
	F		анизий		241.1	240]	Сванетия в	пострифтовое	погружение		
			оленек				Палеотетичес-	задуговой	Гравитационно	е расплывание оро	огена, задуговой	
		В. [±] инд		245	250	кая субдукция	оостановке	рифтинг, рифовый вулканизм				
пермь						Орогения Андского типа	Орогения, дену бассейнов	дация, образован	ие узких молассовых			

Предкавказья испытали быстрое длинноволновое погружение. Механизм этого погружение остается неясным. Его характерные размеры слишком велики для литосферных процессов и, вероятно, причины его лежат в процессах большего масштаба, таких, как мантийная конвекция. Анализ позднеэоцен-раннеолигоценовой коллизионной обстановки на южной окраине Евразии позволяет связать это погружение с отмиранием одного из сегментов тетической зоны субдукции и началом столкновения Аравии и Евразии. В этом случае, причиной погружения может служить неравновесное мантийное течение, вызванное изменением скорости погружения слэба. Это погружение после установления равновесия должно быть сменено подъемом той же области, что и наблюдается в Центральном Предкавказье. В Восточном Предкавказье постмайкопский подъем был скрыт последующим погружением передового прогиба.

Кавказская орогения вступила в главную фазу в среднем миоцене. Начиная с этого времени, Предкавказье испытывало асимметричное погружение передового прогиба, определяемое упругим прогибанием литосферы под воздействием нагрузки орогена большого Кавказа. Главными видами нагрузки (разгрузки), контролирующими погружение бассейна и рельеф гор, являются утолщение коры и литосферы в результате коллизии и отрыв литосферных корней. Утолщение коры и отрыв литосферных корней определяют подъем Центрального Предкавказья. Нагрузка литосферных корней определяет погружение бассейнов, и, в частности, наиболее глубоких бассейнов, располагающихся по краям орогена, где относительная роль литосферных корней наибольшая. Высокий рельеф горной области возникает только на заключительных этапах коллизии после термального рассасывания литосферных корней или их отрыва.

Глава 7

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЧЕРНОМОРСКОГО И ЮЖНОКАСПИЙСКОГО БАССЕЙНОВ

Черноморский и Южнокаспийский бассейны, расположенные в южном обрамлении Восточно-Европейской платформы обладают сходными параметрами (геометрия, структура коры, тепловой поток) и сходными эпизодами быстрого погружения в истории геологического развития. Эти бассейны заложены на океанической или сильно утоненной коре, имеют очень мощный осадочный чехол (до 22 км). И Черноморский и Южнокаспийский бассейны испытали чрезвычайно быстрое погружение в течении плиоцен-четвертичного времени. В это же время Черноморско-Кавказско-Каспийский регион находился в обстановке регионального сжатия.

Для объяснения быстрого плиоцен-четвертичного погружения Черного моря и Южного Каспия была привлечена модель синкомпрессионного вдавливания неоднородной литосферы.

Была проведена реконструкция истории погружения для этих бассейнов, а также моделирование реологических свойств литосферы и ее деформаций в обстановке сжатия.

Черноморский бассейн

Черное море расположено между Европой и Малой Азией и омывает берега Украины, России, Грузии, Турции, Болгарии и Румынии. Его площадь составляет 423 тыс. км², а глубина достигает 2,2 км. Современные представления о структуре Черноморской впадины основываются главным образом на материалах сейсмических исследований [Старостенко, Вольвовский, 1996; Белоусов, Вольвовский, 1989; Туголесов и др., 1985].

На уровне коровой структуры Черноморская впадина состоит из двух бассейнов (рис. 7.1, 7.2): Западно- и Восточно-Черноморского. Западно-Черноморский бассейн имеет в своем основании океаническую



Рис. 7.1. Тектоническая схема Черноморского региона

1 – докембрийский фундамент; 2 – позднепалеозойский фундамент; 3 – мезозойскопалеозойский фундамент; 4 – палеозойская-раннемезозойская аккреционная зона; 5 – неокомский складчато-надвиговый пояс; 6 – позднемеловой-палеоценовый офиоли-товый меланж и флиш; 7 – альпийский ороген; 8 – нерасчлененные континентальные террейны; 9 – апт-альбские рифтовые осадочные бассейны; 10 – альбские рифтовые бассейны с вулканитами; 11 – альбская(?) остаточная вулканическая дуга; 12 – альбские вулканиты и туфы; 13 – позднемеловая вулканическая дуга; 14 – зоценовый вулканический бассейн; 15 – сантон-маастрихтский грабен; 16 – позднепалеозойский молассовый бассейн; 17 – кайнозойский молассовый бассейн; 18 – позднемеловой бассейн с океанической и/или сильно утоненной континентальной корой; 19 – альпийский надвиговый пояс; 20 – сенон-палеоценовый надвиг; 21 – пассивная окраина; 22 – сдвиг; 23 – 3. Черноморско-Саросский разлом; 24 – зона субдукции или субокеаническую кору, которая перекрывается мощным (до 19 км) осадочным чехлом. Восточно-Черноморский – имеет сильно утоненную (до 10 км) континентальную кору в основании и осадочный чехол мощностью до 12 км. Эти бассейны разделены линейно вытянутым блоком континентальной корой – поднятием Андрусова – перекрытым осадочным чехлом мощностью 5–6 км [Белоусов, Вольвовский, 1989, Туголесов и др., 1985, Finetti et al.,1988, Robinson, 1997]. Черноморская впадина окружена позднекайнозойскими горными сооружениями Кавказа, Понтид, Горного Крыма и Балканид, в области которых континентальная кора утолщена до 40–50 км [Старостенко, Вольвовский, 1996; Белоусов, Вольвовский, 1989].

Регион характеризуется повышенной сейсмичностью, которая сосредоточена, главным образом, вдоль границ глубоководной впадины. Глубина сейсмических очагов колеблется от 5 до 20 км, а магнитуда достигает 6-8 баллов. Особо следует отметить круто наклоненную на север сейсмическую зону, погружающуюся под орогенное сооружение Горного Крыма и уходящую в верхи мантии, возможно, до глубин около 100 км; при этом отмечается утолщение земной коры под Горнокрымским орогеном до 50 км [Муратов, 1969]. Сейсмичность региона в целом связана с напряжениями сжатия [Вольвовский, 1989]. Современное (позднекайнозойское) поле напряжений вокруг Черноморской котловины устанавливается как на основе структурного анализа (надвиги в Понтидах и между Крымом и непосредственно Черноморской котловиной), так и по материалам сейсмических исследований, данным GPS [Barka, Reilinger, 1997; Reilenger et al., 1997], а также результатам анализа новейших разрывов и трещин в Крыму и на Кавказе [Расцветаев, 1987]. Все эти материалы свидетельствуют о позднекайнозойском сжатии Черноморской впадины. Главным источником современных напряжений считается коллизия Евразийской и Аравийской литосферных плит.

В осадочном чехле Черноморской впадины выделяется пять сейсмических комплексов, границы между которыми остаются предметом дискуссий [Белоусов, Вольвовский, 1989; Туголесов и др., 1985]. Самый нижний из них – верхнемеловой–гипотетический (см. рис. 7.2); выше последовательно залегают палеоцен-эоценовый, олигоцен-нижнемиоценовый, средне-позднемиоценовый и плиоцен-четвертичный сейсмокомплексы. Предполагаемая мощность мелового комплекса составляет 5–6 км на западе и 3–4 км на востоке, вероятный состав по сейсмическим данным – карбонатный [Туголесов и др., 1985]. Палеоцен-эоценовый комплекс имеет мощность 3–5 км и сложен предположительно карбонатными и глинистыми породами. Олигоцен-нижнемиоценовый комплекс сложен в основном глинами, мощность которых оценивается в 4–5 км.



Рис. 7.2. Разрезы Черноморской впадины (по [Белоусов, Вольвовский, 1989], с изменениями и дополнениями) и положение профилей и псевдоскважин, для которых приводится моделирование истории погружения

Сейсмогеологические разрезы через Черное море

315

Средне-позднемиоценовые отложения также, вероятно, имеют глинистый состав. Их мощность изменяется от 1 до 3 км. Самый молодой – плиоцен-четвертичный комплекс – тоже сложен преимущественно глинами, его мощность во внутренних частях бассейна достигает 2–3,5 км [Иванов, 1999; Белоусов, Вольвовский, 1989; Туголесов и др., 1985]. Все осадочные комплексы от мелового до плиоцен-четвертичного имеют практически горизонтальное залегание без заметных признаков деформаций (кроме некоторых краевых частей бассейна).

Тектоническое положение Черноморского бассейна

Анализу тектонической структуры Черноморского региона в последние годы было посвящено большое количество работ [Милановский, 1991; Никишин и др., 1997; Белоусов, Вольвовский, 1989; Туголесов и др., 1985; Banks, Robinson, 1997; Dercourt et al., 1993; Dixon & Robertson, 1996; Finetti et al., 1988; Görür, 1988; Nikishin et al., 1998; Nikishin et al., 2000; Okay et al., 1994; Robinson, 1997; Robinson et al., 1996; Stampfli et al., 2000; Ustaömer & Robertson, 1997; Yilmaz et al., 1997; Ziegler, 1990 и др.].

По обрамлению Черноморской впадины выделяются следующие разновозрастные тектонические элементы (см. рис. 7.1). С севера впадина ограничена Скифской платформой и орогенными сооружениями Южного Крыма и Большого Кавказа. Скифская платформа имеет позднегерцинской фундамент, испытавший последующие деформации в позднем триасе-начале ранней юры [Милановский, 1991; Муратов, 1969; Никишин и др., 1997; Nikishin et al., 2000]. В Южно-Крымском орогене главные фазы деформаций произошли в предбайосское, предкелловейское и берриасское время. Большекавказский ороген сформировался в позднем кайнозое в результате закрытия позднеюрскозоценового задугового бассейна южного склона Большого Кавказа, который развивался на сильно утоненной континентальной коре [Милановский, 1991; Никишин и др., 1997; Ershov et al., 1999].

К западу от Черноморской впадины располагаются ороген Северной Добруджи, Мезийская платформа, складчатый пояс Балканид, пояс Странжа и Родопский массив. Северо-Добруджинский ороген имеет герцинский фундамент. Начиная с конца перми(?) и в триасовое время в его пределах развивался рифтовый бассейн, который перед келловеем, а так же на рубеже юры и мела, или, возможно, в неокоме испытал складчатые деформации [Banks, 1997; Nikishin et al., 2000; Nikishin, Seghedi et al., 2000; Seghedi, 2000]. Мезийская платформа имеет докембрийский фундамент. В фанерозое основные деформации платформа испытала в позднем палеозое [Banks, 1997; Okay et al., 1994]. Складчато-надвиговый пояс Балканид сформировался в кайнозое [Banks, 1997]. Орогенический пояс Странджа возник в неокоме [Banks, 1997; Okay et al., 1994]. Массив Родопы, фундамент которого сложен породами докембрия и палеозоя, испытал деформации и метаморфизм в позднем палеозое, а также в мезозое: в предсеноманское или даже в предмаастрихтское время [Banks, 1997; Burg et al., 1997].

По южному обрамлению Черноморской котловины располагаются зоны Западных, Центральных и Восточных Понтид. Западные Понтиды (или зона Стамбул) имеют фундамент сходный с фундаментом Мезийской платформы [Banks & Robinson, 1997; Okay et al., 1994]. Зона Центральных Понтид сложена двумя комплексами: раннетриасовым(?) офиолитовым (возраст пород, слагающих этот комплекс, окончательно не установлен) и триасово-среднеюрским нерасчлененным турбидитовым (флишевым). Подобно Горному Крыму, зона Центральных Понтид во время предкелловейской орогении подверглась складчато-надвиговым деформациям [Ustaömer & Robertson, 1997]. Зона Восточные Понтиды имеет позднепалеозойский фундамент [Okay & Sahintürk, 1997], здесь, как и в Горном Крыму и на Большом Кавказе [Nikishin et al., 2000], проявился ааленско-предбайосский орогенез [Robertson, & Grasso, 1995].

К востоку от Черноморской впадины расположены Аджаро-Триалетская зона и Дзирульский массив. Аджаро-Триалетская зона представляет собой меловую вулканическую дугу, заложившуюся на позднепалеозойском(?) фундаменте. Вдоль нее в эоцене образовался рифт, закрывшийся уже в олигоцене [Карякин, 1989; Лордкипанидзе, 1980; Nikishin et al., 2000]. Массив Дзирула имеет плохо изученный докембрийский фундамент. В позднем палеозое он был вовлечен в орогению и подвергся складчатым деформациям, которые сопровождались интенсивным гранитоидным магматизмом [Милановский, 1991].

Внутри Черноморской котловины выделяются два поднятия: Шатского и Андрусова. Поднятие Шатского является вероятным продолжением Дзирульского массива. Поднятие Андрусова также, возможно, имеет фундамент, подобный фундаменту поднятия Шатского.

Важным элементом в структуре обрамления Черноморской впадины является меловой вулканический пояс Среднегорье-Понтиды-Аджаро-Триалеты-Карабах [Лордкипанидзе, 1980; Никишин и др., 1997; Banks & Robinson, 1997; Barka & Reilinger, 1997; Dercourt et al, 1993; Nikishin et al., 2000; Okay et al., 1994; Stampfli et al., 2000; Zonenshain & Le Pichon, 1986]. Хронология его развития изучена пока недостаточно детально, но установлено, что Аджаро-Триалетский сегмент вулканической дуги был активен с апта по турон, а слабые вулканические проявления в нем имели место вплоть до кампана [Карякин, 1989; Лордкипанидзе, 1980]. В Понтидах активность вулканического пояса продолжалась с сеномана(?)-коньяка до кампана, а слабые вулканические проявления читаются и в отложениях маастрихта [Görür et al., 1993; Okay & Sahintürk, 1997; Yilmaz et al., 1997]. Не исключено, что слабый вулканизм в полосе Понтид проявился уже в апте-альбе [Görür et al., 1993]. Вулканическая дуга Среднегорья в Болгарии начала формироваться с сеномана и продолжала активно развиваться до маастрихта. Максимум вулканизма пришелся на сенон [Белоусов, Вольвовский, 1989; Okay et al., 1994].

На северном борту Западно-Черноморской впадины, к юго-западу от Севастополя, в результате подводных исследований был открыт пояс меловых вулканических пород, обнажающихся на континентальном склоне [Шнюков и др., 1997]. Геохимия вулканитов указывает на их островодужный характер. Абсолютные значения возраста, полученные калийаргоновым методом, варьируют от 150 до 100 и даже 65 млн. лет [Шнюков и др., 1997].

Позднемезозойские вуланогенные образования широко представлены в Степном Крыму, на Керченском полуострове, в азовской и одесской областях Черноморского шельфа [Улановская, Воронов, 1995]. Возраст этих пород исследователями трактуется неоднозначно – от апта до сеномана, но большинство полагают, что максимум вулканической активности пришелся на альб, а точнее на его окончание. По составу это дациты, базальты, диабазовые, базальтовые и андезитовые порфириты, лавовые брекчии, различные туфы.

Обращает на себя внимание характер распространения раннемеловых вулканогенных образований в чехле Скифской платформы. Они всецело тяготеют к северочерноморскому шельфу и сопредельным областям, что позволяет связывать их образование с историей формирования Черноморской котловины [Болотов, 1999].

В Горном Крыму также хорошо известны средне-позднеальбские вулканогенные породы. Можно предполагать, что Западно-Черноморский бассейн образовался при расколе примерно вдоль оси альбской вулканической дуги в процессе рифтогенеза.

Вокруг Черноморской впадины выделено большое количество апт-альбских рифтовых бассейнов [Муратов, 1969; Никишин и др., 1997; Görür et al., 1993; Nikishin et al., 1998; Nikishin et al., 2000; Okay et al., 1994; Robinson & Kerusov, 1997; Yilmaz et al., 1997]: Белогорский аптско-альбский бассейн, Салгирский грабен [Бызова, 1981; Муратов, 1969), Каркинитский грабен, грабен Штормовая, Альминский грабен (Nikishin et al., 1998; Nikishin et al., 2000]. В Западном Предкавказье располагается Кубанская депрессия. Начало ее активного погружения приходится на ранний мел, она продолжала интенсивно погружаться в альбе, а, возможно, и в раннем сеномане. Этот процесс сопровождался базальтовым и андезитовым вулканизмом, проявившемся вдоль ее северо-западного борта – армавирский вулканический комплекс [Болотов, 1996; Болотов, 1999; Корнев, 1965; Сократов, 1960].

В Западных и Центральных Понтидах также выделена система аптско-альбских рифтовых бассейнов, выполненных обломочными отложениями с гравитационной олистостромой [Görür et al., 1993; Robinson & Kerusov, 1997]. Вдоль оси трога южного склона Большого Кавказа известен альбско-сеноманский базальтовый магматизм, связанный с фазой растяжения [Лордкипанидзе, 1980]. Альбское синрифтовое воздымание известно для Мезийской платформы [Harbury & Cohen, 1997] и Горного Крыма [Nikishin et al., 2000].

Другим важнейшим структурным элементом, используемым для построения палеодинамических реконструкций, являются сутурные зоны. В современной структуре обрамления Черноморского региона офиолитовые сутуры располагаются южнее Понтид. Главная из них – сутура Измир–Анкара – содержит меловые офиолиты и глубоководные осадки с возрастами от нория до сенона; из этого следует вероятность того, что океанический бассейн существовал, по крайней мере, с позднего триаса до сенона [Nikishin et al., 2000; Okay, 1999]. Время полного закрытия океанического бассейна Измир–Анкара корректно пока не установлено, но можно с уверенностью утверждать, что это произошло или в самом конце мела, или в самом начале палеоцена [Yilmaz et al., 1997].

Другая сутура, Интра-Понтиды, разделяет Западные Понтиды (зону Стамбул) на севере и зону Сакарья на юге [Yilmaz et al., 1997]. Возможно, это был меловой микроокеанический бассейн, закрывшийся перед палеоценом [Elmas et al, 1999], но существуют данные, свидетельствующие и о ее возможном закрытии в неокоме или на рубеже юры и мела [Okay, 1999].

Хронология событий и кинематическая модель раскрытия Черноморской впадины

Многие авторы считают, что Черноморская впадина является мелпалеогеновым задуговым бассейном [Никишин, Коротаев, 2000; Dercourt et al., 1993; Görür, 1988; Nikishin et al., 1998; Okay et al., 1994; Robinson, 1997; Zonenshain & Le Pichon, 1986].

Наша модель раскрытия Черноморского бассейна приведена в работах [Nikishin et al., 2003; Никишин и др., 2001]. Реконструкция для неокома частично совпадает с более ранними моделями многих исследователей [Okay et al., 1994; Robinson & Kerusov, 1997; Zonenshain & Le Pichon, 1986] и является развитием и уточнением наших предыдущих построений [Никишин и др., 1997; Никишин, Коротаев, 2000; Nikishin et al., 1998; Nikishin et al., 2000]. В своих построениях мы «разворачивали» массив Родопы против часовой стрелки более чем на 12 градусов, так как современные палеомагнитные данные показывают, что этот массив поворачивался по часовой стрелке, начиная с середины олигоцена [Dimitriadis et al., 1998]. С учетом этого наилучший вариант раскрытия Черноморских бассейнов представляется посредствам правостороннего сдвига между Западными Понтидами и массивами Родопы-Фракия. При таком движении всех Понтид на юго-запад (здесь и далее все ориентировки по сторонам света даны в современных координатах) можно примерно синхронно раскрыть и Западно- и Восточно-Черноморский бассейны (или сразу один за другим). Наша кинематическая модель показывает. что раскрытие обоих черноморских бассейнов происходило в единой геодинамической обстановке в ходе единой, в целом, тектонической фазы.

Время раскрытия Черноморской впадины, как уже было сказано выше, также остается предметом дискуссий. В целом, считается, что Черноморская впадина образовалась в мелу-палеоцене или даже в эоцене [Лордкипанидзе, 1980; Никишин и др., 1997; Никишин, Коротаев, 2000; Dercourt et al, 1993; Nikishin et al., 1998; Nikishin et al., 2000; Okay et al., 1994; Robinson, 1997; Zonenshain & Le Pichon, 1986].

Мы предполагаем, что наиболее благоприятное время для раскрытия обоих черноморских бассейнов – это сеноман-коньяк [Никишин и др., 2001; Nikishin et al., 2003]. В сеноне-палеоцене Черноморская впадина находилась в целом в обстановке сжатия и максимум компрессии приходился на маастрихт-палеоцен.

Эоценовая история Черноморского региона

В эоцене в Закавказском регионе и в Понтидах доминировала обстановка растяжения [Nikishin et al., 2000; Yilmaz et al., 1997]. В позднем мелу–палеоцене Аджаро-Триалетский бассейн испытал погружение примерно вдоль оси апт-туронского Закавказского магматического пояса. В образовавшемся бассейне активно накапливались карбонатные турбидиты. В эоцене бассейн испытал новую фазу погружения, которая сопровождалась крупномасштабным базальтовым, щелочно-базальтовым и андезитовым вулканизмом и накоплением вулканокластических турбидитов. Пик вулканической активности был в среднем эоцене. Мощность эоценовых отложений достигает 3–5 км [Карякин, 1989; Лордкипанидзе, 1980]. Начиная с позднего эоцена, данный бассейн испытывает сжатие, которое в неогене привело к формированию на его месте складчато-надвигового пояса [Милановский, 1968; Милановский, 1991; Banks & Robinson, 1997; Robinson, 1997]. На западе этот надвиговый пояс переходит в северное ограничение Восточных Понтид.

Эоценовая рифтовая фаза также проявилась в виде среднезоценового коллапса и растяжения орогена Восточных Понтид. В течение этого времени происходило накопление морских вулканокластических серий осадков [Okay & Sahintürk, 1997; Yilmaz et al., 1997]. Среднезоценовая фаза растяжения широко проявилась в Турции, за ней последовала олигоценовая фаза регионального сжатия [Yilmaz et al., 1997].

На Балканах в Болгарии надвигание Балканид на Западно-Черноморскую впадину происходило в среднем-позднем эоцене, что привело к формированию краевого прогиба Камчия [Sinclair et al., 1997].

Олигоцен-четвертичная тектоническая история Черноморского региона

Олигоцен-четвертичный этап тектонической истории Черноморского региона отражен в работах многих исследователей [Милановский, 1968; Милановский, 1991; Никишин и др., 1997; Белоусов, Вольвовский, 1989; Туголесов и др., 1985; Ershov et al., 1998; Ershov et al., 1999; Nikishin et al., 1998; Nikishin et al., 2000; Nikishin et al., 2003; Robinson, 1997 и др.]. Это время характеризуется полифазной компрессией региона, вызванной коллизией Аравийской плиты с южной окраиной Евразии [Dercourt et al., 1993]. На сегодняшний момент общая последовательность событий в истории развития Черноморской области в олигоценчетвертичное время достаточно хорошо изучена. В конце эоцена начал закрываться трог Южного Склона Большого Кавказа, что было связано с пододвиганием его коры под Скифскую платформу. Этот процесс продолжался вплоть до конца раннего миоцена. Со среднего миоцена началась (и продолжается до настоящего времени) асинхронная коллизия бортов трога, сопровождавшаяся общей складчатостью и надвигообразованием, что уже в конце среднего миоцена привело к росту горного сооружения Большого Кавказа [Короновский, Демина, 1999; Милановский, 1991; Ershov et al., 1999]; крупномасштабное воздымание гор началось с позднего сармата (около 11 млн. лет назад).

В олигоцене начал погружаться Туапсинский краевой прогиб, располагающийся между Большим Кавказом и Черным морем. Его погружение контролировалось формированием надвигового пояса [Туго-
лесов и др., 1985; Robinson, 1997]. Одновременно с началом формирования Туапсинского прогиба, т.е. с олигоцена, области Закавказье и Турции были вовлечены в региональное воздымание, но ускорение общего воздымания также началось примерно с позднего сармата. С этого же времени в орогеническом поясе в Кавказско-Турецкой области начался крупномасштабный синорогенный базальтовый, андезитовый и кислый вулканизм [Милановский, 1968; Милановский, 1991; Yilmaz et al., 1997]. Можно предположить, что утолщение коры и ее разогрев в Кавказско-Турецком регионе начались с позднего сармата и этот процесс длится приблизительно последние 11 млн. лет.

Данные сейсмических профилей показывают, что имеется складчато-надвиговый пояс между Понтидами и Черноморской впадиной [Туголесов и др., 1985; Robinson, 1997]. Время этих деформаций плохо датировано, но, по крайней мере, плиоценовые осадки местами деформированы [Robinson et al.,1995]; вероятно, деформации сжатия начались с олигоцена (но мы не исключаем и сенон-палеоценовые складчато-надвиговые деформации).

Несколько инверсионных структур известны на одесской части Северочерноморского шельфа и в северном Крыму [Муратов, 1969; Туголесов и др., 1985; Robinson & Kerusov, 1997]. Главные фазы деформаций в этих структурах проявились, в основном, в предсреднемиоценовое время, но полифазные деформации сжатия начались, вероятно, еще с позднего эоцена [Robinson & Kerusov, 1997].

В Болгарии в Родопах в конце эоцена и в олигоцене имела место обстановка растяжения. К этому времени относятся интенсивные проявления вулканизма известково-щелочной и шошонитовой серий (37–25,5 млн. лет назад) [Yanev & Bardintzeff, 1997], сопровождавшиеся эксгумацией метаморфических пород (37–35 млн. лет назад). В период 22–19 млн. лет назад в Родопско-Мезийском регионе проявилась фаза базанитового вулканизма [Yanev & Bardintzeff, 1997]. Эти данные убедительно свидетельствуют, что с конца эоцена до раннего миоцена Болгарский регион находился в обстановке растяжения.

Между Горным Крымом и Черноморской впадиной, примерно вдоль нижней части континентального склона, располагается краевой прогиб Сорокина [Иванов, 1999; Туголесов и др., 1985]. Он выполнен отложениями олигоцена-нижнего миоцена (около 5 км), среднемиоценплиоцена (несколько сотен метров) и четвертичными осадками (2–3 км). Прогиб осложнен складчато-надвиговой структурой и глиняным диапиризмом. Горный Крым в течение, по крайней мере, позднего мелаэоцена регулярно перекрывался морскими осадками (это вытекает из анализа распределения сохранившихся фаций по нашим данным и известным сводкам [Муратов, 1969]). Кроме того, известно, что, начиная с олигоцена, Горный Крым стал медленно воздыматься [Муратов, 1969], и скорость этого воздымания во времени, в среднем, возрастала. Современный Горный Крым имеет кору толщиной порядка 50 км. Кора такой толщины обладает высокой плавучестью и явно не может перекрываться морскими относительно глубоководными осадками. Значит, до олигоцена в Горном Крыму была нормальная континентальная кора, толщина которой была порядка 40 км – «стандартная» для Степного Крыма. Можно предположить, что за олигоцен-четвертичное время толщина коры Горного Крыма возросла на 10 км. Наиболее простым объяснением этого факта может служить предположение, что кора Черного моря пододвинута под Горный Крым. В зоне поддвига сформировался краевой прогиб Сорокина. Коллизионная тектоника вдоль сутуры Измир-Анкара продолжалась до позднего миоцена [Bozkurt & Satir, 1999]. Левосторонние сдвиговые смещения вдоль Северо-Анатолийского разлома начались с конца миоцена [Robertson, & Grasso, 1995; Yilmaz et al., 1997] с общим смещением около 50 км [Yilmaz et al., 1997].

Таким образом, можно с уверенностью констатировать, что, начиная с конца зоцена-начала олигоцена, в Черноморском регионе преобладала обстановка общего сжатия. Только в Родопском регионе имела место обстановка растяжения. Общий подъем современных гор (и их предполагаемое коровое утолщение) начался вокруг Черного моря около 11 млн. лет назад, т.е. в позднем сармате. Этот подъем сопровождался крупномасштабным вулканизмом и коровым разогревом, что могло быть связано с окончательным отрывом субдуцированного литосферного слэба и литосферных корней после завершения субдукции литосферы океана Тетис и синколлизионного утолщения литосферы орогенов [Никишин и др., 1999]. Такой вывод подтверждается новейшими данными по сейсмотомографии региона: например, на сейсмотомографических профилях под Большим Кавказом «виден» отрыв нижней части бывшей литосферы и отрыв субдуцированных фрагментов литосферы между Кипром и Загросом [Вгunet et al., 2000].

Реконструкция истории погружения Черноморской впадины

Для компьютерного моделирования истории погружения Черноморской впадины мы использовали стандартные процедуры backstrippingанализа [Stackler&Watts, 1978; Ершов, 1997; Коротаев, 1998]. Двухмерные модели были построены на основе геологических разрезов, полученных при интерпретации региональных сейсмических профилей (профили № 1/81, 2/81 [Белоусов, Вольвовский, 1989]). Одномерное моделирование проводилось по так называемым псевдоскважинам – интерпретация разреза сейсмического профиля в конкретной точке. Результаты моделирования показаны на рисунках 7.3 и 7.4.

Одна из основных проблем при моделировании - это восстановление палеоглубин бассейна, тем более что глубины Черноморского бассейна в ходе его эволюции составляли первые километры. Пока нет корректных данных по истории палеоглубин Черного моря. Главный источник информации – это интерпретация сейсмических профилей. Такая интерпретация показывает, что в доолигоценовое время глубоководный бассейн уже существовал, так как отчетливо распознаются доолигоценовые пассивные окраины [Белоусов, Вольвовский, 1989; Туголесов и др., 1985]. Как уже было сказано выше, мы предполагаем, что рифтинг в Черноморской впадине имел место в апте-альбе, а спрединг океанической коры и (или) крупномасштабное утонение континентальной коры были в сеномане-коньяке. Если обратиться к современным формирующимся задуговым бассейнам с небольшими участками океанической коры, например, Тирренскому морю, то известно, что такие бассейны имеют глубины около 3-3,5 км. Мы предполагаем, что сенонско-эоценовая Черноморская впадина была подобна современной Алжиро-Прованской с глубинами около 2,5-3 км и возрастом коры порядка 25 млн. лет.

Нет корректных данных об изменении палеоглубин Черного моря в олигоцен-четвертичное время. Но современные грязевые вулканы на дне Черного моря выносят пелагические олигоценовые глины [Иванов, 1999]. Данные по палеоканьонам на пассивных окраинах и данные по истории шельфов указывают на отсутствие значительных (больше нескольких сотен метров) колебаний уровня моря. Таким образом, мы предполагаем, что в олигоцене-неогене палеоглубины Черного моря были близки к современным. Однако надо заметить, что крупный вероятный эпизод понижения уровня Черного моря на первые сотни метров произошел в конце миоцена-начале плиоцене (около 6,5-5,0 млн. лет назад) [Милановский, 1968; Ershov et al., 1998; Jones & Simmons, 1997].. Это падение уровня было, возможно, связано с т.н. Мессинским кризисом, когда произошел разрыв связи Западного Паратетиса с Мировым океаном [Чумаков, 1993]. Это повлекло за собой разрыв связей между отдельными бассейнами Паратетиса, одним из которых был Эвксинский (Черноморский).

При одномерном моделировании истории погружения выделяются следующие три стадии (рис. 7.5): 1) Поздний мел-эоцен (97–36 млн. лет назад). Глубина бассейна к концу стадии составляла 2,5 км, величина тектонического погружения (каким бы было погружение, если бы вес



Рис. 7.3. Результаты одномерного моделирования истории погружения Черноморской впадины Расположение псевдоскважин показано на рис. 7.2



Рис. 7.4. Результаты двухмерного моделирования истории погружения Черноморской впадины (с коррекцией на декомпакцию и палеоглубины)





326



Рис. 7.5. Реологическая модель и модель синкомпрессионного вдавливания для Черного моря

327

осадков и воды были равны нулю [Ершов, 1997]) в Западно-Черноморском бассейне – 4,3 км, а в Восточно-Черноморском – 3,8 км, скорость тектонического погружения достигала 70–80 метров в миллион лет. 2) Олигоцен-миоцен (36–5,2 млн. лет назад). Глубина бассейна сократилась с 2,5 до 2,25 км, величина тектонического погружения в Западно-Черноморском бассейне составила 0,6 км, а в Восточно-Черноморском – 0,4 км, скорость тектонического погружения достигала 20–30 метров в миллион лет. 3) Плиоцен-четвертичное время (5,2–0 млн. лет назад). Глубина бассейна сопоставима с современной глубиной – 2,0–2,2 км, величина тектонического погружения – 0,45–0,5 км в обоих бассейнах, скорость тектонического погружения достигала 85 метров в миллион лет.

Наше моделирование, как и результаты предыдущих работ [Артюшков, 1993; Robinson et al.,1996; Spadini et al.,1997], показали, что ускорение погружения фундамента Черноморского бассейна произошло в плиоцен-четвертичное время.

Моделирование продемонстрировало, что в олигоцене не было ускорения тектонического погружения фундамента, значительные мощности объясняются крупномасштабным ускорением скорости седиментации в связи с началом роста горных сооружений вокруг Черного моря.

Для объяснения быстрого плиоцен четвертичного погружения бассейна мы привлекаем модель синкомпрессионного вдавливания ли-тосферы.

Модель синкомпрессионного изгиба литосферы

Быстрое погружение бассейна произошло одновременно с нарастанием сжатия и орогенезом на границах. Мы предлагаем объяснить быстрое синкомпрессионное погружение упругой редакцией литосферы Черноморского бассейна на возрастание напряжений сжатия [Коротаев, 1998; Nikishin et al., 2003]. Такой механизм предлагался для объяснения быстрых фаз погружения в Северном море [Kooi et al., 1991], неотектонических движений в Баренцевом море [Коротаев, 1998]. Основной идеей предложенного механизма является упругий отклик реологически неоднородной литосферы на приложенную горизонтальную силу. Механические свойства литосферы в первом приближении могут быть описаны в рамках модели упругой плиты. Механически эквивалентная литосфере упругая плита, т.е. такая плита, которая реагирует на приложенные вертикальные и горизонтальные нагрузки, так же, как и литосфера, задается двумя параметрами: величиной эффективной упругой толщины (ЭУТ) и положением эффективной средней поверхности (ЭСП) [Ershov, 1999]. И ЭУТ и ЭСП зависят от термального режима и структуры коры

[Ershov, 1999]. Величина ЭУТ определяет, в основном, отклик литосферы на вертикальные нагрузки, в то время как пространственная конфигурация ЭСП контролирует реакцию литосферы по отношению к горизонтальным нагрузкам. Отклонения ЭСП от плоскости с соответствующей длиной волны (которая зависит от величины ЭУТ) усиливаются при приложении горизонтальных сжимающих сил [Ershov, 1999]. Значительные отклонения ЭСП могут быть созданы не только за счет деформации, но и в результате изменения термального режима и коровой структуры.

Литосфера исследуемого региона имеет значительную неоднородность, как структурную, так и термальную. Предполагается, что в центре бассейна океаническая литосфера относительно холодная и жесткая. В то же время, недавние орогены, развивающиеся по границам бассейна (Кавказ, Понтиды), имеют реологически слабую литосферу. Мы использовали алгоритм, предложенный А.В.Ершовым [Ershov, 1999], чтобы рассчитать конфигурацию эквивалентной упругой плиты (ЭУТ и ЭСП) для меридионального разреза через центр бассейна. Упругая плита, механически эквивалентная литосфере Черного моря, изогнута вниз в центральной части бассейна. Сжимающая сила величиной 10¹³ Н/м вызывает погружение с максимальной амплитудой около 0,4 км в центре бассейна (см. рис. 7.5). Такая амплитуда соответствует результатам реконструкции истории погружения Черноморского бассейна. Профиль расчетного погружения также соответствует полученному из реконструкции. Таким образом, численный расчет свидетельствует о принципиальной возможности предложенного механизма.

Выводы

1. Западно- и Восточно-Черноморский бассейны возникли при расколе раннеальбской вулканической дуги. Глубоководные бассейны образовывались при значительном вытягивании континентальной коры и (или) локальном спрединге океанической коры в сеномане-коньяке в обстановке задугового растяжения, которая возникла при откатывании на юг субдукционной системы Понтид. Западночерноморско-Саросский разлом был, вероятно, главным сдвигом, контролировавшим раскрытие черноморских бассейнов.

2. В сеноне-палеоцене Черноморская впадина находилась в основном в обстановках сжатия, а в эоцене преобладали условия растяжения в связи с коллапсом орогенов в Турции.

3. С конца зоцена преобладают обстановки сжатия (за исключением Родопско-Мезийского района). 4. Результаты динамического моделирования показали, что фазу плиоцен-четвертичного быстрого погружения Черноморской впадины можно объяснить вдавливанием его литосферы вниз под воздействием региональных сил сжатия.

Южнокаспийский бассейн

Глубоководная впадина Южного Каспия расположена на юге Каспийского моря к югу от Восточно- Европейской равнины. С запада она граничит с Кавказом и Куринской низменностью, с востока – с Туркменской низменностью, с юга – с горами Эльбурс, северная граница Южно-Каспийского бассейна проводится по Апшеронскому подводному порогу. Современное Каспийское море имеет площадь 378 тыс. км². Глубина моря резко неоднородна – на севере Каспийское море мелководное и его глубины не превышают 200 метров, к центральной части и к югу Каспийское море резко углубляется (центр – 500 метров, юг – 925 метров).

Тепловое поле Южного Каспия характеризуется как невысокими значениями, так и аномально низким градиентом. Значения теплового потока в пределах Южно-Каспийской впадины не превышают 30–40 мВт/м². Вероятно, значение теплового потока сильно понижено за счет экранировки его мощной толщей осадочных пород [Старостенко, Вольвовский, 1996].

Мощность осадочного чехла Южного Каспия достигает 22 км [Мамедов, 1992]. Мощности верхней коры в регионе не превышают 5– 10 км, более того, на большей части региона верхняя кора отсутствует [Крылов, 1987; Лебедев, 1990]. Мощности верхней коры закономерно уменьшаются с севера на юг вплоть до 0. Скорости прохождения сейсмических волн в породах верхнего слоя коры 5,5–6,0 км/с.

Граница подошвы нижнего слоя коры (граница Мохоровичича) выделяется по границе сейсмических скоростей 7,9–8,0 км/с. В центральной и южной частях впадины нижняя кора непосредственно подстилает осадки. Мощность нижней коры составляет около 10 км.

Предполагается, что Южно-Каспийский бассейн был образован в поздней юре за счет задугового растяжения [Berberian, 1983; Nikishin et al., 2001; Zonenshain & Le Pichon, 1986; Brunet et al., 2003; Коротаев и др., 2003]. Структура чехла известна в большей степени по сейсмическим данным. В целом, в чехле Южного Каспия выделяются 9 предполагаемых сейсмических комплексов: юрский, карбонатный, до 1 км; меловой, терригенно-карбонатный, 3 км; палеоцен-эоценовый, терригенно-карбонатный, до 1,5 км; олигоцен-раннемиоценовый, терригенный, 2–3 км; средне-верхне-миоценовый, терригенный, 2–3 км; ранний плиоцен (продуктивная серия), песчано-глинистые отложения, 6–8 км; поздний плиоцен-терригенные отложения, 2 км; четвертичные отложения, 2 км [Мамедов, 1992].

Современные стрессовые поля, полученные из структурных данных, данных землетрясений и измерений спутниковой навигации показывают обстановку сжатия в Южном Каспии [Pristley et al., 1994; Копп,1991]. Сжатие вызвано движением на север Аравийской плиты со скоростью 1,8 см/год [Zonenshain & Le Pichon, 1986].

Стандартная модель пострифтового термального погружения не может объяснить быстрого плиоцен-четвертичного погружения Южно-Каспийского бассейна [Коротаев, 1998]. В это время регион находился в обстановке регионального сжатия, поэтому для объяснения привлекается механизм синкомпрессионного вдавливания литосферы.

Тектоническое положение Южно-Каспийского бассейна

Геологическое строение Южно-Каспийского бассейна подробно рассмотрено в [Максимов, 1992; Dercourt et al., 1993; Dercourt et al., 1986; Dixon and Robertson, 1996; Nikishin et al., 1998b; Nikishin et al., 1998a; Nikishin et al., 2001].

Южно-Каспийский бассейн окружен следующими разновозрастными геологическими образованиями (рис. 7.6).

1. Скифская платформа к северу от Большого Кавказа с позднепалеозойским фундаментом, также деформированным на границе триаса и юры [Белов, 1981; Милановский, 1991; Nikishin et al., 1998b; Nikishin et al., 1998a].

2. Туранская платформа к северо-востоку от Южно-Каспийского бассейна с позднепалеозойским фундаментом, также деформированным на границе триаса и юры [Милановский, 1991; Максимов, 1992].

3. Ороген Большого Кавказа, сформировавшийся в результате закрытия юрско-эоценового задугового бассейна с позднего эоцена до настоящего времени [Милановский, 1991; Nikishin et al., 1998b; Nikishin et al., 1998a].

4. Терско-Каспийский молассовый предгорный прогиб к северу от Большого Кавказа [Короновский и др., 1990; Короновский и др., 1997; Милановский, 1991; Ershov et al., 1999, Ershov et al., 1998]. В средней юре он был предгорным прогибом для мезозойского орогена Большого Кавказа, в келловее-оксфорде – шельфовой территорией для трога Большого Кавказа с усилением погружения в мелу-эоцене, с конца позднего эоцена-олигоцена Терско-Каспийский бассейн стал предгорным прогибом для альпийского орогена Большого Кавказа.





— Рис. 7.6. Схема тектонического районирования Южно-Каспийского региона

1 – палеозойский фундамент; 2 – Иранские континентальные террейны; 3 – Эльбурс; 4 – Альпийский складчатый пояс – бывшая часть бассейна типа Южно-Каспийского; 5 – мел-кайнозойская аккреционная зона с офиолитами; 6 – юрско-меловая океаническая дуга; 7 – меловая вулканическая дуга; 8 – эоценовая магматическая дуга; 9 – деформированные эоценовые рифтовые бассейны; 10 – Южно-Каспийский бассейн с океанической корой и молассовым заполнением; 11 – олигоцен-четвертичный молассовый бассейн; 12 – зона субдукции; 13 – надвиговый пояс; 14 – сдвиги; 15 – разломы; 16 – антиклинали.

5. Карабахский магматический пояс, расположенный в Закавказье. Он был активен с байоса по поздний мел с максимумом активности в байосе-бате и киммеридже [Nikishin et al., 2001].

6. Вулканическая дуга Восточных Понтид как западное продолжение Карабахского магматического пояса [Okay and Sahintürk, 1997; Yilmaz et al., 1997; Nikishin et al., 2001].

7. Куринский бассейн, расположенный на юге от Большого Кавказа. Это предгорный прогиб, заполненный молассовыми отложениями мощностью 5–8 км [Белов, 1981; Милановский, 1991]. Комплекс имеет две части: олигоцен-позднемиоценовую (майкопскую) и среднемиоценчетвертичную.

8. Аккреционный комплекс мезозойско-кайнозойского возраста с остатками океанической коры, расположенный к югу от Понтиды-Транскавказской магматической дуги.

9. Альпийский ороген Копет-Даг к востоку от Южного Каспия. Ороген Копет-Дага – инвертированный мезозойский бассейн. Орогения и сжатие начались в конце эоцена–олигоцене [Милановский, 1991; Мамедов, 1992].

10. Ороген Большого Балхана, структура, сходная с Копет-Дагом, продолжение юрско-эоценового бассейна Копет-Дага [Милановский, 1991; Мамедов, 1992].

. 11. Предкопетдагский молассовый бассейн к северу от Копет-Дага, заполненный олигоцен-четвертичными осадками.

12. Западно-Туркменский бассейн, расположенный к западу от Копет-Дага и являющийся восточной частью Южно-Каспийского бассейна, мощность осадков достигает 10–15 км. Быстрое погружение бассейна началось в позднем олигоцене, синхронно с подъемом Копет-Дага [Мамедов, 1992].

13. Ороген Эльбурса, расположенный к югу от Южного Каспия. Ороген имеет сложную тектоническую структуру, сложен комплексами осадочных и вулканических пород, имеющих возраст от девона до олигоцена, и окончательно сформирован Альпийской орогенией, начиная с олигоценового возраста [Haghipour, Aghanabati, 1989; Wensink, Varekamp, 1980; Saidi et al., 1998; Berberian, 1983; Berberian & Berberian, 1983].

14. Аджаро-Триалетская зона – меловая вулканическая дуга на позднепалеозойском основании, подвергшаяся эоценовому рифтингу и полной инверсии после эоцена [Карякин, 1989; Nikishin et al., 2001].

15. Эоценовый пояс Севан–Талыш–Южный Эльбурс, представленный, главным образом, эоценовыми вулканитами и вулкано-кластическими осадками.

16. Магматический пояс Санандадж–Сирджан, расположенный в высоком Загросе, образован, в основном, телами ранне- и позднемеловых (возможно от юрских до палеогеновых) гранитоидов [Haghipour, Aghanabati, 1989; Berberian & Berberian, 1983].

17. Центрально-Иранский эоценовый вулканический пояс, расположенный к северу от Загроса. Известково-щелочной вулканизм пояса связан с субдукцией литосферы Тетиса [Berberian, 1983; Dercourt et al., 1993].

18. Мезозойский офиолитовый комплекс к югу от Копетдага, возможно, являющийся продолжением Севанской офиолитовой зоны.

19. Апшероно-Балханская складчатая зона, ограничивающая Южно-Каспийский бассейн с севера. Зона связывает орогены Большого Кавказа и Копетдага, по сейсмическим данным может быть транспрессионной структурой [Abrams & Narimanov, 1997], но не исключено и ее образование как зоны поддвига южно-каспийской коры на север.

История геологического развития бассейна

Болышинством авторов предполагается, что Южный Каспий является мезозойским-палеогеновым задуговым бассейном [Berberian, 1983; Abrams & Narimanov, 1997; Dercourt et al., 1986; Dercourt et al., 1993; Nikishin et al., 1998b; Nikishin et al., 2001].

Мы предполагаем, что большой задуговой бассейн, включающий трог Большого Кавказа, Южно-Каспийский бассейн и Копет-Дагский бассейн, мог образоваться на утоненной континентальной—океанической коре в келловее—поздней юре [Nikishin et al., 2001; Brunet et al., 2003; Коротаев и др., 2003].

Можно выделить следующие основные этапы тектонической истории Южно-Каспийского бассейна: келловей-поздняя юра, мел-эоцен, олигоцен-миоцен, плиоцен-квартер. Мы предполагаем, что основная эпоха рифтогенеза и растяжения коры с локальным океаническим спредингом происходила с келловея до поздней юры. В это время Копет-Даг был шельфовым бассейном глубоководного Южно-Каспийского трога, продолжением которого также являлся и трог Большого Кавказа.

С мела по эоцен бассейн испытал слабое термальное пострифтовое погружение, усиленное стрессовыми событиями (события на границе юры-мела, в сеноне-палеоцене, и возможное событие растяжения в эоцене) и заполнялся глубоководными осадками (карбонатами и турбидитами).

В течение олигоцена-миоцена бассейн испытал более быстрое погружение, с преимущественным накоплением глинистых осадков. Начало ускоренного погружения произошло одновременно с началом Альпийской коллизии в регионе. Бывший бассейн Копет-Даг был инвертирован в это время. Трог Большого Кавказа также претерпел инверсию; поддвигание его коры на север, происходившее в течение олигоцена, сменилось нерегулярной коллизией в бывших окраинных частях бассейна в миоцене.

В плиоцен-четвертичное время Южно-Каспийский бассейн испытал очень быстрое погружение, что совпало с поднятием гор Большого Кавказа, Копет-Дага и Эльбурса.

Реконструкция истории погружения

Нами выполнена реконструкция истории погружения бассейна по сводным разрезам (рис. 7.7) и вдоль сейсмического профиля (рис. 7.8) в центральной части Южного Каспия, на основании которой можно выделить основные этапы тектонической истории Южно-Каспийского бассейна: келловей-поздняя юра, мел-эоцен, олигоцен-миоцен, плиоценквартер.

Реконструкция выполнена методом backstripping-анализа [Ершов, 1997; Коротаев, 1998]. Законы уплотнения для основных литотипов были рассчитаны на основании скважинных замеров пористости [Bredehoft et al., 1998]. Они отражают значительно меньшую по сравнению с другими регионами степень уплотнения пород с глубиной. Была использована шкала абсолютного геологического времени из работы [Odin, 1994]. Усреднение амплитуды погружения вдоль профиля позволяет снять влияние латеральных вариаций мощности, возникающих за счет глиняного диапиризма (рис. 7.9).

Одной из главных проблем восстановления истории погружения является проблема корректного учета палеоглубин. Основная эпоха рифтогенеза и растяжения коры с локальным океаническим спредингом в Южном Каспии происходила с келловея до конца юры. В это время Копетдаг был шельфовым бассейном глубоководного Южно-Каспийского



Рис. 7.7. Кривые погружения для Южно-Каспийского региона



Рис. 7.8. Кривые погружения для случая термального пострифтового погружения бассейна с возрастом океанической коры – келловей-верхняя юра и реальные кривые погружения по Южному Каспию

трога, продолжением которого также являлся и трог Большого Кавказа. Мы предположили, что с келловейского времени глубина возрастала от нуля до максимального значения 2,5 км к началу олигоцена (такие глубины характерны для современных молодых бассейнов с океанической корой, как, например, бассейн Тирренского моря). В олигоцене (майкопское время) резко возрос привнос осадочного материала в бассейн. В расчетах палеоглубина на олигоцен-четвертичном этапе была положена линейно уменьшающейся до современного уровня (900 м).

Юрский этап развития бассейна характеризуется быстрым синрифтовым погружением. С мела по эоцен бассейн испытал более медленное пострифтовое погружение. В это время бассейн заполнялся глубоководными осадками (карбонатами и турбидитами). В течение олигоцена-миоцена скорость погружения бассейна увеличилась; состав отложений преимущественно глинистый. Ускорение погружения произошло одновременно с началом Альпийской коллизии в регионе. В это же время был инвертирован бассейн Копетдага. Трог Большого Кавказа также претерпел инверсию: поддвигание его коры на север, происходившее в олигоцене, в миоцене сменилось неравномерной по простиранию коллизией в бывших окраинных частях бассейна. В плиоценчетвертичное время Южно-Каспийский бассейн испытал очень быстрое погружение (величина тектонического погружения на этом этапе составляет 2 км, скорость – 1200 м/млн лет), что совпало с поднятием гор Большого Кавказа, Копетдага и Эльбурса. Форма кривой тектонического погружения на юрско-олигоценовом этапе характерна для рифтовых бассейнов (быстрое начальное погружение, за которым следует экспоненциально замедляющееся пострифтовое погружение). Мы рассчитали модель погружения бассейна, испытавшего рифтинг и пострифтовое термальное остывание литосферы (рис. 7.8). Временные рамки рифтового этапа были выбраны соответствующими времени открытия Южного Каспия: начало растяжения бассейна – 157 млн лет назад (келловей), конец растяжения – 145,6 млн лет назад (начало мела). Коэффициент утонения литосферы на рифтовом этапе был подобран так, чтобы получить наилучшее соответствие модельной и реконструированной кривых тектонического погружения.

В течение 11 млн. лет от момента открытия модельный бассейн быстро погрузился в результате утонения литосферы при рифтогенезе и ее изостатической компенсации (пострифтовое тектоническое погружение составляет 800 м). Затем, на пострифтовом этапе, погружение модельного бассейна стало более медленным и со временем замедлялось (суммарно пострифтовое термальное погружение составило 600 м за 145 млн. лет). Пострифтовое погружение бассейна было обусловлено остыванием литосферы.

При сравнении кривой погружения модельного бассейна с графиком погружения, построенным на основании данных сводного разреза региона методом backstripping-анализа (рис. 7.10), видно совпадение графиков для времени 157–35 млн. лет, отчетливо выражена разница в 1,5 км в тектоническом погружении в период 3,5–3,4 млн. лет и разница в 2 км для времени 3,4–0 млн. лет (плиоцен-четвертичное время). Это добавочное погружение не может быть объяснено за счет дополнительных этапов растяжения, так как в олигоцен-четвертичное время регион находился в обстановке сжатия.

Для объяснения быстрого плиоцен четвертичного погружения бассейна мы привлекаем модель синкомпрессионного вдавливания литосферы, которая описана выше более подробно. Упругая плита, механически эквивалентная литосфере Южного Каспия, изогнута вниз в центральной части бассейна. Сжимающая сила величиной 10¹³ Н/м вызывает погружение с максимальной амплитудой около 2 км в центре бассейна (см. рис. 7.10). Такая амплитуда соответствует результатам реконструкции истории погружения Южно-Каспийского бассейна. Таким образом, численный расчет свидетельствует о принципиальной возможности предложенного механизма. Однако величина силы превышает стандартные величины сил, характерные для тектоники плит (2–5*10¹² Н/м). Причина таких высоких сил, вызвавших быстрое погружение Южного Каспия,



Рис. 7.9. Двухмерная модель погружения для Южного Каспия (региональный сейсмопрофиль по [Мамедов, 1992])



Рис. 7.10. Реологическая модель и модель синкомпрессионного вдавливания для Южного Каспия

нуждается в дополнительном изучении. Возможно, это обусловлено процессом, аналогичным хорошо известному в механике явлению концентрации напряжений на жестком включении.

Выводы

Южно-Каспийский бассейн открылся в келловее-поздней юре. С мела по эоцен бассейн погружался за счет пострифтового остывания литосферы. В олигоцен-четвертичное время скорости тектонического погружения значительно возросли. Это событие совпало с альпийской коллизией в регионе. Реконструкция истории погружения показывает аномально быстрое тектоническое погружение в плиоцен-четвертичное время. Это увеличение скорости погружения можно объяснить синкомпрессионным вдавливанием реологически неоднородной литосферы. Предлагаемая модель подтверждается численными расчетами, однако требует для своего осуществления значительных по величине сил.

Глава 8

СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОСРЕДИЗЕМНОМОРСКО-ТАВРСКО-ЗАГРОССКОЙ СУБДУКЦИОННО-НАДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ

Введение

Субдукционные системы давно изучаются геологами. Появление новых данных сейсмотомографии позволяет на качественно новом уровне изучать их структуру и историю формирования. Одной из самых интересных субдукционных систем является Тетическая зона субдукции, которая в кайнозое прослеживалась вдоль всего пояса Тетис, а в настоящее время многие из ее сегментов превратились в коллизионные зоны. Поведение и динамику развития зоны субдукции можно наблюдать вдоль южного края Европейского континента от Италии до Загроса, используя данные сейсмотомографии, приведенные в предыдущей главе, а также неопобликованные данные сейсмотомографии, полученные группой В.Спакмана, в интерпретации которых мы принимали участие.

Строение Восточносредиземноморско-Таврско-Загросской субдукционно-надвиговой системы

Восточносредиземноморско-Таврско-Загросская субдукционнонадвиговая система ограничивает Африканскую и Аравийскую плиты с севера и имеет сложное строение (рис. 8.1). При описании этой системы мы будем в основном опираться на недавние сводки [Лимонов, 1998; Stampfli et al., 2001; Robertson, Grasso, 1995; Robertson, 2000; Gautier et al., 1999; Никишин и др., 1999] с учетом новых данных сейсмотомографии [Spakman et al., 1993; Bijbrans et al., 1998; Van der Voo et al., 1999; Brunet et al., 2000а, 6, 2001; Ершов и др., 2001; Никишин, Ершов, 2003].

Первая с запада субдукционная дуга – Эллинская (или Критская). Она четко прослеживается по данным сейсмотомографии верхней мантии [Spakman et al., 1993] и по сейсмическим данным [Parazachos et al., 2000], южнее ее наблюдается широкий аккреционный комплекс. Данная



Рис. 8.1. Тектоническая схема региона

Черные линии с залитыми треугольниками - современные зоны субдукции; то же, но с белыми треугольниками - зоны, где произошел отрыв субдуцированного слэба. Протяженная фиолетовая линия - зона меловой субдукции.

субдукционная система существует точно с олигоцена и предположительно с эоцена [Trotet et al., 2001], при этом она последовательно отодвигалась к югу [Лимонов, 1998]. К северу от Эллинской зоны субдукции с 25–21 млн лет назад формируется Эгейский задуговой бассейн растяжения [Лимонов, 1998; Gautier et al., 1999; Trotet et al., 2001] (рис. 8.2). В ходе субдукции в мантию погружается мезозойская океаническая литосфера с отдельными континентальными террейнами [Лимонов, 1998; Ben-Avaraham et al., 2002].

Далее к востоку наблюдается Кипрская субдукционная дуга, прослеживаемая южнее Кипра. По данным сейсмотомографии субдуцированный слэб виден до глубин около 300 км [Brunet et al, 2000a, б, 2001; Ершов и др., 2001]. По данным геологических реконструкций Кипрская субдукционная система возникла в начале миоцена [Лимонов, 1998; Robertson, 2000]; в среднем-позднем эоцене зона субдукции проходила севернее Кипра, но после аккреции Кипрского террейна к зоне Таврид зона субдукции перескочила к югу от вновь причлененного террейна [Robertson, 2000]. Примечательно, но на данных сейсмотомографии, полученных В.Спакманом и коллегами [Brunet et al., 2000a, б, 2001; Ершов и др., 2001] отчетливо видны в низах верхней мантии севернее Кипра под Тавридами остатки холодного субдуцированного слэба. То есть, данные сейсмотомографии подтверждают факт вероятного перескока зоны субдукции примерно в олигоцене от зоны Таврид к южному краю Кипра. Севернее Кипра располагается пояс осадочных бассейнов Залив Анталья-Киликия-Адана. Эти впадины образовались при растяжении и рифтинге, начиная с позднего миоцена [Лимонов, 1998; Robertson, 2000], или с границы олигоцена-миоцена [Dhont et al., 1999]. Задуговое растяжение считается основной причиной их формирования [Лимонов, 1998; Dhont et al., 1999; Robertson, 2000] с некоторым отступанием зоны субдукции назад.

Далее к востоку наблюдается Хатай-Восточно-Таврская надвиговая зона со сложным строением. Сначала, юго-западнее Кипра в Левантийском бассейне Кипрская субдукционная зона переходит в надвиговолевосторонне-транспрессионную зону Латакиа [Robertson, 2000]. К востоку на суше она переходит в надвиговый пояс Хакай-Восточный Тавр с многочисленными офиолитовыми зонами. Для надвигового пояса также типичны выступы метаморфических комплексов типа Битлис. По геологическим данным [Robertson, 2000], в этой зоне до конца эоцена была субдукционная система остаточного океана Неотетис с падением на север. Примерно в олигоцене произошло закрытие этого бассейна, а с раннего миоцена формируются верхнекоровые надвиги, то есть субдукция в этой зоне закончилась в олигоцене-раннем миоцене. Согласно



Рис. 8.2. Карта современной геодинамики субдукционной системы Тетисид Пунктиром оконтурены области неотектонического растяжения. Стрелки и цифры показывают направление и скорость современных горизонтальных движений (относительно стабильной Европы) сводке [Gautier et al., 1999] субдукция закончилась до 16 млн. лет назад, так как с того времени (около 16–11 млн. лет назад) Аравийская и Анатолийская плиты стали кинематически взаимно увязаны: Аравийская плита послужила индентором для Анатолийской плиты. Примерно параллельно надвиговой зоне Хакай–Восточный Тавр и несколько севернее проходит Восточно-Анатолийский левосдвиговый разлом, который с юго-востока оконтуривает Анатолийскую плиту [Короновский, Демина, 1999; Трифонов, 1999; Stampfli et al., 2001; Alger et al., 2000; Robertson, 2000]. Этот разлом несколько моложе надвигового пояса и активен, по крайней мере, с позднего плиоцена [Robertson, 2000]. В современное время именно вдоль него сосредоточены основные движения.

По данным сейсмотомографии [Brunet et al., 2000a, б, 2001; Ершов и др., 2001] поясу Хакай-Восточный Тавр в верхней части верхней мантии не соответствует холодный субдуцированный слэб, а наоборот, верхи мантии горячие. Под Восточным Тавром на глубинах от 300-400 км и до 1000 и более км по данным сейсмотомографии виден холодный материал, который может быть интерпретирован как оторванный субдуцированный литосферный слэб [Ершов и др., 2001; Никишин, Ершов, 2003]. Комбинируя данные геологии и сейсмотомографии можно предложить следующую модель развития пояса Хакай-Восточный Тавр. В мелу-эоцене это была субдукционная система при закрытии океана Неотетис. В олигоцене субдукция переросла в коллизию с Аравийским континентом на фоне продолжения субдукции. В миоцене континентальная субдукция уже не могла продолжаться: в результате, субдуцированный слэб оторвался от литосферы и стал погружаться в мантии. Такая ситуация сохраняется и поныне. Отметим, что к югу от Восточного Тавра краевой прогиб почти отсутствует и нечетко выражен.

Далее к востоку от Восточно-Таврской зоны наблюдается зона Загроса [Stampfli et al., 2001]. Зона Загроса имеет классическое зональное строение. С юга на север выделяются: Предзагросский (Месопотамский) краевой прогиб; собственно складчатая система Загроса сложенная деформированными комплексами бывшей пассивной окраины океана Неотетис; зона офиолитовых поясов и главных надвигов; сложно устроенная зона с домезозойской континентальной корой и мезозойскими и кайнозойскими субдукционными вулканитами. По данным сейсмотомографии [Van der Voo et al., 1999а, б; Никишин, Ершов, 2003] от офиолитового пояса Загроса во всей верхней мантии непрерывно прослеживается субдуцированный слэб. Это указывает на то, что при континентальной коллизии продолжается субдукция Аравийской плиты на север. Выводы о строении Восточно-Средиземноморско-Таврско-Загросской субдукционно-надвиговой системы. Анализ этой системы с учетом данных сейсмотомографии четко демонстрирует нам разнообразие поведения субдукционных систем (рис. 8.3). Эллинская субдукционная система непрерывно функционирует, начиная, как минимум, с олигоцена (по другим данным с эоцена), при этом она плавно отступает на юг. Суммарная величина этого отступания за 25 млн. лет составила 445 км [Gautier et al., 1999]. В верхней мантии однозначно дешифрируется субдуцированный холодный слэб.

Для Кипрской субдукционной системы был характерен перескок зоны субдукции на юг, после того как к ней аккретировал Кипрский микроконтинент. Под старым положением зоны субдукции в низах верхней мантии виден оторванный субдуцированный слэб, а под новой зоной субдукции также четко виден новый субдуцированный слэб.

Для зоны Восточного Тавра в верхах верхней мантии субдуцированный слэб не виден. Там субдукция закончилась в олигоцене, а в миоцене субдуцированный слэб оторвался и сейчас его остатки видны на глубинах более 300–400 км. Субдукция переросла в рассеянный коллизионный процесс в широкой полосе, при этом, вероятно, был существенно сэродирован бывший краевой прогиб, а на поверхность были выведены метаморфические комплексы.

В зоне Загроса океаническая субдукция переросла в континентальную и на фоне континентальной коллизии продолжается субдукция Аравийской плиты с четко выраженным краевым предгорным прогибом.

Соотношение особенностей строения зон субдукции с горячим верхнемантийным течением. Непрерывно погружающаяся в мантию литосферная плита является непреодолимым препятствием для горячего течения ввиду ее значительно большей вязкости. Даже, несмотря на относительное небольшую ее мощность, такую плиту невозможно «проплавить» из-за постоянного движения плиты, в результате которого прогретые части плиты постоянно замещаются поступающими сверху холодными участками. Когда субдукция останавливается, уже погрузившаяся часть плиты со временем под действием собственного веса должна оторваться и опуститься глубже в мантию. В этом случае воздействие горячего течения может спровоцировать этот отрыв, причем место этого отрыва будет определяться локализацией горячего течения. В свою очередь, отрыв и последующее погружение субдуцирующей плиты создает декомпрессию в зоне отрыва, что должно привести к «засасыванию» вещества в эту область, причем преимущественно будет всасываться

Поведение зоны субдукции в поясе Апеннины-Крит-Кипр-Тавр-Загрос

Апеннины Отрыв слэба







Вост. Тавр







Рис. 8.3. Динамика зон субдукции Тетического пояса в полосе от Апеннин до Загроса

Разрезы построены на основе данных сейсмотомографии группы В.Спакмана.

именно менее вязкое горячее вещество, что приведет к ускорению самого горячего течения.

Отрыв слэба под Восточным Тавром, произошедший 16–11 млн лет назад, образовал «окно», в которое прорвалось горячее вещество Восточно-Африканского плюма. В дальнейшем это течение, распространившись вглубь Евразийской плиты, привело к широкомасштабному вулканизму Армянского плато, начавшемуся около 11 млн. лет назад. Эта проблема специально обсуждается авторами в [Ершов, Никишин, 2004].

Тетическая субдукционная система и глобальная геодинамика Земли. Тетическая субдукционная система вдоль южного края Европейского палеоконтинента существует точно с позднего мела, а с разной степенью обоснованности – со среднего-верхнего девона (см. главу А.М.Никишина и др.) (рис. 8.4). За 350 миллионов лет субдукции должно было субдуцироваться несколько тысяч километров океанический литосферы. Стоит вопрос - а куда она делась? На рис. 8.5 показан сейсмотомографический разрез через всю Землю, пересекающий Кавказский регион. Отчетливо видно, что под оторванным слэбом Восточного Тавра вся мантия относительно холодная. Отсюда следует два вывода. Первый вывод относительно очевидный – литосфера под Тетическим поясом субдуцировалась до низов мантии. Второй вывод дискуссионен. Мы видим, что под позднекайнозойской зоной субдукции холодная полоса мантии ориентирована на рисунке субвертикально. Из этого вытекает вероятность того, что зона субдукции в мезозое-кайнозое была заякорена, то есть находилась примерно на одном месте на фоне перемещений литосферных плит. Если основные зоны субдукции Земли заякорены (или передвигаются с очень малой скоростью), то этот факт можно использовать при глобальных палеотектонических реконструкциях и при анализе основных черт геодинамики Земли.



Рис. 8.4. Положение мезозойской и кайнозойской зон субдукции и задуговых глубоководных бассейнов Серым показаны остаточные и современные задуговые бассейны, индексами и цифрами (в млн. лет) показаны их возраста.



Рис. 8.5. Сейсмотомографический разрез мантии Земли, проходящий через Кавказ (показано положение разреза в виде круга на карте, размещенной вместо ядра Земли)

Рисунок скомпилирован нами с использованием двух сейсмотомографических моделей. На разрез мантии вдоль дуги большого круга по глобальной модели Скриппсовского института океанографии sb4118 [Masters et al., 1999] был наложен региональный сейсмотомографический профиль, построенный по данным глобальной модели высокого разрешения Утрехтского университета [Bijwaard et al., 1998] (см. гл. 8).

ЛИТЕРАТУРА

- Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А., Хуцишвили О.Д., Цимакуридзе Г.К. Характерные черты тектоники Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 3-15.
- Алексеев А.С. Верхний мел // Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия мезозоя. Мазарович О.А., Милеев В.С. (ред.). 1989. М.: МГУ. С. 123-157.
- Алексеев А.С., Венгерцев В.С., Копаевич Л.Ф., Кузьмичева Т.А. Литология и микропалеонтология пограничных отложений сеномана-турона юго-западного Крыма // Очерки геологии Крыма. Милановский Е.Е. (ред.). Труды геологического научно-учебного центра им. профессора А.А. Богданова. 1997. Изд. геологического факультета МГУ. С. 123-157.
- Алексеев А.С., Горбачик Т.Н., Смирнова С.Б., Брагин Н.Ю. Возраст парамоновской свиты (альб Русской платформы) и глобальная трансгрессивно-регрессивная цикличность мела // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 31-52.
- Алиев М.М., Друщиц В.В., Крылов Н.А., Алексеева Л.В., Богданова Т.Н., Коротков В.А., Прозоровский В.А., Мирзоев Г.Г., Андреев Ю.Н., Нехрикова Н.И., Горбачик Т.Н., Михайлова И.А., Янин Б.Т., Каменецкий А.Е., Ткачук Г.А., Глумаков П.В., Чернышев С.М. Нижний мслюга СССР. М.: Наука, 1985. 224 с.
- Алиев М.М., Миркамалов Г.Г (ред.). Верхний мел юга СССР. Изд. Наука. 1986. 232 с.
- Али-Заде Ак.А., Алиев С.А. Изотопные палеотемпературы аптских бассейнов Юго-Восточного Кавказа // Геохимия. 1975. № 10. С. 1585-1589.
- Али-Заде А.А., Алиюлла Х.А. Регион XI. Азербайджан // В.А. Крашенинников и М.А. Ахметьев (ред.). Позднезоценовые-раннеолигоценовые геологические и биотические события на территории бывшего СССР. Часть 1: Региональная геология верхнего зоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. С. 112-130.
- Акимец В.С., Беньямовский В.Н., Гладкова В.И., Железко В.И., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. Комплексы фораминифер пограничных отложений сантона и кампана (верхний мел) Мангышлака // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1979. Т. 54. Вып. 5. С. 112-120.
- Акимец В.С., Беньямовский В.Н., Гладкова В.И., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П. Бентосные фораминиферы и белемниты кампана и маастрихта Восточного Прикаспия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 1. С. 113-126.
- Амон Э.О. Морские акватории Уральского региона в средне- и позднемеловое время // Геол. и геофиз. 2001. Т. 42. № 3. С. 471-483.
- Андреичев В.Л. Rb-Sr возраст базальтов полярного Предуралья // Докл. АН СССР. 1992. 326(1). С. 139-142.
- Апостолова М.Я., Богаец А.Т., Бойчук Г.В., Бондаренко В.Г., Ефимова К.Н., Савицына А.А. Об источниках терригенного материала неокомских и аптских отложений Равнинного Крыма и Присивашья // Геология и геохимия горючих ископаемых. Киев: Наукова Думка, 1974. Вып. 37. С. 71-78.

- Арбатов А.А., Бурштар М.С., Швембергер Ю.Н. Граница фундамент-чехол и нижний предел распространения скоплений нефти и газа на молодых платформах // Проблемы нефтегазоносности глубокозалегающих горизонтов мезозоя Кавказа. М.: ВНИГНИ, 1972. С. 19-32. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 120).
- Аристов В.А. Девонские конодонты Центрального Девонского поля (Русская платформа). М.: Наука, 1988. 119 с.
- Аристов В.Н. О бореальном нижнем готериве и его фауне в СССР // Геология и геофизика. АН СССР, сибирское отделение. Новосибирск, 1967. № 9. С. 16-22.
- Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
- Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии Европейской России. Часть 1. М.: Госиздат, 1923. 115 с.
- Астахова Т.В., Горак С.В., Краева Е.Я. и др. Геология шельфа УССР. Стратиграфия и побережья Черного моря Киев: Наукова думка. 1984. 184 с.
- Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты, Кавказ, Памир. М.: Наука, 1990. 165 с.
- Барабошкин Е.Ю. Нижний мел Восточно-Европейской платформы и ее южного обрамления (стратиграфия, палеогеография, бореально-тетическая корреляция). Автореферат на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М.: МГУ, 2001. 50 с.
- Барабошкин Е.Ю. Новая стратиграфическая схема нижнемеловых отложений междуречья р. Кача-Бодрака (Юго-западный Крым) // Вестн. МГУ. Сер. Геологическая. 1997а. № 3. С. 22-29.
- Барабошкин Е.Ю. Новые данные по стратиграфии готеривских отложений в междуречье Кача-Бодрак // Е.Е. Милановский (ред.). Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. профессора А.А.Богданова. Вып. 1. М.: Изд. геологического факультета МГУ, 19976. С. 27-53.
- Барабошкин Е.Ю. Раннемеловые проливы Русской плиты // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2003. Т. 78. Вып. 4. С. 35-48.
- Барабошкин Е.Ю., Горбачик Т.Н., Гужиков А.Ю., Смирнова С.Б., Гришанов А.Н., Коваленко А.А. Новые данные о границе готеривского и барремского ярусов (нижний мел) в Среднем Поволжье // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 31-51.
- Барабошкин Е.Ю., Гужсиков А.Ю., Еремин В.Н. Био- и магнитостратиграфия альба в разрезе с. Акуша (Дагестан). Статья 2. Магнитостратиграфия // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1997. Т. 72. Вып. 3. С. 41-51.
- Барабошкин Е.Ю., Гужсиков А.Ю., Лееревельд Х., Дундин И.А. К стратиграфии аптского яруса Ульяновского Поволжья // Труды Научно-исследовательского института геологии Саратовского государственного университета. Новая серия. Т. 1. Саратов: Изд. Государственного учебно-научного центра «Колледж». 1999. С. 44-64.
- Барабошкин Е.Ю., Гужиков А.Ю., Муттерлоуз Й., Ямпольская О.Б., Пименов М.В., Гаврилов С.С. Новые данные о стратиграфии баррем-аптских отложений Горного Крыма в связи с обнаружением аналога хрона М0 в разрезе с. Верхоречье // Вестн. МГУ. 2004, в печати. Серия 4, геология.
- Барабошкин Е.Ю., Михайлова И.А. Новая стратиграфическая схема нижнего апта Среднего Поволжья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 6. С. 82-105.
- Барабошкин Е.Ю., Смирнова С.Б. Палеогеография и распределение палиноморф в разрезах верхнего готерива-альба Русской плиты // Б.А. Соколов (ред.). Меловая

система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Тезисы докладов. М.: МГУ, 4-6 февраля 2002 г. С. 13-14.

- Барабошкин Е.Ю., Энсон К.В.. Палеобатиметрия валанжинско-аптского бассейна Горного Крыма по индексам прочности раковин аммонитов // Вестн. МГУ. Серия 4, геология. 2003. № 4. С. 8-17.
- Барабошкин Е.Ю., Янин Б.Т. Корреляция валанжинских отложений Юг Западного и Центрального Крыма // Е.Е. Милановский (ред.). Очерки геологии Крыма. Труды Крымского геологического научно-учебного центра им. профессора А.А. Богданова. М.: Издательство геологического факультета МГУ, 1997. Вып. 1. С. 4-26.
- Басов В.А., Василенко Л.В. Горизонт с теплолюбивыми фораминиферами в разрезах нижнего мела Баренцевской шельфовой плиты // Г.Э. Козлова, В.А. Прозоровский (ред.). Проблемы стратиграфии и палеозоогеографии мезозоя. Научные чтения, посвященные М.С. Месежникову. СПб.: ВНИГРИ, 1999. С. 131-150.
- Белов А.А. Тектоническая история Альпийского складчатого пояса в палеозое. М.: Наука, 1981. 240 с.
- Белов А.А. Тектонические развитие Альпийской складчатой области в палеозое. М.: Наука, 1981. 212 с.
- Белов А.А., Буртман В.С., Зинкевич В.П., Книппер А.Л., Лобковский Л.И., Лукянов А.В., Мазарович А.О., Макаров В.И., Марков М.С., Перфильев А.С., Пущаровский Ю.М., Рихтер А.В., Розен О.М., Руженцев С.В., Савельева Г.Н., Самыгин С.Г., Соколов С.Д., Трифонов В.Г., Щерба И.Г., Баранов Г.И., Добржинецкая Л.Ф., Дотдуев С.И., Злобин В.Л., Куренков С.А., Рачков В.С. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
- Белоусов В.В., Вольвовский В.С. (ред.). Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М.: Наука, 1989.
- Беньямовский В.Н., Копаевич Л.Ф., Акимец В.С., Барышникова В.И., Бондарева М.В., Гладкова В.И. К стратиграфии верхнего мела Ульяновского Поволжья по фораминиферам // Изв. Ан СССР. Сер. геологическая. 1988. № 5. С. 65-76.
- Билык О.Д., Канский Н.Е., Макридин В.П., Стерлин Б.П., Сухорский Р.Ф. Фации и палеогеография юрских отложений Восточно-Украинского газонефтеносного бассейна. Харьков: Изд. Харьковского Государственного Университета им. А.М. Горького, 1960. 72 с.
- Бобринский В.М., Букатчук П.Д., Бургеля Н.К., Друмя А.В., Капцан В.Х., Макареску В.С., Неврянский Д.Г., Негадаев-Никонов К.Н., Перес П.Ф., Романов Л.Ф., Рошка В.Х., Сафаров Э.И., Саянов В.С., Собецкий В.А., Ткачук В.А., Хубка А.Н., Эдельштейн А.Я. Палеогеография Молдавии. Кишинев: Изд. Картя Молдовеняскэ, 1965. 146 с.
- Богданов А.А. Тектоника платформ и складчатых поясов. М., 1976. 340 с.
- Богданова Т.Н. Нижний апт горного Мангышлака (стратиграфия, корреляция, аммониты) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1999. Т. 7. № 4. С. 40-53.
- Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Прозоровский В.А., Фаворская Т.А. О расчленении берриасского яруса Горного Крыма // Вестн. Ленинградского Университета. Сер. Геология и география. 1981. № 6. Вып. 1. С. 5-14.
- Бойко Н.И. Литология мезозойских карбонатов западного Предкавказья. Дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, Геологический ф-т, 1993. 425 с.
- Бойко Н.И., Пушкарский Е.М., Седлецкий В.А. Триасовые карбонатные формации западного Предкавказья // П.П. Тимофеев, Ю.К. Бурлин (ред.). Формации осадочных бассейнов. М.: Наука, 1986. С. 104-114.

- Болотов С.Н. Мезозойско-кайнозойская история Скифской платформы и количественные характеристики основных этапов развития по данным компьютерного моделирования. Дисс. канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1996. 214 с.
- Болотов С.Н. Раннемеловой магматизм Скифской платформы и его связь с формированием Черноморской котловины // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. Том 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 90-92.
- Ботвинник П.В. Стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Чечено-Ингушетии // Проблемы нефтяной геологии северо-восточного Кавказа и Предкавказья. Труды СевКавНИПИнефть. 1982. Вып. 37. С. 3-7. Грозный.
- Бродский А.Я., Воронин Н.И., Миталев И.А. Модель глубинной структуры пограничной зоны между кряжем Карпинского и Астраханским сводом // Отечественная геология. 1994. № 4. С. 50-53.
- Булынникова С.П., Гольберт А.В., Климова И.Г., Конторович А.Э., Полякова И.Д., Решетникова М.А., Турбина А.С. Палеобиофации нефтегазоносных волжских и неокомских отложений Западно-Сибирской плиты. // А.В. Гольберт, А.Э. Конторович (ред.). Тр. Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья (СНИИГГИМС). М.: Недра, 1978. Вып. 248. 87 с.
- Бурлин Ю.К. Литолого-фациальные особенности нижнемеловых отложений Северо-Западного Кавказа и Западного Предкавказья // Тр. Комплексной Южной геологической экспедиции. 1961. Вып. 6. С. 301-394.
- Бурштар М.С., Знаменский В.А., Гурова А.Д. Самая глубокая в Европе // Сб. материалов научно-технического совета по глубокому бурению. Вып.13. М.: Недра, 1969. С. 3-11.
- Бурштар М.С., Мышкова Ю.Ф., Швембергер Ю.Н. Осадочно-вулканогенный комплекс (верхний триас – нижняя юра) Восточного Предкавказья и перспективы его нефтегазоносности // Литология и полезные ископаемые. 1973. № 6. С. 58-67.
- *Буш В.А., Кирюхин Л.Г* Палеозойско-триасовые нефтегазоносные бассейны молодых плит Евразии. М.: Недра, 1976. 202 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 163).
- Бызова С.Л. Существовало ли поднятие на месте Горного Крыма в раннем мелу? // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1981. Т. 56. Вып. 1. С. 41-51.
- Быков И.Н., Канцеров В.А. Новые данные о строении вулканогенных образований ястребовского горизонта в южной части Воронежской области // Литология и стратиграфия осадочного чехла Воронежской антеклизы. Воронеж: Изд. Ворон. Ун-та, 1974. С. 40-44.
- Ваксман С.И. Образование линейных мобильных зон в осадочном чехле Волго-Уральской провинции // Геология нефти и газа. 1989. № 9. С. 15-18.
- Вахрамеев В.А. Климаты Северного полушария в меловом периоде и данные палеоботаники // Палеонтологический журнал. 1978. № 2. С. 3-17.
- Вахрамеев В.А., Котова И.З. Палинологическая характеристика Подмосковного берриаса (Рязанский горизонт) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 4. С. 73-80.
- Веймарн А.Б., Кузьмин А.В., Кононова Л.И. Рубеж франа и фамена в Тимано-Печорской провинции, Урале и Казахстане (геологические события и их интерпретация) // Бюлл. МОИП. Сер. Геол. 1996. Т. 71. № 4. С. 42-55.
- Веклич М.Ф., Сиренко Н.А., Матвиишина Ж.Н., Мельничук И.В., Нагирный В.Н., Передерий В.И., Соловицкий В.Н., Турло С.И., Киселев И.В., Герасименко Н.П., Возгрин Б.Д. Палеогеография Киевского Приднепровья. Киев: Наукова Думка, 1960. 176 с.

- Виноградов А.П. (ред.). Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее обрамления. Часть II. Мезозой и кайнозой. Москва-Ленинград: Гостоптехиздат, 1961.
- Виноградов А.П. (ред.). Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. 3. Триас, юра и меловой периоды. М.: Гостоптехиздат, 1968.
- Волков Ю.В. Климатическая зональность и палеотечения в геологическом прошлом (модельные исследования для палеозоя и мезозоя). М.: Компания Спутник, 2002. 64 с.
- Волож Ю.А. Сейсмостратиграфия осадочных бассейнов Западного Казахстана. Автореферат дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН, 1991. 48 с.
- Волож Ю.А., Антипов и др., Леонов Ю.Г.. Морозов А.Ф., Юров Ю.А. Строение Кряжа Карпинского // Геотектонкика. 1999. № 1. С. 28-43.
- Вольвовский Б.С. Сейсмичность // Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. Под ред. Белоусова В.В., Вольвовского В.С. М.: Наука, 1989. С. 95-97.
- Вольвовский И.С., Москаленко В.Н., Непрочнов Ю.П., Шлезингер А.Е. Мощность и структура консолидированной коры // Белоусов В.В., Вольвовский Б.С. Структура и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М.: Наука, 1989. 136-138.
- Воронова М.А. Континентальные отложения баррема и апта юга Восточно-Европейской платформы // В.А. Красилов (ред.). Континентальный мел СССР. Владивосток: Биолого-почвенный институт. Дальневосточное отделение Академии наук СССР (ДВО АН СССР), 1990. С. 46-50.
- Воронова М.А., Егорова С.Я. К стратиграфии нижнемеловой толщи с бокситопроявлением на Украинском щите и в Причерноморской впадине (палинологические данные) // Геологический журнал. 1973. Т. 33. Вып. 5. С. 112-117.
- Габриелян А.А., Григорян С.М., Саркисян О.А., Птухян А.Е., Садоян А.А., Мартиросян Ю.А., Джербашан Р.Т., Маркосян Л.Е, Асланян П.М. Регион Х, Армения // В.А. Крашенинников и М.А. Ахметьев (ред.). Позднезоценовые-раннеолигоценовые геологические и биотические события на территории бывшего СССР. Часть 1: Региональная геология верхнего зоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. С. 98-111.
- Габриэляни Г.А., Камалов С.М., Марченко О.Н., Соколов Б.А., Астафьев Д.А., Иванова Т.Д., Обрядчиков О.С., Подкорытов Н.Г., Шайдалов В.А. Девонское направление поисково-разведочных работ на нефть и газ на севере Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1990. № 1. С. 2-8.
- Гаврилов В.П. Геодинамика и углеводородный потенциал Арктики. М.: Недра, 1993. 323 с.
- Галушкин Ю.И. Математическое моделирование термической эволюции осадочных бассейнов и условий реализации их углеводородного потенциала. Докт. дисс. М.: ВНИИ Геосистем, 1998. 300 с.
- Гасанов, Т.А. Геодинамика офиолитов в структуре Малого Кавказа и Ирана. Баку: ЕЛМ, 1996. 454 с.
- Геофизические параметры литосферы южного сектора альпийского орогена // Под ред. В.И. Старостенко, Б.С. Вольвовского. Киев: Наукова думка, 1996. 216 с.
- Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы. М.: МГУ, 1962. 196 с.

- Герасимов М.Е. Глубинная структура и эволюция южной части Восточно-Европейской платформы по данным сейсмостратиграфии (в связи с углеводородным потенциалом). Автореферат дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ВНИГРИ, 1994. 75 с.
- Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы // Очерки региональной геологии СССР. 1962. Вып. 5. МГУ. С. 1-196.
- Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование расчленения меловых отложений Поволжья. М.: Недра, 1972.
- Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения меловых отложений Поволжья. Нижний мел. М.: Недра, 1973. 324 с.
- Голубцов В.К., Помяновская Г.М., Толстошеев В.И., Вишняков И.Б., Глушко В.В., Хижняков А.В. Палеогеография юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы в раннекаменноугольную эпоху // Тектоника и палеогеография запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1981. С. 44-61.
- Гордеев Н.И. Об аммонитах из полиптихитового горизонта неокомских отложений Мангышлака // Геология, гидрогеология и разработка нефтяных месторождений Западного Казахстана. Чакабаев С.Е. (ред.). Тр. института геологии и геофизики. Министерство геологии СССР, Гурьев. Вып. 2. М.: Недра, 1971. С. 190-198.
- Грамберг И.С. (ред.). Баренцевская шельфовая плита // М-во геол. СССР, Сев. произв. объединение по морским геол.-развед. работам «Севморгеология». Всес. науч.-исслед. ин-т геол. и мин. ресурсов Мирового океана ВНИИокеангеология. Труды. Т.196. Л.: Недра, 1998. 263 с.
- Грачев А.Ф., Короновский Н.В., Назаревич Б.П. Раннемезозойский вулканизм восточной части Скифской плиты // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 2. С. 426-430.
- Грачев А.Ф., Николаев В.Г., Сеславинский К.В. Эволюция структуры, осадконакопления и магматизма Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии и палеозое // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Материалы международного совещания «Внутриплитная тектоника и геодинамика осадочных бассейнов» (Опалиха, 12-15 мая, 1993). М.: КМК, 1994. С. 5-36.
- Григорьева В.А., Каменский А.Е., Павлюк М.И., Палинский П.В., Плахотный Л.Г Формации и нефтегазовый потенциал меловых отложений южной Украины. Киев: Наукова Думка, 1981. 140 с.
- Григялис А.А. Детальная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Южной Прибалтики по фораминиферам и вопрос о стратиграфии нижнемеловых отложений этой территории. // Вопросы геологии Литвы. А.А. Григялис, В.Н. Каратаюте-Талимаа (ред.) Вильнюс: Институт геологии и географии ЛССР, 1963. С. 479-496.
- Гроссгейм В.А. Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое европейской части СССР (в связи с поисками литологических залежей нефти и газа) // Тр. ВНИГРИ. Вып. 314. Ленинград: Недра, 1972. 248 с.
- Гудошников В.В. Минералогический состав питающей провинции восточного склона Южного Урала в мезозое и кайнозое // Тр. НИИ геологии Саратовского государственного университета, новая серия. Т. І. Саратов: Изд. Государственного учебно-научного центра «Колледж», 1999. С. 182-183.
- Даниленко Т.А. К вопросу расчленения нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа по палинологическим данным // Н.Н. Болтышев (ред.). Геология и нефтегазоносность Северо-Восточного Кавказа и Предкавказья. Тр. СЕВКАВ-НИПИНефть. Вып. 29. Грозный, 1978. С. 30-36.
- Дачев Х., Станев В., Боков П. Результаты исследования Болгарского сектора Черного моря и соседних областей // В.В. Белоусов и В.С. Вольвовский (ред.). Структура и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря. М.: Наука, 1989. С. 161-185.
- Дервиз Т.Л. Волго-Уральская нефтеносная область. Юрские и меловые отложения // Тр. ВНИГРИ. 1959. Вып. 145. 367 с.
- Дисса Ф.М. Нові дані про зв'язок нижньокрейдових морів Дніпровсько-Донецкої та Причерноморської западин через Конксько-Ялынський грабен // Геологічний Журнал. Київ, 1965. Т. XXV. Вып. 2. С. 92-96.
- Дмитренко О.Б. Стратиграфическое распределение кокколитов в верхнемеловых отложениях Прикаспийской впадины // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1978. Т. 53. Вып. 6. С. 91-100.
- Дмитренко О.Б., Копаевич Л.Ф., Найдин Д.П., Беньямовский В.Н. Расчленение верхнемеловых отложений Ульяновского Поволжья по известковому нанопланктону, фораминиферам и белемнитам // Известия Ан СССР. Сер. геологическая. 1988. № 7. С. 37-45.
- *Друщиц В.В., Михайлова И.А.* Биостратиграфия нижнего мела Северного Кавказа. М.: МГУ, 1966. 190 с.
- Друщиц В.В., Михайлова И.А., Нероденко В.М. Зональное деление аптских отложений Юго-Западного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. М., 1981. Т. 56. Вып. 1. С. 95-103.
- Дубейковский С.Г О границе юрской и меловой систем в пределах Вятско-Камской впадины // Вопросы геологии Южного Урала и Поволжья. Вып. 5. Саратов: Изд. Саратовского ун-та, 1969. С. 100-112.
- Дубинский А.Я., Маценко Н.А. Вулканогенно-осадочная толща в основании осадочного покрова восточной части Скифской плиты // Сов. геология. 1965. № 8. С. 151-157.
- Енцова Ф.И. Триасовый тафрогенез на Урале // Геотектоника. 1985. № 1. С. 62-72.
- Ершов А.В. Моделирование эволюции осадочных бассейнов и деформации литосферы на примере бассейнов Восточно-Европейской и Скифской платформ. Дисс. канд. геол.-минер. наук. М.: МГУ, 1997. 269 с.
- Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника. 2004 (в печати).
- Ершов А.В., Никишин А.М., Брунэ М.-Ф., Спакман В. Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмотомография // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Том 2. Материалы 34-го Тектонического совещания (30 января – 3 февраля 2001). М.: ГЕОС, 2001 С. 230-235.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография коньякмаастрихтского времени позднего мела // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 3. С. 3-16.
- Жарков М.А., Мурдмаа И.О., Филатова Н.И. Палеогеография середины мелового периода // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т. 3. № 3. С. 15 -41.
- *Жигунов А.С.* Нижнемеловые вулканогенные породы с южного участка крымского континентального склона // Океанология. 1983. Т. 23. Вып. 1. С. 95-99.
- Жидовинов С.Н. Стратиграфия триасовых отложений Мангышлака и Устюрта // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1993. Т. 68. Вып. 1. С. 27-47.

- Жидовинов Н.А., Федкович З.Н., Коваленко. Новые данные по стратиграфии верхнего плиоцена и эоплейстоцена Нижнего Поволжья и северного Прикаспия // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. № 3, с. 73-81.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Книга 1 – 328 с., книга 2 – 334 с.
- Иванов М.К. Фокусированные углеводородные потоки на глубоководных окраинах континентов. Автореферат дисс. на соискание уч. ст. доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ, Геологический факультет, 1999. 74 с.
- Йолкичев Н.А., Найдин Д.П. Верхний мел Северной Болгарии, Крыма и Мангышлака. Статья 3. Стратиграфия верхнего мела западной части Горного Мангышлака // Бюлл. МОИП. 2000. Т. 75. Вып. 6. С. 62-75.
- Казаков А.М. Стратиграфия и седиментогенез раннемезозойских нефтеносных бассейнов Сибири. Автореферат докторской дисс. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1995. 69 с.
- Казаков А.М., Могучаева Н.К., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Триасовая система в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2000 Т. 41. № 3. С. 318-326.
- Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И. Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения керна Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 3. С. 327-339.
- Казинцова Л.И., Олферьев А.Г. Парамоновская свита альба Европейской России и ее возраст по микрофауне // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 4. С. 27-34.
- Казьмин, В.Г., Сборщиков И.М. Палеозойские и раннекиммерийские деформации на Кавказе и их место в развитии Тетиса. Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 46-54.
- Капустин И.Н. Глубинная структура Нижнеповолжского региона // Бюлл. МОИП. Отд. Геология. 1982. Т. 57. Вып. 5. С. 21-32.
- Карпинский А.П. Очерки физико-географических условий европейской России в минувшие геологические эпохи. 1887.
- Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. М.: Наука, 1989. 150 с.
- Кейси Р., Месежников М.С., Шульгина Н.И. Сопоставление пограничных отложений юры и мела Англии, Русской платформы, Приполярного Урала и Сибири. Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1977. № 7. С. 14-33.
- Кириков В.П. Средне-позднепалеозойский этап в истории развития Русской платформы // Стратиграфия и палеонтология девона, карбона и перми Русской платформы. М.А. Ржонсницкая (ред.). Докл. Междуведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988). Л., 1990. С. 5-11.
- Книппер А.Л., Соколов С.Д. Досенонские тектонические покровы Малого Кавказа // Геотектоника. 1974. № 6. С. 74-80.
- Книппер А.Л., Сатиан М.А., Брагин Н.Ю. Верхнетриасовые-нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Старого Зодского перевала // Стратиграфия и геологичская корреляция. 1997. Т. 5. № 3. С. 58-65.
- Колпенская Н.Н., Никифорова Е.В., Сочеванова О.А., Сей И.И., Калачева Е.Д. Берриас Северного Кавказа (Урухский разрез) // А.И. Киричкова (ред.). Биохронология

и корреляция фанерозоя нефтегазоносных бассейнов России. Вып. 2. СПб.: ВНИГРИ, 2000. 273 с.

- Колтыпин С.Н. Верхнемеловые отложения Урало-Эмбенской соляно-купольной области, юго-западного Приуралья и Примугоджарья // Тр. ВНИГРИ. 1957. Вып. 109. 218 с.
- Конторович А.Е. (ред.). Нефтегазовые бассейны и регионы Сибири. Том 2. Западно-Сибирский бассейн. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1994. 201 с.
- Копп М.Л. Мегаструктуры горизонтального выжимания в Альпийско-Гималайском орогенном поясе. М.: МГУ, 1991. 524 с.
- Копп М.Л. Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 2000. № 2. С. 26-42.
- Кораго А.Е., Ковалева Г.Н., Ильин В.Ф., Павлов Л.Г. Тектоника и металлогения ранних киммерид Новой Земли. СПб.: Недра, 1992. 196 с.
- Кораго Е.А., Ковалева Г.Н., Труфанов Г.В. Формации, тектоника и история геологического развития киммерид Новой Земли // Геотектоника. 1989. № 6. 40-61.
- Кориневский В.Г Палеозойские офиолиты Южного Урала // Геотектоника. 1989. № 2. С. 34-44.
- Корнев Г.П. Армавирский вулканический комплекс // Фауна, стратиграфия и литология мезозойских и кайнозойских отложений Краснодарского края. Тр. КФ ВНИИ. Вып. 16. Л.: Недра, 1965. С. 382-410.
- Короновский Н.В. Ломизе М.Г., Гущин А.И., Зарщиков А.А., Панина Л.В., Романовская М.А. Главные события в тектонической эволюции Кавказского сегмента Средиземноморского складчатого пояса // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1997. № 4. С. 5-12.
- Короновский Н.В., Гущин А.И., Никитин М.Ю., Панина Л.В., Стафеев А.Н. Геологическое развитие и образование современной структуры Терско-Каспийского пердгорного прогиба // Ю.Г. Леонов, В.Е. Хаин (ред.) Тектоника орогенических структур Кавказа и Средней Азии. М.: Наука, 1990. С. 4-35
- Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17-35.
- Короновский Н.В., Кожевников А.В., Панов Д.И., Вишневский Л.Е., Гущин А.И., Никитин М.Ю., Воронина А.А., Стафеев А.Н., Панина Л.В., Копаевич Л.Ф., Стор М.А., Беляков Г.А. История геологического развития и формирования центральной части Терско-Каспийского передового прогиба // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. Ред. Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский. М.: Наука, 1987 С. 147-174.
- Коротаев М.В. Осадочные бассейны в обстановке сжатия моделировние фаз быстрого погружения. Дисс. канд. геол.-мин.наук. М.: МГУ, 1998. 170 с.
- Коротаев М.В., Никишин А.М, Ершов А.В., Брунэ М.Ф. Южный Каспий моделирование тектонической истории // Бюл. МОИП. Отд. Геология. 2003. Т. 78. Вып. 3. С. 15-23.
- Косова С.С. Формирование кайнозойских отложений в Восточном Предкавказье // Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Морозов А.Ф., Солодилов Л.Н. (ред.). Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Тр. межд. конференции программы Европроба, Опалиха, 12-15 мая, 1993. М. 1994. С. 4-104.
- Костюченко С.Л. Глубинные тектонические дислокации и их роль в формировании земной коры севера Евразийского материка. Дисс. д-ра геол.-мин. наук. М.: Геологический ф-т МГУ, 1997. 375 с.

Круглов С.С., Цыпко А.К. Тектоника Украины. М.: Недра, 1988. 254 с.

- Крылов Н.А. (ped.). Каспийское море геология и нефтегазоносность. М.: Наука, 1987. 295 с.
- Крылов Н.А., Аксенов А.А., Авров В.П. и др. Прогноз нефтегазоносности подсолевого палеозоя востока и юго-востока Прикаспия. ИГиГРИ РАН, М.: Наука, 1992. 163 с.
- Крылов М.А., Мазанов В.Ф. Стадийность становления платформ // Тектоника и полезные ископаемые Сибири. М.: Наука, 1982. С. 12-20.
- Ксеншкевич М., Самсонович Я. Очерк геологии Польши. М.: Изд. иностр. литер., 1968. 310 с.
- Кузьмичева Т.А. Граница сеномана и турона на г. Белая // Вестник МГУ. 2000. Сер. 4, геология. № 1. С. 70-73.
- Кузьмичева Т.А. Распределение фораминифер в пограничных отложениях сеномана и турона в разрезе г. Белой (Юго-Западный Крым) // Вестник МГУ. 2002. Сер. 4, геология. № 4. С. 27-35.
- Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю. Прогнозирование неантиклинальных ловушек нефти и газа на основе сейсмостратиграфического анализа (на примере Восточного Предкавказья). М.: ВНИИОЭНГ (Обзорн. информ. сер. «Геология, геофизика и разработка»), 1989.
- Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю. Расчленение кайнозойских отложений Восточного Предкавказья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. С. 71-81.
- Краснопевчева Г.В. Глубинная структура Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 107 с.
- *Лебедев Н.И.* Каспийское море вопросы геологии и геоморфологии. М.: Наука, 1990. 150 с.
- *Летавин А.И.* Геология фундамента Предкавказья // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. Ред. Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский. М.: Наука, 1987. С. 116-124.
- Летавин А.И. (ред.) Мезозойско-кайнозойские комплексы Предкавказья (строение и корреляция). Колл. авторов: Е.А. Гофман, И.Э. Сорокина, В.Л. Егоян и др. М.: Наука, 1988. 94 с.
- Летавин А.И. Фундамент молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1980. 153 с.
- Лещух Р.Й. Нижня крейда заходу і Півдня Украіни. Киів: Наукова Думка, 1992. 208 с.
- *Лимонов А.Ф.* Тектоника Восточного Средиземноморья в неоген-четвертичное время. Дисс. доктора геол.-мин. наук. М.: МГУ. Геологический фак., 1998. 62 с.
- Лимонов А.Ф., Козлова Е.В., Мейснер Л.Б. Структура верхней части осадочного чехла в прогибе Сорокина (Крымская континентальная окраина) и механизм формирования его складчатости // Геология и полезные ископаемые Черного моря. Под ред. Е.Ф. Шнюкова. Киев: ННПМ НАН Украины, 1999. С. 167-172.
- *Лозовский В.Р.* Раннетриасовый этап развития Западной Лавразии. Автореферат дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ПИН РАН, 1992. 51 с.
- *Лозовский В.Р., Есаулова Н.К.* Граница перми и триаса в континентальных сериях Восточной Европы. М.: ГЕОС, 1998. 246 с.
- *Ломизе М.Г* Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: МГУ, 1969. 220 с.
- *Лордкипанидзе М.Б.* Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Изд. Метсниереба, 1980. 162 с.
- Луппов Н.П., Алексеева Л.В., Богданова Т.Н., Коротков В.А., Джалилов М.Р., Лобачева С.В., Кузьмичева Е.И., Акопян В.Т., Смирнова С.Б. Валанжин Мангышлака. М.: Наука, 1983. 20 с.

- Луппов Н.П., Богданова Т.Н., Лобачева С.В., Акопян В.Т., Джалилов М.Р., Коротков В.А., Мятлюк Е.В., Порецкая Е.С. Берриас Мангышлака // Труды Межведомственного стратиграфического комитета СССР. Т. 17. Ленинград: Наука, 1988. 204 с.
- Ляшкевич З.М. Магматизм Припятско-Днепрово-Донецкого палеорифта. Киев: Наукова думка, 1987. 176 с.
- Магматические горные породы / Богатиков О.А., Богданова С.В., Борсук А.М. и др. Т.4. Кислые и средние породы. Ред. В.И. Коваленко и В.В. Ярмолюк. М.: Наука, 1987. 373 с.
- Мазарович О.А., Милеев В.С. (ред.). Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. М.: МГУ, 1989а. 168 с.
- Мазарович О.А., Милеев В.С. (ред.). Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма. Стратиграфия кайнозоя, магматические метаморфические и метасоматические образования. М.: МГУ, 1989б. 160с.
- Максимов С.П. (ред.). Геологическая структура и полезные ископаемые СССР. Вып. 6. Казахстан и Средняя Азия. Кн. 3. Платформенный чехол эпипалеозойских плит и впадин Средней Азии и Южного Казахстана. 1992. 148 с.
- Малышев Н.А. Тектоника, эволюция и гидрокарбоновый потенциал осадочных бассейнов северной части Европейской России. Автореферат дисс. док. геол.-мин. наук. Сыктывкар: Коми Академия Наук, 2000. 51 с.
- Мамедов П.3. Сейсмостратиграфические исследования геологической структуры осадочного чехла Южно-Каспийской супердепрессии и перспективы нефтегазопродуктивности. Баку, 1992.
- Маркус М.А., Шарафутдинов В.Ф. Олигоценовые олистостромы Восточного Кавказа и позднеальпийский тектогенез // Геотектоника. 1989. № 4. С. 87-98.
- Маслакова Н.И. Глоботрунканиды юга СССР. М.: Наука, 1978.
- Масляев Г.А. Особенности формирования структуры Предкавказья в кайнозое // Геотектоника. 1990. № 4. С. 52-60.
- Мелихов В.П., Золотая Л.А. Учебный полигон для подготовки специалистов в области грави- и магниторазведки // Очерки геологии Крыма. М.: Геологический ф-т МГУ, 1997. С. 228-247.
- Меннер В.Вл., Архангельская А.Д., Кузьмин А.В. Корреляция разнофациальных разрезов франского яруса на Южном Тимане // Бюлл. МОИП. Сер. Геол. 1992. Т. 67. № 2. С. 64-82.
- Милановский Е.В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. Москва-Ленинград: Издательство нефтяной литературы, 1940. 301 с.
- Милановский Е.Е. Геология России и Ближнего зарубежья (Северной Евразии). М.: МГУ, 1996. 448 с.
- Милановский Е.Е. Геология СССР. Часть 1. М.: МГУ, 1987. 416 с.
- Милановский Е.Е. Геология СССР. Часть З. М.: МГУ, 1991. 272 с.
- Милановский Е.Е. Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
- Милановский Е. Е. Пульсации Земли // Геотектоника. 1995. № 5. С. 3-24.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 276 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е. Геологическое строение Кавказа. М.: МГУ, 1963. С. 38-39.
- Милеев В.С., Розанов С.Б., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю., Шалимов И.В. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. Геол., 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 22-31.
- Михайлова И.А., Савельев А.А. Альбский ярус // В.А. Прозоровский (ред.). Зоны меловой системы в СССР. Нижний отдел. Ленинград: Наука, Ленинградское отделение, 1989. Тр. Межвед. стратигр. ком. СССР. Т. 20. С. 141-217.

- Монин А.С., Зоненшайн Л.П. (ред.). История океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. 155 с.
- Москвин М.М. (ред.). Атлас верхнемеловой фауны Северного Кавказа и Крыма. М.: Гостоптехиздат, 1959.
- Москвин М.М. Верхнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья // Acta geol. Pol. 1962. Vol. 12. № 2. Р. 159-199.
- Москвин М.М. (ред.). Стратиграфия СССР. Меловая система. М.: Недра, 1987.
- Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм Евразийских палеозоид и их роль в формировании континентальной коры. М.: Наука, 1975. 215 с.
- Муратов М.В. Геология СССР. Т. VIII, Крым. Ч. 1, геология. М.: Недра, 1969. 576 с.
- Надареишвили Г.Ш. Позднеюрский вулканизм Грузии (закономерности эволюции, геодинамика проявления и проблема Восточно-Черноморской впадины) // Сб. трудов, посвященный 90-летию Г.С. Дзоценидзе. Тбилиси: ГИН им. А.И. Джанелидзе АН Грузии, 2002.
- Назаревич Б.П., Назаревич И.А. О соотношении экзогенных и эндогенных факторов в образовании нижнетриасовых формаций Скифской плиты // Геология и геохимия горючих ископаемых (к 60-летию кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых. МГУ: 1935-1995 гг.). М.: ВНИИ Зарубежгеология, 1995. С. 232-245.
- Назаревич Б.П., Назаревич И.А., Швыдко Н.И. Нижнетриасовые отложения Скифской плиты – формации и нефтеносность // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1983. С. 123-151.
- Назаревич Б.П., Назаревич И.А., Швыдко Н.И. Ногайская (верхний триас) вулканогенно-осадочная формация Восточного Предкавказья – состав, строение и взаимоотношения с до- и посленогайскими вулканитами // Формации осадочных бассейнов. Ред. П.П. Тимофеев и Ю.К. Бурлин. М.: Наука, 1986. С. 67-86.
- Найдин Д.П. Верхнемеловые белемниты Русской платформы и сопредельных областей. Актинокамаксы, гонийотетисы и белемнеллокамаксы. М.: МГУ, 1964. С. 1-196.
- Найдин Д.П. Тургайский пролив в системе меридионального соединения позднемеловых морей Северного полушария // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. М., 2003. Т. 78. Вып. 4. С. 49-55.
- Найдин Д.П., Алексеев А.С. Значение данных океанического бурения для интерпретации условий накопления сеноманских отложений Горного Крыма // Красилов В.А. (ред.) 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 (на примере позднемеловых отложений Западного Казахстана). М.: Наука, 1984.
- Найдин Д.П., Иванников А.В. Пограничные отложения сантона и кампана на северном обрамлении Донбасса. Киев: Наукова думка, 1981.
- Найдин Д.П., Кияшко С.И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеноман-турона Горного Крыма. Статья 1. Литологический состав, содержание органического углерода и некоторых элементов // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1994. Т. 69. Вып. 1. С. 28-42.
- Найдин Д.П., Кияшко С.И. Геохимическая характеристика пограничных отложений сеномана-турона Горного Крыма. Статья 2. Изотопный состав и содержание кислорода; условия накопления органического углерода // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 1994. Т. 69. Вып. 2. С. 59-74.
- Найдин Д.П., Копаевич Л.Ф., Москвин М.М., Шиманская Н.В., Калиничеснко Г.П., Андреев Ю.Н. Макропалеонтологическая характеристика границы мааст-

рихт/даний в непрерывных разрезах Мангышлака // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1990. № 11. С. 3-15.

- Наливкин В.Д., Ронов А.Б., Хаин В.Е., Соколов Б.С., Домрачев С.М., Тихий В.Н., Познер В.М., Форш Н.Н., Люткевич Е.М., Славин В.И., Сазонов Н.Т., Сазонова И.Г Шуцкая Е.К., Краснов И.И., Каленова Г.Н. История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М.: Недра, 1964. 252 с.
- Невесская Л.А., Воронина А.А., Гончарова И.А. и др. История Паратетиса Палеоокеанология. XXVII Междунар. геол. конгр. Т. 3. М.: Наука, 1984. С. 91-101.
- *Несис К.Н.* Океанические головоногие моллюски. Рсапространение, жизненные формы, эволюция. М.: Наука, 1985. 286 с.
- Несмеянов С.А. Неоструктурное районирования северо-западного Кавказа. М.: Недра, 1992. 255 с.
- Никитин М.Ю. Неотектоника Восточного Кавказа // Бюлл. МОИП. 1987. 62. № 3. С. 21-36.
- Никишин А.М. Часть III. Тектоника, геодинамика и палеообстановки формирования осадочных бассейнов // Никишин А.М., Ершов А.В., Копаевич Л.Ф., Алексеев А.С., Барабошкин Е.Ю., Болотов С.Н., Веймарн А.Б., Коротаев М.В., Фокин П.А., Фурнэ А.В., Шалимов И.В. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М.: МПР РФ, ЦРГЦ, Геокарт, МГУ (в серии методических руководств по геодинамическому анализу при геологическом картировании под ред. Н.В. Межеловского), 1999. С. 331-493.
- Никишин А.М.. Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинные процессы. М.: МГУ, 2002. 366 с.
- Никишин А.М., Болотов С.Н., Барабошкин Е.Ю., Брунэ М.-Ф., Ершов А.В., Клутинг С., Копаевич Л.Ф., Назаревич Б.П., Панов Д.И. Мезозойско-кайнозойская история и геодинамика Крымско-Кавказско-Черноморского региона // Вестн. МГУ. Сер. Геол. 1997. № 3. С. 6–16.
- Никишин А.М., Болотов С.Н., Ершов А.В., Назаревич Б.П., Клутинг С., Лобковский Л.И., Стефенсон Р. Геодинамический анализ Северо-Кавказского осадочного бассейна по данным компьютерного моделирования истории погружения // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: КМК С. 85-93.
- Никишин А.М., Ершов А.В. Латеральное разнообразие современных субдукционных систем на примере Восточносредиземноморско-Таврско-Загросской субдукционно-надвиговой зоны // Материалы XXXVI Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2003. С.
- Никишин А.М., Ершов А.В., Болотов С.Н., Коротаев М.В., Клутинг С., Стефенсон Р. Кайнозойские общелитосферные складки на Восточно-Европейской платформе как результат ее альпийского сжатия: геологические данные и математическая модель // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов (программа и тезисы). М., 1996. С. 106-108.
- Никишин А.М., Ершов А.В., Брунэ М.-Ф. Деламинация субдуцированного слэба и отрыв нижней части литосферы как одна из причин магматизма // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. Том II. М.: ГЕОС, 1999. С. 43-46.
- Никишин А.М., Коротаев М.В. История формирования Черноморской впадины // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 360-363.
- Никишин, А.М., Коротаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В. Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюлл. МОИП. Геология. 2001. Т. 76 Вып. 3. С. 3-18.

- Никишин А.М., Лаврищев В.А., Болотов С.Н., Шалимов И.В., Овсянников Д.О. Сеноманский вулканизм на западе Большого Кавказа и проблемы истории формирования трога Большого Кавказа и Восточно-Черноморского бассейна // Материалы XXXVII Тектонического совещания. Новосибирск, 2004 (в печати).
- Никишин А.М., Циглер П.А. Внутриплитная тектоника и магматизм на границе перми и триаса как реакция на глобальную реорганизацию кинематики плит и нестабильность мантийной динамики // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. Том II. М.: ГЕОС, 1999. С. 39-42.
- Николаев Н.И. (ред.). Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей. Масштаб 1:5000000. М.: Аэрогеология, 1979.
- Обуховская Т.Г., Кузьмин А.В. Споры и конодонты пограничных отложений Ухтинско-Тебукского района // Палеонтологический метод в геологии. М.: ИГиРГИ, 1993. С. 35-51.
- Объяснительная записка к проектам схем стратиграфии триасовых отложений Кавказа. Л.: ВСЕГЕИ, 1973. 72 с.
- Овечкина М.Н., Алексеев А.С., Олферьев А.Г., Осипова Л.М., Казинцова Л.И. Известковый нанопланктон в меловых отложениях Подмосковья // Бюлл. МОИП. 2003. Т. 77. Вып. 4. С. 46-52.
- Овнатанова Н.С., Кононова Л.И. Корреляция верхнедевонско-нижнетурнейских отложений Европейской части СССР по конодонтам // Сов. геол. 1984. № 8. С. 32-42.
- Олферьев А.С., Вишневская В.С. Казинцова Л.И., Копаевич Л.Ф. и Осипова Л.М. Новые данные о верхнемеловых отложениях Северного Подмосковья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 3. С. 64-82.
- Олферьев А.Г., Алексеев А.С. Общая шкала верхнего отдела меловой системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10. № 3. С. 66-80.
- Орехова В.М. Об условиях формирования верхнемеловых осадков в северо-западной части эпигерцинской платформы // Вопр. геол. Южного Урала и Поволжья. 1967. Ч. 1. Вып. 4. С. 121-134.
- Панов Д.И. К вопросу о геологической истории Крыма в триасовое и юрское время // Вестн. МГУ. Сер. Геол. 1997. № 3. С. 43-49.
- Панов Д.И., Гущин А.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижне-среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. Ред. Е.Е. Милановский и Н.В. Короновский. М.: Наука, 1987. С. 124-139.
- Панов Д.И., Гущин А.И., Смирнова С.Б., Стафеев А.Н. Новые данные о геологическом строении триасовых и юрских отложений Лозовской зоны Горного Крыма в бассейне р. Бодрак // Вестник МГУ. Сер. геол. 1994. № 3. С. 19-29.
- Панов Д.И., Стафеев А.Н. Ранняя и средняя юра Скифской и Туранской плит // Вестн. МГУ. Сер. 4, геология. 2000. № 2. С. 1-20.
- Панов Д.И. Стафеев А.Н., Юцис В.В. Раннеюрский этап развития Северного Кавказа и Предкавказья // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1996. Т. 71. Вып. 6. С. 3-14.
- Папулов Г.Н. Меловые отложения Урала (стратиграфия, палеогеография, палеотектоника). М., 1974. 202 с.
- Папулов Г.Н., Найдин Д.П. (ред.). Граница сантона и кампана на Восточно-Европейской платформе // Тр. ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР. 1979. Вып. 148.

- Пастернак С.И., Андреева Л.П. Опорный разрез неокома во Львовской мульде // Геология и геохимия горючих ископаемых. Киев: Наукова Думка, 1977. Вып. 48. С. 85-92.
- Пастернак С.І., Сеньковский Ю.М., Гаврилишин В.І. Литолого-палеогеографічна карта альбу Волино-Поділля і суміжных територій // Доповіді Академіі наук Украінської РСР. Київ. Сер. Б, геологія, геофізика, хімія та біологія. 1970. № 6. С. 489-491.
- Попков В.И., Воскобой В.А., Нурманов А.М. Глубинная структура северного Устюрта (по данным сейсморазведки МОГТ). М.: ИГиРГИ, 1993. 94 с.
- Прозоровский В.А. Верхняя юра и нижний мел Запада Средней Азии: Стратиграфия и история геологического развития. Ленинград: Изд. Ленингр. гос. ун-та, 1991. 256 с.
- Прокопенко С.Б. Новые данные о пограничных слоях юрских и меловых отложений в Западном Прикаспии // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200. № 4, геология. С. 933-936.
- Пруцкий Н.И., Лаврищев В.А. Северо-Западный Кавказ в мезозое. Геодинамика Большого Кавказа в мезозое. М.: Наука, 1989. С. 92-98.
- Пуртова С.И. Детальный анализ нижнего мезозоя и перми в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины // Результаты бурения и исследований Тюменской сверхглубокой скважины. Пермь: КамНИИКИГС, 1995. С. 31-33
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В.Н. Формирование Уральско-Новоземельского складчатого пояса: результат неравномерной косо ориентированной коллизии // Геотектоника. 1996. № 5. С. 66-75.
- Разваляев А.В. Континентальный рифтогенез и его предыстория. М.: Недра, 1988. 189 с.
- Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника района Воронежской антеклизы. Воронеж: из-во Воронежского университета, 1969. 164 с.
- Расцветаев Л.М. Тектодинамические условия формирования альпийской структуры Большого Кавказа // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. Под ред. Милановского Е.Е., Короновского Н.В. М.: Наука, 1987. С 69-95.
- Решение Второго Межведомственного регионального стратиграфического совета по мезозою Кавказа (триас). Л.: ВСЕГЕИ, 1979. 36 с.
- Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988). Каменноугольная система / А.Х. Кагарманов, Л.М.Донакова (ред.). Л., 1990. 40 с. 95 листов.
- Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы (Ленинград, 1988). Девонская система / М.А. Ржонсницкая, В.Ф. Киликова (ред.). Л., 1990. 58 с.
- Рифогенные зоны и их нефтегазоносность..., 1991.
- Родионова Г.Д., Умнова В.Т., Кононова Л.И., Овнатанова Н.С., Ржонсницкая М.А., Федорова Т.И. Девон Воронежской антеклизы и Московской синеклизы. М.: Наука, 1995. 265 с.
- Русаков М.С., Арзамасцев А.А., Хмелинский В.И. Новый вулкано-плутонический комплекс Кольской щелочной провинции // Отеч. геол. 1993. № 10. С. 46-52.
- Савельев А.А. Нижнеальбские аммониты Мангышлака, их филогения и значение для зональной стратиграфии альба Юга СССР (надзона Cleoniceras mangyshlakense). Комитет по геол. и использ. недр России, ВНИГРИ. СПб.: Недра, 1992. 223 с.
- Сазонова И.Г Аммониты пограничных слоев юрской и меловой систем Русской платформы // Тр. ВНИГНИ. 1992. Вып. 185. 128 с.

- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время // Тр. ВНИГНИ. Вып. LXII. М.: Недра, 1967. 260 с.
- Самышкина К.Г Фораминиферы и стратиграфия Меловых отложений Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1983.
- Сахаров А.С. Пограничные отложения юры и мела Северо-Восточного Кавказа // В.В. Меннер (ред.). Пограничные ярусы юрской и меловой систем. Тр. Института геологии и геофизики АН СССР, Сибирское отделение. Вып. 644. М.: Наука, 1984. С. 36-42.
- Сей И.И., Калачева Е.Д. Граница юрской и меловой систем в бореальной области (биостратиграфия, бореально-тетическая корреляция) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 1. С. 42-59.
- Сим Л.А. Неотектонические стрессы на Восточно-Европейской платформе и в соседних областях. Автореф. докт. дисс. М.: Геологический факультет МГУ, 1996. 41 с.
- Скопиченко И.М., Бутурлинов Н.В. Андезит-трахиандезитовый комплекс зоны сочленения Донбасса с Приазовьем. Петрология и эволюция // Геол. журн. 1987. Т. 47. № 1. С. 97-105.
- Славин В.И. Геологическая история Крымского полуострова в триасовом периоде // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. Т. 61. Вып. 6. С. 46-50.
- Смирнов Ю.П. Региональная стратиграфия верхнего мела и дания Северного Кавказа и Предкавказья. Ставрополь: Изд. Ставропольского гос. ун-та, 1998. 183с.
- Смирнова С.Б., Барабошкин Е.Ю. Палинофлора Восточно-Европейской платформы и ее обрамления как индикатор изменения палеогеографии и палеоклимата // Грунис Е.Б. (ред.). Методические аспекты палинологии. Материалы Всероссийской палинологической конференции (14–18 октября 2002 г., Москва, Институт геологии и разработки горючих ископаемых). М.: ИГиРГИ, 2002. С. 232-234.
- Собецкий В.Н., Нехрикова Н.И., Балан Т.М., Пламадяла Г.С., Масленникова Л.Н., Савчинская О.В., Кузмичева Е.И., Беньямовский В.Н., Волчегурский Л.Ф. Атлас беспозвоночных позднемеловых морей Прикаспийской впадины // Тр. Палеонтологического института АН СССР. 1982. Вып. 187. М.
- Соболевская В.Н. Палеогеография и структура Русской платформы в течение позднего мела. Сборник статей памяти А.Д. Архангельского. М.: Изд. АН СССР, 1951.
- Сомин М.Л. Доюрское основание Главного хребта и Южного склона Большого Кавказа. М.: Наука, 1971.
- Сомин М.Л. Кристаллиникум Большого Кавказа и его роль в тектонической эволюции региона // Тр. XXI Тектонического совещания. Том 2. М.: ГЕОС, 1998. С. 196-199.
- Сорокин В.С. Литологические области и палеогеография Главного Девонского поля в позднедевонскую эпоху // Региональная геология Прибалтики и Белоруссии. Рига: Зинатне, 1972. С. 73-96.
- Старостенко В.И., Вольвовский Б.С.(ред.). Геофизические параметры литосферы южного сектора альпийского орогена. Киев: Наукова думка, 1996. 216 с.
- Степанов П.И. (ред.). Геология СССР. Том 7. Донецкий бассейн. Москва-Ленинград: Государственное издательство по геологии, 1944. 898 с.
- Стовба С.Н., Стифенсон Р.А. Сравнительный анализ строения и истории формирования юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и Донецкого складчатого сооружения // Геофизический журнал. 2000. № 4. Т. 22. С. 37–61.
- Строение и зволюция земной коры и верхней мантии Черного моря // Под ред. Белоусова В.В., Вольвовского Б.С. М.: Наука, 1989. 208 с.

- Ступакова А.В. История Баренцевоморского шельфа и его углеводородный потенциал. Автореферат дис. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, Геологический ф-т, 2001. 41 с.
- Сулуквадзе Е.А., Цагарели Е.А., Гавтадзе Т.Т., Качарава М.В., Хучуа М.Ф., Майсаде Ф.Д. Регион IX, Грузия // В.А. Крашенинников и М.А. Ахметьев (ред.). Позднезоценовые-раннеолигоценовые геологические и биотические события на территории бывшего СССР. Часть 1: Региональная геология верхнего зоцена и нижнего олигоцена. М.: ГЕОС, 1996. С. 87-97.
- Сурков В.С. (ред.). Атлас палеотектонических и палеогеографических карт углеводородных провинций Сибири. Новосибирск-Женева: СНИИГГИМС, Petroconsultants, 1995. 222 с. 30 карт.
- Сурков В.С., Жеро О.Г Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1981. 144 с.
- Сурков В.С., Смирнов Л.В. Кайнозойские тектонические события и фазы дифференциации углеводородов в готерив-сеноманском комплексе Западно-Сибирского бассейна // Геология нефти и газа. 1994. № 11. С. 3-6.
- Ташлиев М.Ш., Курылева А.М., Товбина С.З. Структурно-фациальное районирование территории Туркменистана в меловой период // Изв. Ан ТССР. Сер. физ-техн., хим. и геол. наук. 1982. № 6. С. 86-93.
- *Ташлиев М.С., Товбина С.3.* Палеогеография запада Средней Азии в меловой период // Тр. Туркм. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та. СПб.: Недра, 1992.
- Тектоника запада Восточно-Европейской платформы // Р.Г. Гарецкий (ред.). Минск: Наука и техника, 1990. 188 с.
- Теркот Д., Шуберт Джс. Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. Части 1 и 2. М.: Мир, 1985. 736 с.
- Тесленко Ю.В., Плотникова Л.Ф., Ванина М.В. и др. Зональная стратиграфическая схема верхнемеловых отложений Горного Крыма. Мин. геологии УССР: «Крымгеология», 1981.
- Тимонин Н.И., Юдин В.В. Тектоника Пай-Хоя (научный отчет). Научный центр Коми, Уральское отделение. Выпуск 418, Сыктывкар. 1999. 36 с.
- Тихомиров П.Л., Назаревич Б.П. Триасовый магматизм восточной части Скифской плиты // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2001. Т. 76. Вып. 5. С. 55-68.
- Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратисферы. М.: Недра, 1995. 445 с.
- Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 252 с.
- Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахаев Е.М., Акилова Ю.В., Габидулина Т.И., Коломейцева С.А., Кочнева Т.Ю., Перетурина И.Г., Плашихина И.Н. Тектоника мезо-кайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
- Улановская Т.Е. Палеогеографические реконструкции, основанные на палеоэкологии и их применение для палеотектонического анализа (на примере эоцена Азово-Кубанского прогиба) // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1988. № 1. С. 17-25.
- Улановская Т.Е., Воронов А.Р. О позднемезозойском магматизме в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы со Скифской плитой и впадинами Чёрного, Азовского и Каспийского морей // Проблемы геологии, оценки и прогноза полезных ископаемых юга России: Тез. докл. зональной науч. конф., 2–3 февр. 1995 г. Новочерк. гос. техн. ун-т. Новочеркасск: НГТУ, 1995. С. 36–38.

- Фартуков М.М. Фации и геологическая история Туркмении в верхнемеловую эпоху. Геология и полезные ископаемые Туркмении // Тр. Туркмен. геол. экспедиции ТССР. 1964. Вып.2.
- Флерова О.В., Гурова А.Д. Верхнемеловые отложения центральных областей Русской платформы // Мезозойский и третичные отложения центральных областей Русской платформы. М.: Гостоптехиздат, 1958. С. 185-226.
- Фокин П.А. Раннегерцинский этап развития Восточно-Европейской платформы: палеогеография и палеотектоника. Автореферат дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ. Геологический факультет, 1998. 24 с.
- Фокин П.А., Никишин А.М. Тектоническое развитие Восточно-Европейской платформы в девоне – начале карбона // Вестн. МГУ. 1999. № 6. С. 9-20.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.
- Хаин В.Е. Северокавказско-Туркменско-Североафганский позднетриасовый вулкано-плутонический пояс и раскрытие северной зоны Тетиса // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1189-1192.
- Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 396 с.
- Хаин В.Е. Сравнение фиксистских и мобилистских моделей тектонической эволюции Большого Кавказа // Геотектоника. 1982. № 46. С. 3-13.
- Хаин В.Е., Славин В.И. Раннекиммерийские геосинклинальные прогибы севера центральной части Средиземноморского пояса // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1980. № 2. С. 3-14.
- Хаин В.Е., Шахалибейли Э.Ш., Гроссгейм В.А. К истории Азербайджанской части Большого Кавказа в верхнеюрское время // Изв. АН АзССР. 1951. № 10. С. 19-43.
- Халымбаджа В.Г. Верхнедевонские конодонты востока Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань: Изд. КГУ, 1981. 201 с.
- Халымбаджа В.Г., Чернышева И.Г., Барышев Б.Н. Конодонтовая биостратиграфия среднего девона Восточного склона Урала // Средний девон СССР, его границы и ярусное деление. М.: Наука, 1985. С. 69-74.
- Хахаев Б.Н., Каплун В.А. (ред.). Результаты бурения и цсследований Тюменской сверхглубокой скважины. Пермь: КамНИИКИГС, 1995. 141 с.
- Хрящевская О.И., Назаревич Б.П., Барабошкин Е.Ю. Готеривские отложения Баксанского разреза и скважины Баксан К-3 в долине р. Баксан (Северный Кавказ) // Вест. МГУ. 2000. Серия 4, геология. № 3. С. 59-65.
- Цыганко В.С., Безносова Т.М., Салдин В.А. и др. Нижний девон гряды Чернышова // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Европейского северо-востока СССР. Тезисы докладов Всес. конференции. Т. 1. Сыктывкар, 1988. С. 108-109.
- Чащкий В.П. О меловом вулканизме северо-западного шельфа Черного моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 9. С. 24–30.
- Чегодаев Л.Д. Данные о среднем палеозое Северного Кавказа // Основные проблемы геологической структуры и минеральных ресурсов Северного Кавказа. Ессентуки: Роскомнедра, 1995. С. 173-175.
- Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилкман А.И. Геологическая структура и история Причерноморского бассейна. Киев: Наукова Думка, 1976. 164 с.
- Чернов В.Г О составе верхнеюрских конгломератов горы Демерджи в Крыму // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1971. № 2. С. 18-28.

- Чумаков И.С. Радиометрическая шкала для позднего кайнозоя Паратетиса // Природа. 1993. № 12. С. 68-75.
- Шатский Н.С. Отдельные статьи. Т. 2. М.: Наука. 1964. 720 с.
- Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А., Колбанцев Л.Р., Орлова М.П., Смолькин В.Ф. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита. СПб: Недра, 1993. 244 с.
- Шерба И.Г. Этапы и фазы кайнозойского развития альпийской области. М.: Наука, 1993. 231 с.
- Шипелькевич Ю.В. Прогноз юрско-меловых обстановок осадконакопления в Южно-Баренцевоморской впадине по сейсмическим данным // Е.Ф. Безматерных, Б.В. Сени, Э.В. Шипилов (ред.), Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия). Мурманск: Издат.-полиграф. предприятие Север, 1993. С. 131-140.
- Шипилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: КНЦРАН, 1998. 306 с.
- Шнюков Е.Ф., Щербаков И.Б., Шнюкова Е.Е. Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев.: НАНУ, 1997. 288 с.
- Шульга В.Ф. О палеогеографии северного склона Украинского кристаллического щита в позднем визе // Изв. ВУЗов. Геол и разв. С. 34-40.
- Шульгина Н.И., Басов В.А., Михайлов Ю.А., Павлов В.В. Стратиграфия валанжинготеривских отложений в Крестовском заповедном карьере г. Ярославля // А.Н. Иванов (ред.). Позднемезозойские головоногие моллюски Верхнего Поволжья. Межвуз. сборн. научн. трудов. Вып. 183. Ярославль, 1979. С. 46-54.
- Янин Б.Т. Новые данные о геологическом строении Бахчисарайского района Крыма // Вестник МГУ. 1976. № 5. С. 41-50.
- Янин Б.Т., Барабошкин Е.Ю. Разрез берриасских отложений в бассейне р. Бельбек (Юго-Западный Крым) // Стратиграфия и геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 2. С. 66-77.
- Япаскурт О.В., Горбачев В.И., Диковский А.А. Новые данные о литогенезе триасовых отложений, пробуренных в Тюменской сверхглубокой скважине // Доклады АН. 1994. Том. 335. № 4. С. 489-493.
- Ясаманов Н.А. Ландшафтно-климатические условия юры, мела и палеогена юга СССР. М.: Недра, 1978. 224 с.
- Ясаманов Н.А. Температуры среды обитания юрских и меловых брахиопод, головоногих и двустворчатых моллюсков в бассейне Западного Закавказья // Геохимия. 1973. № 5. С. 746-754.
- Эллерн С.С. Некомпенсированные прогибы древних платформ специфические структуры переходной стадии // Некомпенсированные прогибы платформ и их нефтегазоносность. Казань: КГУ, 1976. С. 3-26.
- Abrams M.A & Narimanov A.A. Geochemical evaluation of hydrocarbons and their potential sources in the western South Caspian depression, Republic of Azerbaijan // Marine and Petroleum Geology. 1997. Vol. 14. P. 451-468.
- Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Foraminiferal biostratigraphy of the uppermost Campanian-Maastrichtian in SW Crimea (Bakhchisaray and Chakhmakhly sections) // Bull. Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Science de la Terre. 1997. Vol. 67. P. 103-118.
- Alekseev A.S., Kononova L.I. and Nikishin A.M. The Devonian and Carboniferous of the Moscow Syneclise (Russian Platform): stratigraphy and sea-level changes // R.A. Ste-

phenson, M. Wilson, H. de Boorder and V.I. Starostenko (ed.). EUROPROBE: Intraplate Tectonics and Basin Dynamics of the Eastern European Platform. Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 149-168.

- Alekseev A.S., Kopaevich L. F., Ovechkina M.N., Olferiev A.G. Maastrichtian and Lower Palaeocene of Northern Saratov region (Russian Platform, Volga River): Foraminifera and calcareous nannoplankton // Bull. Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Science de la Terre. 1999. Vol. 69-Supp. A. P. 15-46.
- Alexandre P., Chalot-Prat F., Saintot A., Wijbrans J., Stephenson R., Wilson M., Kitchka A., and Stovba S. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of magmatic activity in the Donbas foldbelt and the Scythian platform (Eastern European craton) // Tectonophysics. 2004 (in press).
- Arger J., Mitchell J., Westway W.C. Neogene and Quaternary volcanism of southeastern Turkey // Bozkurt E., Winchester J.A. & Piper J.D.A. (eds). Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological Society, London, Special Publications, 2000. Vol. 173. P. 459-487.
- Avkhimovich V.I., Tschibrikova E.V., Obukhovskaya T.G., Nazarenko A.M., Umnova V.T., Raskatova L.G., Mantsurova V.N., Loboziak S. and Streel M. Middle-Upper Devonian miospore zonation of Eastern Europe // Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf. Aquitaine. 1993. Vol. 17. P. 79-148.
- Banks C.J. Basins and thrustbelts of the Balkan coast and the Black Sea // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. American Association of Petroleum Geologists. 1997. Memoir 68. P. 115-128.
- Banks C.J. & Robinson A.G. Mesozoic strike-slip back-arc basins of the Western Black Sea // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. American Association of Petroleum Geologists. 1997. Memoir 68. P. 53-62.
- Baraboshkin E.J. Albian ammonite biostratigraphy of the Northern Caucasus. Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie. Stuttgart, Bd.212, Hf.1-3. 19996. P. 175-210.
- Baraboshkin E.J. Berriasian-Valanginian (Early Cretaceous) sea-ways of the Russian Platform basin and the problem of Boreal / Tethyan correlation // Geologica Carpathica. Bratislava. 1999a. Vol. 50. № 1. P. 1-16.
- Baraboshkin E.J. Early Cretaceous seaways of the Russian Platform and the problem of Boreal / Tethyan correlation // J.Michalik (ed.). Tethyan / Boreal Cretaceous correlation. Mediterranean and Boreal Cretaceous paleobiogeographic areas in Central and Eastern Europe, VEDA, Bratislava, Publ.House of Slovak Acad. Sci. 2002. P.39-78.
- Baraboshkin E.J. Russian Platform as a controller of the Albian Tethyan/Boreal ammonite migration Geologica Carpathica. Bratislava. 1996. Vol. 47. № 5. P. 1-10.
- Baraboshkin E.Yu., Alekseev A.S., Kopaevich L.F. Cretaceous paleogeography of the North-Eastern Peri-Tethys // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Vol. 196. № 1-2. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 2003. P. 177-208.
- Baraboschkin E.J., Kopaevich L.F. Albian / Cenomanian anoxic, volcanic and bioevents in the North Caucasus // Global Boundary Events, Abstracts of Interdisciplinary Conference. Kielce, Poland, 27-29 September, 1993. Warshaw: Polish Geological Institute. P. 6-7.
- Baraboshkin E., Kopaevich L., Olferiev A. The Mid-Cretaceous Events in eastern Europe: development and paleogeographical significance // S.Crasquin, E.Barrier (eds.). Peri-Tethys Memoir 4, Epicratonic Basins of Peri-Tethyan Platforms, Memoires du Museum national d'Histoire naturelle. 1998. Vol. 179, Paris. P. 93-110.

- Baraboshkin E.J., Mikhailova I.A. New and poorly known Valanginian ammonites from South-West Crimea // Bull. de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la terre. 2000. Vol. 70. P. 89-120.
- Baraboshkin E.J., Mutterlose J. in preparation. Correlation of the Barremian belemnite successions of northwest Europe and the Ulyanovsk-Saratov area (Russian Platform) // Acta Geologica Polonica. Vol. №. Warszawa, p., fig., 1 pl.
- Barka A., Reilinger R. Active Tectonics of the eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data // ANNALI DI GEOFISICA. 1997. Vol XL. № 3.
- Beaumont C. Foreland basins // Geophys. J. R. astron. Soc. 1981. Vol. 65. P. 291-329.
- Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Markis J., Eppelbaum L. Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean // Tectonophysics. 2002. Vol. 346. P. 23-43.
- Beniamovskii V.N., Kopaevich L.F. Benthic foraminiferid zoaztion in the Late Santonian-Maastrichtian of the European palaeobiogeographical area (EPA) // Zentrablatt fur Geologie und Palaontologie. 1998. Teil I. 11/12. P. 1149-1169.
- Beniamovskii V.N., Kopaevich L. Late Cretaceous palaeobiogeography and migrations of Foraminifera in western Eurasia // M.Wagreich (ed.). Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Palaeobiogeography. Proceedings of the 6th International Cretaceous Symposium. Vienna, 2000. Verlag der Oestrereichisches Academie der Wissenschaften, Schriftenreiche der Erdwissenschflichen Kommissionen. № 15. Wien. P. 61-78.
- Berberian F., Berberian M. Tectono-plutonic episodes in Iran // Gupta H.K., Delany F.M. (eds.), Zagros. Hindu kush. Himalaya. Geodynamic evolution, Geodyn. 1983. Ser. 3. P. 5-32.
- Berberian M. The Southern Caspian A compressional depression, floored by a trapped, modified oceanic crust // Can. J. Earth.Sci. 1983. Vol. 20. P. 163-183.
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 30055-30078.
- Bogdanova T.N., Prozorovsky V.A. Substantiation of the Barremian / Aptian boundary // P.F.Rawson, Ph.J.Hoedemaeker (eds). Proceedings 4th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (IGCP-Project 362). Scripta Geologica. Vol. 114. Leiden, 1999. P. 45-81.
- Bozkurt E. & Satir M. Age of Alpine extensional shear zone in the Southern Menderes Massif and its tectonic significance, Western Turkey: a Rb-Sr geochronology // Journal of Conference Abstracts, EUG 10, Abstract Volume (Strasbourg, France). 1999. P. 34.
- Bredehoeft J.D., Djevanshir R.D., Belit K.R. Lateral fluid flow in a compacting sand-shale sequence: South Caspian Basin // Amer. Ass. Pet. Geol. Bull. 1988. Vol. 72. P. 416-424.
- Burnett J.A. Upper Cretaceous // Calcareous nannofossil biostratigraphy. Cambridge University Pres, 1998. P.132-164.
- Brunet M.F. The influence of the Pyrenees evolution on adjacent basins // Orogeny through time: an overview. Burg J.-P. and Ford M. (eds.). Geol. Soc. Spec. Publ. 1997. Vol. 121. P. 1-17.
- Brunet M.F, Korotaev M.V., Ershov A.V. and Nikishin A.M. The South Caspian basin: approach of the evolution by the subsidence modelling // Sedimentary Geology. 2003. Vol. 156. P. 119-148.
- Brunet M.-F., Spakman W., Ershov A.V., Nikishin A.M. Evidence from seismic tomography for lithosphere delamination below the central Caucasus. Zonenshain Moscow International Conference. Moscow, October 2001, oral report.
- Brunet M-F., Spakman W., Ershov A.V., Nikishin A.M. Geodynamics of the Caucasus-Caspian Area: Informations given by the tomography. Peri-Tethys Programme, Final meeting, 23-24 November, 2000b. CNRS. Paris. Abstracts.

- Brunet M.-F., Ershov A.V., Spakman W., Nikishin A.M. Implications of seismic tomography on the understanding of the Caucasus area geodynamics // EUROPROBE workshop, Gurzuf, 12-16 October 2000. Geophysical Journal. 2000a. 22/4. P. 79.
- Brunet M.-F., Spakman W, Ershov A.V, Nikishin A.M. Tomographic constraints on the geodynamics of the Caucasus-Caspian area. 2000. EGS-XXV. Nice. Abstracts of conference.
- Casey R. New genera and subgenera of Lower Cretaceous ammonites // Journal of the Washington Academy of Sciences. Washington, 1954. Vol.44. № 4. P. 106-115.
- Casey R. The age of the Argiles a Bucaillella of Normandy, the systematic position of the Cretaceous ammonite genera Bucaillella and Arcthoplites, and the delimitation of the Aptian / Albian boundary // Cretaceous Research, Academic Press, London-San Diego-New York-Boston-Sydney-Tokyo-Toronto, 1999. Vol. 20. P. 609-628.
- Chalot-Prat F., Girbacea R. Partial delamination of continental mantle lithosphere, uplift related crust-mantle decoupling, volcanism and basin formation: a new model for the Pliocene-Quarternary evolution of the southern East-Carpathians, Romania // Tectonophysics. 2000. Vol. 327. P. 83-107.
- Cross T.A., Pilger and R.H. Jr. Tectonic controls of Late Cretaceous sedimentation, western interior, USA // Nature. 1978. Vol. 274. P. 653-657.
- Dadlez R., Feldman-Olszewska A., Gazdzicka E., Iwanow A., Kiersnowski H., Leszcynski K., Marek S., Pokorski J., Wagner R., Wybraniec S. Palaeogeographical atlas of the epicontinental Permian and Mesozoic in Poland. Panstwowy Institut Geologiczny, Warszawa, 1998. 7 p.
- De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. Vol. 101. P. 425-478.
- Dercourt J., Gaetani M., Vrielinck B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.F., Cadet J.P., Crasquin S., Sandulescu M. (eds.). Atlas of Peri-Tethys, Palaeogeographical maps. Comission de la Carte Geologique du Monde (CCGN/ CGMW). Paris, 2000. Explanatory notes. I-XX. 269 p. 24 maps.
- Dercourt J., Ricou L.E. and Vrielinck B. (eds.) Atlas Tethys, paleoenvironmental maps. Gauthier-Villars, Paris, 1993. 307 p. 14 maps. 1 pl.
- Dercourt J., Zonenshain L., Ricou L.E., Kazmin V.G., Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sborshikov I.M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P. and Biju-Duval B. Geological evolution of the Tethys Belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 242-315.
- Dhondt A.V. Upper Maastrichtian bivalve faunas from the Crimea, Maastricht and Mangyshlak // Bull. Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Science de la Terre. 1999. 69-SUPP. A. P. 55-66. Brussels.
- Dhont D., Chorowicz J., Yurur T. The Bolkar Mountains (Central Taurides, Turkey): a Neogene extensional thermal uplift? // Geological Bull. of Turkey. 1999. Vol. 42. № 2. P. 69-87.
- Ditchfield P.W. High northern palaeolatitude Jurassic-Cretaceous palaeotemperature variation: new data from Kong Karls Land, Svalbard // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1997. № 130. P. 163-175.
- Dixon J.E. and Robertson A.H.F (eds.). The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Geological Sosiety Special Publication, London, 1996. 17 (sec. ed.). P. 1-836.
- Einsele G. Sedimentary basins: Evolution, facies, and sediment budget. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 2000. 792 p.

- Ershov A.V. Effective middle surface of lithosphere, Earth Planet // Sci. Let. 1999. Vol. 173. P. 129-141
- Ershov A.V., Brunet M.-F., Korotaev M.V., Nikishin A.M., Bolotov S.N. Late Cenozoic burial history and dynamics of the Northern Caucasus molasse basin: implications for foreland basin modelling // Tectonophysics. 1999. 313. P. 219-241.
- Ershov A.V., Brunet M.-F., Nikishin A.M., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Kosova S.S., Evolution of the Eastern Fore-Caucasus basin during the Cenozoic collision: burial history and flexural modelling // S. Crasquin-Soleau and E. Barrier (eds.). Peri-Tethys Memoir 4: epicratonic basins of Peri-tethyan platforms. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle. 1998. Vol. 179. Paris. P. 111-130.
- Ershov A.V., Brunet M.-F., Nikishin A.M., Bolotov S.N., Nazarevich B.P., Korotaev M.V. Northern Caucasus basin: thermal history and synthesis of subsidence models // Sedimentary Geology. 2003.
- Ershov A.V., Nikishin A.M., Galushkin Yu.I., Alekseev A.S., Fokin P.A., Furne A.V. and Stovba S.N. The role of intraplate stresses in the evolution of the sedimentary basins of Russian Platform: computer modelling approach. 5-th Zonenshain conference on plate tectonics. Programme and abstracts. Moscow, Nowember, 22-25, 1995. P. 147-148.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M. and Xuan Z. Geophysical study of the Black Sea area // Boll. di Geofisica Teorica ed Applicata. 1988. Vol. 30 (117-118). P. 197-324.
- Frakes L.A. Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data // Barrera E., Johnson C.C. (eds.). Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. The Geological Society of America. Special Paper 332. 1999. P. 49-72.
- Gabdullin R.R., Guzhikov A. J., Bogachkin A.B., Bondarenko N.A., Lubimova T.V., Widrik A.B. Periodites below and above the K/T boundary // Bull. Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Science de la Terre. 1999. Vol. 69- Suppl. A. P. 87-101. Brussels.
- Gale A.S., Hancock J.M., Kennedy W.J. Biostratigraphical and sequence correlation of the Cenomanian successions in Mangyshlak (W. Kazakhstan) and Crimea (Ukraine) with those in southern England // Bull. Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. 1999. Science de la Terre. Vol. 69- Suppl. A. P. 67-86. Brussels.
- Gautier P., Brun J-P., Moriceau R., Sokoutis D., Martinod J., Jolivet L. Timing, kinematics and cause of Aegean extension: scenario based on comparison with simple analogue experiments // Tectonophysics. 1999. Vol. 315. P. 31-72.
- Gawor-Biedowa Eu. Campanian and Maastrichtian Foraminifera from the Lublin Upland, Eastern Poland // Palaeontologica Polonica. 1992. № 52 P. 3-187. Warszawa-Krakow.
- Gill G.B. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 1981. 389 pp.
- Görür N. Timing of opening of the Black Sea basin // Tectonophysics. 1988. Vol. 147. P. 247-262.
- Görür N., Tüysüz Z.O., Aykol A., Sakinc M., Yigitbac E. and Akkok R. Cretaceous red pelagic carbonates of northern Turkey: their place in the opening history of the Black Sea // Eclogea Geologica Helvetia. 1993. Vol. 86. P. 819-838.
- Gradstein F.M., Agterberg F.P., Ogg J.G., Hardenboll J., Van Veen P., Thierry J., Huang Z. A Mesozoic time scale // J. of Geophysical Research. 1994. Vol. 99. P. 24051-24074.
- Groecke D.R., Price G.D., Baraboshkin E.J., Mutterlose J., Ruffel A.H. The Valanginian terrestrial carbon-isotope record. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, Nice, France, 06-11 April 2003, Geophysical Research Abstracts. Vol. 5. P. 13644.

- Groecke D.R., Price G.D., Ruffel A.H., Mutterlose J., Baraboshkin E.J., Hesselbo S.P. Isotopic evidence for warm climates during the Late Jurassic and a possible ice-sheet in the southern hemisphere // Geological Magazine. London, 2002. Vol. 37. P.17-33.
- Haghipour A., Aghanabati A. Geological map of Iran, scale 1:2,500,000. Ministry of mines and metals. Geological survey of Iran (second edition). 1989.
- Haq B.W., Hardenbol J., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change // Soc. Econ. Paleon. Minener. Spec. Publ. 1988. № 42. P. 71–108.
- Harbury N. & Cohen M. Sedimentary history of the Late Jurassic-Paleogene of Northeast Bulgaria and the Bulgarian Sea // A.G.Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. American Association of Petroleum Geologists, 1997. Memoir 68. P. 129-168.
- Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., and Smith D.G. A Geologic Time Scale. Cambridge University Press, 1989. 1 pl. 263 pp.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B. et al. Mezosoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins // SEPM (Soc. Sedim. Geol.). Spec Publ. 1998. № 60. Charts 1, 4.
- Herman Y., Bhattacharaya S.K. Perch-Nielsen K., Kopaevitch L.F., Naidin D.P., Frolov V.T., Jeffers J.D., Sarkar A. Cretaceous-Tertiary boundary marine extinctions: The Russian Platform record // Revista Española de Paleontologia, Numero Extraordinario. 1988. Paleontology and evolution: Extinction events. P. 31-40.
- Hoedemaeker P.J. Correlation possibilities around the Jurassic // Cretaceous boundary. Scripta Geologica. Vol. 84. Leiden, 1987. The Neitherlands National Museum of Geology and Mineralogy Publ. 64 p.
- Hoedemaeker P.J., Rawson P.F. Report on the 5th International Workshop of the Lower Cretaceous Cephalopod Team (Vienna, 5 September 2000). Cretaceous Research. Vol. 21. London. Academic Press, 2000. P. 857-860.
- Holt W.E. and Stern T.A. Subduction, platform subsidence, and foreland thrust loading: the Late Tertiary development of Taranaki Basin, New Zealand // Tectonics. 1994. 13. P. 1068-1092.
- Hsui A.T., Tang X.-M., and Toksöz M.N. On the dip angle of subducting plates // Tectonophysics. 1990. 179. P. 163-175.
- Jefferies R.P.S. The stratigraphy of the Actinocamax plenus subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. Proceedings of the Geologists' Association. 1962. 74. P. 1-34.
- Jeletzky J.A. Mid-Cretaceous (Aptian to Coniacian) history of Pacific slope of Canada. Paleont. Soc. Japan. Special Papers, 1977. № 21. P. 97-126.
- Jones R.W., Simmons M.D. A review of the Stratigraphy of Eastern Paratethys (Oligocene-Holocene), with particular emphasis on the Black Sea // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. American Association of Petroleum Geologists. 1997. Memoir 68. P. 39-52.
- Jordan T.E. Thrust loads and foreland basin evolution, western United States // Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. 1981. Vol. 65. P. 2506-2520.
- Karner G.D. and Watts A.B. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 449-477.
- Kooi H., Hettema M., Cloetingh S. Lithospheric dynamics and the rapid Pliocene-Quaternary subsidence phase in the southern North-Sea basin // Tectonophysics. 1991. Vol. 192. P. 145-159.
- Kopaevich L.F. The Turonian strata in southwestern Crimea and Mangyshlak (foraminiferal biostratigraphy and palaeobiogeography). Mitt. Geol.-Palaeont. Inst. Univ. Hamburg, 1996. Vol. 77. P. 203-211. Hamburg, Mai 1996.

- Kopaevich L.F., Alekseev A.S., Baraboshkin E.Yu., Beniamovskii V.N. Cretaceous sedimentary units of Mangyshlak Peninsula (Western Kazakhstan) // S. Crasquin, P.De Wever (eds.), Peri-Tethys: stratigraphic correlations 3, Geodiversitas. Vol. 21. № 3. Paris, 1999. P. 407-419.
- Kopaevich L.F., Beniamovskii V.N. Foraminiferal distribution across the Maastrichtian /-Danian boundary of Mangyshlak peninsula (west Kazakhstan) // Bull. Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Science de la Terre. 1999. Vol. 69-Suppl. A. P. 129-146. Brussels.
- Kopaevich L., Kuzmicheva T. The Cenomanian-Turonian boundary in southwestern Crimea, Ukraine: Foraminifera and palaeobiogeographic implications // M. Wagreich (ed.): Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Palaeobiogeography. 2002. Proceed. Of the 6th Intern. Cretac. Symp. Vienna 2000. P. 129-148.
- Kopaevich L.F., Walaszczyk I. An integrated Inoceramid- Foraminiferal Biostratigraphy of the Turonian and Coniacian Strata in South-Western Crimea, Soviet Union // Acta Geologica Polonica. 1990. Vol. 40/1-2. P. 83-95. Warszawa.
- Korotaev M.V., Nikishin A.M., Ershov A.V. Flexural modelling of the Barents Sea neotectonics // Abstracts of 6th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow, 1998. P. 51-52.
- Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A. and Vartiainen H. The Kola Alcaline Province of the CIS and Finland: precise Rb-Sr ages define 380-360 Ma age range for all magmatism. Lithos, 1993. Vol. 30. P. 33-44.
- Lehmann U. The ammonites: Their life and their world. Cambridge University Press, Cambridge, 1981. 246 p.
- Le Maitre R.W. (ed.). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, Blackwell Scientific, 1989.
- Lozar F. and Polino R. Early Cenozoic uprising of the Great Caucasus revealed by the reworked calcareous nannofossils // Terra Nova. 1997. 9, Suppl. vol. 1. 141 pp.
- Lyon-Caen H. and Molnar P. Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 8171-8192.
- Marcinowskii R. Cenomanian ammonites from German Democratic Republic, Poland, And Soviet Union // Acta Geol. Polonica. 1980. Vol. 30, № 3. P. 215-325.
- Marcinowski R., Walaszczyk I., Olszewska-Neibert D. Stratigraphy and regional development of the mid-Cretaceous (Upper Albian through Coniacian) of the Mangyshlak Mountains, Western Kazkhstan // Acta Geologica Polonica. 1995. Vol. 46. P. 1-60.
- Masters G., Bolton H., Laske G. Joint seismic tomography for p and s velocities: How pervasive are chemical anomalies in the mantle? EOS Trans. AGU, 80, S14, 1999.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gurkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanli I., Seeger H., Tealeb A., Toksoz M.N., Veis G. Global Positioning System constraints on plate kinematic and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 5695-5719.
- Mitrovica J.X., Beaumont C., and Jarvis G.T. Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction // Tectonics. 1989. Vol. 8. P. 1079-1094.
- Mutterlose J. Phylogenie und Biostratigraphie der Unterfamilie Oxyteuthinae (Belemnitida) aus dem Barreme (Unter-Kreide) NW-Europas // Palaeontographica. Abt.A, Stuttgart, 1983. Vol. 180. Lfg.1-3. 90 S.

- Mutterlose J., Baraboshkin E.J. Taxonomy of the Early Cretaceous belemnite species Aulacoteuthis absolutiformis (Sinzow, 1877) and its type status. Berliner Palaeontologische Abhandlungen, 2. Berlin, 2003. (in press).
- Naidin D.P. Biostratigraphie und Paläogeographie der Oberen Kreide der Russischen Tafel // Geologisches Jahrbuch. 1969. Abt. 87. P. 157-186. Hannover.
- Nikishin A.M., Cloetingh S., Bolotov S.N., Baraboshkin E.Yu., Kopaevich L.F., Nazarevich B.P., Panov D.I., Brunet M.-F., Il'ina V.V., Kosova S.S., Stephenson R.A. Scythian Platform: chronostratigraphy and polyphase stages of tectonic history // S. Crasquin-Soleau, E. Barrier (eds). Peri-Tethys Memoir 3: stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platforms. Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, 1998a. Vol. 177. P. 151-162.
- Nikishin A.M., Cloetingh S., Brunet M.-F., Bolotov S.N., Ershov A.V., Stephenson R.A. Scythian Platform, Caucasus and Black Sea region: Mesozoic-Cenozoic tectonic history and dynamics // S. Crasquin-Soleau, E. Barrier (eds), Peri-Tethys Memoir 3: stratigraphy and evolution of Peri-Tethyan platforms. Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle, Paris, 1998b. Vol. 177. P. 163-176.
- Nikishin A.M., Ershov A.V., Cloething S., Stephenson R., Ziegler P.A., Fokin P.A., Alekseev A.S., Brunet M.-F. and Korotaev M.V. Dnieper-Donets Basin, Ukrainian Shield and Voronezh High: Carboniferous-Cenozoic movements as reaction to reorganisation of regional stress fields. (Submitted to Tectonophysics).
- Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.-F., Stephenson R.A. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence vodelling, submitted to Sedimentry Geology. 2000.
- Nikishin A.M., Korotaev M.V., Ershov A.V., Brunet M.-F. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling // Sedimentary Geology. Vol. 156. Elsevier, Amsterdam, 2003. P. 149-168. 7 fig.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Tikhomirov P.L. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian platform – Black Sea – Caucasus Domain (northeast Peri-Tethys Area). PeriTethyan Rift / Wrench Basins and Passive Margins. IGCP 369. PeriTethys Memoir 4. Mem. Museum National d'Histoire Naturelle, Paris, 2000.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet, M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V. & Tikhomirov P. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain // P.A. Ziegler, W. Cavazza and A.H.F. Robertson (Guest eds). S. Crasquin-Soleau ed., Peri-Tethys Memoir 6. PeriTethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Memoires du Musilum national d'Histoire naturelle, 2000 (in press).
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Tikhomirov P. Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain // P.A. Ziegler, W. Cavazza and A.H.F. Robertson, S. Crasquin-Soleau (eds). Peri-Tethys Memoir 6. PeriTethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Mémoires du Muséum national d'Histoire naturelle. 2001. Vol. 186. P. 296-346.
- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloethingh S.A., Furne A.V., Fokin, P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Lankreijer A., Bembinova E.Yu. and Shalimov I.V. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // R.A. Stephenson, M. Wilson, H. de Boorder and V.I. Starostenko (eds). EUROPROBE: Intraplate Tec-

tonics and Basin Dynamics of the Eastern European Platform. Tectonopysics. 1996. 268. P. 23-63.

- Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Ustinova M.A. Santonian to Palaeocene tectonics of the East-European craton and adjacent areas // Bull. Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Science de la Terre. Vol. 69- Suppl. A. P.147-160. Brussels.
- Odin G.S. Geological Time Scale (1994) // C. R. Acad. Sci. Paris. 1994. Vol. 318. série II. P. 59-71.
- Okay A.I., Sahintürk O. Geology of the Eastern Pontides // A.G. Robinson (ed.), Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. American Association of Petroleum Geologists, 1997. Memoir 68. P. 291-311.
- Okay A.I., Sengör A.M.C., Görür N. Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // Geology. 1994. Vol. 22. P. 267-270.
- Ovechkina M.N., Alekseev A.S. Quantitative analysis of Early Campanian calcareous nannofossil assemblagea from the southern regions of the Russian Platform // M. Wagreich eEd.): Aspects of Cretaceous Stratigraphy and Palaeobiogeography. 2002. Proceed. Of the 6th Intern. Cretac. Symp. Vienna 2000. P. 205-222.
- Owen H.G. Middle Albian stratigraphy in the Anglo-Paris Basin. Bulletin of the British Museum (Natural History), London, Geology, Suppl. 8, London, 1971. 164 p.
- Parazachos B.C., Karakostas V.G., Parazachos C.B., Scordilis E.M. The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc // Tectonophysics. 2000. Vol. 319. P. 275-300.
- Perch-Nielsen K. Mesozoic calcareous nannofossils // Eds. H.M. Bolli, J.B. Saunders, K. Perch-Nielsen. Plankton Stratigraphy. Cambridge, 1985. P. 329-426.
- Premoli Silva I., Sliter W.V. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottacione section, Gubbio, Italy // Paleont. Italica. 1995. Vol. 82. P. 1-189.
- Price R.A. Large-scale gravitational flow of supracrustal rocks, southern canadian rockies // K.A. De Jong and R. Sholten (eds.). Gravity and tectonics. Interscience, 1973. New-York. P. 491-502.
- Price G.D., Ruffel A.H., Mutterlose J., Baraboshkin E.J., Kalin R.M. Late Jurassic to Early Cretaceous climate changes: new data from the Volga River Basin, Southeast Russia. European Union of Geosciences, 10 Session, 28 March - 1 April 1999. Strasbourg (France). Abstracts. P. 227-228.
- Pristley K., Baker C., Jackson J. Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of the south Caspian basin and surrounding regions // Gephys. J. Int. 1994. Vol. 118. P. 111-141.
- Rawson P.F., Dhondt A.V., Hancock J.M., Kennedy W.J. Proceedings of Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries, Brussels 8-16 September 1995 // Bull. Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre. 1996. Vol. 66. 123 pp.
- Rawson P.F., Mutterlose J. Stratigraphy of the Lower B and basal Cement Beds (Barremian) of the Speeton Clay, Yorkshire, England. Proceedings of the Geologist's Association, London, 1983. Vol. 94. pt. 2. P. 133-146.
- Reilinger R.E., McClusky S.C., Oral M.B., King R.W., Toksoz M.N., Barka A.A., Kinik I., Lenk O., Sanli I. Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone // J. Geophys. Res. 1997a. Vol. 102. P. 9983-9999.

- Reilinger R.E., McClusky S.C., Souter B.J., Hamburger M.W., Prilepin M.T., Mishin A., Guseva T., Balassanian S. Preliminary estimates of plate convergence in the Caucasus collision zone from global positioning system measurements // Geophys. Res. Let. 1997b. Vol. 24. P. 1815-1818.
- Robaszynski F., Bless M.J., Felder P.J., Foucher J.-C., Legoux O., Manivit H., Meessen J.P.M.Th., Van der Tuuk. L. The Campanian-Maastrichtian boundary in the chalky facies close to the type-Maastrichtian area // Bull. Centre de Recherche, Exploration, Production Elf-Aquitaine. 1985. Vol. 9. P. 1-113.
- Robaszynski F., Caron, M. Foraminiferes planctoniques du Cretace: commentaire de la zonation Europe-Mediterranee // Bull. Soc. geol. France. 1995. Vol. 166 (6). P. 681-692. Paris.
- Robaszynski F., Christensen W.K. The Upper Campanian Lower Maastrichtian chalks of the Mons basin: a preliminary study of belemnites and foraminifera in the Harmignies and Ciply areas // Geologie en Mijnbow. 1989. Vol. 68. P. 391-408.
- Robertson A.H.F. Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey // Bozkurt E., Winchester J.A. and Piper J.D.A. (eds). Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. Geological Society. London. Special Publications, 2000. Vol. 173. P. 97-138.
- Robertson A.H.F., Grasso M. Overview of the Late Tertiary-Recent tectonic and palaeoenvironmental development of the Mediterranean region // Terra Nova. 1995. Vol. 7. P. 114-127.
- Robinson A.G. (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. American Association of Petroleum Geologists, 1997. Memoir 68. P. 1-385.
- Robinson A.G. & Kerusov E. Stratigraphic and structural development of the Gulf of Odessa, Ukrainian Black Sea: implications for Petroleum Explorations // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. American Association of Petroleum Geologists, 1997. Memoir 68. P. 369-380.
- Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.F. Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum Geology. 1996. Vol. 13. P. 195-223.
- Royden L.H. The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries // Tectonophysics. 1993. Vol. 12. P. 303-325.
- Royden L.H. and Karner G.D. Flexure of the lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins: evidence for an insufficient topographic load // Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1984. Vol. 68. P. 704-712.
- Ruppel C., McNutt M. Regional compensation of the Great Caucasus mountains based on an analysis of Bouguer gravity data // Earth and Planetary Science Letters. 1990. Vol. 98. P. 360-378.
- Sahagian D.L., Pinous O., Olferiev A., Zakharov V. Eustatic Curve for the Middle Jurassic-Cretaceous Based on Russian Platform and Siberian Stratigraphy: Zonal Resolution // Bull. of the American Association of Petroleum Geologists (AAPG). 1996. Vol. 80. № 9. P. 1433-1458.
- Saidi A., Brunet M.-F., Ricou L.-E. Continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from Late Paleozoic to Early Cretaceous subsidence curves // Geodinamica Acta. 1998. Vol. 10 (5). P. 189-208.
- Savostin L.A., Sibuet J.-C., Zonenshain L.P., Le Pichon X., Roulet M.-R. Kinematic evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamir since the Triassic // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 1-35.

- Schonfeld J. Zur Stratigraphie und Ökologie bentischer Foraminiferen in Schreibkreide-Richprofil von Lägerdorf/Holstein // Geologisches Jahrbuch. 1990. A 117. P. 3-151.
- Schoönfeld 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 // Geological Magazine. 1991. Vol. 128. № 5. P. 479-503. Cambridge.
- Seghedi A. The North Dobrogea Cimmerian orogenic belt (Romania): a review // P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson (eds). S. Crasquin-Soleau ed., Peri-Tethys Memoir 6. PeriTethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Mămoires du Musăum national d'Histoire naturelle, 2000, (in press).
- Sheffels B. and McNutt M. Role of subsurface loads and regional compensation in the isostatic balance of the Ranges, California: Evidence for intracontinental subduction // J. of Geohysical Research. 1986. Vol. 91. P. 6.419-6.431.
- Sissingh W. Microfossil stratigraphy and stage-stratotypes of the Cretaceous // Geol. Mijnbouw. 1978. Vol. 57. № 3. P. 433-440.
- Sliter W.V. Biostratigraphic zonation of Cretaceous planktonic foraminifers examined in thin section // Journal Foraminiferal Research. 1989. Vol. 19/1. P. 1-19.
- Smith D.E., Kolenkiewics R., Robbins J.W., Dunn P.J., Torrence M.H. Horizontal crustal motion in the central and eastern Mediterranean inferred from satellite laser ranging measurements // Geophys. Res. Lett. 1994. Vol. 21. P. 1979-1982.
- Spadini G., Robinson A.G., Cloetingh S.A.P.L. Thermomechanical modelling of Black Sea basin formation, subsidence, and sedimentation // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. American Association of Petroleum Geologists, 1997. Memoir 68. P. 19-38.
- Spakman W., van der Lee S., van der Hilst R. Trave-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km // Phys. Earth Planet. Inter. 1993. Vol. 79. P. 3-74.
- Stampfli G., Borel G., Cavazza W., Mosar J., Ziegler P.A. (eds.). The Paleotectonic Atlas of the PeriTethyan Domain. European Geophysical Society, 2001b. Compact Disc.
- Stampfli G.M. Mosar J., Favre P., Pillevuit A., Vannay J.-C. Late Palaeozoic to Mesozoic evolution of the Western Tethyan realm: the Neothethys-East Mediterranean basin connection // P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson (eds). S. Crasquin-Soleau ed., Peri-Tethys Memoir 6. PeriTethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Mämoires du Musäum national d'Histoire naturelle, 2000 (in press).
- Steckler M.S., Watts A.B. Subsidence of the atlantic-type continental margin off New-York // Earth Planet. Sci. Letters. 1978. Vol. 41. P. 1-13.
- Stovba S., Stephenson R.S. and Kivshik M. Structural features and evolution of the Dnieper-Donets Basin, Ukraine, from regional seismic reflection profiles // R.A. Stephenson, M. Wilson, H. de Boorder, V.I. Starostenko (eds). EUROPROBE: Intraplate Tectonics and Basin Dynamics of the Eastern European Platform. Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 127-147.
- Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ., London, 1989, 42.

Tectonophysics. 1986. Vol. 12. P. 343-354.

- Tikhomirov P.L., Chalot-Prat F. and Nazarevich B.P. Triassic Volcanism in the Eastern Fore-Caucasus: Evolution and Geodynamic Interpretation // Tectonophysics. 2003 (in press).
- Tikhomirov P.L., Nazarevich B.P. Triassic volcanic activity in the Eastern Fore-Caucasus (Scythian platform): new data on the problem of North-Tethys volcanic belt. //

Europrobe meeting, Tulcea, Romania, September 25 – October 6, 1999, Abstracts. Rom. J. Tec. Reg. Geol. 1999. Vol. 77/1. 84 pp.

- Trotet F., Jolivet L., Vidal O. Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islanda (Cyclades, Greece) // Tectonophysics. 2001. Vol. 338. P. 179-206.
- Tur N.A. Planktonic foraminifera recovery from the Cenomanian-Turonian mass extinction event, northeastern Caucasus // Biotic Recovery from Mass Extinction Events. Geol. Soc. Spec. Publ., 1994. № 102. P. 259-264.
- *Turcotte D. and Schubert G.* Geodynamics: applications of continuum physics to geological problems. Wiley, New York, 1982. 124 pp.
- Ustaömer T. & Robertson A.H.F. Tectonic-sedimentary evolution of the North Tethyan margin in the Central Pontides of Northern Turkey // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. American Association of Petroleum Geologists, 1997. Memoir 68. P. 255-290.
- Walaszcsyk I., Smirnov Yu., Trőger K.-A. Trochoceramid bivalves (Inoceramidae) from the Lower Maastrichtian of Daghestan (Aimaki section, NE Caucasus) and south-central Poland // Acta Geol. Pol. 1999. Vol. 46. P. 141-164.
- Waschbuch P.J. and Royden L.H. Episodicity on foredeep basins // Geology. 1992. Vol. 20. P. 915-918.
- Weiss W. Planktonishe Foraminiferen aus dem Cenoman und Turon von Nordwest- und Süddeutschland // Palaeontographica, 1982. Abt.A. Vol. 178. P. 49-108.
- Wensink H., Varekamp J.C. Paleomagnetism of basalts from Alborz: Iran part of Asia in the Cretaceous // Tectonophysics. 1980. Vol. 68. P. 113-129.
- Westermann G.E.G. Ammonoid Life and Habitat // N.H. Landman, K. Tanabe, R.A. Davies (eds.). Ammonoid paleobiology. Plenum Press. New York-London, 1996. P.607-707.
- Wicher C.A. Mikropalaontologische Beobachtungen in der hoheren borealen Ober-Kreide, besonders im Maastricht. Geologisches Jahrbuch, 1953. Vol. 68. P. 1-26.
- Wilson M. and Lyaschkevich Z.M. Magmatism and geodynamics of rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform // R.A. Stephenson, M. Wilson, H. de Boorder and V.I. Starostenko (eds). EUROPROBE: Intraplate Tectonics and Basin Dynamics of the Eastern European Platform. Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 23-63.
- Wilson M., Kusznir N., Lyashkevich Z.M. and Nikishin A.M. Late Devonian magmatic activity associated with the Pripyat-Dniepr-Donets Rift. Intracratonic Rifting and Inversion // EUROPROBE Georift Workshop ETH Zurich, October 16-19, 1997. P. 18.
- Wright C.W., Kennedy W.J. The Ammonoidea of the Plenus Marls and the Middle Chalk. Palaeontographical Society (Monograph) London, 1981. 148 pp.
- Van der Voo, Spakman W., Bijwaard H. Mesozoic subducted slab under Siberia // Nature. 1999b. Vol. 197. P. 246-249.
- Van der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Tethyan subducted slabs under India // Earth Planet. Sci. Let., 1999a. Vol. 171. P. 7-20
- Van Wees J.D., Stephenson R.A., Stovba S.N. and Shymanovskyi V.A. Tectonic variation in Dniepr-Donets Basin from automated modelling of backstripped subsidence curves // R.A. Stephenson, M. Wilson, H. de Boorder, V.I. Starostenko (eds). EUROPROBE: Intraplate Tectonics and Basin Dynamics of the Eastern European Platform. Tectonophysics. 1996. Vol. 268. P. 257-280.

- Yanev Y., Bardintzeff J.-M. Petrology, volcanology and metallogeny of Palaeogene collision-related volcanism of the Eastern Rhodopes (Bulgaria) // Terra Nova, 1997. Vol. 9. P. 1-8.
- Yilmaz Y., Tüysüz O., Yigitbas E., Can Genç S., Sengör A.M.C. Geology and Tectonic evolution of the Pontides // A.G. Robinson (ed.). Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Areas. American Association of Petroleum Geologists, 1997. Memoir 68. P. 183-226.
- Ziegler P.A. Evolution of Laurussia a study in Late Paleozoic Plate Tectonics // Kluwer Academic Publishers. 1989. Dordrecht. 102 pp.
- Ziegler P.A. Geological Atlas of Western and Central Europe 2nd Ed., Shell Int. Petroleum Mij., Den Haag, distr. Geol. Soc. Publishing House, Bath, 1990. P. 1-239.
- Ziegler P.A. Tectonics and basin development // Geol. en mijnbouw. 1978. Vol. 57-4. P. 589-626.
- Zonenshain L.P. & Le Pichon X. Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 181-211.
- Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Natapov L.M. Geology of the USSR: a plate tectonic synthesis. American Geophysical Union, Geodynamic Series, Washington D.C., 1990. Vol. 21. 242 pp.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
Глава 1. ПАЛЕОТЕКТОНИКА ДЕВОНСКО-РАННЕКАМЕННО-	
УГОЛЬНОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ВОСТОЧНО-	
ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (П.А.Фокин, А.М.Никишин)	5
Введение	. 5
Девонско-раннекаменноугольная история ВЕП	. 9
Этапность раннегерцинской геологической истории и геодинамика	
ВЕП	. 36
Глава 2. ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ, МЕЗОЗОЙСКАЯ И	
КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И	
ГЕОДИНАМИКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ	
(А.М.Никишин, П.А.Циглер, Д.И.Панов, С.Н.Болотов, П.А.Фокин)	39
Введение	. 39
Основные тектонические единицы региона	. 40
Позднепалеозойский Эвксинский ороген	. 44
Домезозойская история области Эвксинского орогена	. 46
Большой Кавказ	. 46
Предкавказье	. 47
Дзирульский массив и его воможное продолжение	. 47
Крым	. 48
Добруджа	. 49
Мезийская платформа, Балканиды и Родопы	. 50
Понтиды	. 51
Донбасс	. 52
Кряж Карпинского	. 56
Прикаспийский Бассейн	. 58
Эвксинский ороген как ороген кордильерского типа	. 59
Полифазный характер Эвксинской орогении	. 60
Карбоново-пермская уральская орогения	. 61
Позднепалеозойская внутриплитная тектоника на юге Восточно-	
Европейской платформы	. 62
О вероятной природе раннепермского сильного внутриплитного	
напряжения	. 62
Кинематическая реконструкция мезозойско-кайнозойской истории в	
Скифско-Кавказско-Черноморском регионе	. 63
Триасово-геттангский раннекиммерийский тектонический цикл	68
Триасовая рифтовая система и более стабильные области	. 68
Скифская платформа	68
Сванетский бассейн Большого Кавказа	. 76
Днепрово-Донецкий бассейн	. 76
Прикаспийский бассейн	. 77
Зона Тейсейра-Торнквиста	. 77
Мезийская платформа	. 79

Понтиды	79
Урал и Западная Сибирь	79
Печора-Баренцевоморский бассейн	83
Восточно-Европейская платформа	84
Геодинамическое происхождение ранне-среднетриасовых рифовых	
систем	85
Позднетриасово-геттангская раннекиммерийская орогения	88
Скифская платформа	91
Кряж Карпинского	92
Мезийская платформа и Северо-Добруджинский бассейн	92
Понтиды	93
Синемюрско-среднекелловейский среднекиммерийский тектонический	
цикл	93
Большой Кавказ и Южный Крым	94
Скифская платформа	99
Южно-Крымский трог	99
Центральные Понтиды	102
Восточные Понтиды	102
Мезийская платформа	103
Среднеюрский Крымско-Закавказский вулканический пояс	104
Восточно-Европейская платформа	107
Среднекиммерийская орогения	109
Позднеюрско-берриасовый позднекиммерийский тектонический цикл	110
Район Скифской платформы	112
Трог южного склона Большого Кавказа	112
Западно- и Восточно-Кубанский бассейны и Терский бассейн	113
Крым	114
Северная Добруджа и Мезийская платформа	114
Восточно-Европейская платформа	114
Позднеюрский Закавказский вулканический пояс	115
Позднекиммерийская орогения	115
Мел-палеоценовый тектонический цикл	116
Раннемеловые рифтовые системы и вулканические пояса	117
Скифская платформа и сопряженные области	. 117
Мезийская платформа	119
Балканиды и Понтиды	122
Закавказье	122
Восточно-Европейская платформа	. 123
Некоторые выводы	123
Позднемеловое раскрытие Черноморского бассейна	123
Общие сведения о Черноморской впадине	123
Хронология событий и кинематическая модель раскрытия	
Черноморской впадины	127
Сенонско-палеоцен-раннезоценовая орогения и инверсионная	
тектоника	133
Эоценовые рифтовые системы	. 137
Аджаро-Триалетский бассейн	137
Севано-Ордубадский бассейн	139
Талышский бассейн	. 139

Восточно-Понтидский бассейн	140
Некоторые выводы	140
Альпийская орогения	141
Олигоцен-четвертичная тектоническая история Черноморского	
региона	141
Кавказская орогения	143
Альпийские внутриплитные деформации в Европе	146
Синколлизионные внутриплитные деформации	146
Динамика внутриплитных деформаций в олигоцене-квартере	154
Тектоническая история Скифско-Кавказского региона	155
Некоторые выводы о динамике межплитных и внутриплитных	
процессов	160
Тектоника субдукционных циклов	160
Внутриплитная тектоника	161
Происхождение сверхвысоких внутриплитных напряжений	162
Положение зоны субдукции во времени	163
Глава 3. ТРИАСОВЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОГО ПРЕДКАВКАЗЬЯ:	
ЭВОЛЮЦИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ	
(П.Л.Тихомиров, Ф.Шало-Пра, Б.П.Назаревич)	164
Краткое описание структурной позиции триасовых образований	
Восточного Предкавказья	165
Эволюция процессов осадконакопления	167
Петрография магматических пород	176
Особенности химического состава пород	181
Обсуждение результатов	197
Выводы	200
Глава 4. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ	
ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ В РАННЕМ	
МЕЛУ (Е.Ю.Барабошкин)	201
Введение	201
Биостратиграфические схемы	202
Водные массы	207
Палеогеография	210
Заключение	231
Глава 5. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮГА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕИСКОИ	
ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ В	
ПОЗДНЕМ МЕЛУ (А.С.Алексеев, Л.Ф.Копаевич, Е.Ю.Барабошкин,	
А.Г.Олферьев)	233
Введение	233
Стратиграфическая основа	235
Палеогеография	250
Выводы	256
Глава 6. МЕЗОЗОИСКО-КАИНОЗОИСКАЯ ИСТОРИЯ ПОГРУЖЕНИЯ	
И ГЕОДИНАМИКА ПРЕДКАВКАЗЬЯ (А.В.Ершов, А.М.Никишин,	250
С.Н.Болотов, М.В.Коротаев)	239
Введение	259
Региональная геологическая основа	259
Современная тектоническая структура Кавказа и Преокавказья	239
Субдукционно-коллизионная история региона	264

Кинематика позднекайнозойской коллизии Большого Кавказа	266
История погружения Предкавказья	270
Триасовое погружение и размыв	272
Юрско-зоценовое погружение	272
Олигоцен-раннемиоценовое (Майкопское) погружение	280
Среднемиоцен-четвертичное погружение	281
Геодинамическое моделирование	282
Модель погружения на триас-зоценовом этапе: посторогенное	
термальное погружение	283
Модель	283
Результаты	285
Геодинамика олигоцен-раннемиоценового (Майкопского) этапа:	
быстрое длинноволновое погружение раннеколлизионной стадии	287
Модель погружения в среднемиоцен-четвертичное время: образование	
и эволюция передового прогиба под нагрузкой орогена; роль литосфер-	
ного корня орогена	290
Модель	291
Результаты	297
Обсуждение	308
Синтез: геодинамика Предкавказья с триаса по четвертичное время	308
Глава 7. МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ	
ЧЕРНОМОРСКОГО И ЮЖНОКАСПИЙСКОГО БАССЕЙНОВ	
(М.В.Коротаев, А.В.Ершов, А.М.Никишин)	312
Черноморский бассейн	312
Тектоническое положение Черноморского бассейна	316
Хронология событий и кинематическая модель раскрытия	
Черноморской впадины	319
Эоценовая история Черноморского региона	320
Олигоцен-четвертичная тектоническая история Черноморского	
региона	321
Реконструкция истории погружения Черноморской впадины	323
Модель синкомпрессионного изгиба литосферы	328
Выводы	329
Южнокаспийский бассейн	330
Тектоническое положение Южно-Каспийского бассейна	331
История геологического развития бассейна	334
Реконструкция истории погружения	335
Выводы	341
Глава 8. СТРОЕНИЕ ВОСТОЧНОСРЕДИЗЕМНОМОРСКО-ТАВРСКО-	
ЗАГРОССКОЙ СУБДУКЦИОННО-НАДВИГОВОЙ СИСТЕМЫ	
ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ТОМОГРАФИИ	
(А.М.Никишин, А.В.Ершов)	342
Введение	342
Строение Восточносредиземноморско-Таврско-Загросской	
субдукционно-надвиговой системы	342
Выводы и дискуссия	347
ЛИТЕРАТУРА	352

Научное издание

Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России»

400 МИЛЛИОНОВ ЛЕТ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Выпуск 1

Книга выпущена издательством МЦГК «Геокарт»

Налогозая льгота – общероссийский классификатор продукции ОК-005-93, том 3; 95 300 – книги, брошюры.

Подписано к печати 20.06.2005 Формат 60х90 1/16. Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная. Печ. л. 25. Уч.-изд. л 25. Тираж 300 экз. Тип. ВТИИ. Москва. Заказ № 16%

Издательство МЦГК "Геокарт" 113105, Месква, Варшавское шоссе, д. 4, к. 2, офис 32. Тел./факс: (095) 954-60-92 e-mail: geokart@hotbox.ru

При участии издательства ГЕОС Изд. лицензия ИД № 01613 от 19.04.2000 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Тел.: (095) 230-80-92. Факс: (095) 951-04-43

