

Херасова

Номер 4

Июль - Август 1997

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский



Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 4 1997 Июль–Август

Основан в 1965 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-853x

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия:

Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, А.В. Чекунов (Украина), В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин

Журнал "Геотектоника" публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями "Роспечати" (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Puscharovsky – *Editor*
A.A. Mossakovsky – *Coeditor*
V.S. Burtman – *Secretary*

Editorial board

E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov (Ukraine),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain,
A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky,
A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

Postmaster: "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017 Moscow, Russia.

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

Научные редакторы Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков

Адрес редакции: 109017 Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

Москва
Издательство "Наука"
Международная академическая
издательская компания "Наука"

© Российская академия наук
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук
Геологический институт, 1997 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 1997

Тектонические идеи А.П. Карпинского и их историческая судьба <i>В. Е. Хаин</i>	3
А.П. Карпинский и тектоника Восточно-Европейской платформы <i>Р. Г. Гарецкий</i>	10
Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях <i>Ю. Г. Леонов</i>	24
Тектоника Урала. Современные представления <i>В. Н. Пучков</i>	42
Новые веяния в тектонике <i>Ю. М. Пущаровский</i>	62
Об аккретировании океанических вулканических поднятий <i>В. Д. Чехович</i>	69
Необычные пликативные формы в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса <i>Ю. В. Миллер</i>	80

ХРОНИКА

Совещание "Тектоника Азии" <i>Ю. В. Карякин</i>	90
60-летие Леонида Михайловича Парфенова	95

Contents

No. 4, 1997

Simultaneous English language translation of the journal is available from МАИК Наука/Interperiodica Publishing (Russia).
Geotectonics ISSN 0016-8521.

A. P. Karpinsky's Tectonic Ideas and Their Historical Fate <i>V. E. Khain</i>	3
A. P. Karpinsky and Tectonics of the East European Platform <i>R. G. Garetsky</i>	10
Tectonic Mobility of the Platform Crust at Different Depths <i>Yu. G. Leonov</i>	24
Tectonics of the Urals: Modern Concepts <i>V. N. Puchkov</i>	42
New Ideas in Tectonics <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	62
On the Accretion of Oceanic Volcanic Rises. <i>V. D. Chekhovich</i>	69
Unique Folds in the Fold-and-Thrust Framework of the Belomorian Mobile Belt <i>Yu. V. Miller</i>	80

CHRONICLE

Conference "Tectonics of Asia" <i>Yu. V. Karyakin</i>	90
On the Sixtieth Birthday of Leonid M. Parfenov	95

ОТ РЕДАКЦИИ

В конце прошлого – начале текущего года геологическая общественность широко отмечала 150-летие со дня рождения одного из крупнейших отечественных геологов – Александра Петровича Карпинского. Состоялось торжественное заседание Президиума Российской академии наук, посвященное этой юбилейной дате, с последующей весьма представительной научной сессией. Подобные мероприятия проводились также в Санкт-Петербурге, Новосибирске, Екатеринбурге.

В выпуске “Геотектоники” № 1 за 1997 г. был опубликован краткий очерк о тектонических исследованиях А.П. Карпинского. В данном выпуске печатается подборка докладов по тектонической тематике, прочитанных 23 января с.г. на Московской научной сессии. Подборка включает доклады Р.Г. Гарецкого, Ю.Г. Леонова, В.Н. Пучкова, Ю.М. Пуцаровского и В.Е. Хаина. В них нашли отражение важнейшие вопросы современной тектоники платформ, Урала, а также общей тектоники и геодинамики.

УДК 551.24

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИДЕИ А.П. КАРПИНСКОГО И ИХ ИСТОРИЧЕСКАЯ СУДЬБА

© 1997 г. В. Е. Хаин

Московский государственный университет

Поступила в редакцию 21.02.97 г.

В статье рассматриваются взгляды А.П. Карпинского на строение и развитие Восточно-Европейской платформы и общие закономерности распределения материков и океанов, оценивается их значение в свете современных данных по затронутым Карпинским проблемам.

Александр Петрович Карпинский был последним крупным геологом-энциклопедистом, и его научное наследие включает весьма широкий спектр исследований – от палеонтологии до петрографии. Как свидетельствует С.И. Романовский [15], сам Александр Петрович не считал тектонические работы наиважнейшими в списке своих трудов. Думается, что это можно объяснить тем, что Александр Петрович очень скрупулезно относился к фактологической стороне научных изысканий и поэтому отдавал предпочтение тем своим работам, где описываются достоверно установленные факты, а теоретические обобщения мог рассматривать как своего рода хобби, вроде “опытов геопоззии”, как значительно позже определил Г. Хесс свою основополагающую работу по расширению (спредингу – термин не Г. Хесса, а Р. Дитца) ложа океанов. Однако судьба распорядилась иначе с наследием А.П. Карпинского, чем мог предполагать сам автор, – именно его тектонические работы получили наиболее широкую известность, и не случайно они дважды переиздавались при его жизни – случай беспрецедентный в истории науки. Эти относительно немногочисленные и в общем немногословные статьи могут быть сгруппированы в четыре раздела, о которых и пойдет речь ниже.

1. ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Первая работа этого цикла вышла в свет в 1880 г., последняя – в 1919 г. Уже в первой статье изложены некоторые фундаментальные положения, которые с полным основанием позволяют считать А.П. Карпинского основоположником учения о платформах, поскольку структурные области этого типа ни раньше, ни много позже не привлекали внимания зарубежных исследователей. Следует, однако, заметить, что сам термин “платформа” появился у А.П. Карпинского лишь в работе 1919 г., а в более ранних работах говорилось о “столовых странах”. Но по-немецки это *Tafelland*, и в “Лике Земли” Э. Зюсса, когда речь идет о рассмотренной А.П. Карпинским территории, она именуется как *Russische Tafel*, т.е. Русская плита, как впоследствии и обозначил ее А.Д. Архангельский [2].

Мы знаем, что первой и главной особенностью древних платформ является их двухъярусное строение – метаморфизованный и гранитизированный докембрийский фундамент и слабо дислоцированный и неметаморфизованный фанерозойский осадочный чехол. Именно эта особенность платформ была впервые более ста лет назад отмечена А.П. Карпинским. При этом надо особо подчеркнуть, что вывод о том, что осадоч-

ный чехол Русской плиты повсеместно подстилается кристаллическим фундаментом, был сделан на основе интерполяции между небольшим выходом древних гранитов у Павловска на Дону и Балтийским щитом. В настоящее время нам это кажется чем-то само собой разумеющимся, но какая это была для своего времени смелая догадка. Я сравнил бы ее с выводом Н. Стенона в XVII веке о том, что если в противоположных бортах речной долины мы видим выходы одного и того же пласта, то это означает, что данный пласт первоначально непрерывно простирался от одного борта к другому и лишь впоследствии был расчленен речной эрозией. Вывод тоже вполне очевидный, но ведь до Н. Стенона никто его не сформулировал!

А.П. Карпинский совершенно правильно отметил, что между возрастом фундамента и основанием чехла существует огромный разрыв во времени (по современным данным, более миллиарда лет!). Ведь до проведения бурения о существовании между ними отложений верхнего докембрия нельзя было и подозревать.

А.П. Карпинский выделил в качестве основных структур платформы горсты и впадины, и его примеру последовал А.Д. Архангельский в своем первом очерке тектоники Европейской России [2]. При этом А.П. Карпинский совершенно правильно наметил и положение основных горстов на площади, притом не только с выступающим на поверхность фундаментом, но и погребенных. Он отметил также особую роль Балтийского щита (сам термин “щит” впервые появился в работе 1919 г.) в структуре платформы. Впоследствии А.П. Карпинского иногда упрекали в том, что поднятия фундамента характеризовались им именно как горсты, хотя на поверхности не видно их разломных ограничений. Однако, если учесть, что погруженные части Балтийского и Украинского щитов, Воронежского и Белорусского массивов простираются до рифейских и девонских грабенов-рифтов, то определение их А.П. Карпинским в качестве горстов окажется вполне справедливым.

В работе А.П. Карпинского, помимо горстов и впадин, намечена еще одна категория платформенных структур, которая позднее получила название валов. Некоторые из них в центральной части плиты показаны на рис. 1. Эти и другие валы были затем подробно описаны, с приведением геологических профилей, в книге А.Д. Архангельского [2]. Кстати, в этой книге, положившей начало серии обобщений этого замечательного ученого, Андрей Дмитриевич ограничился воспроизведением тектонической схемы А.П. Карпинского, не приводя пока своей собственной.

В статьях А.П. Карпинского затрагивается вопрос и об Урале, о его соотношениях с платформой. А.П. Карпинский рассматривает Урал как ветвь алтаид, выделенных ранее Э. Зюссом. К представлению об алтаидах нас недавно вернула работа

Дж. Шенгёра, В.С. Буртмана и Б.А. Натальина, опубликованная в журнале “Nature” [25]. А.П. Карпинским был поставлен и вопрос о взаимоотношениях и связях Урала и палеозойских складчатых сооружений Средней Азии и юга Европы – вопрос, занимавший затем Г. Штилле (доклад на Ташкентском Всесоюзном съезде геологов 1928 г. – последнем, увы, таком съезде) и многих-многих других русских и узбекских геологов. Не снят он с повестки дня и в настоящее время и даже включен в программу международных исследований.

Отметил А.П. Карпинский в своих работах и то обстоятельство, что обнаженная часть Урала – это только часть этого сооружения, а его восточная часть опущена и перекрыта молодым чехлом Западно-Сибирской равнины.

И еще одно – А.П. Карпинский наметил также существование на западе платформы меридиональной полосы поднятий, простирающейся из Украины через Белоруссию в Прибалтику. Существование такой меридиональной оси подтвердилось последующими исследованиями, о ней писали автор этих строк [20] и Р.Г. Гарецкий (4), отметив, что подобные же оси обнаруживаются и на двух других платформах северного, лавразийского, ряда – на Северо-Американской и Сибирской. Отсутствие же таких четко выраженных осей на южных платформах можно объяснить тем, что они обособились не в конце докембрия – начале палеозоя, как северные, а лишь в середине мезозоя, в процессе распада Гондваны.

2. ЛИНИИ КАРПИНСКОГО

Работу А.П. Карпинского 1883 г., в которой речь идет о тектонике южной части Русской плиты [6], я выделяю здесь особо, поскольку в ней фактически рассматриваются не только юг древней платформы, но и более восточная территория, относящаяся уже к Туранской плите (рис. 2).

Следует напомнить, что основной смысл двух параллельных линий Карпинского, проведенных через южную часть Восточной Европы и западную – Турана, состоял, по его собственному утверждению, в том, что они выделяют полосу, к северу и к югу от которой отложения платформенного чехла залегают практически горизонтально. Поэтому не так важно, что для обоснования проведения этих линий А.П. Карпинским были использованы весьма разнотипные и разновозрастные структуры, вплоть до четвертичных Каневских гляциодислокаций. Но впоследствии в рамках очерченной А.П. Карпинским полосы были открыты такие важнейшие структуры, как Припятский и Днепровско-Донецкий авлакогены, “Большой Донбасс” и погребенный “Кряж Карпинского”.

Известно, что уже через 3 года эти представления А.П. Карпинского были подхвачены Э. Зюссом в первом же томе его “Лица Земли”, а в 1901 г. в

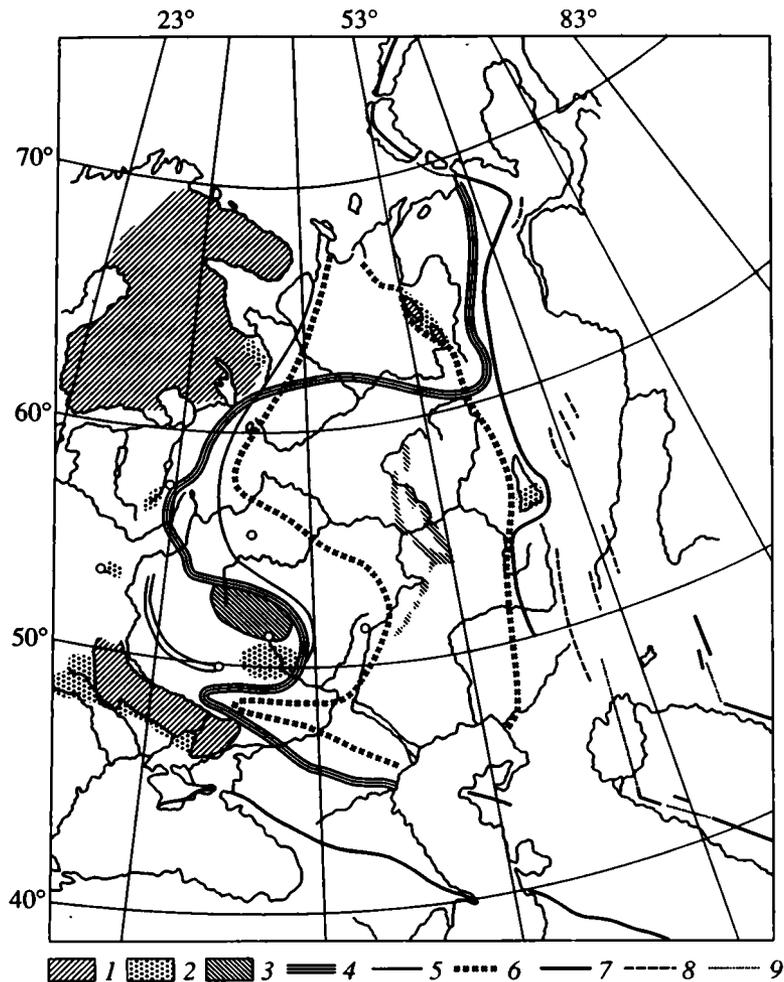


Рис. 1. Тектоническая схема Европейской России, по [9].

1 – кристаллические и 2 – подземные горы; 3 – пологие антиклинали; 4, 5 – западная граница бассейнов: 4 – раннекаменноугольного, 5 – позднекаменноугольного; 6 – граница пермского морского бассейна; 7 – Урал (западное каменноугольное предгорье); крымско-кавказский и некоторые азиатские кряжи; 8 – Мугоджары и часть дислокационных направлений восточного склона Урала; 9 – предполагаемая связь уральских дислокаций с азиатскими.

следующем томе [2] именно он назвал их “линиями Карпинского”. В дальнейшем обсуждение их значения породило уже целую литературу. Об их значении и восточном продолжении писали Н.Ю. Успенская [17], автор этих строк [19], а Р.Г. Гарецкий с соавторами [1] выделили их под названием Сарматско-Туранского линеамента. Р.Г. Гарецкий подметил, что вместе с перпендикулярным Урало-Омамским линеamentом он делит Туранскую плиту на четыре различающихся между собой сегмента. Еще дальше пошел Д.П. Резвой, затронувший данный вопрос в нескольких своих работах, особенно в посмертно опубликованной в 1994 г. [14]. Д.П. Резвой проследил продолжение Сарматско-Туранского линеамента Р.Г. Гарецкого и др. вдоль Тянь-Шаня и Тарима вплоть до их восточного окончания и предложил переименовать линеament в “Трансевразийский линеament Карпинского”. Но можно пойти

еще дальше и проследить данную зону в общем широтном направлении вплоть до Тихого океана.

Между тем по району “Кряжа Карпинского” и западному Турану появились чрезвычайно важные новые сейсмические материалы, которые дают основание Ю.А. Воложу предложить совершенно новую интерпретацию строения и развития всей этой исключительно интересной полосы, на которую впервые и обратил внимание А.П. Карпинский опять-таки более ста лет назад. Таким образом, и эта тема не закрыта и сегодня и пока остается в стадии обсуждения.

3. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ КАРТЫ И ИХ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

К числу наиболее известных, даже знаменитых работ А.П. Карпинского относятся две статьи, из

которых первая [7] содержит серию палеогеографических карт Европейской России (в тогдашнем понимании) для всех периодов фанерозоя (рис. 3), а вторая [9] – их интерпретацию. Такое отношение к этим работам вполне справедливо – ведь в них впервые показано распределение суши и моря на столь обширной территории в течение полумиллиарда лет истории Земли и опять же впервые сделана попытка объяснить изменения в конфигурации морских бассейнов тектоническими движениями, которые А.П. Карпинский называл колебательными или волнообразно-колебательными, и, наконец, впервые подмечена определенная закономерность в господствующем простирании сменявших один другой морских бассейнов. Эту закономерность А.П. Карпинский увидел в том, что морские бассейны поочередно протягивались параллельно то Уралу, т.е. долготно, то параллельно Кавказу, т.е. широтно. Установленная А.П. Карпинским закономерность не только подтвердилась при построении гораздо более детальных карт, составленных уже с учетом данных бурения, но и оказалась имеющей значительно более общее значение, применительно не только к Восточно-Европейской платформе, но и к другим древним континентальным платформам, в частности, наиболее изученным – Северо-Американской, Сибирской. В связи с последним автор этих строк предложил назвать ее “правилом” или даже “законом Карпинского” и сформулировал его следующим образом: “...Зоны максимального

прогибания в пределах платформ располагаются в непосредственной близости и простираются параллельно той из смежных геосинклинальных областей, которая испытывает обращение тектонического режима или находится в состоянии интенсивного воздымания” [18, с. 409].

Написано это было более 40 лет назад, в “доплитнотектоническую эру” и теперь, естественно, нуждается в переосмыслении. Мы знаем ныне, что раскрытие океанских бассейнов сопровождается формированием их пассивных окраин, обычно с образованием широких шельфов и часто с проградацией осадков в направлении глубоководных частей этих бассейнов. Тем самым находит объяснение появления широких эпиконтинентальных морей по периферии подвижных поясов, Уральского и Тетиса в случае Восточно-Европейской платформы. А на каледонском этапе Балтийский бассейн представлял собой залив Япетуса. На стадии орогенеза подвижных поясов образуются не только передовые прогибы, наложенные на дистальные части пассивных окраин, но и их проксимальные части испытывают усиление погружений. Это было показано, в частности, для синеклиз Мичиган и Иллинойс Северо-Американской платформы (23), которые резко усилили свое прогибание в период позднепалеозойского орогенеза Аппалачей, не говоря уже о Предаппалачском прогибе. Аналогичный пример может представлять ускорение прогибания Днепровско-Донецко-Каспийской полосы в позднем же пале-

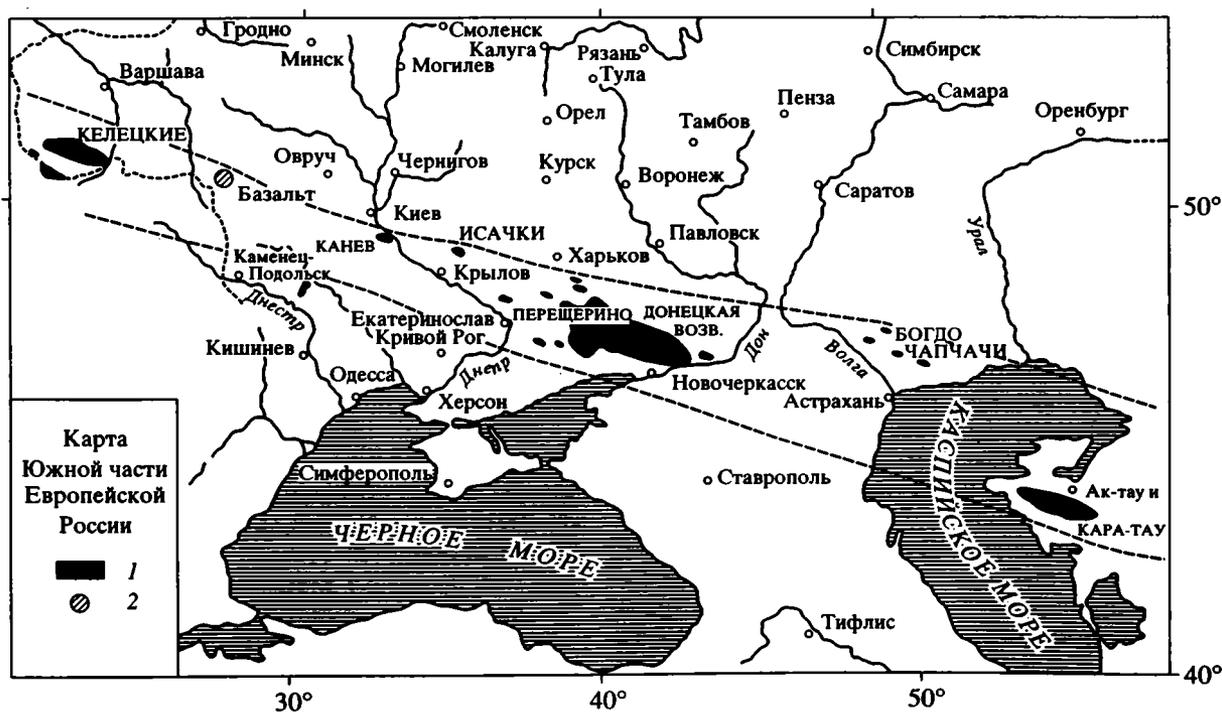


Рис. 2. Рисунок из статьи А.П. Карпинского [5].

1, 2 – выходы: 1 – осадочных пород с нарушенным напластованием, 2 – базальта в Волынской губернии.

озое, в связи с герцинским орогенезом в Степном Крыму и Большом Кавказе.

Но исследования А.П. Карпинского по палеогеографии Европейской России имели, как справедливо подчеркнул Н.С. Шатский в своем глубоком и обстоятельном анализе тектонических работ А.П. Карпинского, не только региональное, но и большое методическое, даже методологическое значение. В них впервые для объяснения трансгрессий и регрессий и особенностей их пространственного проявления были привлечены тектонические движения – волнообразные колебания поверхности земной коры. При этом Александр Петрович особо выделял те зоны, которые обнаруживали наиболее длительное и устойчивое пребывание в морском режиме, т.е. как бы имел в виду зоны накопления максимальных мощностей осадков – депоцентры, как мы выразились бы в настоящее время. Таким образом, от этих работ А.П. Карпинского как бы тянется ниточка к последующим исследованиям В.В. Белоусова [3] и А.Б. Ронова [16] по той же территории, в которых, кроме анализа распределения суши и моря, было проанализировано распределение фаций, мощностей и, наконец, объемов осадков.

4. ГЛОБАЛЬНЫЕ ПОСТРОЕНИЯ

Особое место среди работ А.П. Карпинского занимает статья 1888 г. “О правильности в очертаниях, распределении и строении континентов” [8]. В этой работе А.П. Карпинский, по существу, первым из русских геологов, вышел за пределы материалов по строению своей страны и занялся глобальными обобщениями. Он предложил оригинальную глобальную проекцию, в которой четыре материка: Австралия, Евразия, Северная Америка и Южная Америка – составляют как бы полосу (рис. 4), слева от которой находится Тихий океан, а Африка как бы образует довесок к Евразии. На основе этой схемы А.П. Карпинский приходит к нескольким важным заключениям.

Во-первых, континенты (четыре рассмотренных, В.Х.) имеют сходное строение – с тихоокеанской стороны они обрамляются горными сооружениями, а с противоположной стороны к последним примыкают “столовые страны”, т.е. в современной терминологии платформы или кратоны. Горные системы, которые не укладываются в эту схему, А.П. Карпинский рассматривает как отклонения от основного, Тихоокеанского, пояса (см. рис. 2 в его статье). Основной вывод А.П. Карпинского полностью сохранил свое значение.

Во-вторых, отмечается, что все периферические по отношению к Тихому океану горные сооружения надвинуты в его сторону. Позднее Г. Штилле [26] укажет, что это не надвиг, а подвиг со стороны ложа Тихого океана, а еще позже К. Вадати, А.Н. Заварицкий и Г. Бенъоф покажут, что с этим

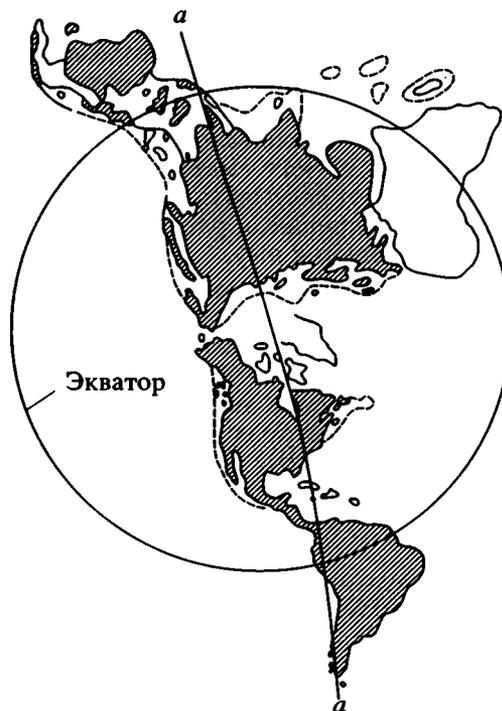


Рис. 3. Расположение материков в проекции А.П. Карпинского [7].

подвигом совпадает наклонная сейсмофокальная зона – зона субдукции типа Б в тектонике плит!

В-третьих, А.П. Карпинский констатирует, что “ряд или пояс материков разделяет водную поверхность Земли на два главных океана” [8, с. 45], один из которых Тихий. В этом выводе содержатся истоки представления о подразделении Земли на два главных сегмента: Тихоокеанский и Индо-Атлантический, развитого затем Г. Штилле [26], Н.С. Шатским и ныне разрабатываемого в Геологическом институте РАН. Следует заметить, что сам А.П. Карпинский указал, что подобное заключение уже было сделано географом К. Рейтером.

В-четвертых, А.П. Карпинский указывает на примечательную треугольную форму материков, заостренную к югу. Следует сказать, что именно этот вывод почему-то привлек наибольшее внимание последующих исследователей, занимавшихся проблемой закономерностей в современном структурном плане Земли. Надо признать, что и сам А.П. Карпинский поставил его на первое место в своих выводах. Однако он сделал существенную оговорку: “Заостренность к югу обуславливается континентальными границами, которые мы можем рассматривать за сравнительно новые” [7, с. 46] (разрядка моя, В.Х.). Здесь Александр Петрович, несомненно, имел в виду разделявшееся им мнение Э. Зюсса о том, что образование океанов, расчленивших Гондвану, было связано с погружением (проба-

лом) существовавших на их месте континентальных масс, первоначально входивших в состав той же Гондваны. В настоящее время тезис о вторичности ограничений гондванских материков должен трактоваться с мобилистских позиций, но высказывание А.П. Карпинского остается в силе. Заостренность к югу материков-фрагментов Гондваны следует связывать, очевидно, с конфигурацией осей спрединга, расчленивших Гондвану, с их схождением к югу.

И еще один важный момент. В данной работе А.П. Карпинского опять же впервые указывается, что сравнивать контуры материков надо не по их береговой линии, а по изобатам шельфа. Именно так значительно позже поступили Э. Буллард и его сотрудники, построив с помощью ЭВМ первую объективную схему сопоставления контуров материков, ныне разъединенных Атлантическим океаном.

5. О ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ВОЗЗРЕНИЯХ А.П. КАРПИНСКОГО

Несмотря на то, что А.П. Карпинский совершенно четко обозначил свое теоретическое кредо, назвав контракционизм “счастливейшим научным завоеванием”, и именно с позиций этого учения предпринял объяснение выявленных им закономерностей в строении и развитии Восточно-Европейской платформы, в нашей литературе вплоть до самого недавнего времени делаются попытки иначе истолковать теоретические воззрения Александра Петровича.

Так, еще в пятидесятые годы М.Ф. Мирчинк и А.А. Бакиров [13] в своей во многом новаторской работе по строению и развитию Русской плиты, построенной на использовании появившихся к тому времени данных бурения, пытались истолковать “волнообразные колебания” А.П. Карпинского в духе господствовавшей в то время в нашей геотектонике концепции вертикальных движений, приписывая это мнение самому А.П. Карпинскому.

С другой стороны, еще несколько раньше, в книжке, выпущенной к десятилетию кончины А.П. Карпинского, Б.Л. Личков [12] предпринял попытку зачислить А.П. Карпинского в предтечи мобилистов, основываясь на его работе “О правильности...” [7]. Обе эти предпринятые с противоположных позиций попытки получили решительный отпор со стороны Н.С. Шатского [22], подчеркнувшего последовательный контракционизм А.П. Карпинского.

Однако в превосходной во всех других отношениях книге С.И. Романовского [15], наиболее обстоятельной научной биографии А.П. Карпинского, мы находим еще более откровенную попытку приписать Александру Петровичу мобилистские взгляды. По утверждению С.И. Романовского [15, с. 276], “совсем немного отделяло А.П. Кар-

пинского от современной трактовки подмеченных им закономерностей. Однако ясно, что для него сомнений не было – материка двинулись (разрядка моя, В.Х.) и современное их положение в геологическом масштабе времени – лишь моментальный снимок этого движения”.

Между тем единственное, что могло бы свидетельствовать о мобилистских симпатиях Александра Петровича в рассматриваемой работе, это упоминание в самом ее начале о Ф. Бэконе как о первом ученом, обратившем внимание на сходство в очертаниях материков.

В то же время во всех работах А.П. Карпинского по строению и палеогеографии Восточно-Европейской платформы совершенно определенно высказывается мысль, что все поднятия и впадины платформы созданы горизонтальными усилиями сжатия, направленными со стороны Уральского и Кавказского орогенов, и что этим же были обусловлены изменения в распределении суши и моря на площади платформы. Весьма любопытно, что в настоящее время новые данные фактически вернули нас к этим представлениям. И это не удивительно, так как в отношении механизма внутриплитной тектоники нет различий между контракционной и плитно-тектонической его трактовкой. В особенности в ее правильности убеждают данные об ориентировке современных напряжений в земной коре (см. рис. 3 в статье Ю.Г. Леонова в этом же номере “Геотектоники”). О том же говорит анализ рельефа и структуры юга платформы в работе А.М. Никишина с соавторами [24].

Будучи убежденным контракционистом, А.П. Карпинский, по справедливому замечанию Н.С. Шатского, отличался большой терпимостью к иным взглядам и, как показывает приводимый ниже факт, отнюдь не был враждебен, на склоне своих лет, новым веяниям. Я вспоминаю, что во время моих первых приездов в середине 30-ых годов в Ленинград, во ВСЕГЕИ, там ходили по рукам ротапринтные переводы статей зарубежных авторов на общетеоретические темы. Одной из таких статей была, если мне не изменяет память, статья Р. Ван Беммелена, и на ее первой странице был помещен автограф рекомендации А.П. Карпинского.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Давая общую оценку научной деятельности А.П. Карпинского, Н.С. Шатский опять же совершенно справедливо отметил, что А.П. Карпинский был первым русским геологом-теоретиком после М.В. Ломоносова. Но надо заметить, что творчество М.В. Ломоносова не было оценено его зарубежными современниками и только недавно получило признание на Западе. Между тем работы А.П. Карпинского почти сразу же нашли международный резонанс, его предложения по унифицированной легенде геологических карт

заслужили высокую оценку на II Международном конгрессе в Болонье в 1881 г. Особенно способствовало укреплению международного авторитета А.П. Карпинского блестящее проведение под его руководством VII Международного конгресса в Санкт-Петербурге в 1897 г. К великому сожалению, Александр Петрович не дожил всего одного года до XVII конгресса в Москве в 1937 г., подготовка к которому велась опять-таки под его эгидой.

Международный аспект деятельности А.П. Карпинского непосредственно вытекал из провозглашенного им и ставшего знаменитым тезиса о том, что “геологу нужна вся Земля (разрядка моя, В.Х.), и уже миновало время, когда считалось возможным делать выводы из изучения незначительных районов” (из речи на праздновании 200-летия Горного ведомства в 1900 году [11, с. 40]).

Все сказанное убеждает в том, что именно А.П. Карпинский был тем первым русским ученым-геологом, который вывел российскую геологию своими личными трудами и своей организаторской деятельностью на мировой уровень, и в этом огромное значение его выдающейся личности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 41–51.
2. Архангельский А.Д. Введение в изучение геологии Европейской России. Ч. 1. Тектоника и история развития Русской платформы. Пг., Госиздат, 1923. С. 146.
3. Белоусов В.В. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР. М., 1944. 116 с. (Труды Ин-та геол. наук АН СССР; Вып. 76).
4. Гарецкий Р.Г., Коженев В.Я. Главные субмеридиональные тектонические оси древних платформ // Геол. и геоф. 1987. № 10. С. 11–18.
5. Карпинский А.П. Замечания об осадочных образованиях Европейской России // Горн. журн. 1880. Т. IV. № 11, 12. С. 242–260.
6. Карпинский А.П. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. Горн. журн. 1883. Т. IV. № 9. С. 434–445.
7. Карпинский А.П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды // Зап. АН. 1887. Т. 55.
8. Карпинский А.П. О правильности в очертаниях, распределении и строении континентов // Собр. соч., М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1939. Т. II. С. 29–46. Горн. журн. 1888. Т. 1. № 2. С. 252–269.

9. Карпинский А.П. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России // Изв. АН. Сер. 6. 1894. Т. 1. № 1. С. 1–19.
10. Карпинский А.П. Очерки геологического прошлого Европейской России. Петроград: Изд-во “Природа”, 1919. 49 с.
11. Карпинский А.П. К истории геологического изучения России. Речь об участии Горного ведомства в геологическом изучении России // Собр. соч. А.П. Карпинского. Т. IV. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 405.
12. Личков Б.Л. Карпинский и современность. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 74 с.
13. Мирчинк М.Ф., Бакиров А.А. О геотектоническом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтеносности // Нефть. хоз-во. 1951. № 1. С. 8–22.
14. Резвой Д.П. “Линии Карпинского” – миф или структурная реальность (от “линий Карпинского” к “линеamentу Карпинского”) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 1. С. 3–11.
15. Романовский С.И. Александр Петрович Карпинский. Л.: Наука, 1981. 484 с.
16. Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. М.–Л.: Изд. АН СССР, 1949. 391 с.
17. Успенская Н.Ю. Пояс крупных разломов в пределах платформы европейской части СССР и Средней Азии // Сов. геология. 1961. № 3. С. 88–96.
18. Хаин В.Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку: Азнефтеиздат, 1954. 692 с.
19. Хаин В.Е. К проблеме строения Каспийской впадины и структурных связей между Кавказом и Закаспием // Геология нефти и газа. 1958. № 9. С. 11–18.
20. Хаин В.Е. Региональная геотектоника // М.: Недра, 1971–1984.
21. Шатский Н.С. О работах А.П. Карпинского по тектонике Восточно-Европейской (Русской) платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 1. С. 33–50.
22. Шатский Н.С. Представления А.П. Карпинского о причинах складкообразования // Изб. труды, М.: Наука. Т. IV. 1965. С. 268–271.
23. Klein de Vries J. Current aspects in basin analysis // Sed. Geol. 1987. V. 50. P. 95–118.
24. Nikishin A.M., Brunet M-F., Cloetingh S., Ershov A.V. Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformations: influence of the Tethyan collision belt to the Eurasian continent from Paris to Tien-Shan. – C. R. Acad. Sci. Paris, serie IIa. 1996 (in press).
25. Sengor A.M.C., Natal' in B.A., Burtman V.S. Evolution of Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364. P. 299–307.
26. Stille H. “Atlantische” und “Pazifische” Tektonik // Geol. Jb. 1957. Bd. 74. P. 677–686.
27. Suess E. Das Antlitz der Erde Vienna–Prag, Tempsky; Leipzig: Freitag. 1901. Vol. III/1, IV. 508 p.

A. P. Karpinsky's Tectonic Ideas and Their Historical Fate

V. E. Khain

This paper addresses A.P. Karpinsky's views on the structure and evolution of the East European platform and on the general regularities in the distribution of oceans and continents and assesses the significance of these views in the perspective of present-day data concerning the problems touched upon by Karpinsky.

УДК 551.242.5(47)

А.П. КАРПИНСКИЙ И ТЕКТОНИКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ¹

© 1997 г. Р. Г. Гарецкий

Институт геологических наук АН Белоруссии, Минск

Поступила в редакцию 27.01.97

Академик А.П. Карпинский в своих работах большое внимание уделял вопросам тектоники и особенно строению и развитию Восточно-Европейской платформы. Рассмотрены проблемы тектоники этой платформы, которых касался А.П. Карпинский, и ряд наиболее важных аспектов их современного состояния. К таким вопросам принадлежат следующие: строение фундамента платформ, соотношение между платформой и соседними складчатыми областями, линии Карпинского (Сарматско-Туранский линеамент), главная субмеридиональная тектоническая ось Восточно-Европейской платформы, неогеодинамика котловины Балтийского моря и соседних областей платформы, глядиодислокации, листрическая тектоника платформ.

ВВЕДЕНИЕ

В исследованиях А.П. Карпинского большое место занимало изучение Европейской России, т.е. Восточно-Европейской платформы. По существу, он одним из первых заложил основу учения о древних платформах, в дальнейшем более капитально развитого А.Д. Архангельским, Н.С. Шатским, А.А. Богдановым, В.Е. Хаинным и др.

Основные работы, посвященные тектонике Восточно-Европейской платформы, сосредоточены в книге "Очерки геологического прошлого Европейской России", опубликованной в 1919 г. в серии "Классики естествознания", а затем переизданной в 1939 г. во II томе собрания сочинений А.П. Карпинского [11]. Эта книга состоит из трех статей: "Очерк физико-географических условий" (1887), "Общий характер колебаний земной коры" (1894), "Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России" (1896). В "Очерках..." А.П. Карпинский сделал существенные дополнения и примечания к ранее опубликованным статьям. Во II томе собрания сочинений помещена важная статья "К тектонике Европейской России" (1919).

В работах А.П. Карпинского подняты многие вопросы тектоники Европейской России, которые с достаточной полнотой невозможно рассмотреть в рамках журнальной статьи. Поэтому далее я коснусь лишь некоторых проблем тектоники Восточно-Европейской платформы, затронув только отдельные наиболее интересные моменты их современного состояния.

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА

Одна из важнейших проблем, которая возникает при изучении фундамента Восточно-Евро-

пейской платформы, это попытка ответить на вопрос, действовал ли механизм тектоники плит уже в раннем протерозое. В этом отношении весьма убедительные данные получены по сейсмическому профилю ВА–BEL – "Baltic and Bothian echoes from the Lithosphere" [30], проведенному вдоль шведского и финского берегов по Ботническому заливу и Балтийскому морю. В северной части Ботнического залива профиль пересекает раннепротерозойскую структурную зону, которая разделяет архейскую область карелид на севере и свекофеннскую (нижний протерозой) на юге.

По данным сейсморазведки, методом отраженных волн выявлены отражающие площадки, которые имеют наклон к северо-востоку под углами 20°–25° (рис. 1), причем отражения в основании земной коры (С) продолжаются в верхнюю мантию (Е–F) до глубин более 70 км. Эти отражения интерпретируются как остаточная протерозойская океанская кора, ныряющая в зоне субдукции в верхнюю мантию (рис. 2), а вышележащее тело того же наклона – как аккреционная призма. Последняя, вероятно, представляет собой продолжение геологического тела с высокой проводимостью, которое обнаружено к югу от зоны Скеллефт магнито-теллурическим зондированием, выполненным в 100 км западнее Ботнического залива на территории Швеции. Это тело также имеет падение под углом 20° на северо-восток под зону Скеллефт и прослеживается на глубину до 30 км. Зона Скеллефт и ее аналог на территории Финляндии – зона Виханти–Пихэсали (шириной до 50 км), сложенные метаосадочными и метавулканическими породами, расположены на окраине архейской области и представляют собой протерозойские вулканические дуги, которые имеют возраст $1.89 \cdot 10^9$ млн. лет и развивались над зоной субдукции, наклоненной к северо-востоку под край архейского кратона.

¹ Доклад, зачитанный на конференции РАН, посвященной 150-летию академика А.П. Карпинского.

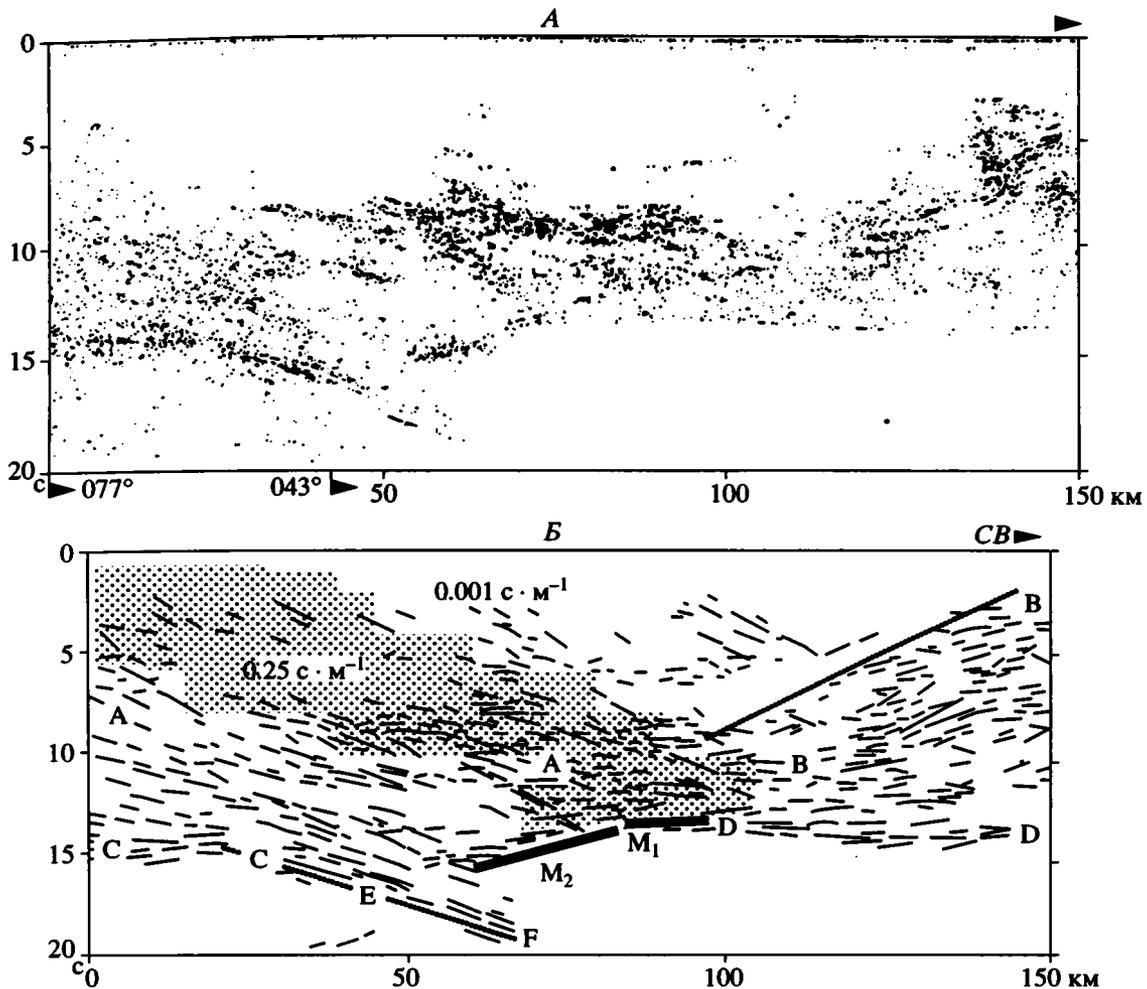


Рис. 1. Северная часть сейсмического профиля по проекту "BABEL" в Ботническом заливе [30]: А – временной разрез, Б – интерпретация временного разреза.

С.В. Богданова [27] выделила в фундаменте Восточно-Европейской платформы три крупнейших сегмента: Фенноскандинавский, Волго-Уральский и Сарматский, разделенные сутурными зонами. Последние унаследованы основными рифейско-ранневендскими авлакогенами (Вольно-Оршанско-Крестцовским, Среднерусским, Пачелмским). Волго-Уральский и Сарматский сегменты сложены в основном архейской корой. Фенноскандинавский можно подразделить на два субсегмента: более древний архейский Беломорско-Карельский и более молодой в основном раннепротерозойский Балтийско-Белорусский. Оба субсегмента разделены описанной ранее сутурной зоной, пересеченной сейсмическим профилем "BABEL".

На северо-западной окраине Сарматского сегмента, по материалам бурения и другим геолого-геофизическим данным, выделен Осницко-Микашевичский вулканоплутонический пояс [4, 5], который протягивается широкой (100–150 км) полосой северо-восточного простирания от северо-западного угла Украинского щита через юж-

ную часть Белоруссии и далее за ее пределы в Брянскую, Смоленскую и Калужскую области России, с общей протяженностью более 650 км (рис. 3). Он ограничен глубинными разломами – Стоходско-Могилевским на северо-западе и Пержанско-Суражским на юго-востоке. Большая часть пояса перекрыта рифейскими и нижневендскими отложениями Вольно-Оршанского прогиба.

Осницко-Микашевичский пояс – уникальный тектонический элемент фундамента Восточно-Европейской платформы. Он имеет повышенную (по сравнению с соседними гранулитовыми и гранитоидными областями) мощность (20–27 км) нижнего слоя земной коры, а общая мощность консолидированной коры достигает в его пределах 50–55 км. Пояс сложен наиболее молодыми различными по составу и условиям формирования магматическими комплексами, не претерпевшими существенного регионального метаморфизма. Пояс дискордантно наложен на более древние полиметаморфические комплексы фундамента архейского и раннепротерозойского возраста.

Восточно-Европейской платформы в рифее и раннем венде перикратонные опускания формировались на восточной и северо-восточной пассивных окраинах континента, обращенных в сторону рифейского (Уральского) палеоокеана. Здесь возникли Приуральская (Камская) и Притиманская зоны перикратонных опусканий, выполненных мощными толщами рифейско-нижневендских карбонатно-терригенных образований. Они выклинивались в сторону платформы, где накапливались лишь в авлакогенах и грабенах, и наращивали мощность в сторону палеоокеанов.

На позднебайкальском этапе в связи с раскрытием океана Япетус и его ответвления – океана Тейссейра–Торнквиста на юго-западной окраине начала формироваться Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий [9]. Внутрикратонные Московская и Мезенская синеклизы имели длинную ось, которая простиралась параллельно северо-западному краю платформы, обращенному к океану Япетус.

Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий как пассивная юго-западная окраина континента наиболее полное развитие получила на каледонском этапе (вторая половина раннего кембрия – силур). В это время палеобассейн, простирающийся параллельно северо-западному краю кратона, а, следовательно, и океану Япетус, перекрыл территорию Балтийского щита.

На герцинском этапе обширные эпиконтинентальные моря залили главным образом восточную, частично центральную и южную части кратона (в том числе и полосы возникших авлакогенов) и были в целом ориентированы параллельно океанам Уральскому и Палеотетису. В связи с закрытием этих палеоокеанов и формированием на их месте горных поясов, а перед их фронтом – краевых прогибов позднепалеозойские и триасовые палеобассейны в пределах Восточно-Европейского кратона в общем сохранили те же простирания.

В мезозое и кайнозое кратон только на юге граничил с океаном Тетис и поэтому наибольшие прогибания (Причерноморская зона перикратонных опусканий) и субширотные палеобассейны охватывали южную часть Восточной Европы.

Весьма примечательной особенностью ряда палеобассейнов Восточно-Европейской платформы был их некомпенсированный характер. Такие некомпенсированные прогибы формировались на каледонском и особенно герцинском этапах развития платформы [6]. Гигантский Приуральский пояс некомпенсированных прогибов вытянулся более чем на 2000 км от Печорского залива на севере до Каспийского моря на юге. Он представляет собой окраиннократонную структуру, развитие которой тесно связано с геодинамическим режимом Уральского палеоокеана. Этот пояс прогибов состоит из Печорской (время формирования – поздний девон –

ранний карбон), Камско-Кинельской (поздний девон – ранний карбон), Предуральской (поздний карбон – ранняя пермь) систем впадин и прогибов, Уметовско-Линевского прогиба (поздний девон), Прикаспийской впадины (поздний девон – ранняя пермь).

Припятский и Днепровский некомпенсированные прогибы расположены внутри платформы и контролировались Припятско-Донецким палеорифтом (поздний девон), вдающимся в тело платформы со стороны ее южного края, а также наложенной на палеорифт Припятско-Днепровской (Украинской) синеклизой (ранняя пермь).

Балтийско-Приднепровская система некомпенсированных прогибов расположена на юго-западе кратона, связана с одноименной зоной перикратонных опусканий на пассивной окраине континента и состоит из Балтийской синеклизы (ордовик – силур) и Вольнского прогиба (ордовик – ранний девон). Балтийский позднепермский (цехштейновский) некомпенсированный прогиб являлся восточной центральнональной обширного палеобассейна, располагавшегося в основном в пределах молодой Западно-Европейской платформы.

А.П. Карпинский [11] еще в начале нашего столетия поддержал представление о надвигании дислокаций уральского типа на платформенную область Европейской России. В настоящее время доказано, что почти по всему периметру многоугольника Восточно-Европейской платформы имеет место надвигание складчатых сооружений ее обрамления на платформу, причем этот процесс проходил также по “правилу Карпинского”, т.е. шарьирование складчатых комплексов происходило на том краю платформы, за которым на данном этапе происходило интенсивное складко- и горообразование.

Установлено шарьирование байкальского складчатого комплекса Тимана на отложение Мезенской синеклизы. Давно известно аллохтонное надвигание каледонид на кристаллический фундамент Балтийского щита, причем здесь амплитуда покровов превышает 100 км. Западные краевые части Балтийско-Приднестровской системы перикратонных опусканий с Балтийской синеклизой и Подляско-Брестской впадиной расположены под надвигами нижнепалеозойских складчатых пород (каледонид), развитых вдоль зоны Тейссейра–Торнквиста. Надвиگی имеют горизонтальную амплитуду не менее 10–30 км.

Бурением и сейсморазведкой убедительно доказано шарьирование на многие десятки километров складчатых комплексов Урала и его южного окончания – Мугоджар на платформенные образования Русской плиты и Прикаспийской впадины, что подробно описано в многочисленных работах М.А. Камалетдинова, Т.Т. Казанцевой, Ю.В. Казанцева, В.Б. Соколова и др. Покровные зоны аллохтонов герцинид, залегающих на

породах платформенного чехла и фундамента Восточно-Европейского кратона, выявлены в области сочленения платформы с Донбассом, Северной Добруджей и особенно протяженны в пределах Скифской плиты, где погребены под мезозойско-кайнозойским чехлом. Целиком герцинский аллохтон представляет собой и “кряж Карпинского”, который выделяется между обнаженными палеозойскими образованиями Донбасса, представляя его погребенное продолжение, и Каспийским морем. Он полностью расположен над окраинной частью Русской плиты.

Наконец, достаточно известна полоса надвигов Карпатского орогена на юго-западный край Восточно-Европейской платформы.

Следует подчеркнуть, что покровно-надвиговые структуры зон аллохтонов, расположенных на окраинах кратона, состоят в подавляющем большинстве из систем листрических разломов.

Возникновение и формирование некоторых тектонических форм окраинных областей платформы связаны с развитием соседних складчатых систем. Примером таких структур может служить наиболее хорошо изученная система ровообразных (щелевидных) грабенов растяжения и валообразных горстов сжатия – своеобразных тектонических шрамов напряжений (растрескивания и сморщивания). Они установлены на востоке Русской плиты в терригенно-карбонатных отложениях девона и низов карбона и представляют собой узкие (0,5–1 км) грабены, вытянутые в субмеридиональном направлении (параллельно Уралу) на расстояние до 300 км. Здесь же обнаружены такие же узкие несколько менее протяженные горстовидные поднятия, объединенные в валы [17, 23].

Ю.А. Казанцев и др. [10] классифицируют эти дислокации как надвиги с крутыми фронтальными поверхностями, выходящими с глубиной до субгоризонтального залегания. Их формирование они связывают с эволюцией Урала.

ЛИНИИ КАРПИНСКОГО (САРМАТСКО-ТУРАНСКИЙ ЛИНЕАМЕНТ)

Еще в конце прошлого века А.П. Карпинский установил полосу в различной степени дислоцированных пород, протягивающуюся от Клецко-Сандомирского кряжа в Польшу через Донецкий кряж до Мангышлака. Он рассматривал эту полосу как зачаточный кряж, “проявление которого в разных частях кряжевой полосы весьма различно” [11, с. 151]. “Кряжевой полосой или кряжевым поясом можно называть полосу, заключающую как самый кряж, так и части прилегающей к его склонам местности, в которой породы, под влиянием кряжеобразовательного процесса, выведены из их нормального положения” [11, с. 156]. Кроме упомянутых горных сооружений, в кряжевую полосу юга Европейской России

Карпинский включал выходы базальтов на Волыни, дислокации Канева и Исачки, Большого и Малого Богдо, Чапчачи и др. За границами этой полосы, которую он ограничил прямыми линиями, “даже очень древние отложения ... остаются горизонтальными” [11, с. 155]. Линии, которыми Карпинский ограничивал кряжевую полосу от недислоцированных образований, Э. Зюсс [29] назвал “линиями Карпинского”.

Основные предположения, высказанные А.П. Карпинским, блестяще подтвердились дальнейшими исследованиями. От Донбасса и до Каспийского моря в этой же полосе под почти не дислоцированными отложениями мезозоя и кайнозоя была обнаружена погребенная палеозойская складчатая зона – “кряж Карпинского”. В целом подтвердилось местоположение всей тектонической зоны, ограниченной серией глубинных разломов, хотя строение многих ее звеньев было значительно уточнено и получило несколько иное структурное толкование. Строению и развитию отдельных частей этой тектонической полосы посвящены многие статьи и даже монографии, а в целом ее описание имеется в работах Н.Ю. Успенской, В.Е. Хаина, А.А. Борисова, В.С. Панова и др. Эта полоса получила название Сарматско-Туранского линеамента [2]. Недавно опубликована посмертная статья Д.П. Резвого [18], посвященная “линиям Карпинского”.

В настоящее время большинством исследователей признано, что Сарматско-Туранский линеамент, или линеамент Карпинского, представляет собой планетарный пояс разломов, который протянулся более чем на 4000 км и состоит из ряда структурных элементов, имеющих разное строение и различную историю развития. Однако их объединяет размещение в единой тектонической полосе и образование главным образом в результате процессов рифтогенеза.

Не останавливаясь на описании линеамента в целом и его отдельных частей, хочу подчеркнуть некоторые важные особенности его строения и развития, установленные в последнее время. Для многих современных и мезозойских рифтовых зон установлено, что в их строении и развитии главнейшую роль играют листрические разломы. Относительно недавно [7] достаточно убедительно доказаны листрические разломы в Припятском палеорифте, где мантийные и коровые разломы пересекают всю консолидированную земную кору, проникают в верхи верхней мантии, образуя слои “коро-мантийной смеси”. Всем листрическим разломам соответствуют основные сбросы, которые рвут поверхность фундамента и нижнюю часть чехла и хорошо изучены бурением и сейсморазведкой. Листрические разломы обнаружены и в других палеозойских и рифейских палеорифтах и, по-видимому, широко распространены в

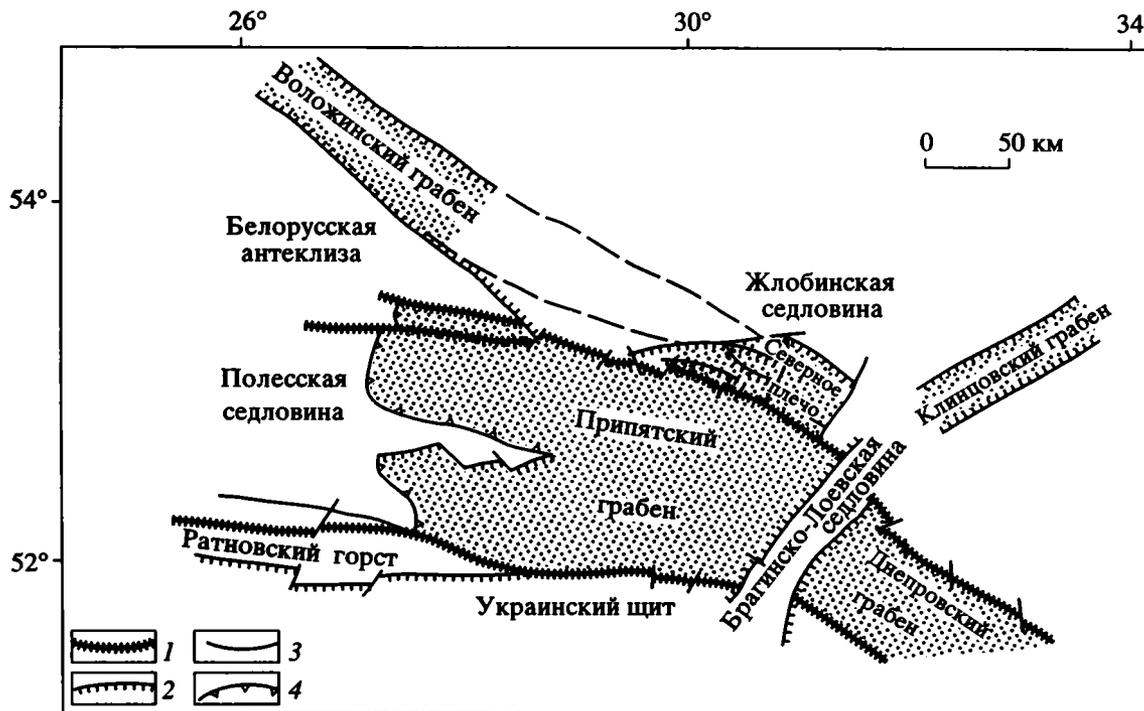


Рис. 4. Структурное положение Северного плеча Припятского палеорифта.

1 – краевые разломы, ограничивающие Припятский и Днепровский грабены; 2 – ступенобразующие мантийные и коровые сбросы; 3 – прочие разломы; 4 – границы центриклинального замыкания Припятского грабена.

них, играя существенную роль в их строении и развитии.

Интересными оказались материалы о строении Северного плеча Припятского палеорифта, достаточно полно изученного бурением и геофизическими методами в связи с обнаружением здесь трубок взрыва и поисками нефти и газа.

В рифтовую стадию развития плечи рифтов обычно испытывают значительное поднятие и поэтому представляют собой области сноса обломочного материала, причем глубина размыва достигает 3 км и более [31]. В связи с этим на плечах рифтов, как правило, отсутствуют синрифтовые и даже дорифтовые толщи. Северное плечо Припятского грабена – исключение из этого правила, так как в его пределах присутствуют дорифтовые рифейские, вендские, среднедевонские и нижнефранские отложения, а также синрифтовые верхнефранские и фаненские породы. На Южном плече Припятского грабена эти отложения отсутствуют и четвертичные породы залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте. Также нет дорифтовых и синрифтовых отложений на плечах Днепровского грабена, где на породах фундамента залегают верхневизейские и более молодые образования. Исключение представляет небольшой Менский блок на северо-западе грабена.

Северо-Припятское плечо расположено к северу от краевого разлома Припятского грабена и

в его восточной части (рис. 4). Плечо вытянуто на 140 км при ширине от 20 до 40 км.

Северо-Припятское плечо разделено продольными разломами, идущими параллельно краевому разлому Припятского грабена, на ряд ступеней (с севера на юг): Буда-Кошелевскую, Медведовскую, Городокскую; Кишинско-Хатецкую, Паричскую (рис. 5). Листрические разломы, разделяющие ступени, проникают через всю земную кору до верхней мантии. Поперечными разломами ступени разбиты на ряд более мелких блоков.

В пределах Жлобинской седловины поверхность фундамента залегает на глубинах 600–800 м. Буда-Кошелевская и Медведовская ступени наклонены к югу, и поверхность фундамента здесь погружена от отметок –1000, –1200 м до –1400 и –1500 м. Более южные ступени, наоборот, наклонены к северу, а поверхность фундамента в целом залегает на отметках от –600 на северо-западе до –2400 м на юго-востоке. К югу от Северо-Припятского краевого разлома фундамент погружен на глубину 5000–6000 м. Разломы, разделяющие ступени, имеют амплитуду по поверхности фундамента 200–400 м.

В пределах Жлобинской седловины чехол сложен дорифтовыми рифейскими, вендскими, среднедевонскими и нижне-среднефранскими отложениями, перекрытыми мезозойско-кайнозойскими

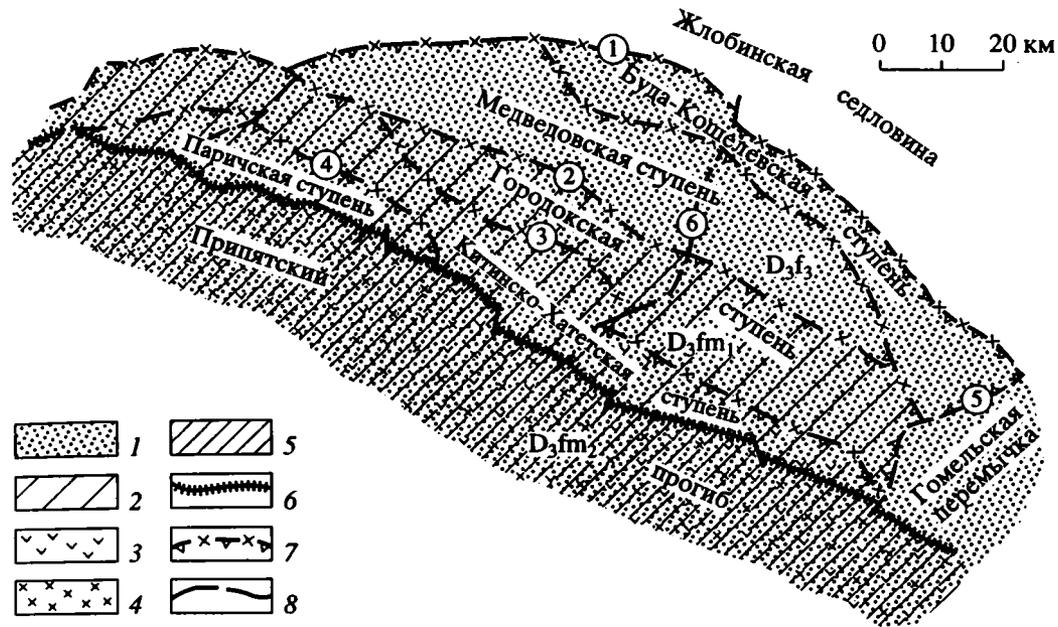


Рис. 5. Схема геологического строения Северного плеча Припятского палеорифта (со снятием мезозойско-кайнозойских отложений), по материалам С.В. Конищева, С.А. Кручека и др.

1–5 – синрифтовые верхнедевонские отложения: 1 – верхнефранские (речицко-ливенские), 2 – нижнефаменские (задонско-петриковские), 3 – верхнефранская и 4 – фаменская соляные толщи, 5 – верхнефаменские (лебединско-стрешевские и полесские) сланценозные толщи; 6, 7 – разломы мантийные: 6 – краевые, 7 – ступенеобразующие; 8 – разломы коровые. Цифры в кружках – разломы: 1 – Жлобинский, 2 – Малиновско-Глазовский, 3 – Городокский, 4 – Северо-Припятский краевой, 5 – Гомельский, 6 – Белобережский. Положение рис. 5 см. на рис. 4.

породами. Уже к югу от Жлобинского разлома на территории Буда-Копелевской и Медведовской ступеней палеозойский разрез наращивается синрифтовыми верхнефранскими (речицко-ливенскими) отложениями (см. рис. 5). Южнее Малиновско-Глазовского разлома в разрезе дополнительно появляется мощная (до 900 м) толща синрифтовых нижнефаменских (задонско-петриковских) отложений. На юго-востоке плеча (Хатецкий блок) развита верхнефранская соляная толща. В Припятском прогибе к югу от краевого разлома верхнедевонский разрез наращивается самыми верхними горизонтами фамена (лебединско-стрешинские и полесские сланценозные толщи), появляется мощная толща фаменской соли и значительно (до 4000 м) увеличивается мощность всех синрифтовых отложений.

Все разломы погребены под нижнефаменскими отложениями, и только мантийные Северо-Припятский краевой и Малиновско-Глазовский секут эти породы, затухая в отложениях верхнего фамена.

Материалы сейсморазведки показали, что поверхность нижнефаменских (задонско-петриковских) отложений на большей части Северо-Припятского плеча является эрозионной. На юге имеются глубокие (от нескольких десятков до сотен метров) врезы. Они протягиваются в субширотном направлении. По-видимому, эти врезы пред-

ставляют собой глубокие речные долины, которые были выработаны в карбонатном плато реками. Последние стекали с Бобруйского выступа Белорусской антеклизы и Гомельской структурной перемычки. В районе поперечного Белобережского разлома долины сливались и впадали в Припятский морской бассейн [13].

На территории Жлобинской седловины, Северо-Припятского плеча и Гомельской перемычки обнаружены трубки взрыва. Многие из них хорошо выделяются в магнитном, значительно реже – гравитационном полях, фиксируются сейсморазведкой и вскрыты бурением. В пределах Жлобинской седловины бурением установлено уже несколько десятков диаметров, которые принадлежат щелочно-ультраосновной формации – гипабиссальным кимберлит-лампроитам [16]. Они имеют овальную или округлую форму размерами от первых сотен метров до первых километров. Выявлено четыре кристалла алмазов.

В пределах Северо-Припятского плеча к югу от Медведовского разлома сейсморазведкой установлено более 30 трубок взрыва. Они достаточно четко выделяются на временных разрезах по характеру сейсмической записи [12]. Диаметры по уровню проникновения вверх по разрезу подразделяются на следующие группы: затухающие в фундаменте; достигающие его поверхности; достигающие подошвы верхнефранских отложений;

затухающие в фаменских отложениях (вплоть до поверхности задонско-петриковских пород) и, возможно, даже прорывающие их. На Буда-Кошелевской ступени трубки перекрыты речицким горизонтом (основание верхнефранских отложений) и их возраст здесь считается предречицким, т.е. они связаны с самыми начальными фазами франского рифтогенеза. Сейсмические исследования показывают, что были диатремы и более позднего, фаменского, возраста, сформировавшиеся в фазы главного рифтообразования, т.е. они имеют несколько стадий генерации. Не исключено, что трубки взрыва более поздних генераций, особенно приходящихся на пик рифтогенеза, т.е. сформировавшиеся в наиболее высокоэнергетической обстановке, могут оказаться значительно более перспективными при поисках алмазов.

В среднем девоне, ранне- и среднефранское время территория Припятского прогиба (включая и Северо-Припятское плечо) входила в состав Московской синеклизы. Она представляла собой окраину юго-западного склона этой синеклизы.

С начала рифтогенеза в позднефранское время (речицкая фаза) разлом, ограничивавший Днепровский грабен, кулисообразно подставлялся Жлобинским разломом, который и контролировал Припятский палеорифт (см. рис. 4). Территория Северо-Припятского плеча входила в состав палеорифта. Жлобинский разлом, видимо, протягивался и далее к северо-западу, и современный Воложинский разлом, ограничивающий одноименный грабен, представлял собой его продолжение. К этому же времени приурочена первая фаза формирования диатрем, которые возникли главным образом в пределах Жлобинской и Гомельской седловин, а также Буда-Кошелевской ступени.

Во вторую половину позднефранского времени (евлановско-ливенская фаза активного рифтогенеза) верхнефранская соленосная формация образовалась как в собственно Припятском грабене, так и в пределах Хатецкого блока. Северо-Припятское плечо, хотя и входило в палеорифт, но отставало в погружении от Припятского грабена, и амплитуда движений по разделяющему их Северо-Припятскому краевому разлому достигала 400–500 м. Произошло формирование и остальных ступеней плеча.

В раннефаменское время (задонско-петриковская фаза активного рифтогенеза) разломом, ограничивавшим палеорифт, становится Малиновско-Глазовский. Его северо-западным продолжением был разлом, ограничивавший Воложинский грабен с юго-запада. К северу от Малиновско-Глазовского разлома раннефаменские отложения отсутствуют, а к югу они широко развиты в виде синрифтовых отложений карбонатного шельфа,

мощность которых (до 900 м) к северу и к югу от Северо-Припятского разлома близки.

В позднефаменское время Северо-Припятский разлом представлял границу палеорифта, к северу от которого стало развиваться Северо-Припятское плечо как область размыва. Северо-Припятский разлом являлся и границей фаменского солеродного бассейна, в котором отложилась соль с седиментационной мощностью до 2500 м. Северо-Припятское плечо было приподнято относительно уровня солеродного бассейна не менее чем на 700 м, о чем говорят такой же глубины палеоврезы в развитом здесь плато нижнефаменских карбонатных пород [13].

В самом конце фаменского (полесского) времени амплитуда погружения Припятского грабена относительно Северо-Припятского плеча достигала 1000 м или немногим больше, а в раннекаменноугольное время – до 450 м. После длительного перерыва только в триасе и юре здесь возобновилось осадконакопление.

Таким образом, в результате описанного смещения процессов рифтогенеза по разломам к югу произошло изменение простирания Припятского прогиба на субширотное, тогда как азимут простирания Днепровского грабена вначале составлял 10° , а затем – 15° . Это изменение простирания, видимо, не случайно приурочено к Брагинско-Лоевской седловине, которая расположена в месте пересечения Припятско-Донецкого авлакогена крупнейшим Одесско-Брусиловским субмеридиональным разломом. Ряд исследователей [3] объясняет резкое изменение простирания Припятского прогиба по отношению к Днепровскому левосторонним поворотом блоков земной коры. При этом больший угол поворота, характерный для южных краевых разломов (35°), по сравнению с меньшим (15°), характерным для северных, объясняется относительно более стабильным положением Северной зоны Припятского прогиба и более интенсивным отодвиганием к югу его Южного преча. Ранее [24] было дано аналогичное объяснение изменения простирания отдельных частей Днепровского и Донецкого сегментов Припятско-Донецкого авлакогена.

ГЛАВНАЯ СУБМЕРИДИОНАЛЬНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОСЬ ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В течение почти полувека с самого начала нынешнего столетия в геологической литературе шла оживленная дискуссия о так называемом Полесском девонском вале – крупной субмеридиональной положительной структуре, расположенной между Балтийским и Украинским щитами. А.П. Карпинский также поддержал представление о Полесском подземном вале, который он

рассматривал как гряду высокого залегания девонских пород, проходящую от западного края Украинского горста (так он называл щит) через Минск, Лунинец и далее на север.

В дальнейшем исследователи пришли к выводу, что особый вал, созданный девонскими отложениями, на западе Восточно-Европейской платформы отсутствует. Однако все же существует полоса высокого залегания кристаллических пород фундамента, идущая в субмеридиональном направлении от Балтийского щита к Украинскому. На нее вновь обратил внимание В.Е. Хаин [20], который провел эту полосу через Латвийскую седловину, Белорусскую антеклизу, Полесскую седловину к западной части Украинского щита и назвал ее Балтийско-Украинской полосой поднятий, придав ей значение меридиональной оси Восточно-Европейской платформы. От считает, что активность данной оси начинает отчетливо проявляться только с герцинского этапа и вплоть до новейшей эпохи, так как к ней на значительном протяжении приурочен Балтийско-Черноморский водораздел. Для Восточно-Европейской платформы характерна еще одна субширотная (или даже диагональная) ось – полоса высокого залегания фундамента, включающая Украинский щит, Белорусскую, Воронежскую и Волго-Уральскую антеклизы, которую можно назвать Украинско-Пермской полосой поднятий.

Нами [8] было показано, что Балтийско-Украинская полоса поднятий как главная субмеридиональная тектоническая ось платформы ощущалась практически в течение всего платформенного этапа развития от рифея до современной эпохи, нередко являясь своеобразным водоразделом эпиконтинентальных морей, заливавших платформу. Аналогичные тектонические оси характерны для всех кратонов Лавразийской группы.

В результате комплексного анализа геофизических данных о мощности литосферы и астеносферы, имеющих для ряда районов Европы, Г.И. Каратаев и И.В. Данкевич разработали “астеносферно-геофизическую” модель западной части Восточно-Европейской платформы. Они провели интегральный корреляционно-комплексный анализ данных о глубинах залегания астеносферного слоя совместно со сведениями о геофизических типах земной коры, поверхности Мохо, региональном гравитационном и региональном магнитном полях, поверхности фундамента и тепловом потоке. На основании этого нами построены карты кровли астеносферы (мощности литосферы) и мощности астеносферного слоя для территории запада кратона и соседних областей Карпат и Среднеевропейской плиты.

Сравнение мощности литосферы и астеносферы главных платформенных тектонических элементов показало, что для крупных положи-

тельных структур (южная часть Балтийского щита, Белорусская антеклиза, Украинский щит и разделяющие их седловины) характерна мощная литосфера (до 190–200 км) и тонкая астеносфера (до 20–40 км). Наоборот, к основным отрицательным структурам приурочены тонкая литосфера и толстая астеносфера: Припятский прогиб (соответственно, до 100 и 130 км), Оршанская впадина (до 140–160 и 50–90 км), Балтийская синеклиза (до 160–180 и 50–70 км).

В целом на западе кратона прослеживается крупный прогиб кровли астеносферы субмеридионального простирания с глубинами в его осевой части до 190–200 км и более, т.е. линейно вытянутая зона утолщенной литосферы. Она полностью совпадает с Балтийско-Украинской полосой поднятий. Мощность земной коры в целом также имеет те же закономерности. Сопоставление мощности литосферы и глубины залегания поверхности Мохо приводит к выводу, что в общем имеется прямое соотношение: мощная литосфера – мощная земная кора. Из всего сказанного следует, что распределение современных мощностей земной коры, литосферы и астеносферы в пределах Восточно-Европейского кратона сформировалась, главным образом, в течение платформенных этапов его развития. Особенно существенное воздействие на утонение литосферы в линейных зонах палеорифтов оказали процессы растяжения и преобразования вещества литосферы и астеносферы в результате рифейско-ранневендского (Оршанская впадина) и палеозойского (Припятский и Днепровский прогибы) рифтогенеза.

НЕОГЕОДИНАМИКА КОТЛОВИНЫ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ И СОСЕДНИХ ОБЛАСТЕЙ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

А.П. Карпинский в своей известной работе “Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России” (1894) рассматривал Балтийский щит как “... массив, состоящий из древнейших кристаллических образований и представляющий так называемый горст”, который “являлся настоящим оплотом или буфером, около которого как около неподвижной оси совершались перемещения упомянутых понижений и повышений ... по окраинам этого массива возник целый ряд опусканий в виде грабенов, каковыми являются, по крайней мере отчасти, Финский залив, Белое море и, вероятно, Ладожское и Онежское озера” [11, с. 134–135]. “Остров Готланд, например, представляет горст...” [11, с. 173].

Исследования, проведенные в рамках проекта МПГК № 346 “Неогеодинамика котловины Балтийского моря и прилегающих областей” (руководители Р.Г. Гарецкий, Э.А. Левков, Г. Шваб), показали, что преобладающая (прежде всего

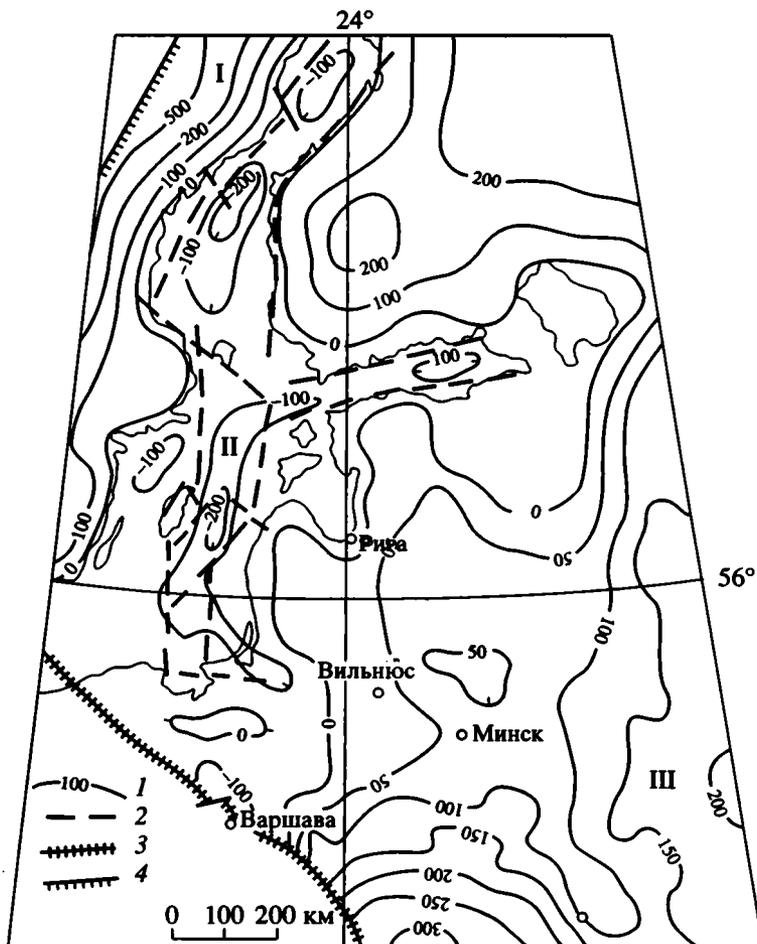


Рис. 6. Неотектонические структуры запада Восточно-Европейской платформы [28].

1 – изогипсы общих неотектонических деформаций (в метрах); 2 – разломы Восточно-Балтийской системы грабеноподобных опусканий; 3 – зона Тейссейра–Горнквиста; 4 – граница Скандинавского орогена. Римские цифры: I – Фенноскандинавский свод, II – Восточно-Балтийская система грабенообразных опусканий, III – Украинско-Воронежский свод.

восточная) часть котловины Балтийского моря имеет тектоническую природу [28]. Анализ особенностей распределения мощностей и состава четвертичных отложений района Балтики свидетельствует, что не более 40–50% общего объема котловины может быть связано с экзарацией [15]. Бассейн Балтийского моря в основном сформировался в течение последних 0.4 млн. лет. До середины плейстоцена нет свидетельств его существования. В то время речной сток осуществлялся через территорию будущей котловины в сторону крупных пресноводных водоемов Центральной Европы. Инверсия связана с началом ляхвина (гольштейна). Трансгрессия вод происходила со стороны Северного моря в восточном направлении и сопровождалась перестройкой речной сети. Ботнический и Финский заливы образовались в среднем плейстоцене.

Можно предполагать, что в восточной части Балтики происходит зарождение рифтовой сис-

темы грабенов – здесь имеется тройное сочленение грабенов Финского залива, Ботнического залива и южной части востока Балтики. Об этом свидетельствует серия различных показателей. Прежде всего, это глубокие впадины в рельефе дна, с которыми связаны максимальные амплитуды неотектонических прогибаний. Они имеют форму узких линейно вытянутых структур грабенового типа. Ляхвин-голоценовые (около 0.4 млн. лет) вертикальные движения (150–200 м) достигают наибольших амплитуд в восточной части котловины Балтийского моря (Ботнический залив, Восточно-Готландская впадина). Разломная сеть вырисовывает грабенообразные структуры Финского, Ботнического заливов и юга восточной Балтики (рис. 6). Внутри дна разломы намечают ряд блоковых структур типа горстов (Центрально-Готландское поднятие) и грабенов (Западно- и Восточно-Готландские). К крайним ограничениям грабенов приурочена повышенная сейсмичность.

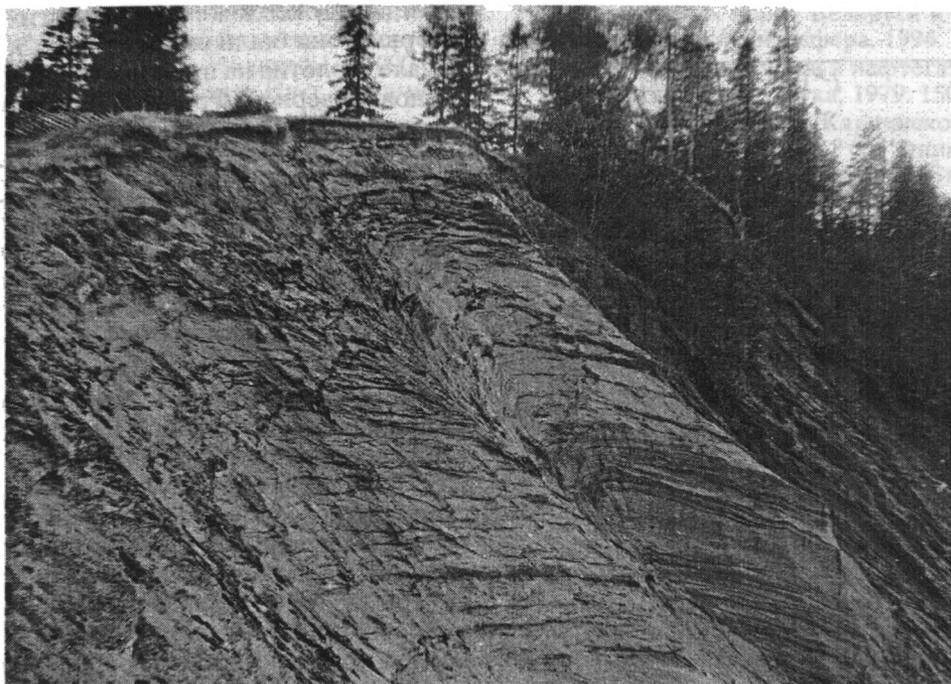


Рис. 7. Фрагмент гляциодислокации Андомской возвышенности (фото Г.Г. Гарецкого). Видны антиклинальные складки, прижатые к поверхности головной субвертикальной части листрического взброса.

Локальные положительные аномалии теплового потока зафиксированы во внутренних частях моря (район острова Готланд, Куршский, Финский заливы и др.). В Восточно-Балтийской системе грабенов выделяются участки сокращения мощности земной коры, причем разница в залегании поверхности Мохо достигает 10–15 км.

Финская система грабенов не ограничивается Финским заливом, а, скорее всего, протягивается и далее на восток-северо-восток и включает прогибы Ладожского и Онежского озер, а также и Белого моря.

Опускания зачаточных рифтовых грабенов восточной части Балтийского моря и его заливов привело к формированию протяженной Литовско-Эстонской моноклинали, пологой наклоненной к Балтике. Вместе они образовали обширную неотектоническую Балтийско-Белорусскую синеклизу, ограниченную с востока Воронежско-Тверской антеклизой, а с юга – Украинской. Развитие на западной окраине Евразийской литосферной плиты Восточно-Балтийской системы грабенов (так же, как и депрессии Северного моря) связано с субмеридиональными поясами растяжения, которые расположены субпараллельно Срединно-Атлантической зоне спрединга.

ГЛЯЦИОДИСЛОКАЦИИ

А.П. Карпинский неоднократно обращался к таким экзотическим дислокациям, которые уже давно были зафиксированы в различных районах

Русской плиты и представляли собой небольшие по площади, но интенсивно сжатые в складки породы различного возраста, развитые среди обширных пространств практически горизонтальных или очень слабо наклоненных отложений. К ним принадлежат дислокации Канева, Раваничей, Гродно, Пскова, Андомской возвышенности и др. Описанию выходов коренных отложений близ с. Раваничи он посвятил специальную статью “О нахождении нижнесилурийских и кембрийских отложений в Минской губернии” (1892) [11]. Все эти дислокации А.П. Карпинский считал истинными, связанными с “кряжеобразовательными” процессами. О выходах дислоцированных пород близ Раваничей он писал: “Догадка о ледниковом происхождении этих выходов, подобно юре Луккова, решительно недопустима” [11, с. 177].

Дальнейшие исследования показали, что все эти локальные дислокации связаны с ледниками и представляют собой сорванные и образованные ледниками гляциодислокации, расположенные на ненарушенных отложениях. Наиболее полно самые различные нарушения в залегании горных пород, вызванные воздействием ледников, в том числе и гляциодислокации, описал Э.А. Левков в монографии “Гляциотектоника” [14].

Гляциодислокации могут быть самыми разнообразными по форме: это и скибовые (складчаточешуйчатые), и инъективные (гляциокупола, гляциодайки и т.п.), и отторженцы, складки волочения, просадки (гляциокарст), оползни и др.

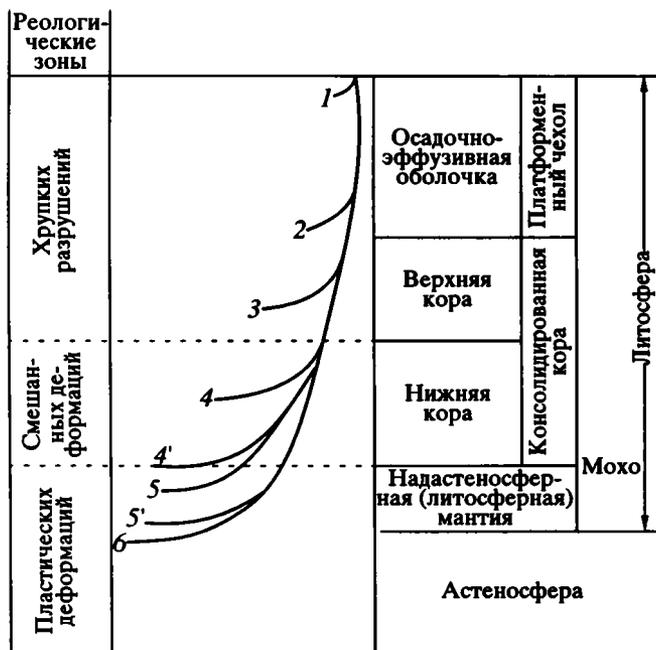


Рис. 8. Иерархия листрических разломов по глубине проникновения их субгоризонтальных частей в тектоносферу [1].

Цифры на рисунке – листрические разломы: 1 – приповерхностные, 2 – внутричехольные, 3 – верхнекоровые, 4 – нижнекоровые, 4' – базисно-коровые, или коро-мантийные, 5 – надастеносферно-мантийные, 5' – базисно-литосферные, 6 – астеносферные.

Упомянутые ранее гляциодислокации в основном принадлежат первому типу. Они связаны с трансгрессирующим (активным) ледником. Обычно они распространены в районах неглубокого залегания кристаллических пород и осадочных пород скального типа, перекрытых податливыми песчано-глинистыми, меловыми и другими отложениями. Наблюдается закономерное сочетание гляциодислокаций с ледниковыми ложбинами выполаживания и выдавливания в виде своеобразных гляциотектонопар. Наиболее мощные гляциодислокации проникают на глубину до 150–250, а иногда и до 300–400 м. В плане они имеют форму дуг разной крутизны, размеров, целостности. Длина полных и частично редуцированных дуг составляет от 4–5 до 50–60 км, наиболее часто встречаемые 8–20 км. Ширина их обычно колеблется от 1.5 до 3 км, достигая иногда 8–12 км. Площадь, занятая гляциодислокациями, изменяется от 6 до 500 км², наиболее частая – 40–150 км². В строении складчато-чешуйчатых дислокаций главную роль играет серия надвигов листрического типа (рис. 7), а в строении оползней – листрических сбросов.

ЛИСТРИЧЕСКАЯ ТЕКТОНИКА ПЛАТФОРМ

Криволинейные, выполаживающиеся с глубиной листрические разломы (листроны, листры)

известны уже в течение многих десятилетий. Впервые они были описаны еще Э. Зюссом [29] в начале столетия на примере каменноугольных бассейнов Северной Франции, Бельгии и Германии. Материалы, приведенные как в данной статье, так и в обширной геологической литературе, показывают чрезвычайно широко распространение листрических разломов. Можно говорить о разномасштабном листрическом раскалывании всей литосферы платформ и ее отдельных частей вплоть до ее самых приповерхностных слоев, т.е. о листрической тектонике платформ, сформированной в различных геодинамических обстановках [1].

Иерархия листрических разломов определяется прежде всего глубиной проникновения их субгоризонтальных частей в тектоносферу (рис. 8). По этому признаку обособляются следующие листрические разломы: приповерхностные, внутричехольные, верхнекоровые, нижнекоровые, надастеносферно-мантийные, астеносферные. Могут быть выделены листроны, пологие ветви которых приурочены к границам разделов коры-мантия (базисно-коровые, или коро-мантийные) и литосфера-астеносфера (базисно-литосферные). С учетом пересечения основных слоев тектоносферы субвертикальной частью листронов последние подразделены на транслитосферные, транскоровые, трансчехольные, нижне- и верхнекоровые, внутричехольные и приповерхностные.

Листрическая делимость литосферы отражается иерархией криволинейных выполаживающихся у глубиной разломов. Они в значительной степени определяют чешуйчато-блоковый или пластинчато-чешуйчатый стиль строения многих структур фундамента и чехла платформ. Иерархия листронов обусловлена разномасштабной реологической расслоенностью тектоносферы, различной пластичностью горизонтов платформенного чехла. Разнопротяженные субгоризонтальные срывы, картируемые сейсмическими методами в литосфере платформ, во многих случаях отражают пологие части листрических разломов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г. Листрическая тектоника платформ // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 4. С. 501–504.
2. Айзберг Р.Е., Гарецкий Р.Г., Синичка А.М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 41–51.
3. Айзберг Р.Е., Шишкин Е.И., Шишкина Т.Ю., Старчик Т.А. Геодинамическая модель Припятского палеорифтового бассейна // Геофиз. журн. 1991. № 3. С. 17–29.
4. Аксаментова Н.В. Тектоника фундамента // Тектоника запада Восточно-Европейской платформы // Под ред. Р.Г. Гарецкого. Минск: Наука і техника, 1990. С. 13–24.

5. Аксаментова Н.В., Найденов И.В. Геологическая карта кристаллического фундамента Белоруссии и прилегающих территорий. Масштаб 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. Киев: Ин-т геохимии и геофизики, 1992. 66 с.
6. Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Капустин И.Н., Конищев В.С. Некомпенсированные прогибы Восточно-Европейской платформы. Минск: Навука і тэхніка, 1990. 102 с.
7. Гарецкий Р.Г., Клушин С.В. Листрические разломы в Припятском палеорифте // Геотектоника. 1989. № 1. С. 48–60.
8. Гарецкий Р.Г., Коженев В.Я. Главные субмеридиональные тектонические оси древних платформ Лавразийской группы // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 11–18.
9. Зиновенко Г.В. Балтийско-Приднестровская зона перикратонных опусканий. Минск: Навука і тэхніка, 1986. 215 с.
10. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Ковачев С.А., Шакуров Р.К. Сейсмогенез и структура Центрального Башкортостана. Уфа, АН Башкортостана, Ин-т геологии, 1996. 72 с.
11. Карпинский А.П. Собрание сочинений. Т. II. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 428 с.
12. Клушин С.В., Коженев В.Я., Шаяхметов Ф.Ш. Позднедевонский вулканизм Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловины по материалам сейсморазведки // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. М.: Гео-инвэкс, 1994. С. 191–194.
13. Конищев В.С., Клушин С.В., Ковхута А.М. Условия формирования и соотношения с разломами палеоврезов и палеосрезов в межсолевых отложениях Припятского прогиба и Северо-Припятского плеча // Докл. АН Белоруссии. 1995. Т. 39. № 4. С. 95–98.
14. Левков Э.А. Гляциотектоника. Минск: Навука і тэхніка, 1980. 280 с.
15. Левков Э.А., Карабанов А.К. О величине экзарационного среза в центре Скандинавского оледенения // Докл. АН Беларуси. 1994. Т. 38. № 1. С. 95–97.
16. Никитин Е.А., Левый М.Г., Дроздов В.А., Штефан Л.В., Хомич П.З. Трубки взрыва кимберлит-лампроитовых пород Беларуси и проблема их алмазности // Литосфера. 1994. № 1. С. 168–175.
17. Орлов Ю.А. Тектоника и нефтегазоносность девона Башкирии. М.: Наука, 1979. 150 с.
18. Резвой Д.П. “Линии Карпинского” – миф или структурная реальность? (от “линий Карпинского” к “линеamentу Карпинского”) // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 69. 1994. Вып. 1. С. 3–10.
19. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964. 479 с.
20. Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.
21. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
22. Хаин В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.
23. Хатъянов Ф.И. О тектонической природе погребенных девонских микрограбен и перспективах поисков нефтеносных структур на юго-востоке Русской платформы // Геология нефти и газа. 1971. № 7. С. 41–46.
24. Чекунов А.В. О раздвигании и вращении блоков земной коры при формировании Днепровско-Донецкого авлакогена // Геол. журн. 1976. № 1. С. 123–127.
25. Aksamentova N.V. Petrological features of magmatic rocks from the Osnitsk – Mikashevichi Belt as indicators of the palaeogeodynamics conditions of its formation // Eurobridge workshop. Oskarshamn, 1996. P. 1–2.
26. Bogdanova S., Garetsky R., Motusa G. Eurobridge // Europrobe News. Europrobe Secretariat. Uppsala, 1993. № 4. P. 9.
27. Gorbatshev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic Shield // Precambrian Research. 1993. Vol. 64. № 1. P. 3–21.
28. Levkov E.F., Garetsky R.G., Karabanov A.K., Aizberg R.Y. Neogeodynamics of Belarus // Tektonika poszukiwań geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. Kraków, 1995. № 3. P. 23–30.
29. Suess E. Das Antlitz der Erde. Wien, 1909. 384 p.
30. The Babel Project. Brussels, 1992. 155 p.
31. Van der Beek P.A. Tectonic evolution of continental rifts. Amsterdam, 1995. 232 p.

Рецензент: Ю.Г. Леонов

A.P. Karpinsky and Tectonics of the East European Platform

R. G. Garetsky

Institute of Geological Sciences, Belarussian Academy of Sciences, Minsk, Belarus

In his studies, Academician Karpinsky gave much attention to the tectonics and, particularly, to the structure and evolution of the East European platform. This paper examines how Karpinsky treated certain tectonic issues relating to this platform and outlines the present state of knowledge concerning the most important of these issues. These include the structure of the platform basement, the relationship between the platform and adjacent orogenic areas, Karpinsky's lines (Sarmatian–Turanian lineament), the main N–S tectonic axis of the East European platform, neogeodynamics of the Baltic Sea basin and adjacent areas within the platform, glacier-induced displacements; and listric tectonics of platforms.

УДК 551.242.5

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОДВИЖНОСТЬ КОРЫ ПЛАТФОРМ НА РАЗНЫХ ГЛУБИННЫХ УРОВНЯХ

© 1997 г. Ю. Г. Леонов

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 24.03.97 г.

В статье анализируется современное состояние вопроса, касающегося условий деформации пород в платформенных условиях в пределах континентов. Все части коры платформ, включая осадочный чехол, кристаллический фундамент и глубокие слои коры до раздела *M* включительно, испытывают тектонические деформации, вплоть до тектонического течения, затрагивающего их инфраструктуру. Деформация возникает под влиянием совместного действия сил разной природы: внешних, приложенных к краям литосферной плиты или плите в целом, и локальных сил разного масштаба, обусловленных свойствами неоднородной среды. Тектоническое течение и глубинное покровообразование в низах коры, скорее всего, ответственное за формирование расслоенной (отражающей) нижней коры, теснейшим образом связано с процессами метаморфизма, флюидодинамикой и явлениями магматического подслаивания. Аналогичными тектоническими процессами определяются, по-видимому, также некоторые характеристики раздела *M*.

1. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ: ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В ИЗУЧЕНИИ ТЕКТОНИКИ ПЛАТФОРМ

Тектоника платформ занимала достойное место в исследованиях А.П. Карпинского. Поэтому естественно обратиться к данной теме в статье, посвященной юбилею этого замечательного ученого.

В глобальной системе главных тектонических элементов платформы не являются самостоятельными единицами. Вместе с площадью прилегающих к ним в разное время складчатых поясов они входят в состав литосферных плит. Последние, в отличие от платформ, представляют собой цельные (с геодинамической точки зрения) образования. Все части каждой литосферной плиты, включая платформы, являются взаимосвязанными элементами, и многое в их строении и развитии обусловлено процессами, происходящими в литосферной плите в целом. К тому же тектонические процессы на платформах не ограничиваются уровнем чехла и фундамента. В них вовлекаются также более глубокие слои литосферных плит, что требует изучения их взаимодействия. В силу этих причин многие особенности тектоники платформ можно понять глубже, рассматривая их в свете более общих проблем внутрислитной тектоники.

Замечу, кстати, что раздел тектоники, получивший название внутрислитной тектоники и определившийся в последние десятилетия в связи с тектоникой плит, тем не менее совершенно не обязательно должен быть привязан именно к этой концепции. Вне зависимости от механизмов

и даже от отношения к самому факту латеральных перемещений масс литосферы или коры, именуемых плитами, задача изучения их тектоники и геодинамики сохраняется; при необходимости можно лишь немного изменить терминологию.

По мере накопления знаний и, главное, с появлением новых методов, приносящих свежую информацию и высвечивающих проблемы тектоники платформ в новых, порою неожиданных ракурсах, меняются не только степень их изученности, но и представления о первоочередных задачах исследований. В наше время это происходит довольно быстро и сопровождается смещением интересов тектоники в область исследования причин тектонических явлений, то есть к проблемам геодинамики в широком смысле. Проиллюстрировать это можно, сравнив, например, перечень главных задач изучения тектоники платформ, рассмотренных в статье Р.Г. Гарецкого [3], отражающей состояние на конец 80-х годов, с более поздним перечнем, предложенным мной в статье [25]; он помещен ниже в немного измененной форме. Субъективность в том и другом списках, очевидно, присутствует, но реально существующие тенденции из их сопоставления вычитываются.

Сейчас наибольший интерес представляют следующие фундаментальные проблемы:

- Модели строения и особенности процессов в разных слоях коры от раздела *M* (Мохо) до осадочного чехла; взаимодействие слоев.
- Масштабы и формы тектонической активности платформ, в том числе (а из практических соображений, прежде всего) современной.

– Источники сил, механизмы их передачи и действия; напряженное состояние литосферы; взаимодействие платформ и подвижных поясов.

– Вещество: источники, перераспределение, преобразование и концентрация (в том числе в виде месторождений минерального сырья) при седиментогенезе и литогенезе и в процессе массообмена между оболочками. В буквальном смысле, эта проблема, может быть, и не тектоническая, но в ней переплетаются различные факторы, включая тектонические и геодинамические.

– Динамика осадочных бассейнов, включая рифтогенез. В этой мультидисциплинарной проблеме находят место многие задачи предыдущих пунктов.

– Динамика щитов.

– Тектоническая история платформ по совокупности признаков с целью отделения “нормальных” трендов в их развитии от возмущений нелинейного характера.

– Общая модель внутриплитного тектогенеза; внутриплитная тектоника в моделях глобального тектогенеза; глобальная корреляция событий.

Данный перечень не означает, что другие не упомянутые в нем проблемы, те, которые входили в состав основных некоторое время тому назад, полностью утратили значение. Но они отступают на второй план главным образом потому, что решения в принципе уже найдены и их дальнейшая разработка не обещает крупных прорывов в научном смысле.

Следует подчеркнуть еще одну важнейшую, но не всегда осознаваемую особенность современного этапа. Она заключается в том, что для радикальных прорывов в решении перечисленных задач, как и вообще многих задач геологии, собственно геологических методов недостаточно. Принципиальных успехов можно ожидать только от мультидисциплинарных подходов, включающих использование данных, методов и идеологии других областей знания: геофизики, механики, геохимии, численного моделирования и т.д. Как будет видно дальше, это в полной мере относится к проблемам, затронутым в данной статье.

Из приведенного списка в статье рассматриваются лишь некоторые вопросы, касающиеся условий деформации пород в разных слоях континентальной земной коры. Статья является обзорной. В ней преследуется цель, во-первых, показать, что имеющийся сейчас материал по тектоническим деформациям свидетельствует о тектонической подвижности коры платформ на разных глубинных уровнях – в осадочном чехле, фундаменте и глубоких горизонтах коры, включая границу *M* (Мохо); во-вторых, сформулировать некоторые проблемы и направления дальнейших исследований.

2. ОБСТАНОВКИ ВНУТРИПЛИТНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ

Рассматривая процессы деформации в земной коре, последнюю удобно поделить на две части и описывать их отдельно: (а) осадочный чехол и фундамент платформ, образующие верхнюю часть коры, и (б) нижнюю кору. Для этого существуют две причины. Во-первых, о нижней коре и о конкретных формах ее взаимодействия с вышележащими слоями известно не так много и в основном по косвенным данным. Во-вторых, нижняя кора континентальной литосферы обладает особыми механическими свойствами и отличным от верхней коры стилем тектоники [21, 28].

Привычное мнение о платформах как о полностью пассивных элементах, сложенных исключительно ненарушенными породами, уходит в прошлое. Интенсивность деформации здесь, конечно, другая, чем в складчатых поясах, но тем не менее все части платформенной, и вообще внутриплитной, коры подвержены тектоническим преобразованиям, что проявляется в разных признаках (например, [30], а также статья Р.Г. Гарецкого в данном номере журнала). Наиболее наглядно это обнаруживается в современной геодинамической активности платформенных площадей: в более сильных, чем казалось раньше, сейсмичности, современных движениях земной поверхности, тектонических напряжениях, обусловленной тектоникой проницаемости фундамента и чехла для флюидов и газов. Это же относится и к тектоническим деформациям. Вместе с тем, отвергая мнение о тектонической пассивности платформенных площадей, необходимо предостеречь и от другой крайности, от необоснованного преувеличения степени их активности, тенденция к чему, по справедливому замечанию В.И. Макарова [30], обнаруживается в последнее время.

Не претендуя на разработку схемы классификации, можно наметить несколько типичных обстановок, в которых происходит внутриплитная деформация фундамента и осадочного чехла. Они различаются местоположением в теле литосферной плиты, стилем, масштабом и глубиной проникновения деформации, источниками и механизмами передачи главных действующих сил. Эти обстановки перечисляются ниже.

1. Рассредоточенные зоны конвергенции литосферных плит, затрагивающие обширные участки плит (платформ и пр.) и вызывающие активизацию тектонических процессов. Сюда относится, например, область новейшей активизации на территории Центральной Азии – Тянь-Шань, включающая, в частности, систему микроплит Центральноазиатского горного пояса. Деформация в этой области весьма интенсивна, она затрагивает все слои коры, вероятно, при наиболее активной роли нижней коры [28].

2. Периферические зоны платформ – форланды коллизионных складчатых поясов. Определить их точные границы трудно, так как полосы действительно деформированных пород (деформированные форланды), как правило, значительно меньше тех площадей (зон динамического влияния, по [53]), в структуре которых наблюдается влияние коллизионных фронтов. Например, в Западной Европе влияние альпийского фронта прослеживается на расстояние около тысячи километров, на Кавказе – не менее 600 км (до края Карпинского) и т.д.

3. Рифты, включая палеорифты (авлакогены).

4. Внутриплатформенные складчатые пояса и менее крупные деформированные зоны разного масштаба, образовавшиеся при смятии осадочного выполнения рифтов (авлакогенов). Геодинамическая обстановка, в которой происходит деформация, может быть при этом различной (сжатие, транспрессия, сдвиг).

5. Деформации, связанные со сдвигами (внутриплитными, на границах плит и микроплит). Примером могут служить системы разрывов и складок Синайской плиты (Синай, район пустыни Негев) в зоне Левантского сдвига (трансформного разлома). С точки зрения динамики (источника основных действующих сил) к этой группе близка система Пальмирид на территории Сирии, но она расположена на месте авлакогена и по принятой здесь классификации попадает в соответствующую группу (п. 4).

6. Прочие протяженные пояса внутриплитной деформации, не попадающие в предыдущие пункты, например, Урал в неоген-четвертичную фазу развития.

7. Рассеянные, изолированные деформации и системы деформаций, которые, возможно, представляют собой результат действия локальных сил, сфера действия которых в плане и/или по вертикали ограничена. Эти нарушения привлекают внимание с точки зрения их генезиса. Кроме того, их изучение нередко представляет прикладной интерес как активных объектов в пределах в целом тектонически малоподвижных площадей.

8. В настоящее время достаточно очевидно, что в формировании поля напряжений и в деформациях на платформах участвуют силы разной природы: а) внешние силы, приложенные в основном к границам литосферных плит, включая наиболее, по-видимому, эффективные коллизионные силы, а также силы давления спрединговых хребтов и некоторые другие (подробнее см. [24]); б) силы ротационного происхождения, в том числе приливные, которые действуют на весь объем плиты; эти силы сами по себе невелики, но за счет постоянного действия могут приводить к накоплению упругой энергии; в) силы, возникающие за счет подачи энергии (тепла) из мантии; г) локаль-

ные силы, обусловленные неоднородностью реальной среды на всех глубинных уровнях и практически во всех масштабах; они могут либо стимулироваться подачей энергии извне, нарушающей равновесное состояние среды и служащей спусковым механизмом для процесса деформации, либо возникать как эффект самой неоднородной, градиентной среды, стремящейся к равновесию, даже без дополнительного поступления энергии [5].

В каждом случае, в том числе в наиболее крупном масштабе (для главных обстановок внутриплитных деформаций, которые были перечислены выше), соотношение указанных сил варьирует и имеет место интегральный эффект их действия. Важной и далеко еще не решенной задачей внутриплитной тектоники является воссоздание реальных геодинамических моделей для разных ситуаций, учитывающих вклад основных действующих сил и взаимодействии разных слоев литосферы от осадочных чехлов до нижних горизонтов коры. Остановимся на некоторых предположениях, которые для этого имеются.

3. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ПОРОДАХ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПЛАТФОРМ

Еще не так давно нарушенное залегание слоев осадочного чехла на платформах воспринималось как экзотика и загадка. Примером могут служить Жигулевские, Каневские дислокации на Русской плите. Сейчас установлено, что дислокации такого рода распространены достаточно широко. Для некоторых из них, Каневских в том числе, доказано нетектоническое – гляциальное происхождение [15]. В основной же своей массе они являются тектоническими.

В отложениях чехла деформации разного ранга и морфологии выявляются как путем непосредственного наблюдения (на поверхности, в скважинах), так и по данным сейсморазведки. Такие наблюдения имеются практически на всех платформах. Сошлось лишь на небольшую часть примеров из отечественной литературы по Русской, Скифско-Туранской и Сибирской платформам [7–9, 12, 27, 39–42, 47–49]. Эти материалы показывают, что деформированные чехлы встречаются в любых частях платформ, от их периферии (форландов складчатых поясов) до наиболее стабильных внутренних участков, и на любых глубинах.

С тем, чтобы подчеркнуть всеобщность явления, добавлю, что деформации в осадочном чехле (а также и в консолидированной коре) известны не только на континентальных, но и на океанических плитах. Лучше всего они исследованы в Индийском океане в пределах Индо-Австралийской плиты [10, 31, 36]. К ним относятся образовавшиеся в обстановке сжатия, взбросов и надвигов

чешуйчатого строения в Западно-Австралийской котловине, на площади поднятия Афанасия Никитина и в ряде других мест. Здесь и в некоторых других районах Мирового океана интенсивность внутриплитных (постпрединговых) внутрикорковых латеральных перемещений была настолько велика, что привела к перестройке первичного (спредингового) магнитного поля.

Среди деформированных чехлов платформ имеются как такие, которые прямо или опосредованно связаны с нарушениями в фундаменте и являются их продолжением, так и в прямом смысле внутривнекорковые, не имеющие "корней" в фундаменте. Эти два вида нарушений могут сочетаться один с другим, но в принципе они отражают, по-видимому, разные механизмы деформирования. Первые, "отраженные" по [33, 52], строго говоря, не самостоятельны и являются следствием деформаций фундамента, причины и механизмы которых и должны быть предметом исследования. Что касается бескорневых деформаций различного масштаба, то их образование не связано, во всяком случае прямо, с тектоникой фундамента и их возникновение представляет самостоятельную проблему. Примечательно, что в числе отраженных деформаций (продолжающиеся из фундамента в чехол), кроме блоковых структур, в последние десятилетия установлено широкое развитие взбросов и надвигов, ранее считавшихся нехарактерными для платформенной тектоники. Сейсморазведкой и бурением они выявлены во многих местах на эпипалеозойских платформах, например, на Скифской и Туранской платформах [32, 40], и на древних платформах [8, 9, 42]. Наличие подобных структур свидетельствует о значительной тектонической подвижности фундамента и о существовании обстановки тангенциального сжатия.

Если факт существования тектонических деформаций в платформенном чехле очевиден, то многие вопросы их образования не решены.

С краевыми зонами платформ, лежащими в форландах складчатых поясов (п. 2 в перечне обстановок из предыдущего раздела), проблема источников сил решается в общем плане, по-видимому, легче (хотя вопросов, связанных с конкретными особенностями механизмов деформирования, остается множество). Их деформация, нередко захватывающая широкую полосу платформы и весьма интенсивная вблизи коллизионного фронта, связана, как правило, с воздействием коллизионного пояса на край плиты. На территории России это, в частности, показано для приуральской части Восточно-Европейской платформы [7, 48, 49], Предкавказья [47], южной и восточной окраин Сибирской платформы [27, 43]. Для такого рода дислокаций характерно развитие надвигов (листрической формы) и послонных срывов, в том числе по поверхности фундамента, особенно при наличии пластичных горизонтов, часто с большой

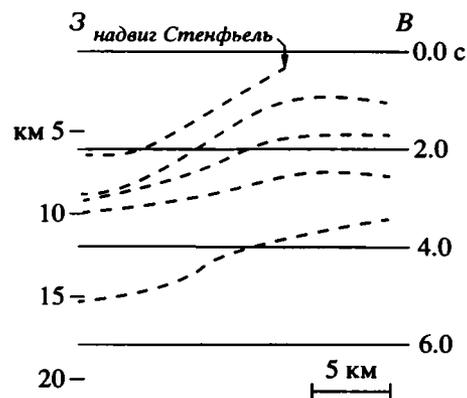


Рис. 1. Глубинные надвиги в породах докембрийского фундамента краевой зоны каледонид Скандинавии, по [60].

(как, например, в Предаппалачской полосе Северо-Американской платформы) амплитудой перемещения материала в сторону платформы. Кроме того, характерными структурами этих зон являются сложные клиновидные формы: надвиги и "вдвиги" в толще осадочного чехла, которые выявляются в основном по данным сейсморазведки [7, 47]. Интенсивность деформации в общем случае уменьшается от края в глубь платформы. Иногда, как, например, на юге Сибирской платформы в районе от р. Витима до Присаянья и Иркутского амфитеатра, выделяются зоны (пояса) с последовательно уменьшающейся сложностью складчато-надвиговой структуры, затрагивающей чехол и кристаллический фундамент [27].

В некоторых случаях перед надвиговым фронтом складчатых поясов и под их воздействием весьма крупномасштабные деформации испытывает также более глубокая кора. Возникают расчлененные и вовлеченные в покровообразование форланды, в которых под воздействием надвигающихся аллохтонных масс происходит тектоническое расслоение коры автохтона (кристаллического платформенного фундамента) на большую глубину. Например, такого рода расслоение автохтонной верхней части коры Балтийского щита на глубину более 15 км с образованием пакета пологих надвигов установлено во фронте покровов Скандинавских каледонид (рис. 1) [60].

Для рифтовых структур, внутривнекорковых складчатых поясов, связанных с авлакогенами, и деформаций, связанных с крупными сдвигами (пп. 3–5 упомянутого перечня), расшифровка геодинамической обстановки в принципе может опираться на широкий набор взаимосвязанных структурных (от макро- до микроструктурных) признаков. Это позволяет получать для них более обоснованные кинематические реконструкции и успешнее решать задачу действующих сил, чем в случае изолированных (или кажущихся таковыми, на первый взгляд) структур осадочного чехла.

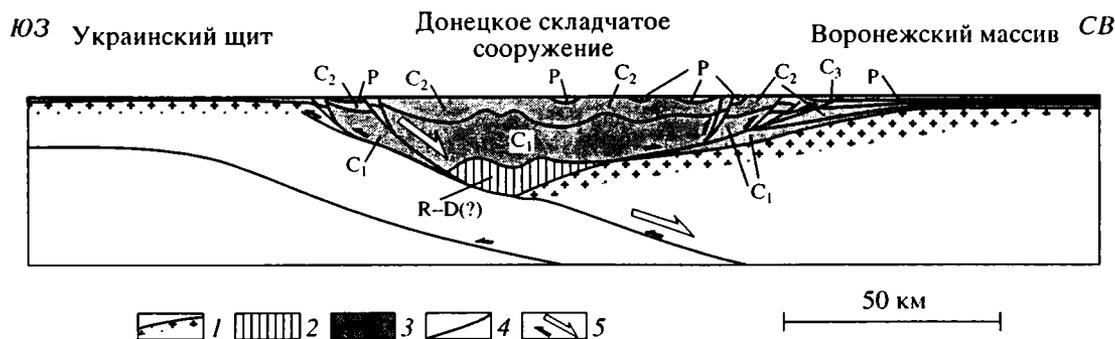


Рис. 2. Предполагаемая схема формирования Донецкого складчатого сооружения (на основе геологической интерпретации профиля ГСЗ-КМПВ Батайск–Милютинская), по [50], с изменениями.

1 – кровля консолидированного фундамента; 2 – рифей–девон; 3 – карбон–пермь; 4 – разрывы; 5 – направление смещения в стадию: а – растяжения, б – сжатия и формирования складчатого сооружения.

Доминируют в этих случаях силы, приложенные к плите в целом. На этапах рифтогенеза это – растяжение, на этапах формирования складчатых сооружений – сжатие.

Естественно, что внутриплитные напряжения, созданные внешними силами, реализуются в виде деформаций, прежде всего, в относительно ослабленных зонах платформ и литосферных плит. К ним, в первую очередь, относятся авлакогены и наследующие их структуры. Главных причин тут две.

Во-первых, авлакогены (палеорифты) закладываются, как правило, на месте подвижных поясов доплатформенного этапа или крупных зон нарушений в фундаменте платформ, т.е. уже изначально относительно податливых зон земной коры. Это справедливо, например, для Восточно-Европейской платформы [4]. Главные пояса авлакогенов позднего рифея–венда располагаются в основном на месте шовных зон и наиболее молодых мобильных поясов протерозоя, а затем и девонские рифтовые структуры также в основном наследуют их положение. Причины этого очевидны: под влиянием сил, коллизионных или каких-то иных, приложенных к платформе (плите), происходит ремобилизация древнего структурного каркаса и деформация сосредотачивается, прежде всего, вдоль уже существующих структурных линий. При доминирующем общем растяжении формируются преимущественно рифты, при сжатии выполнение рифтов подвергается смятию. При этом кинематика в каждом отдельном авлакогене может варьировать: сжатие, сдвиг, транспрессия в зависимости от его ориентировки относительно общего поля напряжений. Первичные разрывы, особенно краевые, образовавшиеся на стадии растяжения при формировании рифта (авлакогена), могут активизироваться в стадию инверсии, меняя кинематику: сбросы стадии растяжения превращаются при сжатии во взбросы и надвиги, в целом, по-видимому, в соответствии с моделью, предложенной в [50] (рис. 2).

Во-вторых, авлакогены – это мощные линзы осадочных пород, наличие которых обеспечивает верхним горизонтам коры меньшую, по сравнению с окружающими площадями, прочность. Поэтому с авлакогенами (рифтами) или авлакогеноподобными прогибами платформ связана большая часть складчатых систем на платформах. Они представляют деформированное (инверсированное) выполнение таких прогибов, и инверсия авлакогенов со смятием выполняющих их толщ является главным, во всяком случае наиболее концентрированным и локализованным в пространстве, следствием действия сил, приложенных к плите. В большинстве таких зон фундамент залегает на большой глубине и его строение, так же, как степень участия в структуре складчатого сооружения, чаще известны плохо, либо неизвестны вообще. Однако весьма характерной чертой является наличие в разрезе эвапоритов. Они располагаются в основании чехла (Юрские горы, Анти-Атлас), либо внутри чехла (Пальмириды), но практически всегда представляют собой горизонт срыва и дисгармонии. Строго говоря, понятие складчатого сооружения относится только, или в основном, к комплексу деформированных пород, расположенных выше такого горизонта дисгармонии.

И все же при значительном структурном сходстве большинства внутриплитных складчатых систем, возникших в инверсированных авлакогенах, конкретные условия деформирования, кинематика и динамика в них могут быть разными. Для их реконструкции в каждом случае требуется специальное исследование.

В качестве одного из примеров можно указать на ансамбль позднекайнозойских внутриплитных структур в чехле Аравийской и Синайской литосферных плит (платформ). Среди них наиболее ярко выраженным элементом является складчатая система Пальмирид, специально изученная с этой целью сотрудниками Геологического института РАН с участием автора. Было показано, что

их формирование, так же, как и большинства остальных внутриплитных нарушений региона, связано со смещением Аравийской плиты в северном направлении относительно Синайской плиты по зоне Левантского трансформного разлома (левого сдвига) [11]. При этом решающую роль в формировании Пальмирид сыграли два обстоятельства: первое – это колесообразный изгиб Левантского разлома на территории Ливана, вызвавший торможение, перекося (в плане) Аравийской плиты и как следствие стремление ее к развороту; второе – наличие здесь в теле платформы ослабленной зоны в виде возникшего в триасе–ранней юре прогиба (рифтогенного?), заполненного мощными осадками с толщиной триасовых эвапоритов.

Пример Пальмирид показывает возможность образования деформированного чехла в результате смещения по сдвигу. Коллизионный альпийский фронт играл здесь лишь дополнительную роль: в неогене–кватере, когда развивались рассматриваемые события, он служил упором, препятствующим общему движению Аравийской плиты к северу: в условиях отсутствия свободного пространства для движения возникающие напряжения реализовывались внутри плиты, вызывая ее деформирование на наименее прочном участке (Пальмириды).

Наличие разобренных деформаций чехла, выявляемых на разных платформах, ставит вопрос об источниках действующих сил в более острой форме. Эта проблема не решена, но, вероятно, возможны два варианта ее решения, а также их комбинация. Первый вариант – деформация как результат действия регионального поля напряжений, вызванного удаленными силами, приложенными к краям плиты, а также силами, действующими на всю плиту, типа приливных, ротационных и т.п. Второй вариант – деформация как результат действия местных сил за счет локальных внутренних источников.

В пользу реальности первого варианта говорит установленная во многих случаях передача напряжений от границ литосферных плит, в особенности от коллизионных границ, далеко, на тысячи и более километров, в глубь плит и платформ. Надежные свидетельства этого получены и по современным, и по древним напряжениям с использованием различных методов. Для современных напряжений – это инструментальные наблюдения, для древних напряжений – в основном структурные данные (мезоструктурные – трещиноватость и пр. и микроструктурные – главным образом, по двойникам кальцита). По этим вопросам к настоящему времени накопилась значительная литература. Ее обобщение приведено в работе [24].

Существенно при этом, что величина напряжений во внутренних частях плит (речь, прежде всего,

идет о сжатии) может составлять 20–30 МПа (200–300 бар), иногда [13] до 70 МПа (700 бар), а некоторые расчеты дают даже большие цифры. Этих напряжений достаточно, чтобы при определенных условиях вызвать деформацию пород. К таким условиям относятся механические особенности деформируемого объема пород и благоприятная ориентировка существующих неоднородностей, прежде всего структурных, более раннего заложения.

Для областей платформ (плит), находящихся в сфере влияния сил, приложенных к их границам, введено понятие зон (гео)динамического влияния. Так, в работе [53] по совокупности признаков определены зоны динамического влияния Скандинавских каледонид, Урала и Кавказа (альпийского пояса) на территории Восточно-Европейской платформы (рис. 3). Не касаясь вопроса обоснованности этой конкретной схемы, хотелось бы отметить, что выявление зон влияния и их конкретных геокинематических, геодинамических и прочих характеристик на разных этапах представляет важную теоретическую (а также прикладную) задачу внутриплитной тектоники. Следует, вместе с тем, помнить, что, согласно моделям плитной тектоники, геодинамическое воздействие на плиты идет не только со стороны коллизионных поясов, но и других границ плит – субдукционных и дивергентных (спрединговых). Это следует из результатов численного моделирования, не противоречащих наблюдаемому напряженному состоянию литосферы [24].

Не менее реален, по-видимому, и второй из упомянутых выше вариантов: возбуждение напряжений за счет локальных сил. Это может происходить вследствие множества конкретных причин. Принципиальной же общей основой данного механизма служит подача механической энергии или тепла любого происхождения, пусть даже в виде небольших порций, но нарушающих равновесие в той неоднородной среде, какой являются любые объемы земной коры. Источниками могут служить разнообразные импульсы или потоки энергии, в том числе и воздействие удаленных сил в зонах геодинамического влияния, о которых говорилось выше. Кроме того, литогенетические процессы и процессы начального метаморфизма (гидратация, дегидратация пород и др.) так же, как наличие всевозможных разномасштабных неоднородностей, сами по себе создают градиентную среду, в принципе способную генерировать напряжения даже и при отсутствии дополнительных энергетических импульсов [5]. Так, за счет веса толщи осадков мощностью 10 км могут возникать напряжения до 100 МПа, которых вполне достаточно для деформации осадочного слоя литосферы [2]. Некоторые породы, особенно известняки, не говоря о каменной соли, даже под небольшой нагрузкой (соответствующей весу

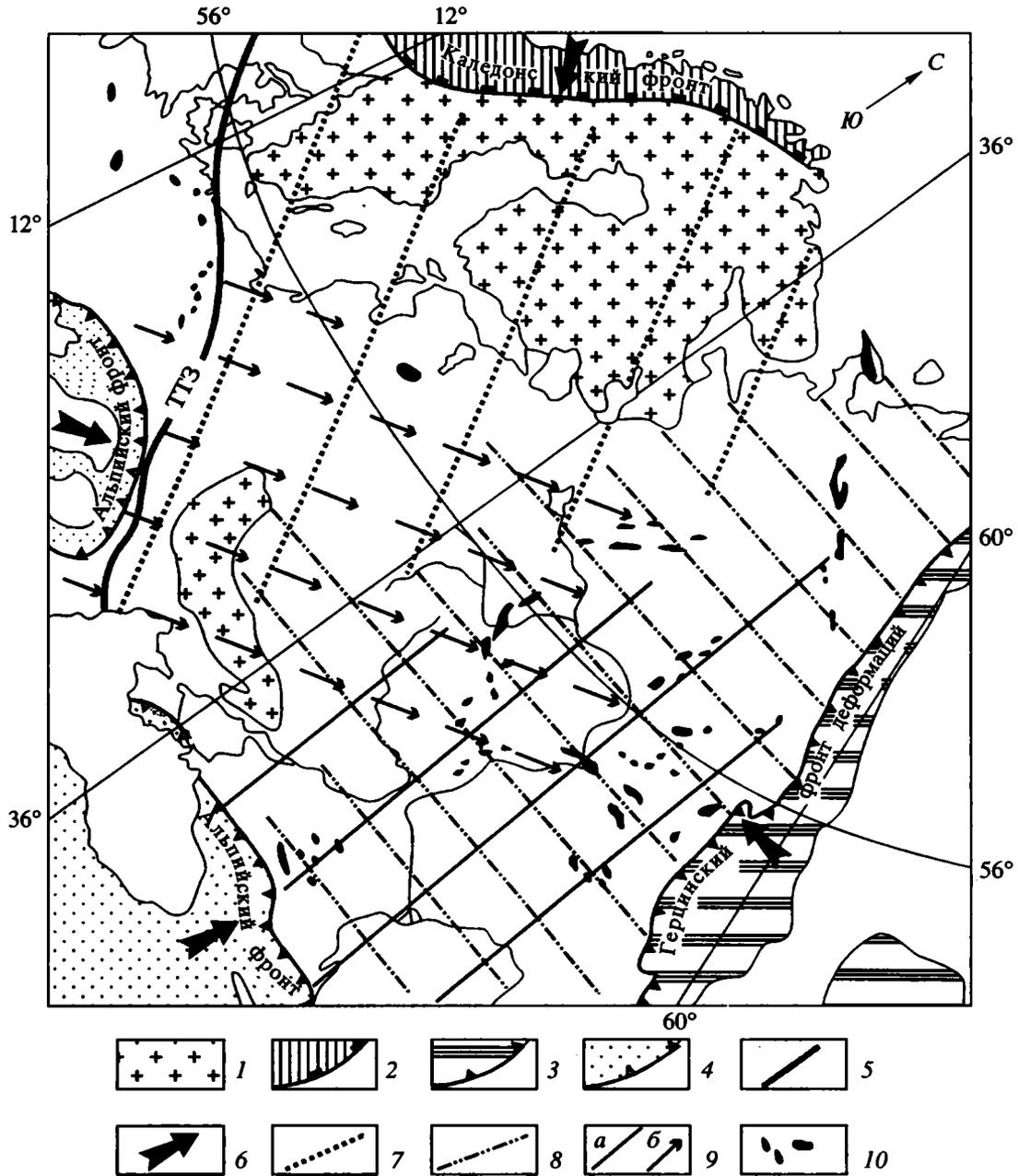


Рис. 3. Зоны динамического влияния коллизионных поясов на территории Восточно-Европейской и Скифской платформ, по [53], упрощено.

1 – фундамент Восточно-Европейской платформы на поверхности (Балтийский, Украинский щиты); 2 – каледониды и фронт каледонских покровов; 3 – варисциды Урала и варисский фронт; 4 – альпиды и альпийский фронт; 5 – зона Тессейра–Торнквиста (ТТЗ); 6 – преобладающие направления коллизионного сжатия; 7–9 – зоны динамического влияния: 7 – каледонид Скандинавии, 8 – варисцид Урала, 9 – альпид Кавказа (а) и Карпат (б); 10 – районы развития структур сжатия в осадочном чехле.

пород мощностью 3–4 км) приобретают высокую пластичность и способность к деформации, достаточные для образования любых локальных структур даже при температуре в первые десятки градусов [46]. Привести примеров такого рода можно много. Ими объясняются многие дефор-

мации, находящиеся в окружении недеформированных объемов, без привлечения внешних сил и поисков механизмов их передачи. Не имея возможности вдаваться в детали данной концепции, замечу, что ее принципиальные основы рассмотрены в работах ряда авторов [5, 12, 37, 38].

Указанные два варианта источников сил представляют крайние идеализированные случаи. В реальных же условиях, скорее всего, действует их комбинация. В этой связи обращает на себя внимание закономерность, установленная для современных горизонтальных движений по данным повторных геодезических измерений, но, вероятно, приложимая и к другим отрезкам времени. Речь идет об “уменьшении максимальных значений трендовых горизонтальных деформаций удлинения и укорочения, вызванных тектоническими процессами, при увеличении размеров дистанций от метров до тысяч километров” [6, с. 90]. Эта закономерность согласуется, по справедливому мнению авторов, с моделью гетерогенной среды, в которой на трендовую, относительно более стационарную составляющую деформации, обусловленную внешними силами, накладываются вариации, причиной возникновения которых служат локальные источники сил.

4. ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ФУНДАМЕНТА

То, что кристаллические комплексы (фундамент в широком, “альпийском”, понимании) могут испытывать ремобилизацию и интенсивную деформацию, давно известно, и, кроме того, это один из вопросов, которые сейчас находятся в центре внимания. Но это относилось, главным образом, к ремобилизованному комплексам складчатых поясов. Для фундамента же считались характерными блоковая деформация и пологие изгибы поверхности. В соответствии с тем, что было сказано в предыдущем разделе, к этим структурным формам можно добавить взбросово-надвиговые структуры. Сами по себе они являются по отношению к фундаменту как бы внешними: пересекают его, смещают одни блоки относительно других, но не затрагивают, не изменяют его внутреннюю структуру (инфраструктуру).

В последние годы эта убежденность оказалась поколебленной. Было показано, что, кроме упомянутых дислокаций, фундамент платформ способен испытывать внутреннюю, объемную деформацию разного вида и интенсивности, вплоть до сплошного тектонического течения вещества горных пород, причем, по-видимому, даже в относительно холодном состоянии. Были выявлены несколько реально наблюдаемых механизмов, которые в отдельности или в сочетании один с другим обеспечивают такую деформацию [16–18].

С наибольшей интенсивностью деформация фундамента осуществляется, и это естественно, в областях тектонической активизации, что можно видеть на примере области новейшей активизации эппалеозойской платформы Тянь-Шаня. Существенно при этом не то, что поверхность фундамента здесь вообще деформирована (для

Тянь-Шаня это давно установлено). Интереснее, что его деформация имеет, как теперь доказано [16], пликативный характер: поверхность фундамента достаточно сложно, даже с запрокидыванием, изогнута. Формирование этой структуры сопровождалось внутренним течением пород.

Деформация фундамента наблюдается и в более устойчивых частях платформ. Здесь следовало бы рассматривать две полярные ситуации – глубокие впадины и щиты (области воздымания). Те и другие характеризуются активным тектоническим режимом, поскольку при опусканиях и поднятиях значительной амплитуды в процесс вовлекаются большие объемы литосферы. Однако пока мало что известно о процессах в основании наиболее глубоких впадин, где фундамент залегает на отметках 10–20 км. Об этих глубинах можно судить только по результатам расчетов и моделирования, которые показывают, что породы там должны испытывать метаморфизм зеленосланцевой фации и, вполне возможно, тектоническое течение.

Для щитов в результате прямых наблюдений получены более определенные данные, показывающие возможность внутренней деформации кристаллического основания в этих условиях. Примером служит Карельский массив Балтийского щита, где установлена постумная (на платформенном этапе) деформация ранее сформированного фундамента [18–20]. Особо следует подчеркнуть, что по комплексу структурных и геоморфологических признаков здесь выявлены также новейшие деформации, подчиненные, и это главное, раннепротерозойскому структурному плану [18]. Это означает, что под действием некоторых сил в новейшее время происходит активизация древних структур. Описано даже такое удивительное явление, как трещины постледникового возраста в отполированных ледником “бараньих лбах”, сложенных породами протерозойского фундамента. Они рассматриваются как проявление будинажа в прочных породах, заключенных в материале, испытывавшем пластическое течение.

На указанном примере уместно задаться вопросом, выходящим за рамки данного частного случая и имеющим общее значение, о природе сил, вызывающих активизацию древних структур. Авторы исследования, М.Г. Леонов и Д.С. Зыков, объясняют указанные деформации действием внешних сил (регионального поля напряжений с определяющей ролью сжатия в горизонтальной плоскости). Вероятно, это – основной механизм, воздействующий на всю кору. Но можно подумать и об альтернативных вариантах, возможно, как дополнительных, основанных на действии локальных сил. Эти соображения являются предположительными и требуют проверки.

Одно из возможных решений основано на релаксационном механизме, рассмотренном применительно к геологическим объектам, в том числе экспериментально, в работах [37, 38]. Этот механизм является достаточно общим, и его, вероятно, можно использовать и для рассматриваемого случая. Суть его состоит в том, что, если тело (кристаллическое основание Карельского массива) дополнительно нагружается (в данном случае ледниковым щитом Фенноскандии), то происходит “закачка” в него упругой энергии, величина которой зависит от величины нагрузки. Ледниковая нагрузка была, несомненно, существенной. Максимальная толщина льда современных ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии составляет соответственно 4.7 и 3.4 км; толщина ледникового покрова Фенноскандии была, во всяком случае, не меньшей. (Может быть, уместно также поставить вопрос о дополнительном вкладе тепла в накопление упругой энергии: за счет длительного экранирования теплового потока теплоизолирующей толщиной льда, ограничивающей диссипацию тепла?). После разгрузки (таяния ледника) происходит высвобождение энергии и релаксация напряжений, вызывающая образование трещин и других нарушений.

Для того, чтобы понять, почему при этом происходит не равномерное деформирование, но оживление существующих древних структур, необходимо учитывать особенности реальной деформации, которая описывается в рамках механики среды со структурой, отличающейся от механики сплошной среды и более соответствующей геологическим объектам [51]. В среде со структурой внутренние напряжения, возникающие при нагружении, распределяются по объему не равномерно, а в соответствии с неоднородностью (структурой) его строения. Образуются области повышенных напряжений, или концентраторы напряжений различного масштаба. Также со структурой связана и релаксация напряжений. Поэтому при разгрузке напряжения релаксируют не равномерно по всему объему, а дискретно с использованием существующих ослабленных зон (концентраторов деформации), в которых и оказываются сосредоточены деформации. Эти ослабленные зоны в нашем случае соответствуют элементам структуры кристаллического основания.

Таким образом, само наличие неоднородной, структурированной среды предопределяет активизацию древних структур при действии релаксационного механизма. Вопрос только в том, какой величины напряжения могли быть накоплены, достаточны ли они для наблюдаемой деформации и какого масштаба деформацию вообще можно ожидать от этого механизма.

Другая альтернатива – хорошо известный в горной механике механизм саморазрушения бло-

ка горной породы при вычленении его из массива окружающих пород, если внутренние напряжения в нем превышают силы сцепления [51]. Нельзя ли представить возникновение трещин (будунажа) в породах бараньих лбов именно таким образом, когда в результате таяния льда или эрозии они были выведены на поверхность и оказались вне массива заключавших их до этого пород?

Как бы то ни было, сейчас достаточно ясно, что породы фундамента платформ, в том числе в пределах щитов, могут испытывать внутреннюю деформацию, включая тектоническое течение. Движущей силой могут быть, очевидно, различные факторы, от региональных до локальных, а скорее всего, их сочетание. Их дальнейшее изучение составляет одну из важных задач внутриплитной тектоники. Что касается щитов, то рассмотренные здесь вопросы тесно переплетаются с более общей проблемой их тектонической подвижности, которая, вероятно, в целом значительно больше, чем принято думать.

5. НИЖНЯЯ КОРА

В консолидированной части земной коры существует несколько (немного) горизонтов, на которых, как считают, локализуются наиболее интенсивные деформации – латеральное течение вещества, срывы и т.д. Их число, степень выраженности и глубина залегания могут меняться от района к району. Обнаруживаются они в основном по сейсмическим данным и затем получают физическое (геологическое) истолкование на основе теоретических и экспериментальных представлений о поведении вещества на соответствующих глубинах. В средней части коры, на глубинах порядка 7–15 км, таким горизонтом является граница К (или K_1). Эта граница часто бывает очень отчетливой, но прослеживается не везде. Ее называют также “среднекоровым срывом” (*Mid-crustal detachment*). С.Н. Ивановым [61] она описана под названием “отделителя” – срыва на границе слоев коры с разными реологическими свойствами. Судя по всему, аналогичного типа горизонты присутствуют и в верхней мантии. Все они вносят свой вклад в подвижность и расслоенность континентальной литосферы. Но, безусловно, наибольшего внимания в этом отношении заслуживают нижние слои коры, которые представляяют, по-видимому, наиболее активный слой в коре.

Выделение слоя с особыми свойствами в низах коры континентальных литосферных плит принадлежит к одному из крупнейших достижений последних десятилетий. Оно перевернуло многие представления о строении коры и происходящих в них процессах. Однако интерпретация и осмысление полученного материала находятся в начальной стадии, и это – важнейшая приоритетная

задача ближайшего времени. Посмотрим вкратце, что сейчас известно и какие главные проблемы остаются.

Прежде всего, это представление о нижней коре континентов как о подвижном слое, способном к пластическому течению и тем самым играющем активную геодинамическую роль. Данная модель с успехом была применена для ряда активных тектонических режимов: коллизионных поясов, ансамблей микроплит, рифтов [28, 29]. С этой моделью в общих чертах согласуются результаты комплексных геолого-геофизических, и прежде всего, сейсмических работ, выполненных в некоторых подвижных или активизированных поясах, например, в Канадских Кордильерах, по данным проекта *Lithoprobe* [74].

Позже в работах [21, 22] было показано, что имеются основания для распространения представлений о тектонически подвижной нижней коре также на платформенные, внутриплитные области. Эти представления имеют далеко идущие для тектоники платформ следствия [21]. Главным в этой концепции, учитывающей материалы многих исследователей, обобщенные в указанных статьях, является следующее. В земной коре континентальных платформ и литосферных плит в интервале глубин от 15–20 км до границы *M* выделяется подвижный слой – так называемая нижняя кора. Этот слой, в соответствии со схемой Л.И. Лобковского [28], обладает высокой пластичностью, в отличие от хрупкой верхней коры; при определенных условиях в нем происходит течение материала в горизонтальной плоскости и тогда он превращается в слой, получивший название “расслоенная (или ламинированная) нижняя кора”. В этих случаях она выделяется по наличию пакетов горизонтальных отражающих площадок, наблюдаемых на сейсмических профилях при изучении литосферы отраженными докритическими волнами методами ГСЗ-ОГГ, МОВ (отсюда другое ее название – “отражающая нижняя кора”) и интерпретируемых как следы течения и наслоения тектонических пластин. Расслоенная нижняя кора представляет не только тектонически наиболее активный горизонт коры литосферных плит, но также горизонт дисгармонии, отделяющий верхнюю часть коры от мантии. Статистически такой тип строения коры характерен для областей опускания, особенно молодого, хотя для окончательного суждения информации недостаточно.

Указанное представление о расслоенной нижней коре континентов базируется на двух главных утверждениях. Одно из них – реологические свойства континентальной литосферы, в которой на уровне нижней коры должен находиться слой пониженной вязкости, способный к деформации и течению (рис. 4). Представления о реологичес-

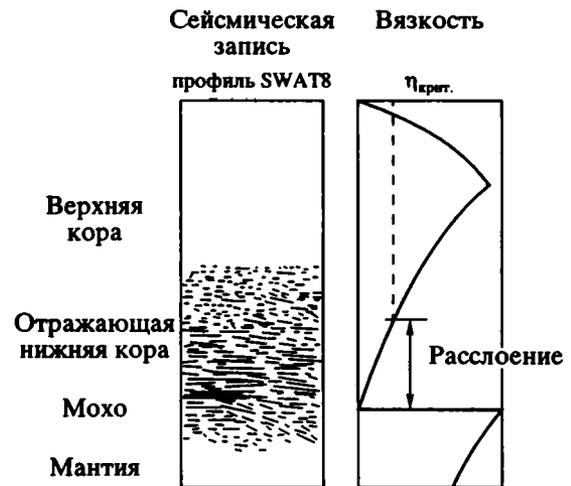


Рис. 4. Упрощенная схема соотношения отражающего слоя нижней коры–верхов мантии (штрихи) (по профилю SWAT 8) с реологическим разрезом литосферы, по [75].

ком разрезе литосферы несколько варьируют в зависимости от типа коры и теплового режима, но в основе указанное положение принимается большинством исследователей. Второе утверждение – это интерпретация отражений как зон вязко-пластического или твердо-пластического течения, а всей отражающей нижней коры – как слоя течения пород и глубинного покровообразования. Здесь есть дискуссионные моменты, и поэтому вопрос о природе отражений сохраняет актуальность. Можно утверждать, что именно он служит ключом к пониманию тектонических процессов в коре, на границе кора–мантия и в верхах мантии.

Две главные проблемы возникают в связи с изучением геодинамики расслоенной нижней коры. Одна была только что указана: это – природа отражений. Вторая – проблема времени образования расслоенной структуры нижней коры и тектонических режимов, при которых это происходит.

6. ПРОБЛЕМА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ ОТРАЖЕНИЙ В НИЖНЕЙ КОРЕ

О том, что отражения в расслоенной нижней коре имеют тектоническое происхождение, свидетельствует несколько групп данных. Они специально обсуждены в [21, 22]. Поэтому здесь можно ограничиться их перечислением с небольшими дополнениями, касающимися существенной информации, которая в должной мере не учтена в названных статьях. К таким данным относятся:

а) Наблюдения над массивами пород нижней коры, выведенными на поверхность. Такие массивы имеются на всех континентах, и некоторые из

них хорошо изучены: зона Ивреа в Альпах [58, 70], гранулитовый пояс Балтийского щита [1], зона Капускейсинг Канадского щита [73], пояс Лимпопо в Африке, Анабарский щит, юг Дхарварского массива (кратона) Южной Индии, массив Масгрейв в Австралии и др. Их изучение показывает возможность глубинного покровообразования, при соответствующем метаморфизме, в *PT* условиях нижней коры (давление 6–8 кбар, температура 550–650°C), с образованием рассредоточенных зон высокотемпературных милонитов и blastsмилонитов. Такие зоны нередко обладают большой мощностью, до нескольких километров [26], и, вероятно, играют ведущую роль в формировании отражений. Об этом свидетельствуют и специальные расчеты коэффициента отражения (более 0.05) между милонитами и магматическими породами [63], согласно которым отражения в нижней коре обусловлены скоростной анизотропией милонитов в зонах вязко-пластичных разрывов. Сейсмическую анизотропию, достаточную для получения наблюдаемых отражений (коэффициент отражения более 0.04), может обеспечить также плоскостное расположение листоватых силикатных минералов, приуроченных к зонам разрывов [59].

б) Наличие признаков течения в нижнекоревых ксенолитах, доказывающих возможность течения вещества на соответствующих глубинах.

в) Непрерывное прослеживание некоторых тектонических нарушений, наблюдаемых у поверхности, в глубь коры. Они трассируются в виде систем отражающих площадок, которые на глубине, как правило, сливаются с отражающими слоями расслоенной нижней коры. Это явление широко распространено и с большей или меньшей отчетливостью присутствует на многих сейсмических профилях.

г) В пользу течения вещества нижней коры говорит, возможно, и такое обстоятельство, как резкий рельеф поверхности *M*. Например, по устному сообщению Н.И. Павленковой, на одном из профилей через Балтийское море (*Baltic Sea Profile-2.1*) перепад глубины залегания границы *M* составляет 10 км на расстоянии около 50 км при плоском рельефе земной поверхности и ненарушенном залегании слоев у поверхности. Не свидетельствует ли это о компенсационном перетекании масс внутри реологически подходящей для этого нижней коры?

Какова реальность действия других механизмов формирования отражений в нижней коре, которые нередко противопоставляются как более реальные тектоническому механизму? Всерьез обычно рассматриваются два из них: во-первых, насыщение нижней коры пластовыми магматическими телами мантийного происхождения, то есть приблизительно то, что в западной литерату-

ре называется магматическим подслаиванием, и, во-вторых, эффект повышенного содержания воды и флюидов.

Механизм магматического подслаивания (*underplating*), на первый взгляд, является альтернативой тектоническому течению, или крипу. Однако ряд наблюдений свидетельствует, что это, по-видимому, не так, и оба механизма, скорее, следует рассматривать как дополняющие один другой. Именно таким комбинированным способом (пластическая деформация и интрузивный магматизм) объясняется формирование отражающей нижней коры во многих работах [59, 71, 78]. Была предложена упрощенная механическая модель растекания магматических тел и превращения изометрических интрузий в пластовые тела в ходе латерального течения материала в нижней коре [56]. Но, будучи умозрительной, она не решила вопроса. Наиболее убедительные данные получены недавно в зоне Ивреа–Вербано в Альпах – уникальном объекте, в котором явление магматического подслаивания может быть изучено непосредственно на примере крупных мафических интрузий, образовавшихся в перми в низах коры и ныне выведенных на поверхность [68]. На этом примере показано, как в обстановке растяжения и широкомасштабного пластического течения в низах континентальной коры происходит становление пластовых тел габбро за счет выплавки из мантии. Растекание осуществляется как деформация растяжения в габбро, когда в последних еще имеется межзерновой расплав. Сама обстановка растяжения обеспечивает поступление магмы из мантии в низы коры и ее транспортировку в стороны от магматической камеры.

Получается, таким образом, что явления тектонического течения и магматического подслаивания не исключают одно другое, а, напротив, могут сочетаться в рамках единого механизма, движущей силой в котором служит тектоническое растяжение.

Другим фактором, который выдвигается как альтернатива тектоническому, являются вода и флюиды. Аргументы в пользу тектонического происхождения расслоенной нижней коры, перечисленные выше, представляются серьезными. Они не позволяют, отвергнув идею тектонического течения, допустить исключительно водно-флюидную природу отражений. Зато можно показать, что признание дополнительной роли флюидной составляющей хорошо согласуется с тектонической концепцией происхождения расслоенности в нижней коре. То и другое может сочетаться в принципе приблизительно так же, как тектоническое течение сочетается с явлением магматического подслаивания.

Проблема флюидов состоит из двух частей: а) может ли влиять присутствие флюида ощутимым

образом на деформацию в условиях нижней коры и б) имеется ли в нижней коре достаточное для этого количество флюида.

Первый из указанных вопросов рассмотрен во многих публикациях, и на него дается определенный ответ: в присутствии воды и флюида происходит снижение прочности пород, деформация в глубинных условиях облегчается, и это может быть существенным дополнительным вкладом в формирование расслоенности и наблюдаемой картины отражений [44, 45, 57, 61, 62, 65, 72, 76]. Такое действие водно-флюидной фазы в самых общих чертах объясняется тем, что она служит катализатором, облегчающим плавление и ускоряющим реакции метаморфизма, прежде всего, в зонах глубинных надвигов [44, 45]. Результаты численного моделирования дают хорошее совпадение между параметрами движения метаморфического флюида в вязкой среде и мощностью пластин, определенных сейсмическими методами (на примере Провинции Бассейнов и Хребтов) [72].

Вопрос о фактическом наличии воды и флюидов на рассматриваемых глубинах сложнее. Обычно принимается, что нижняя кора платформенных областей в обычном (пассивном, холодном) состоянии практически лишена флюидов. В ней нет в достаточном количестве ни метеорных вод (поскольку глубже условий зеленосланцевой фации поглощение воды идет быстрее ее транспортировки), ни мантийных флюидов. Флюидопоток из мантии и содержание флюидов в нижней коре возрастают только в областях активного растяжения и магматизма, к которым на платформах отнесены рифты [57, 65]. Тем не менее, ряд данных позволяет все же предположить, что водно-флюидная фаза в нижней коре присутствует в количестве, достаточном для глубинного покрообразования. Здесь надо принимать во внимание следующие обстоятельства. Во-первых, формирование расслоенной нижней коры подразумевает активный тектонический и/или тепловой режим и, следовательно, эти области не относятся к категории стабильных кратонов со свойственной им, по [57], сухой нижней корой. Во-вторых, анализ, выполненный М.В. Родкиным [44, 45], показал, что для глубинного покрообразования достаточно значительно меньшей концентрации флюидов, чем обычно принято думать. Это, в первую очередь, связано с тем, что деформация имеет локализованный характер. Она сосредоточена в дискретных зонах – зонах глубинных надвигов (сдвигов в механическом смысле), где одновременно происходит течение пород, их метаморфическое преобразование и активизация флюидопереноса. На ряде геологических объектов показано, что в таких зонах проницаемость для флюидов значительно увеличивается [69, 76].

Таким образом, можно с достаточными основаниями утверждать, что в образовании нижнекорых глубинных надвигов (сдвигов в механическом смысле) ведущую роль играет триада теснейшим образом взаимосвязанных процессов: повышенный флюидопоток, метаморфизм и тектоническое течение вещества.

Подводя итог обсуждению проблемы геологической природы отражений в нижней коре, необходимо признать, что как ни велика роль таких факторов, как формирование пластовых магматических тел (в частности, магматического подслаивания), водно-флюидной фазы и метаморфизма в их формировании, они, судя по всему, являются неотъемлемыми сопровождающими компонентами сложного, тектонического в своей основе, процесса.

7. ПРОБЛЕМА ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННОЙ НИЖНЕЙ КОРЫ

Более далека от разрешения вторая из указанных выше проблем, касающаяся времени формирования расслоенной нижней коры: когда и при каких тектонических режимах (имея в виду тектонические процессы на поверхности, изучаемые геологическими методами) нижняя кора испытывает тектоническое течение и приобретает свойства расслоенной (отражающей) нижней коры? В самом общем виде имеется корреляция с осадочными бассейнами и молодыми платформами в целом, но также и с некоторыми структурами древнего заложения (например, рядом рифтов на древних платформах). Если взять Западную Европу, где сеть сейсмических профилей наиболее густая, то более 75% площади коры эпипалеозойской платформы характеризуются расслоенной нижней корой. Это свидетельствует о гигантских масштабах течения (крипа) на этом уровне. Время этого события устанавливается как послеварисское, так как за счет течения и сопровождающих его процессов метаморфизма в нижней части коры была почти полностью уничтожена, стерта палеозойская структура (за исключением следов некоторых нарушений: так называемых разрывов-фантомов, местами заметных на фоне горизонтально расслоенной нижней коры) [55, 64, 67]. Можно утверждать, следовательно, что нижняя кора (а также и граница *M*) является здесь образованием внутриплитного этапа.

Но дальнейшая детализация этого утверждения сталкивается с трудностями. Гораздо менее ясно, образуется ли расслоенная нижняя кора как следствие растекания корней гор после орогенеза, как считают некоторые исследователи [55]. В этом случае осадочные бассейны закладываются на уже расслоенной коре, которая лишь сравнительно несильно видоизменяется в ходе дальнейшей эволюции бассейнов. Или именно с

развитием осадочных бассейнов связано ее появление, и если так, то с какими типами бассейнов и с какими моментами в их развитии? В пользу первого предположения говорит, например, относительное однообразие облика расслоенной нижней коры на большей части площади палеозойской Европы. В пользу второго предположения (о связи коры с бассейнами) – следующий любопытный факт: под Пиренеями, испытавшими орогенез около 30 млн. лет назад, выравнивания на уровне нижней коры не произошло и корни гор сохраняются; в то же время на их непосредственном продолжении, в Лионском заливе, присутствует нормальная отражающая нижняя кора, срезающая глубинные дотретичные структуры и стирающая корни бывшего горного сооружения [55]. В целом же, конечно, даже для Европы вопрос нельзя считать решенным.

Не менее интересен вопрос, насколько долго может сохраняться расслоенная кора после ее образования. Если считать, что ее образование, так же, как разрушение, обусловлено горячим термическим режимом [64], то наличие такой коры в древних рифтах, таких, как Припятский (девонский) или рифт Мидконтинента Северо-Американской платформы (протерозойский), следует рассматривать как свидетельство спокойного – холодного режима этих районов на протяжении всей последующей истории.

Все эти вопросы заслуживают тщательного изучения, и, по-видимому, лучшим способом для этого является сравнительный анализ типов коры со строением и историей развития тектонических элементов – осадочных бассейнов разного типа и других структур.

8. ГРАНИЦА M (МОХО)

Рассматривая тектонику земной коры, тем более нижней коры, нельзя не коснуться границы M (Мохо) и ее геодинамического значения. Но для этого вначале необходимо коснуться критериев определения этой границы.

Граница M – одна из наиболее четких границ в толще литосферы. И тем не менее существует неоднозначность в ее выделении: оно основывается на различных и, главное, не всегда совпадающих один с другим признаках.

Строго говоря, граница M получает разные характеристики по разным группам волн на профилях ГСЗ и ОГТ – двух главных сейсмических методов, с помощью которых она идентифицируется [34]. По данным ГСЗ она выделяется как преломляющая граница, или переходный слой мощностью в несколько километров, с перепадом скорости сейсмических волн V_p от 6.8–7.2 до 7.8–8.2 км/с. С ней связаны также отражения, получаемые по закритическим отраженным волнам

(P_mP), которые, как отмечено в [34], не обязательно свидетельствуют о наличии протяженной отражающей границы, а могут фиксировать группы мелких неоднородностей, расположенных в области границы M . По данным методов ОГТ (или, что то же самое, ГСЗ–ОГТ, МОВ), изучающих литосферу с использованием отраженных докритических волн, характеристики уровня, соответствующего границе M , могут варьировать: он может быть представлен либо отдельными отражениями и пакетами отражений, либо соответствовать подошве отражающей нижней коры, либо вообще не выявляться в отраженных волнах.

Имея ввиду вышесказанное, но несколько упрощая проблему, можно считать, что существуют два варианта определения границы M : а) по перепаду скорости V_p ; в этом случае M выделяется как скоростной раздел, выраженный относительно резкой границей или слоем мощностью в несколько километров; б) по комбинации двух признаков: перепаду скорости (аналогично первому варианту) и наличию отражений; при этом обычно игнорируется возможность разной природы этих признаков и, как следствие, их несовпадения.

Накопленный к настоящему времени эмпирический материал, судя по всему, показывает, что комбинированный подход (второй из вышеуказанных вариантов) не состоятелен, так как со скоростной преломляющей границей M не всегда совпадают отражающие границы или пакеты отражений, и в таких случаях стремление совместить эти два критерия приводит к неопределенности (см. также [23]). Некоторые авторы [14] делают даже такое парадоксальное заключение, что в тех случаях, когда скоростная граница M не отмечена также и отражающей границей, раздел кора–мантия как бы вообще отсутствует. Основные варианты соотношения границы M и отражающих горизонтов схематически изображены на рис. 5.

Чтобы избежать указанного противоречия, необходимо пользоваться одним критерием для определения границы M . Таким критерием может, очевидно, служить только повсеместно присутствующая граница изменения скорости – преломляющая граница, вне зависимости от того, маркируется она дополнительно отражающими горизонтами или нет. Эта граница (поверхность) M соответствует наиболее резкому в литосфере изменению свойств или состояния вещества – смене состава пород, либо фазовому переходу (например, габбро–эклогит), либо изменению каких-то других свойств, иначе говоря, представляет собой петрологическую, в широком смысле, или физическую (но не структурно-тектоническую) границу.

Что касается тех участков границы M , где к ней приурочены системы отражающих горизонтов, будь то самостоятельные пакеты отражений



Рис. 5. Условное изображение вариантов соотношения границы M и отражающих горизонтов нижней коры–верхов мантии.

Серая полоса – преломляющая граница M , штрихи – отражающие горизонты.

или основание отражающей толщи нижней коры, то к ним, вероятно, следует подходить с той же логикой и с теми же аргументами, что и к отражающей нижней коре, о которой говорилось выше. Иными словами, с такой же степенью вероятности можно высказать соображение о том, что граница в этих случаях имеет тектоническую природу, предположительно интерпретируя наблюдаемую сейсмическую запись как свидетельство латерального течения материала и срыва в субгоризонтальной плоскости. С этим предположением о срыве согласуется также заключение некоторых авторов, основанное на изучении характера флуктуаций скорости сейсмических волн в нижней коре и мантии, согласно которому граница M служит разделом оболочек с различным стилем деформации [77].

Напомню, что почти двадцать лет назад, еще до революционных успехов в изучении литосферы докритическими отраженными волнами, А.В. Пейве [35] была высказана мысль, что граница M представляет собой глобальный горизонт срыва, по которому, кора проскальзывает относительно подстилающих оболочек. Сейчас, когда имеются основания говорить об отражающей нижней коре как о горизонте пластического течения, крипа, и в целом как о горизонте срыва, эта мысль получает подтверждение, но с одной существенной оговоркой: горизонтом срыва, судя по всему, является не вообще вся граница (поверхность) M в целом, но только некоторые (возможно, многие), тектонизированные, если можно так сказать, ее участки.

Приуроченность отражающих горизонтов к границе M проявляется наиболее ярко. Однако это не единственный уровень, на котором они встречаются. О нижней и средней коре говорилось раньше. Аналогичные явления достаточно крупного масштаба зафиксированы также в верхах мантии, позволяя предполагать наличие тектонических нарушений также и на этих глубинах.

Полезно обозначить здесь, не рассматривая подробно, еще один вопрос, представляющий

особый интерес с точки зрения геодинамики и эволюции литосферы и земной коры: консервативна или динамична граница M , т.е. может ли с течением времени изменяться ее положение по отношению к массам горных пород. На этот счет существуют противоположные мнения, и этот вопрос, безусловно, требует дальнейшего изучения. Но более аргументированной все-таки представляется позиция тех авторов, которые допускают перемещение границы M во времени и пространстве [34, 55]. С этим допущением легче к тому же согласуется история тектонически активных элементов земной коры, включающая большие вертикальные перемещения и изменение термического режима, при которых трудно представить сохранение в неизменном виде каких-либо глубинных поверхностей.

Одним из примеров возникновения новообразованной границы M служит варисская Европа. Как уже говорилось выше, по мнению многих исследователей [54, 55], здесь в конце варисской эпохи и в мезозое в нижней коре были стерты прежние субдукционные, коллизионные и другие структуры и комплексы, что произошло в результате тектонического течения и расслоения в нижней коре, магматического подслаивания (образования в низах коры пластовых магматических тел мантийного происхождения) и в итоге – формирования новообразованного раздела Мохо. На одном из профилей ECORS в северной Франции (рис. 6) прослеживаются две границы M – реликтовая ранняя (палеозойская), наклоненная к югу, и новообразованная (послепалеозойская), залегающая горизонтально в основании расслоенного горизонта нижней коры [55].

Еще одним из свидетельств реальности подобного процесса служит наблюдаемый в некоторых районах феномен “двойного M ” (*double Moho*), когда в одном разрезе обнаруживаются одна над другой две поверхности с характеристиками границы M . Этому феномену даются разные объяснения, такие, как: тектоническое вклинивание пластин мантийного материала в нижнюю кору в

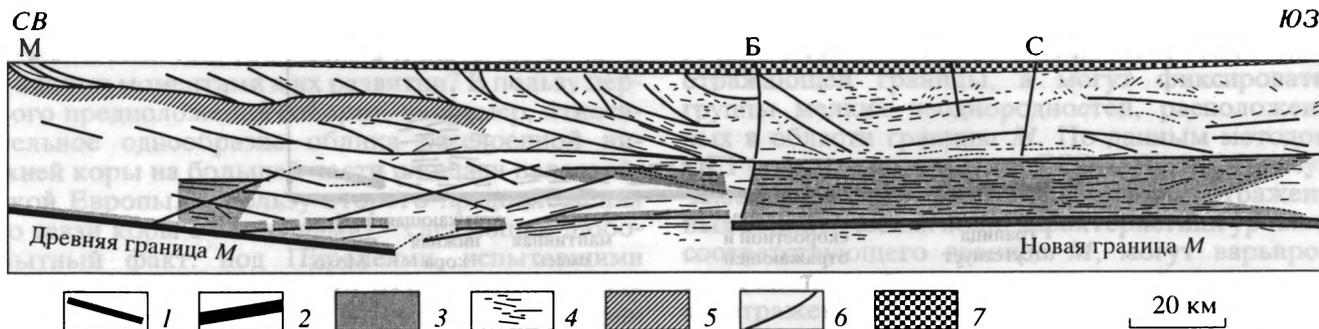


Рис. 6. Геологическая интерпретация профиля ECORS на севере Франции, по [55], упрощено.

1 – древняя и 2 – новообразованная границы *М*; 3 – расслоенная нижняя кора; 4 – отражающие горизонты; 5 – автохтонный форланд; 6 – тектонические нарушения; 7 – мезозойский осадочный чехол. Буквы на рисунке – разрывы: *М* – Миди, *Б* – Брей, *С* – Сэн.

обстановке сжатия; внедрение мантийных интрузий в обстановке растяжения; формирование дублирующего *М*, при сохранении прежнего, в ходе погружения осадочного бассейна (в работе [66] на примере Донбасса и Кряжа Карпинского).

В связи с глубокой корой и разделом *М* целесообразно сказать несколько слов об их изучении сейсмическими методами, являющимися на сегодня главным источником информации по этим горизонтам. Все разновидности этих методов несут информацию о реальных свойствах коры и литосферы. Однако, если исходить из задачи создания геологических моделей коры, отображающих строение коры в тех же реальных образах, которыми оперирует геология, то одним из главных критериев ценности тех или иных геофизических методов является возможность геологической интерпретации получаемых результатов. С этой точки зрения предпочтение должно быть отдано методам изучения коры отраженными волнами, в особенности докритическими отраженными волнами ГСЗ–ОГТ, МОВ [14, 23]. Они дают представление о геологической структуре коры гораздо более полное и легче увязываемое с данными по поверхностным слоям, чем та информация, которая может быть почерпнута из скоростных разрезов. Примеров этого можно привести сколько угодно. Достаточно вспомнить глубокий разрез ECORS через Пиренеи, позволивший решить споры об их глубинной структуре, аналогичные разрезы через Урал и т.д. Так что именно от дальнейших исследований с применением данной группы методов следует ожидать новой информации как о глубинном строении конкретных районов, так и о тектонике литосферы в более общем плане. Но при этом не следует упускать из вида ряд обстоятельств. Во-первых, тот очевидный факт, что наиболее интересные результаты получаются при комплексном использовании разных методов (и не только сейсмических, весьма важную информацию в ракурсе рассматриваемых проблем дает, как известно, магнито-теллу-

рическое зондирование и другие методы электро-разведки). Во-вторых, существование проблем сейсмометрического характера, влияющих на достоверность интерпретации волновой картины; к ним, в частности, относится вопрос о правомерности переноса в трехмерную среду данных, полученных по отдельным сечениям.

9. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Все сказанное о чехлах, фундаменте и глубокой коре можно резюмировать таким образом, что в платформенной и шире – во внутриплитной обстановке все горизонты коры от чехла до границы *М* могут вести и при определенных условиях ведут себя тектонически активно, могут испытывать деформацию. Это обстоятельство и в особенности возможность дисгармоничного деформирования отдельных слоев на всех уровнях коры, иными словами, тектоническая расслоенность коры, снижает прочность и монолитность литосферных плит в вертикальном разрезе. Это важно для понимания внутриплитной тектоники в рамках тектоники литосферных плит. В прежних тектонических концепциях, в том числе геосинклинальной, причины возникновения внутриплитных (внутриплатформенных, интракратонных) деформаций оставались в большей или меньшей степени неясными. Долгое время считалось, что наличие внутриплитных деформаций не вписывается также и в концепцию литосферных плит. Однако, если отойти от первоначального отношения к плитам как абсолютно жестким и недеформируемым пластинам, то именно в контексте таких модернизированных плитных представлений, в частности, с учетом сказанного в данной статье, внутриплитные деформации находят логичное объяснение.

На основании всего сказанного намечается ряд вопросов, которые представляют, на мой взгляд, наибольший интерес и заслуживают систематического исследования. Они упоминались в тексте и перечислены ниже:

- изучение геодинамических условий деформирования пород в различных внутриплитных обстановках с оценкой вклада всех действующих сил;
- создание обобщающих моделей деформации для структур разного масштаба и в разных обстановках с учетом, когда это необходимо, взаимодействия разных слоев земной коры;
- реконструкция и изучение зон динамического влияния;
- дальнейшее изучение геологической природы отражений в нижней коре;
- совершенствование моделей формирования, с выяснением а) причин формирования расслоенной нижней коры и других слоев с близкими свойствами и б) времени их формирования и корреляции с тектоническими режимами на поверхности.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 96-05-65870).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авакян К.Х. Геология и петрология Центрально-Кольской гранулит-гнейсовой области архея. М.: Наука, 1992. 168 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 471).
2. Аветисов Г.П. Тектонические факторы внутриплитной сейсмичности западного сектора Арктики // Физика Земли. 1996. № 12. С. 59–71.
3. Гарецкий Р.Г. Основные проблемы изучения тектоники платформ // Геотектоника. 1991. № 5. С. 3–14.
4. Гарецкий Р.Г. Авлакогены платформ Северной Евразии // Геотектоника. 1995. № 4. С. 16–28.
5. Геншафт Ю.С. Внутренние факторы тектонической мобильности литосферы платформ // Геотектоника. 1996. № 4. С. 13–24.
6. Гусева Т.В., Мишин А.В., Сквородкин Ю.П. Современные горизонтальные движения на разных масштабных уровнях // Физика Земли. 1996. № 12. С. 86–91.
7. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Газизова С.А. Геологический разрез (трансект) через Южный Урал. Уфа: Ин-т геологии УНЦ РАН, 1996. 56 с.
8. Камалетдинов М.А., Кавеев И.Х., Степанов В.П. Усть-Икский вал – новый пример надвиговой структуры Восточно-Европейской платформы // Мат. по геол. и геоморф. Урала и Приуралья. Уфа: БФ АН СССР, 1987. С. 96–98.
9. Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Постников Д.В. Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ. М.: Наука, 1987. 184 с.
10. Коган Л.И., Москаленко В.Н., Пилипенко А.И. Строение и деформации земной коры поднятия Афанасия Никитина в Индийском океане (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 1996. № 2. С. 54–65.
11. Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж. Деформация запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. № 3. С. 61–76.
12. Крапивнер Р.Б. Новая концептуальная модель складчатости нагнетания // Геотектоника. 1994. № 4. С. 27–38.
13. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 30–24.
14. Кунин Н.Я., Шейх-Заде Э.Р. Исследование литосферы докритическими отраженными волнами. М.: Наука, 1993. 224 с.
15. Лаврушин Ю.А., Чугунный Ю.Г. Каневские гляциодислокации. М.: Наука, 1982. 100 с.
16. Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
17. Леонов М.Г. Глубинные диапиры и протрузии кристаллических пород как показатель расслоенности и подвижности активизированных платформ // Геология и разведка. 1994. № 3. С. 12–26.
18. Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 1–19.
19. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. Структуры пластического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива (Балтийский щит) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 20–32.
20. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных структур Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 3–11.
21. Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. № 6. С. 3–20.
22. Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4–15.
23. Леонов Ю.Г. Строение литосферы в отраженных волнах // Геотектоника. 1994. № 4. С. 85–88.
24. Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.
25. Леонов Ю.Г. Учение о платформах Н.С. Шатского и современные подходы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995. № 6. С. 16–24.
26. Летников Ф.А., Бальшиев С.О. Петрофизика и геоэнергетика тектонитов. Новосибирск: Наука, 1991. 148 с.
27. Лобанов М.П., Сизых В.И., Синцов А.В. и др. Поясная зональность покровно-складчатых структур юга Сибирской платформы // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 2. С. 434–438.
28. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.

29. Лобковский Л.И., Хаин В.Е. Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение // Геотектоника. 1989. № 6. С. 28–39.
30. Макаров В.И. Некоторые проблемы изучения новейшей тектоники платформенных областей // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 20–26.
31. Мирлин Е.Г., Лейбов М.Б., Углов Б.Д. Внутриплитная тектоно-магматическая активность в Западно-Австралийской котловине Индийского океана (по магнитометрическим данным) // Докл. АН. 1992. Т. 324. № 5. С. 1064–1068.
32. Обыскалов А.К., Марков А.Н., Грабкин О.В. Надвиги в фундаменте Скифской плиты // Геотектоника. 1992. № 4. С. 52–63.
33. Отмас А.А. К вопросу о генезисе локальных структур востока Сибирской платформы // Геотектоника. 1988. № 2. С. 73–83.
34. Павленкова Н.И. Развитие представлений о сейсмических моделях земной коры // Геотектоника. 1996. № 4. С. 11–19.
35. Пейве А.В. Геология раздела Мохоровичича // Избр. тр.: Эволюция земной коры и мобилизм. М.: Наука, 1991. С. 164–170.
36. Пилипенко А.И., Мирлин Е.Г., Сивуха Н.М. Внутриплитные деформации литосферы в Западно-Австралийской котловине Индийского океана // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 2. С. 414–418.
37. Пономарев В.С. Особенности напряженного состояния неравновесной геофизической среды // Физика Земли. 1987. № 4. С. 94–97.
38. Пономарев В.С., Ромашов А.Н., Турунтаев С.Б. Закономерности разрушения энергонасыщенных сред в проявлениях наведенной сейсмичности // Наведенная сейсмичность. М.: Наука, 1994. С. 73–91.
39. Попков В.И. Следы тангенциального сжатия в платформенной структуре западных районов Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 3. С. 674–678.
40. Попков В.И. Кырынско-Токубайский вал – крупнейшая надвиговая структура запада Туранской плиты // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 4. С. 954–957.
41. Попков В.И. Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника. 1991. № 2. С. 13–27.
42. Постников Д.В. Надвиговые структуры платформ // Вопр. геологии и геоморфологии Южного Урала и Приуралья. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. С. 20–26.
43. Прокопьев А.В. Кинематика мезозойской складчатости западной части Верхоянья. Якутск: Якутский научн. центр СО АН СССР, 1989. 128 с.
44. Родкин М.В. Природа глубинных коровых сдвиговых зон // Физика Земли. 1993. № 11. С. 79–85.
45. Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. М.: Нац. геофиз. комитет, 1993. 194 с.
46. Розанов Л.Н. Формирование тектонических структур платформенных областей // Тектонические критерии выделения и прогноза зон нефтегазоносности. Л.: ВНИГРИ, 1990. С. 14–26.
47. Соборнов К.О. Клиновидные надвиги северо-восточного склона Кавказа // Сов. геология. 1990. № 2. С. 79–87.
48. Соборнов К.О. Строение и формирование вдвигового аллохтона Гудырвожской антиклинали Северного Урала // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1991. № 1. С. 78–84.
49. Соборнов К.О., Бушуев А.С. Кинематика зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины // Геотектоника. 1992. № 4. С. 39–51.
50. Соборнов К.О., Хацкель М.Л. Геодинамическая эволюция Донецкого складчатого сооружения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 9. С. 154–158.
51. Талицкий В.Г. Структурные уровни деформации в коре // Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика. Киев: Наук. Думка, 1991. С. 297–301.
52. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
53. Шукин Ю.К., Краснопевцева Г.В. Тектоническая делимость земной коры Восточно-Европейской платформы // Геофизика. 1996. № 4. С. 19–24.
54. Berthelsen A. Europe's tectonic accretion and the intra-plate origin of the Tornquist zone // 11 Intern. Conf. on Basement Tectonics. Potsdam, 1994. P. 15–18.
55. Bois Ch. Orogenic belts and sedimentary basins. Thoughts on crustal evolution suggested by deep seismic reflection images // Bull. Soc. geol. France. 1993. T. 164. № 3. P. 327–342.
56. DECORP research group. Comparative investigations of continental reflectivity // Tectonophysics. 1990. Vol. 173. № 1/4. P. 199–206.
57. Frost B.R., Bucher K. Is water responsible for geophysical anomalies in the deep continental crust? A petrological perspective // Tectonophysics. 1994. V. 231. P. 293–309.
58. Handy M.R., Zingg A. The tectonic and rheological evolution of an attenuated cross-section of the continental crust: Ivrea crustal section, southern Alps, northwestern Italy, and southern Switzerland // Geol. Soc. Amer. Bull. 1991. V. 103. № 2. P. 236–253.
59. Holbrook W.S., Catchings R.D., Jarchow C.M. Origin of deep crustal reflections: Implications of coincident seismic refraction and reflection data in Nevada // Geology. 1991. V. 19. № 2. P. 175–179.
60. Hurich C.A., Palm H., Dyrelius D., Kristoffersen Y. Deformation of the Baltic continental crust during Caledonide intracontinental subduction: views from seismic reflection data // Geology. 1989. V. 17. № 5. P. 423–425.
61. Ivanov S.N., Ivanov K.S. Hydrodynamic zoning of Earth's crust and its significance // J. Geodynamics. 1993. V. 17. № 4. P. 155–180.
62. Jiracek G.R., Haak V., Olsen K.H. Practical magnetotellurics in a continental rift environment // Continental Rifts. Amsterdam: Elsevier, 1995. P. 103–129.
63. Matsuzawa Sh., Nishizawa O., Kanagawa K. P wave velocity anisotropy of granite mylonites from the Hataka-wa Shear Zone of NE Japan // 30 Int. Geol. Congr. Abstr. 1996. V. 2. P. 257.

64. *Meissner R., Sadowiak P.* Structure and development of the lower crust, based on viscosity assessments and results of deep seismic studies // 29 Int. Geol. Congr. Abstr. 1992. V. 3. P. 662.
65. *Newton R.S.* Fluids and shear zones in the deep crust // *Tectonophys.* 1990. V. 182. № 1/2. P. 21–37.
66. *Pavlenkova N.I.* Double Moho in the Dnieper-Donets basin // *C. R. Acad. Sci. Paris*, 1995. T. 321. Ser. 11a. P. 85–93.
67. *Pinet B., Colletta B.* Probing into extensional sedimentary basins: comparison of recent data and derivation of tentative models // *Tectonophys.* 1990. V. 173. № 1/3. P. 185–197.
68. *Quick J.E., Sinigoi S., Mayer A.* Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano Zone, northern Italy // *Journ. geophys. res.* 1994. V. 99. № B11. P. 21 559–21 573.
69. *Roering C., van Reenen D.D., Smit C.A., Du Toit R.* Deep Crustal Embrittlement and Fluid Flow during Granulite Metamorphism in the Limpopo Belt, S. Africa // *Journ. of Geol.* 1995. V. 103. P. 673–686.
70. *Rutter E.H., Brodie K.H.* Some geophysical implications of the deformation and metamorphism of the Ivrea zone, northern Italy // *Tectonophys.* 1990. V. 182. № 1/2. P. 147–160.
71. *Serpa L., de Voogd B., Wright L. et al.* Structure of the central Death Valley pull-apart basin and vicinity from COCORP profiles in the southern Great Basin // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1988. V. 100. P. 1437–1450.
72. *Suetnova E.T., Carbonell R., Smithson S.B.* Bright seismic reflections and fluid movement by porous flow in the lower crust // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 126. P. 161–169.
73. *The Kapuscasing Transect of Lithoprobe / Ed. Percival J.A.* // *Canad. Journ. Earth Sci.* 1994. V. 31. № 7. P. 1013–1286.
74. *The Southern Canadian Cordillera Transect of Lithoprobe / Ed. Cook F.A.* // *Canad. Journ. Earth Sci.* 1995. V. 32. № 10. P. 1483–1824.
75. *Trappe H., Wever Th.* Seismic evidence of increased tectonothermal activity near the Oberpfalz deep continental drilling location (SE Germany) // *Geol. Rundsch.* 1990. Bd. 79. H. 3. S. 649–658.
76. *Tullis I., Yund R., Farver J.* Deformation-enhanced fluid distribution in feldspar aggregates and implications for ductile shear zones // *Geology.* 1996. V. 24. № 1. P. 63–66.
77. *Wenzel F., Fuchs K., Tittgemeyer M.* Elastic properties of the lower crust // 30 Int. Geol. Congr. Abstr. 1996. V. 1. P. 109.
78. *Woelk T.S., Hinze W.J.* Model of the Midcontinent Rift system in Northeastern Kansas // *Geology.* 1991. V. 19. № 3. P. 227–280.

Tectonic Mobility of the Platform Crust at Different Depths

Yu. G. Leonov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

This paper analyzes the current state of the art in the study of rock deformations in continental platform environments. All the divisions of the platform crust—sediment cover, crystalline basement, and deep crustal layers to the Moho inclusive—suffer deformations to the point of tectonic flow that affects their architecture. Deformation arises through a joint action of a variety of forces: (i) external forces exerted on the margins of a lithospheric plate or on the plate as a whole and (ii) variably scaled local forces originating from the inhomogeneity of the medium. Tectonic flow and deep lower-crust thrusting, most likely responsible for the laminated (reflective) structure of the lower crust, are intimately intertwined with metamorphism, fluid dynamics, and magmatic underplating. Similar tectonic processes must define certain characteristics of the Moho.

УДК 551.242.3(234.85)

ТЕКТОНИКА УРАЛА. СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ

© 1997 г. В. Н. Пучков

Институт геологии УНЦ РАН, Уфа

Поступила в редакцию 10.02.97 г.

Рассматриваются современные данные о строении Урала, подразделенного на шесть долготных мезозон от Предуральского краевого прогиба на западе, до Зауральской зоны на востоке. Приводятся новейшие сведения о глубинном строении Уральского орогена, который распадается в зависимости от мощности коры и других параметров на западный, центральный и восточный домены. Приведен разрез глубокой (4500 м) скважины, пробуренной в хр. Урал–Тау, позволившей дать его новую геологическую трактовку. Главнейшая геологическая черта палеозойского Урала – формирование его структуры на месте Палеоуральского океана. Выявляются особенности палеозойской континентальной коллизии.

Традиционно в структуре Урала обособляются доуралиды. Складчатый пояс доуралид возник в вендское время также в результате континентальной коллизии. Но в позднем кембрии – раннем ордовике вследствие рифтогенеза произошло раскалывание древнего континента. В период средний ордовик – средний девон образовался океанический бассейн. Закрытие бассейна вследствие коллизии произошло в интервале поздний девон – поздняя пермь. Современные Уральские горы начали образовываться в позднем олигоцене.

ВВЕДЕНИЕ

Прежде чем перейти к содержанию статьи, посвященной краткому анализу современного состояния знаний по тектонике Урала, автор хотел бы отдать дань признательности тем, кто стоял у истоков современных представлений как о строении Урала, так и других складчатых областей. Среди них был и наш великий соотечественник А.П. Карпинский, родившийся на Урале и более всего времени проведший здесь в экспедициях. То, что он уделил в своих работах сравнительно мало места проблемам тектоники этой замечательной складчатой области, было связано со слабой региональной изученностью территории – ко времени публикации его тектонических работ еще не все геологические системы были выделены на Урале, и даже докембрий был неизвестен. Тем не менее, некоторые его интуитивные выводы, оспаривавшиеся впоследствии многими учеными, оказались жизненными, и в модифицированном виде могут быть поддержаны в настоящее время. Так, будучи последовательным сторонником контракционистских представлений, А.П. Карпинский считал [15], что нарушения линейности Урала, его отклонений напротив Уфимского плато и в районе Большеземельской тундры связаны с наличием древних жестких глыб. Впоследствии его вывод о наличии в Большеземельской тундре древнего поднятия Пыткова Камня не подтвердился, но сейчас мы знаем, что конфигурация герцинского Урала предопределилась очертаниями жесткого края Восточно-Европейского континента в ордовике, когда на месте эпиконтинентальной рифтовой зоны возник Уральский океан,

с его тонкой, горячей и пластичной литосферой. Другим важным наблюдением, не потерявшим своего значения до настоящего времени, является вывод о зависимости погружений и поднятий на платформах от активности тектонических движений в соседних складчатых областях (“правило Карпинского”).

Не только А.П. Карпинским, но и многими его современниками были высказаны провидческие идеи, повлиявшие на нынешние представления о тектонике Урала. Так, благодаря работам альпийских геологов зародилось учение о шарьяжах, далеко не сразу пробившее себе дорогу в мире, но в конечном счете победившее и на Урале. В 1905 году Штейнман ввел представление об офиолитовой триаде, истинное значение которого было понято только в 60-х – 70-х годах. Публикация знаменитой книги А. Вегенера “Происхождение континентов” в 1912 году положила начало разработке научных представлений о дрейфе континентов и цикличности процессов их слияния и распада, которые нашли отражение в тектонике литосферных плит. Последняя сменила в 70-х годах геосинклиналиную теорию, долгое время господствовавшую в умах геологов и в отношении Урала. Значение для Урала геосинклиналиной теории на определенном этапе трудно переоценить.

Из других важнейших тектонических идей, оказавших длительное влияние на представления об Урале, следовало бы, выделяя из многих, упомянуть мысль о том, что в основании варисского Урала лежит более древняя складчатая область – Палеоурал, по А.И. Олли и М.И. Гараню, доуралиды

по Н.П. Хераскову или байкалиды по Н.С. Шатскому.

Заслуживает особого упоминания и формационный анализ. Представления о формациях – индикаторах геодинамических условий позволили применить к тектоническим построениям принцип актуализма и выделить на Урале эпиконтинентальные, рифтовые, шельфовые, батальные, океанические, островодужные, андийские субдукционные и коллизионные формации. Этот подход позволил А.В. Пейве с соавторами [23] составить в 1976 году первую в мире тектоническую карту Урала на мобилистской основе.

Наконец, нельзя не сказать о том, что Урал – одна из наиболее хорошо геофизически изученных складчатых областей. Помимо гравитационной и магнитной съемок, здесь проведено более 15 профилей ГСЗ и более 20 профилей МОВ. Последний из геофизических проектов УРСЕЙС-95 осуществлялся силами международной геофизической экспедиции, включавшей, помимо российских, также исследователей США, Германии, Испании и других стран. Проект включал одновременное проведение сейсмического профилирования методом ОГТ с использованием взрывов и вибраторов, а также широкоугольную сейсмику методом преломленных волн (ГСЗ) на профиле через Южный Урал. Этот профиль во многом подтвердил выводы о глубинном строении Урала, сделанные ранее, а также дал и некоторые принципиально новые результаты.

СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ УРАЛА

Урал подразделяется на шесть долготных мезазон, различающихся как с поверхности, так и по своему глубинному строению. С запада на восток выделяются ([32], рис. 1, римские цифры):

1 – Предуральский краевой прогиб, заполненный пермской молассой, мощностью до 6 км, под которой находится 3–7-километровая толща ордовикско-каменноугольных шельфовых отложений. Последние в свою очередь перекрывают с несогласием докембрийские осадочные, метаморфические и магматические комплексы. Внешняя зона прогиба, за некоторыми исключениями, характеризуется пологими структурами платформенного облика и, на Южном и частично Среднем Урале, маркирована полосой нижнепермских рифов. Для внутренней зоны характерны надвиги и складки, связанные с неглубокими срывами в осадочном чехле (рис. 2). На участках развития кунгурских солей широко развиты антиклинальные диапировые структуры типа соляных гребней. На границе с Западноуральской мезазоной наблюдаются и специфические структуры вдвига [42].

2 – Западноуральская мезагона с преобладающим развитием интенсивно смятых и надвинутых

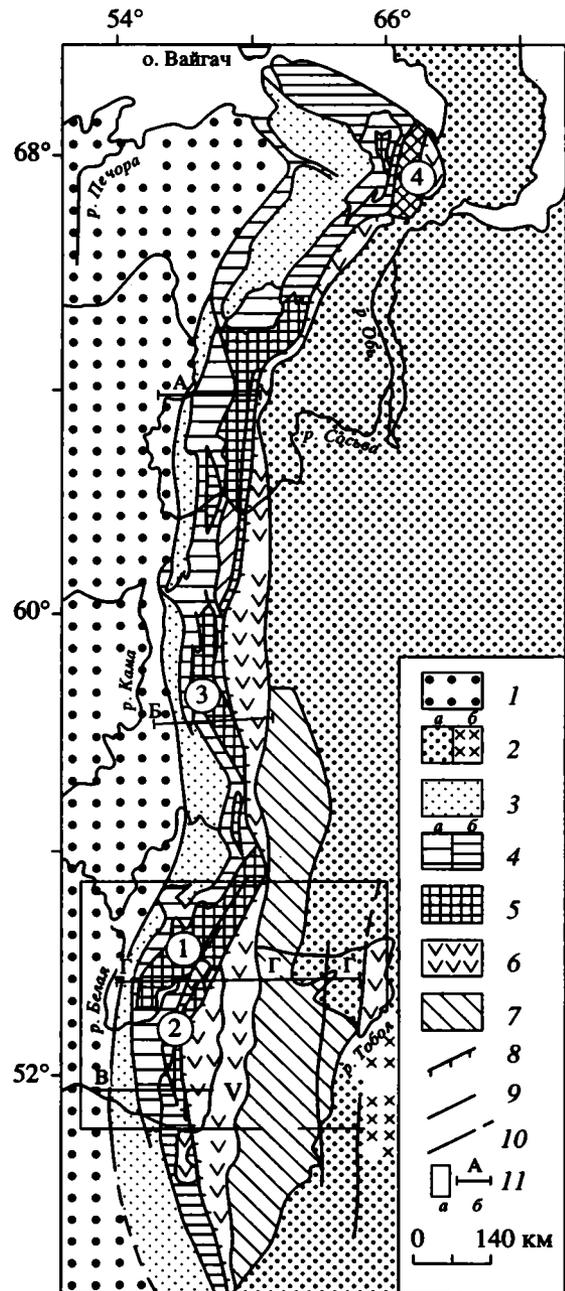


Рис. 1. Схема структурного районирования Урала [32]. 1 – отложения чехла Русской платформы; 2 – Западно-Сибирская плита: а – чехол, б – палеозойские отложения Зауральской мезазоны под чехлом плиты; 3 – пермская моласса Предуральского краевого прогиба; 4 – Западно-Уральская палеозойская мезагона: а – осадки Бельско-Елецкой зоны, б – Зилаиро-Лемвинской зоны; 5 – Центральноуральская протерозойская мезагона (цифрами в кружках обозначены поднятия: 1 – Башкирское, 2 – Уралтау, 3 – Кваркушское, 4 – Харбейское); 6 – Тагило-Магнитогорская палеозойская мезагона; 7 – Восточно-Уральская мезагона протерозоя и палеозойских осадков; 8 – Главный Уральский разлом; 9 – границы мезазон; 10 – разломы; 11 – положение рис. 11 (а); геологические разрезы (б) (А, Б, В – на рис. 2; Г – на рис. 7).

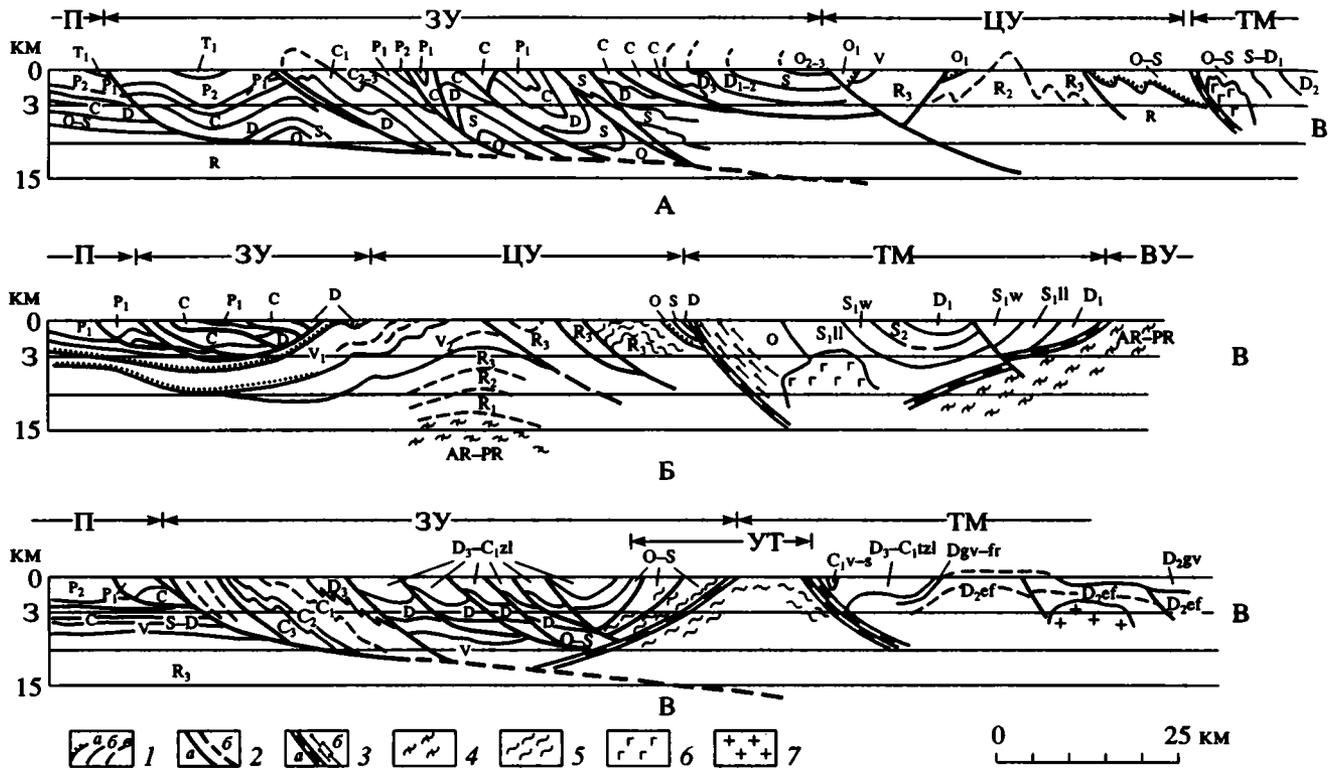


Рис. 2. Геологические разрезы через Урал [59] (положение разрезов см. на рис. 1).

1 – стратиграфические границы: *a* – несогласные, *б* – согласные, *в* – предполагаемые; 2 – тектонические границы: *a* – уверенные, *б* – предполагаемые; 3 – сутурные зоны, сопровождаемые серпентинитовым меланжем (*a*) и бластомилолитами (*б*); 4 – докембрийские метаморфические толщи; 5 – палеозойские и докембрийские метаморфические толщи нерасчлененные; 6 – габбро; 7 – гранитоиды. Буквами обозначены: П – Предуральский Краевой прогиб; ЗУ – Западно-Уральская мегазона; ЦУ – Центрально-Уральская мегазона; ТМ – Тагило-Магнитогорская мегазона; ВУ – Восточно-Уральская мегазона; УТ – Уралтауская мегазона.

шельфовых и батиальных отложений палеозойского возраста. Здесь также развита шарьяжная тектоника (рис. 2), связанная с несколькими уровнями срыва в осадочном чехле и по границе чехол-фундамент. Палеозойские надвиги местами (на Башкирском антиклинории) используют и более глубокие уровни срыва, в толще рифейских отложений ("толстокожая тектоника", [49]). В этой мегазоне присутствуют и шарьяжи, переброшенные из Тагило-Магнитогорской мегазоны, представленные офиолитами и островодужными комплексами (Сакмарский, Кракинский, Нязепетровский аллохтоны).

3 – Центрально-Уральская мегазона, с широко развитыми на поверхности докембрийскими осадочными, метаморфическими и магматическими породами, нередко надвинутыми на породы Западноуральской мегазоны.

Как будет показано ниже, складчато-надвиговые структуры этой мегазоны частично представлены только палеозойскими деформациями, но чаще являются результатом наложения двух складчатых деформаций: поздневендской и позднепалеозойской.

Первые три мегазоны представляют собой бывшую пассивную окраину Восточно-Европейского континента, которая сформировалась в позднем кембрии-раннем ордовике, развивалась стабильно в ордовике, силуре и девоне, а в карбоне-перми была деформирована и стала частью Уральского пояса.

Как показано на рис. 3, разрезы и формационные ряды шельфовой области в пределах окраины современной Восточно-Европейской платформы и смежной части Урала однотипны; граница этих крупнейших структур в доорогенных формациях не выражена и определяется лишь наложенной позднепалеозойской складчатостью. Типично платформенная система Камско-Кинельских впадин проникает на территорию современного западного склона складчатого Урала и зачастую сечет ее под прямым углом [26]. Формационная граница проходит восточнее, в пределах Западноуральской мегазоны, и связана с переходом от шельфовых, мелководных, осадков к батиальным, глубоководным. Обращает на себя внимание смена западного источника сноса терригенного материала (ордовик-девон) восточным (поздний девон-пермь).

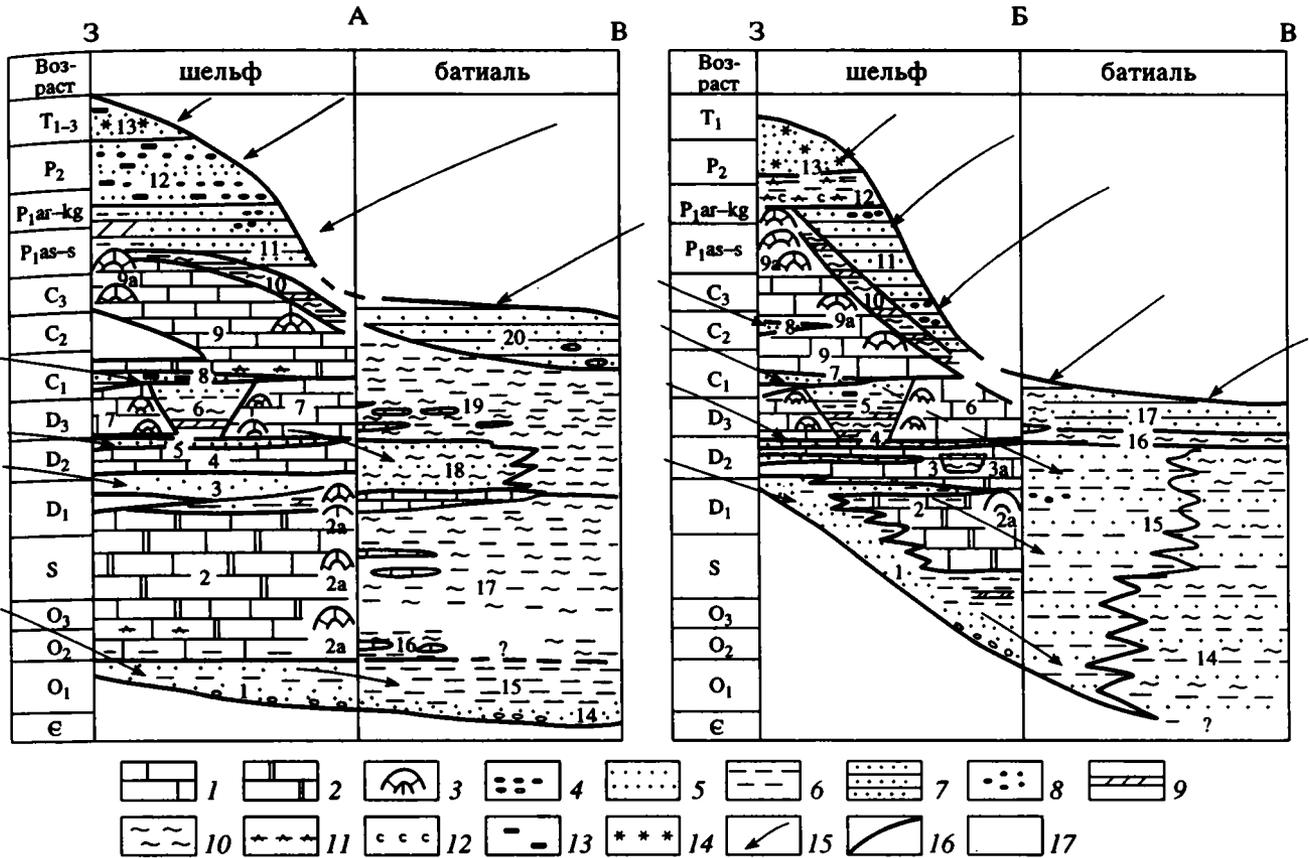


Рис. 3. Схема корреляции палеозойских геологических формаций, принадлежавших пассивной окраине Восточно-Европейской континента [59]: А – на севере Урала, Б – на юге Урала (в пределах Башкирии).

1 – известняки; 2 – доломиты; 3 – крупные биостромы и рифы; 4 – конгломераты; 5 – песчаники и алевролиты; 6 – алевролиты и глинистые сланцы; 7 – флиш; 8 – олистостромы; 9 – мергели; 10 – кремни; 11 – сульфаты; 12 – соли; 13 – угли; 14 – красноцветы; 15 – направления сноса терригенного материала; 16 – границы наиболее важных формаций; 17 – осадки отсутствуют. Цифрами на схеме обозначены наиболее важные формации: А. 1 – тельпоская нижнеордовикская терригенно-олигомиктовая; 2 – кожмская среднеордовикско-нижнедевонская мелководная карбонатная; 2а – верхнеордовикско-нижнедевонские барьерные рифы; 3 – филипчукско-такатинская пражско-эмсская терригенно-олигомиктовая; 4 – среднедевонская карбонатная; 5 – пашийская терригенно-олигомиктовая формация верхов среднего девона; 6 – формации Камско-Кинельской системы впадин; 7 – верхнедевонско-турнейская карбонатная формация с биостромами и рифами; 8 – угленосная ниже-средневизейская терригенная олигомиктовая формация; 9 – верхневизейско-нижнепермская карбонатная формация; 9а – барьерные рифы и мощные биостромы; 10 – верхнекаменноугольно-нижнепермская глубоководная конденсированная формация; 11 – нижнепермский (сакмарско-артинский) флиш Предуральяского прогиба; 12 – нижнепермская (кунгурская)-верхнепермская (уфимская, казанская и татарская) угленосная моласса; 13 – триасовая красноцветная и пестроцветная, вверх по разрезу переходящая в угленосную, моласса; 14 – погурейская верхнекембрийско-нижнеордовикская терригенно-олигомиктовая; 15 – грубеинская нижнеордовикская терригенная формация; 16 – качамыльская среднеордовикская карбонатно-терригенная формация; 17 – харотская среднеордовикско-нижнедевонская углисто-карбонатно-кремнисто-сланцевая; 18 – пагинская эмско-эйфельская кремнисто-терригенная олигомиктовая формация; 19 – колокольненская девонско-среднекаменноугольная известняково-кремнисто-сланцевая; 20 – кечепельская и яйюская визейско-сакмарская флишевые формации. Б. 1 – диахронная среднеордовикско-эмсская терригенная олигомиктовая базальная формация; 2 – лудловско-нижнедевонская мелководная карбонатная; 2а – нижнедевонский барьерный риф; 3 – среднедевонская карбонатно-терригенная; 3а – инфрадоманиковая среднедевонская глубоководная формация; 4 – пашийская терригенно-олигомиктовая; 5 – доманиковая формация верхнего девона-нижнего турне, перекрывающая турнейско-нижневизейской терригенной формацией; 6 – верхнедевонско-турнейская карбонатная, с барьерными рифами, обрамляющими Камско-Кинельскую систему впадин; 7 – угленосная карбонатно-терригенно-олигомиктовая ниже-средневизейская; 8 – среднекаменноугольная карбонатно-терригенная олигомиктовая; 9 – верхневизейско-нижнепермская (артинская) карбонатная; 9а – барьерные рифы на западной границе Предуральяского прогиба; 10 – глубоководная визейско-нижнепермская (сакмарская); 11 – среднекаменноугольная (башкирская)-нижнепермская (артинская) формация флиша и олистостром; 12 – кунгурская эвапоритовая формация; 13 – верхнепермско-нижнетриасовая пестроцветная моласса; 14 – узьянская тремадокско-лудловская кремнисто-терригенная олигомиктовая; 15 – суванякская ордовикско-среднедевонская терригенно-олигомиктовая группа; 16 – ибрагимовская франская кремнистая формация; 17 – зиланрский франско-турнейский флиш.

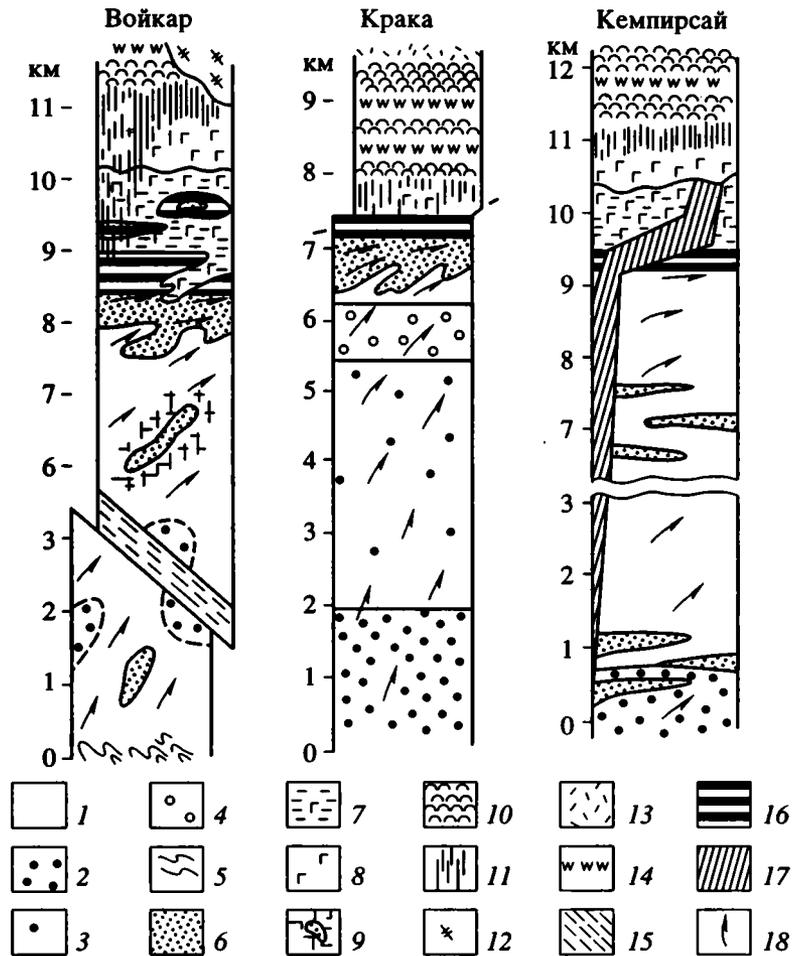


Рис. 4. Типовые разрезы офиолитов Урала по [61], с упрощениями.

1 – гарцбургиты, 2 – высокоглиноземистые лерцолиты, 3 – низкоглиноземистые лерцолиты, 4 – плагиоклазовые лерцолиты, 5 – подошва офиолитового комплекса, 6 – дуниты, 7 – полосчатое габбро, 8 – изотропные габбро, 9 – дунитовый штотверк, 10 – пиллоу-лавы, 11 – дайки в дайках, 12 – тоналиты, 13 – островодужные вулканиты, 14 – кремни, 15 – антигорит-оливиновые породы, 16 – полосчатый комплекс дунитов, верлитов и пироксенитов, 17 – рассланцованные амфиболитизированные дайки, 18 – направления твердопластичного течения.

Другой важной особенностью является то, что возраст и состав формаций меняется не только вкост континентальной окраины, но и вдоль нее. Первое связано с глубинным строением окраины и с общим наклоном шельфа в сторону океана, а второе – с косым характером континентальной коллизии. Фундамент этих мегазон характеризуется присутствием зрелого гранитно-метаморфического слоя. Мощность коры – 32–42 км. Центрально-Уральская мегазона с востока окаймлена Уралтауской зоной, лишь формально в нее включенной, либо ограничена с востока сутурой Главного Уральского разлома, представленной на большей части ее протяжения серпентинитовым меланжем. Сутура имеет восточное падение (обычно 20°–40°, реже более крутое), и по-видимому, выполаживается с глубиной наподобие листрических разломов.

4 – Тагило-Магнитогорская мегазона, представлена на поверхности палеозойскими отложениями и кристаллическими породами, сопоставляемыми с комплексами океанических бассейнов (офиолиты), островных дуг, поясов андского типа, флишевых трогов и мелководных осадков, их перекрывающих. Разрезы офиолитов, как правило, восстанавливаемые по их фрагментам, представлены в низах гипербазитовым комплексом древней мантии. Выше залегает “полосчатый” дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс, идентифицируемый с палео-Мохо, затем – альпино-типные габбро, базальтовый комплекс “даек в дайках” и подушечные лавы толеитовых базальтов с прослоями яшмоидов (рис. 4). Наибольшие различия в характере конкретных разрезов офиолитов определяются соотношением объемов лерцолитов, гарцбургитов и дунитов, что может

быть объяснено различной степенью деплетированности (истощенности) древней мантии.

Возраст офиолитов условно определяется по возрасту толеитовых лав верхов их разреза и в последнее время довольно хорошо известен благодаря изучению конодонтов [12, 30]. Выяснилось, что даже в пределах Тагило-Магнитогорской мегазоны этот возраст различен и есть, по крайней мере, два пика их формирования: ордовикский и силурийско(?)-раннедевонский. Более молодые офиолиты занимают преимущественно осевую часть орогена, вероятно, в соответствии с более молодым возрастом уральского палеоокеана (рис. 5).

Офиолиты перекрываются мощными субдукционными, преимущественно островодужными комплексами, пик образования которых зависит от возраста офиолитов: над ордовикскими преобладают силурийские комплексы, над раннедевонскими – средне-верхнедевонские. Есть и исключения, которые особенно характерны для более восточных зон Урала, где субдукционные комплексы появляются в разрезе по крайней мере дважды – последний раз в раннем-среднем карбоне (рис. 6).

Палингенные граниты и метаморфические комплексы докембрийского возраста отсутствуют на поверхности. Их наличие на глубине вполне возможно как следствие общего надвигания по главному Уральскому разлому и оперяющим его ретрошарьяжам (рис. 2, В; 7). Вместе с тем, земная кора мегазоны имеет иные характеристики по сравнению с более западными зонами: мощность ее колеблется в пределах 45–70 км при общей изостатической уравновешенности и невысоком рельефе земной поверхности, что связано с ее симатическим характером. Дополнительным свидетельством этого является мощная положительная гравитационная аномалия, связанная с этой структурой.

С востока Тагило-Магнитогорская мегазона, как и с запада, ограничена сутурами с серпентинитовым меланжем. На Южном и Среднем Урале они имеют западное падение (20–40°) и связаны с ретрошарьяжами в восточном направлении, в пределы Восточноуральской мегазоны. Центральные части Тагило-Магнитогорской мегазоны сравнительно слабо деформированы; имеются даже блоки практически с горизонтальным залеганием. По-видимому, основные деформации были сосредоточены в сутурных зонах. В связи со встречным падением разломов, ограничивающих Магнитогорскую зону, высказывалась мысль о ее полностью аллохтонном характере при неясном положении корней такого аллохтона где-то на востоке Урала или в Зауралье. Вышеупомянутая симатичность строения Тагило-Магнитогорской зоны и ряд других соображений [32] препятствуют такой трактовке.

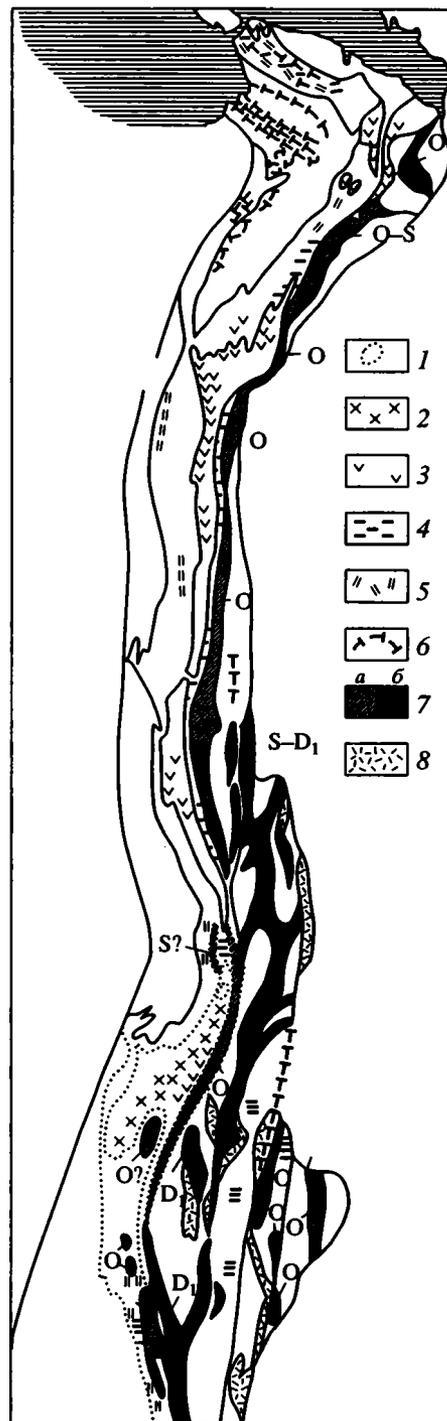


Рис. 5. Современное распространение комплексно-индикаторов эпиконтинентального рифтогенеза и океанического спрединга на Урале (по [13], модифицировано).

1–6 – индикаторы эпиконтинентального рифтогенеза: 1 – раннерифейские, 2 – среднерифейские, 3 – верхнерифейские и вендские, 4 – кембро-ордовикские, 5 – девонские, 6 – триасовые, 7 – индикаторы океанического спрединга: а – ордовикского, б – силурийско?-раннедевонского; 8 – каменноугольные комплексы, связанные с локальным рифтогенезом.

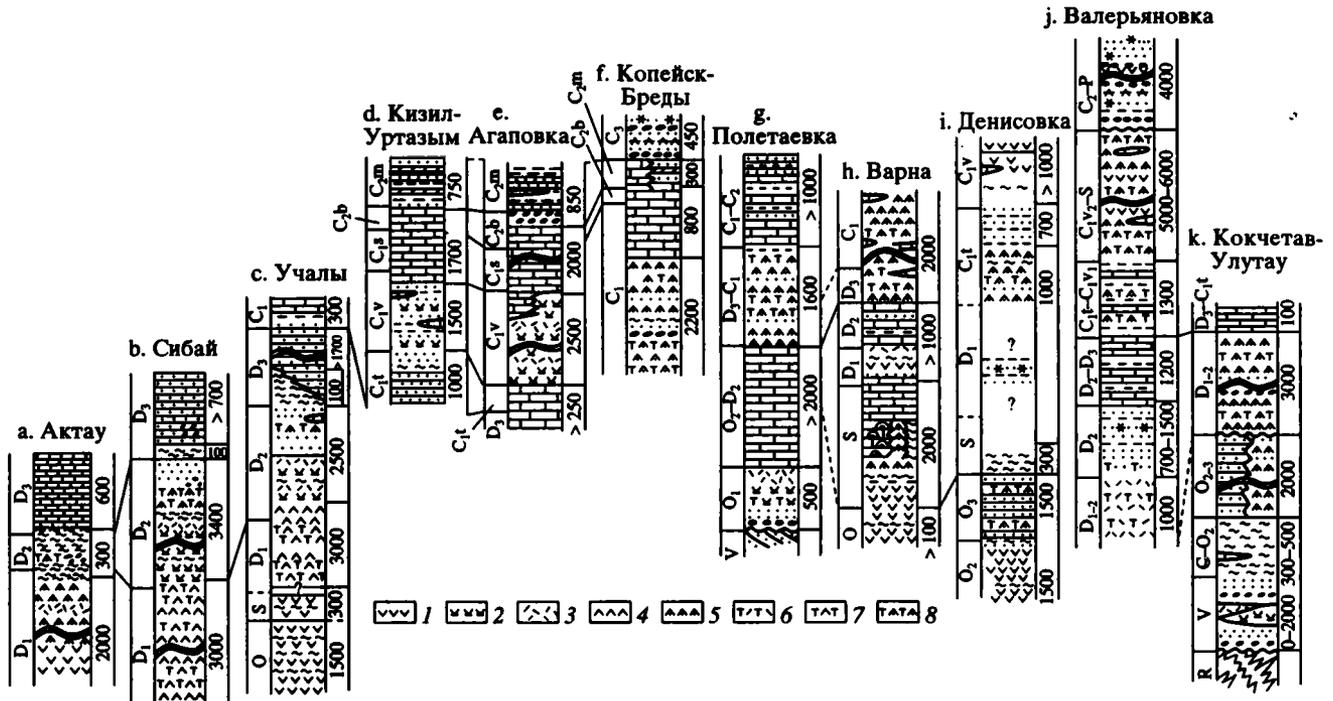


Рис. 6. Схема корреляции стратиграфических разрезов палеозоя, расположенных восточнее Главного Уральского разлома (по [16, 20, 30, 44, 45, 47]).

1 – толеитовые базальты, 2 – субщелочные базальты, 3 – риолиты, 4 – андезитовые базальты, 5 – андезиты, 6–8 – туфы: 6 – риолитов, 7 – андезитово-базальтовых, 8 – туфов. Остальные знаки см. на рис. 3. Расположение разрезов показано на рис. 11.

В целом, по сохранности и сравнительно слабой дислоцированности океанических и островодужных комплексов, Урал представляет собой необычное сооружение. Если же принять во внимание особенности глубинного строения Тагило-Магнитогорской зоны (присутствие “корня гор”, обусловленного тяжелым составом коры и не выраженного поэтому высоким рельефом на поверхности”, эта зона может быть признана уникальной. Причина, возможно, в том, что процесс коллизии при образовании орогена не дошел до логического конца: офиолиты и островодужные комплексы не полностью выдавлены из этой зоны.

5 – Восточно-Уральская мегазона. Отличается присутствием на поверхности сиалических комплексов, первично принадлежавших микроконтинентам и представляющих собою фрагменты докембрийской континентальной коры (Восточно-Мугоджарский, Мурзинско-Адуйский, Селянкинский, Салдинский). Эти блоки имеют свой осадочный, преимущественно карбонатно-терригенный чехол, хотя и слабо сохранившийся и идентифицируемый с большим трудом. Мы уже сообщали раньше о реликтах этого чехла, сохранившихся в Восточных Мугоджарах [32]. Можно в качестве более сложного примера привести и данные по Полетаевскому району ([44], рис. 6). Здесь низы палеозойского разреза, залегающего на дислоци-

рованных терригенных отложениях венда, представлены ордовикской субщелочной контрастной базальт-липаритовой формацией рифтового типа; большая часть разреза, от среднего ордовика до среднего девона включительно, представлена слоистыми известняками чехла микроконтинента; в позднем девоне микроконтинент оказался над зоной субдукции, что обусловило образование известково-щелочного вулканического комплекса. Вместе с тем, в этой мегазоне развиты палеозойские океанические и островодужные комплексы, приуроченные к сутурам или залегающие в аллохтонах и, возможно, в аккреционных зонах. Таковы комплексы Восточно-Уральской и Денисовской зон (рис. 6). Впрочем, часть субдукционных комплексов, позднедевонско-каменноугольного возраста определенно автохтонна (например, интрузии тоналит-гранодиоритовой формации Главной Уральской гранитной оси [29]).

6 – Зауральская мегазона, самая восточная и наиболее глубоко погруженная. Бурением вскрыты только каменноугольные и девонские отложения энсиалического характера, в том числе принадлежащие раннекаменноугольной Валерьяновской известково-щелочной вулкано-плутонической формации, связанной с последним эпизодом развития зоны субдукции. Присутствие пермских отложений является спорным [4, 45, 47]. Особо сложным

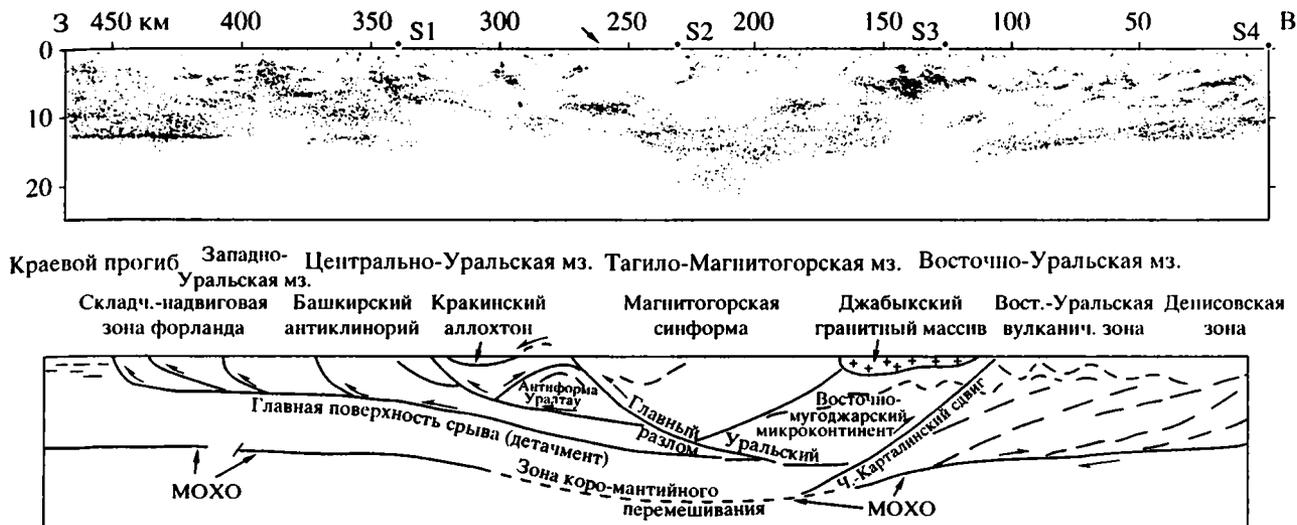


Рис. 7. Сейсмический профиль Урсейс-95 по линии Стерлитамак-Николаевка. Вверху – временной мигрированный профиль ОГТ по отражениям от взрывов (сильно уменьшенный и генерализованный [53]), внизу – принципиальная схема интерпретации глубинной структуры земной коры Урала по линии профиля. Положение профиля показано на рис. 1 (линия Г).

вопросом является проведение границы уралид с казахстанидами. Она проходит под мезозойско-кайнозойскими отложениями Тургайского прогиба. Сравнивая строение пространственно наиболее близких выходов на поверхность уралид и казахстанид, можно заметить, что наиболее древние рифтовые комплексы уралид имеют позднекембрийско-раннеордовикский возраст, а офиолиты – аренигский. Казахстаниды и находящиеся на их продолжении структуры Северного Тянь-Шаня имеют вендские рифтовые комплексы, а наиболее древний возраст связанных с ними офиолитов – кембрийский. Следует ожидать, что офиолитовая сутура, маркирующая границу между Северным и Средним Тянь-Шанем проходит в фундамент Тургайского прогиба, приобретая субмеридиональное простирание и разделяя уральскую и казахстанскую складчатые области. Другим отличием является развитие в восточных уралоидах и на Среднем Тянь-Шане позднепалеозойских субдукционных комплексов (валерьяновских и чаткало-кураминских), тогда как в смежной части казахстанид их верхний возрастной предел – девон. Исходя из этого, можно предположить, что восточной границей уралид в фундаменте Тургайского прогиба является сутурная зона, возможно представленная Уркашским разломом. Этот разлом трассируется цепочкой серпентинитовых массивов параллельно Валерьяновскому вулканоплутоническому поясу, непосредственно к западу от него [4]. Учитывая данные УРСЕЙС-95 о восточной вергентности структур средней и нижней коры на востоке Урала, можно также предположить, что сутура имеет некрутое западное па-

дение и что она интенсивно подновлялась на этапе жесткой коллизии Казахстанского и Восточно-Европейского континентов в конце палеозоя.

Земная кора Восточно-Уральской и Зауральской мегазон имеет мощность 38–40 км и зрелый гранитно-метаморфический слой [60]. В целом земная кора Урала представляет собой результат шарьирования и скучивания тектонических единиц различной тектонической природы по надвигам, падение которых меняется с глубиной, с образованием нескольких уровней листрических блоков. Это обстоятельство чрезвычайно усложняет взаимоотношения между глубинными и поверхностными структурами описанных мегазон, образуя структурные несоответствия между уровнями различной глубинности, инверсии плотности в коре и тесные горизонтальные связи на различных глубинах между соседними мегазонами, при всей их внешне проявляющейся контрастности [31].

Многие детали глубинного строения Урала были выяснены в результате комплексной интерпретации геофизических полей и сейсмопрофилей. Результаты этих исследований многократно обсуждались [38, 43, 60]. Здесь мы рассмотрим результаты новейшего комплексного сейсмопрофиля УРСЕЙС-95 [48, 50, 51, 53], которые позволяют обсудить общую картину глубинного строения Уральского орогена благодаря знакомству автора с оригинальными материалами профиля (рис. 7), а также благодаря учету результатов более ранних работ и многочисленных геологических материалов.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ УРАЛА

По данным УРСЕЙС-95 (метод ОГТ, с взрывным и вибрационным источниками, давшими два различных варианта профиля), Уральский ороген распадается по особенностям своего строения на 3 домена: западный, центральный и восточный. Для западного и восточного доменов характерна нормальная мощность земной коры (40–42 км) и хорошая выраженность поверхности МОХО как стабильного отражающего горизонта. В центральном домене мощность коры возрастает минимум до 55–60 км (т.е. имеется корень), а отражения от МОХО приобретают неясный, диффузный характер. В то же время наличие МОХО улавливается широкоугольной сейсмикой по характеру прохождения преломленных волн. Возможно, поведение МОХО в центральном домене связано с большей близостью состава мантии и коры, наличием зоны коро-мантийного смешивания и отсутствием интенсивных перемещений коры по МОХО. Проведение детальных геологических пересечений в области западного домена [49] с привлечением более ранних сейсмопрофилей ОГТ, а также использование новой идеологии при интерпретации надвиговых структур форланда [52] приводит к выводу, что главным, хотя и скрытым на глубине структурным элементом форланда является главная поверхность срыва (детачмент) с отходящими от него вверх листрическими надвигами и складками, порожденными движениями по этим надвигам.

На переходе к Центральному домену расположены две важные структуры: Кракинский аллохтон, представляющий собой пакет из трех пластин (снизу вверх): батинальные отложения (от тремадока до верхнего девона), меланж, содержащий обломки пород верхних членов офиолитового разреза (ордовик-силур?), и выше всего блоки гипербазитов низов офиолитового разреза [33]. Сопряженной с Кракинским аллохтоном и с Зилаирской синформой, в которую он вложен, является антиформа Урал Тау, которая граничит с Магнитогорской синформой по сутуре Главного Уральского разлома. Данный профиль, как и многие другие сейсмические материалы, служит еще одним подтверждением, что этот разлом не столь глубинный, как когда-то считалось: он не проникает в мантию, а является скорее всего листрическим – как и в других районах [25]. К востоку от оси Магнитогорской синформы вергентность структур становится противоположной, восточной. Синформа отделяется от Восточно-Уральской мегазоны другой сутурной зоной, подчеркнутой, как и Главный разлом, серпентинитовым меланжем. Ее выход на поверхность маскируется неглубоким, но огромным по площади Джабыкским гранитным массивом. Однако к северу и югу эта сутура хорошо прослеживается, а ее западное

падение подтверждается многими геологическими и геофизическими материалами (рис. 2). Восточный домен отделяется от центрального Челябинско-Карталинским разломом, расположенным к востоку от Джабыкского массива. Авторы оригинальных материалов называют его почему-то Троицким, хотя он не проходит через Троицк. Разлом прекрасно прослеживается на поверхности в субмеридиональном направлении и почти прямолинеен, что характерно для крупных сдвигов. Главной же особенностью восточного домена является наличие ярко выраженных наклонных структур восточной вергентности, которые подходят сверху к границе Мохоровичича, срезаясь последней под очень острым углом. В приповерхностной части коры структуры усложняются: частично они сменяются структурами западной вергентности. Комплекс имеющихся данных и, в частности, особенности изменения химизма разновозрастных вулканитов [41] говорят о восточном наклоне зоны субдукции в течение всей палеозойской истории Урала.

Таким образом, вышеуказанные зоны восточной вергентности возникли позже субдукции, на стадии “жесткой” коллизии и, возможно, опережают главную зону скалывания, совпадающую с границей МОХО. Нижняя из этих зон может быть экстраполирована в область выхода на поверхность сутуры, разделяющей уралиды и казахстаниды. В целом, материалы УРСЕЙС-95 наиболее полно характеризуют Урал как двухсторонний, бивергентный ороген.

РЕЛИКТЫ ОРОГЕНА ДОУРАЛИД

В Центральной мегазоне Уральского пояса ватрисцид развиты преимущественно складчатые, метаморфические комплексы позднего протерозоя (риффея и венда). Они принадлежат единому тектоническому комплексу, названному Н.П. Херасковым доуралидами, и играют почти везде роль складчатого фундамента по отношению к палеозойскому комплексу уралид. Исключение составляют лишь западные окраины Башкирского и Кваркушского антиклинориев, где складчатые деформации доуралид затухают. Более ранние кристаллические комплексы архейско-раннепротерозойского возраста обнажены в виде небольших поднятых блоков среди доуралид (Тараташский, Уфалейский?, Хобеизский и другие метаморфические комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций) и отделены от риффея структурным и метаморфическим несогласием. Дорифейский структурный план Центрально-Уральской зоны не может быть расшифрован сколько-либо надежно. Что же касается позднего протерозоя, его структурный план обнаруживает тесные связи с фундаментом Восточно-Европейской платформы [3, 26].

В самом конце протерозоя все указанные области принадлежали единому континенту. К югу находился архейско-раннепротерозойский кратон, в котором обычно выделяются более древние, архейские складчатые сооружения (беломориды) и более молодые (карелиды). В позднем протерозое часть кратона, расположенная вблизи территории будущего Урало-Тиманского орогена доуралид, была разделена тремя авлакогенами: Казимским (А), Камско-Бельским (В) и Серноводско-Абдулинским (С) (рис. 8). Глубина авлакогенов возрастала в сторону периферии кратона от нуля до 8–9 км в пределах современного Урала. Авлакогенные комплексы перекрыты вендскими терригенными осадками, мощностью до 2 км, образующими низы собственно платформенного чехла. Структура авлакогенов напрямую этим чехлом не наследуется. Интенсивность тектонических деформаций и метаморфических изменений растет в северном и восточном направлениях. Удастся показать, что в позднем венде был сформирован широкий коллизионный ороген на территории западного склона Урала, Тимана и Тимано-Печорской депрессии. Анализ геологических и геофизических данных позволяет реставрировать следующие структурные элементы этого орогена (рис. 8): краевой прогиб, заполненный верхневендской молассой (D), краевые антиклинории (Восточно-Башкирский (Е), Кваркушский (F) и Тиманский (G)); Вишеро-Ильч-Чикшиский (H) и Денисовско-Саблинский (I) синклинии; Маньхамбовский (K), Колвинско-Хобеизский (L) антиклинории, Лаптопайская межгорную впадину (J), Лемью-Хорейверскую недифференцированную зону (M), Енганейскую офиолитовую сутуру (N), Оченырдыкскую зону субдукционного вулканизма (O), Марункеу-Харбейский антиклинорий (P).

Рифейско-ранневендская предистория орогена характеризуется развитием широких энсиалических трогов, сформированных в результате рифтогенеза, сопровождавшегося образованием континентальных базальтов и контрастной базальт-липаритовой формации в условиях спокойного погружения (рис. 5). Среди осадочных комплексов преобладали мелководные кварциты, субаркозы, аркозы, биогермные водорослевые известняки, доломиты. Формации, напоминающие офиолиты и известково-щелочные серии, развиты только на Полярном Урале и изучены неудовлетворительно. Это, по-видимому, и привело С.Н. Иванова [11] к полному отрицанию доуральской складчатости и орогения, что находится в противоречии как с классическими работами Н.С. Шатского, так и с выводами многих его последователей [3, 24, 26]. Представляется, что С.Н. Иванов не придавал должного значения процессам, имевшим место на позднедевонском этапе развития территории.

Как уже отмечалось раньше [32], ороген был сформирован в результате поздневендской (приблизительно 630–570 млн. лет) континентальной

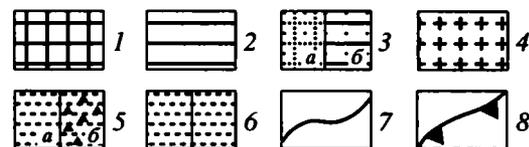
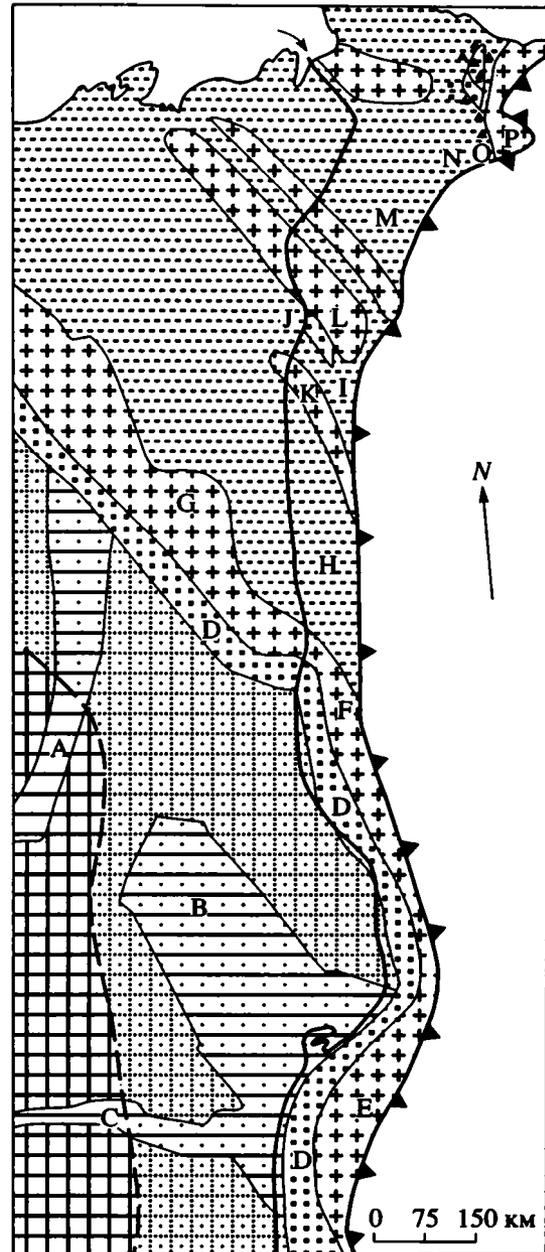


Рис. 8. Схема тектонической зональности доуралид (по [32], с изменениями).

1 – относительно поднятые архейско-протерозойские блоки; 2 – рифейские авлакогены; 3 – архейско-протерозойские блоки (а) и авлакогены (б), перекрытые вендским платформенным чехлом; 4–6 – доуралиды: 4 – антиклинории, 5 – синклинии с рифтовым вулканизмом (а) и субдукционным вулканизмом (б), 6 – предгорный прогиб и межгорные впадины; 7 – западная граница Уральского складчатого пояса; 8 – Главный Уральский разлом. Буквы на схеме объяснены в тексте.

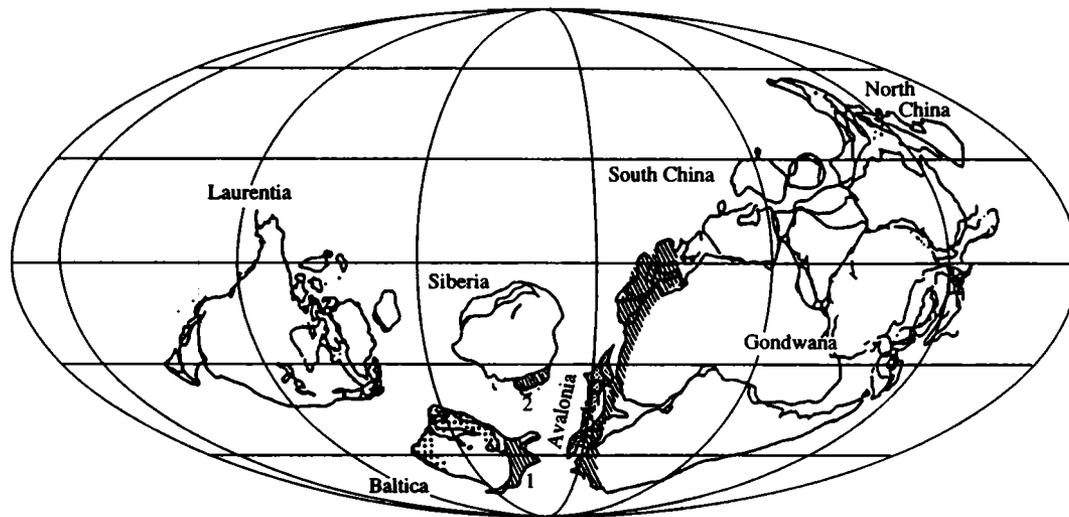


Рис. 9. Палинспастическая реконструкция континентов для раннего кембрия, (по [55], с изменениями). Заштрихованные площади – позднепалеозойские орогенезы. К схеме Мак-Керроу [55] добавлены: 1 – доуралиды, 2 – Таймыр.

коллизии. Орогенез сопровождалась складчатостью, зональным барроуским метаморфизмом, гранитным магматизмом S-типа, связанного с термальными куполами, частично искаженными более поздними, верхнепалеозойскими деформациями. Образовалось горное сооружение с передовым прогибом, заполнявшимся верхневендскими полимиктовыми и аркозовыми терригенными отложениями, включая конгломераты. На севере Урала отмечается развитие небольших межгорных прогибов, заполненных молассой [26]. На Южном Урале в конгломератах молассы содержатся не только обломки метаморфических пород, характерных для рифея, но и гальки красных яшмов, что возможно является указанием на то, что в разрыв попадали рифейско-ранневендские офиолиты, в настоящее время не наблюдающиеся или не установленные на поверхности. Ороген доуралид, в соответствии с первоначальным определением Н.С. Шатского, долгое время относился к байкалидам или к поздним байкалидам. Позже было показано, что он не похож на структуры Прибайкалья [56], где в позднем венде накапливались известняки. По времени образования он близок кадомским, авалонским, панафриканским структурам. На последних глобальных палеотектонических реконструкциях [55] доуралиды могут быть помещены очень близко к фрагментам Кадомского/Авалонского орогена (рис. 9). Отсюда легко прийти к выводу, что доуралиды были составной частью громадного позднекембрийского орогена, находившегося в теле суперконтинента Родиния (позднепротерозойской Пангеи).

В раннем палеозое суперконтинент испытал интенсивный рифтогенез, приведший к его распаду. При этом одна из ветвей рифтовой системы

прошла параллельно Главному Уральскому разлому. В результате возник Палеоуральский океан и Восточно-Европейский континент, пассивная окраина которого была общей с этим океаном. Эпиконтинентальный рифтогенез позднего кембрия-раннего ордовика сопровождался формированием “грабенных комплексов”, довольно хорошо изученных [5, 13]. Присутствие раннеордовикских и более молодых (вплоть до среднеордовикских) офиолитов в Тагило-Магнитогорской мегазоне и в некоторых шарьяжах Западноуральской зоны также надежно доказано [32].

О ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИРОДЕ УРАЛЬСКОГО КЕМБРИЯ

Кембрий на Урале слабо развит и обычно относится к двум стратиграфическим горизонтам. Верхний кембрий, представленный груботерригенными осадками и рифтовыми вулканитами, местами согласно залегает непосредственно под широко развитыми кварцитами раннего ордовика. Средний кембрий нигде не доказан. Нижнекембрийские массивные, рифогенные известняки с фауной археоциатид и водорослей известны в двух районах – в Сакмарской и Троицкой зонах. В первой эти известняки наблюдаются в разрезах, относимых к кембрию и состоящих из двух частей: нижней, представленной песчаниками с подчиненными туффитами и базальтами, и верхней, состоящей преимущественно из базальтов, вулканических брекчий и кремнистых сланцев. Их общая мощность колеблется в пределах 600–1700 км; известняки присутствуют во всех частях разреза. Природа их является предметом дискуссии. Некоторые геологи считают их “инситуными” биогермами. Однако полевые наблюдения показывают,

что во всех случаях они представляют собой фрагменты биогермов, находящиеся в качестве олистолитов в песчаниках и ксенолитов в базальтах, так что они датируют лишь нижний возрастной предел вмещающих пород. Единственная находка конодонтов в кремнях из этого разреза датирует его верхним кембрием [32]. Представление о верхнекембрийском возрасте описанного комплекса дает возможность трактовать его как один из индикаторов рифтовых процессов, предшествовавших формированию Палеоуральского океана. Дополнительным подтверждением указанной точки зрения является устное сообщение Е.В. Чибриковой о том, что в свое время из терригенных пород, содержащих нижнекембрийские известняки, ею были выделены раннеордовикские палиноморфы. В контексте вышесказанного этот факт может лишь свидетельствовать о том, что олистострома с нижнекембрийскими известняками имеет позднекембрийско-раннеордовикский возрастной интервал.

РАЗВИТИЕ ПАЛЕОУРАЛЬСКОГО ОКЕАНА

Главнейшей геологической чертой палеозойского Уральского орогена является тот факт, что он возник на месте Палеоуральского океана и, главным образом, его континентальных окраин.

Среди фанерозойских комплексов, развитых на Урале, наиболее важными являются следующие: 1 – грабеновые, рифтогенные (верхний кембрий-нижний ордовик); 2 – шельфовые и континентально-склоновые осадки пассивной окраины Восточно-Европейского континента (нижний ордовик-нижний карбон); 3 – комплексы, образованные в результате срединно-океанического и окраинно-континентального спрединга (ранний ордовик-средний девон); 4 – комплексы, связанные с субдукцией: островодужной (средний ордовик-средний девон) и андийской (поздний девон-средний карбон), которая происходила на активной окраине быстро аккрегировавшего Казахстано-Киргизского континента; 5 – комплексы осадочного покрова первично микроконтинентальных блоков (ордовик-нижний карбон); 6 – эмбриональные комплексы осадочного чехла зрелых островных дуг (средний девон, ранний карбон); 7 – комплексы “мягкой” коллизии (зилайский флиш и его аналоги); 8 – комплексы “жесткой” коллизии (средний карбон-пермь); 9 – пост-коллизионные рифтовые комплексы (триас); 10 – юрско-кайнозойский осадочный покров молодой Западно-Сибирской платформы.

Анализируя историю развития варисского Урала и выделяя главные стадии [32], следует отметить ее наиболее важные черты: очень раннее появление островной дуги, ее перескоки, постоянная аккреция Казахстано-Киргизского континента за счет присоединения микроконтинен-

тов и островных дуг благодаря тому, что зона субдукции всегда падала под этот континент, обуславливая активный характер его окраины. Наоборот, противоположная окраина Палеоуральского океана, принадлежавшая Восточно-Европейскому континенту, была пассивной. Фактически Уральский ороген сформировался в результате коллизии этих двух границ, активной и пассивной. Поверхностью, по которой произошло столкновение континентов, был Главный Уральский разлом, первоначально ограничивавший пассивную континентальную окраину, а в ходе коллизии превращенный в сутурную зону. Среди других событий коллизия привела к тектоническому расслоению, западно-вергентному надвиганию и складчатости осадочного чехла пассивной континентальной окраины, росту мощности ее коры и как следствие – к интенсивной эрозии, изостатической компенсации и эксгумации фундамента, поднятого с глубин 5–10 км. В более восточных зонах тектоническое погребение и последующая эксгумация докембрийских сиалических блоков происходили местами в еще более экстремальных условиях, так что позднепалеозойские изменения в фундаменте варьировали от глубинного катагенеза до амфиболитовой фации и формирования K–Na гранитов вдоль Главной гранитной оси Урала как результат анатектических процессов на нижних уровнях коры орогена. Эклогит-глаукофансланцевый метаморфизм, начавшийся на Южном Урале в аккреционной призме девонской островной дуги (на стадии столкновения микроконтинента и островной дуги), возможно имел продолжение на стадии континентальной коллизии.

На востоке Урала орогенические процессы развились в образовании структур восточной вергентности, возможно связанных с надвиганием уралид на казахстаниды по Уркашской сутурной зоне. Более подробно большинство из указанных положений, характеризующих особенности развития палеозойских океанических структур, было обосновано ранее [32, 58]. Здесь мы осветим две более частные, но очень важные проблемы. Одна из них касается геологии и природы зоны Урал-Тау в связи с новыми находками фауны и другими данными, накопившимися в последние годы. Вторая связана с поисками закономерностей в ходе коллизионного процесса на Урале.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОЛОГИИ ХРЕБТА УРАЛ-ТАУ И ПРОБЛЕМА ИХ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Традиционный образ структуры хр. Урал-Тау рисуется в виде антиклинория, сложенного рифейскими и вендскими отложениями, которые принадлежат двумя контрастными комплексам – суваянскому и максютовскому. Комплексы отличаются

фациальным обликом, возрастом, характером магматизма, метаморфизма и деформаций [21]. По В.И. Козлову [17], максютовский комплекс и нижняя, утальская свита суванякского комплекса относятся к среднему рифею, остальная часть суванякского – к верхнему рифею и венду, образуя таким образом последовательный разрез. Иначе подходили к вопросу взаимоотношений указанных комплексов С.В. Руженцев и С.Г. Самыгин (устн. сообщение). Допуская докембрийский возраст обоих, они рассматривали суванякский комплекс в качестве отложений континентальной окраины, а максютовский – как океанический. Впрочем, были и другие мнения: Д.Д. Криницкий и В.М. Криницкая указывали на находки силурийской фауны в суванякском комплексе [18]; авторы Тектонической карты Урала изображали максютовский комплекс знаком “комплексы океанической стадии нерасчлененные”, допуская таким образом палеозойский возраст всего комплекса или его части [23]. Один из этих авторов [27], основываясь на находках конодонтов в восточном борту Зилаирского синклинория, указывал на необходимость пересмотра стратиграфии суванякского комплекса, предполагая, что в нем “затерялись” мощные терригенные толщи ордовика, типичные для Лемвинской зоны и ее аналогов в других районах Урала. Позже В.Н. Пучковым и К.С. Ивановым был написан и передан в ПО Башкиргеология рукописный отчет, посвященный стратиграфии восточного борта Зилаирского синклинория. Материалы этого отчета были использованы В.Ю. Родионовым и В.В. Радченко [36, 37]. Эти авторы, собрав сведения обо всех ранее известных и добавив несколько новых находок фауны, сделали попытку полностью пересмотреть стратиграфию суванякского комплекса, разделив его на верхнекембрийские, средне-верхнеордовикские и силурийские отложения. Не со всеми выводами авторов можно согласиться. Наиболее серьезные сомнения у автора статьи вызывает правильность отнесения обломков органического происхождения, найденных в линзе известняков (мраморов) утальской свиты к конодонтам рода *Westergaardodina*. Автор видел эти обломки и высказал сомнение, конодонты ли это вообще. В таких принципиальных случаях требуется подтверждение от специалиста по конодонтам данного возрастного уровня, и не случайно такого подтверждения получено не было. Однако палеозойский возраст по крайней мере значительной части суванякского комплекса можно считать доказанным, а вот присутствие отложений протерозойского возраста требует подтверждения.

В указанной связи очень показательны результаты обработки и варианты интерпретации материалов глубиной (4500 м) параметрической скважины Уралтауская-1, пробуренной в 80-х годах в осевой части полосы развития суванякского комплекса в 8 км к востоку от пос. Зилаир у тракта

Зилаир-Баймак. Скважина вскрыла однообразную толщу слабо метаморфизованных графитисто-кремнистых, алевритистых сланцев и кварцитов. Е.В. Чириковой [46] в 4-х интервалах между глубинами 2468 м и 4084 м обнаружены акритархи силура. Конечно, эти данные оставляют извстный простор для различных интерпретаций. Так, М.А. Камалетдинов и др. [14], используя предварительное определение, данное Е.В. Чириковой по одному образцу, оставили верхнюю часть разреза скважины, пройденную без отбора керна и потому не датированную (0–800 м) в составе протерозоя, отметив косвенным образом ббльшую метаморфизованность пород этой части разреза по сравнению с нижележащими. Остальную часть разреза они выделили в баракальский сланцевый комплекс, характеризующий “новую, ранее неизвестную на Южном Урале структурно-формационную зону”, отложения которой “могут быть сопоставлены со сланцевой толщей Лемвинской зоны”. На самом же деле трудно было не заметить, что аналоги Лемвинской зоны выделялись в западном крыле Уралтауской структуры и раньше [27, 28], так что речь могла и должна была идти лишь об уточнении объема развитого здесь комплекса лемвинского типа за счет включения в него метаморфических толщ, ранее относившихся к протерозою.

Широкое развитие псаммитов в разрезе силура на Южном Урале, нетипичное для Лемвинской зоны, может быть объяснено высоким стоянием противлежащих Южному Уралу районов Восточно-Европейской платформы, где силурийские отложения отсутствуют. Что же касается присутствия докембрийских отложений в суванякском комплексе, то именно оно требует доказательства, и конечно, уровень метаморфизма не может быть здесь решающим аргументом.

В последнее время возникли проблемы также с датировкой и стратиграфическим расчленением максютовского комплекса. Утверждение о его принадлежности среднему рифею восходит, вероятно, к монографии Н.Л. Добрецова [6], упомянувшего единичную датировку максютовского комплекса Rb–Sr методом. Однако отсутствие подробностей, касающихся этой датировки, привело к тому, что исследователи в большинстве своем отнесли к ней как к малодоверенной. Значительно большего доверия заслуживают докембрийские (среднерифейские) датировки цирконов из апоаркозовых толщ комплекса (А.А. Краснобаев, устное сообщение), однако они говорят лишь о докембрийском возрасте размывавшегося субстрата. Эти датировки ставят жесткие ограничения предположениям о том, каков был этот субстрат и когда он мог размываться: на Южном Урале лишь Бердяушский гранитный плутон имеет приблизительно тот же возраст (он внедрился на границе раннего и среднего рифея), что же касается размыва местного материала, то он происходил

только в венде; в остальное время псаммитовый материал поступал из удаленных источников сноса и имел существенно кварцевый или же субаркозовый состав. Не исключено, что апоаркозовые толщи принадлежали микроконтиненту и имели, таким образом, экзотический характер. В этом случае всякие сопоставления с соседними уральскими зонами не имеют геологического смысла. Достаточно достоверными выглядят устойчиво повторяющиеся изохронные датировки глаукофановых сланцев по фенгитам: 400 ± 20 млн. лет [19], однако принятие этой даты за истинный возраст главной фазы метаморфизма требует ответа на вопрос, с какими тектоническими событиями в девоне эта фаза связана. Наконец, весьма важна недавно полученная датировка времени закрытия метаморфической системы, полученная Ag–Ag методом [54]. Это время (370 млн. лет) соответствует франу, согласно схеме В. Харланда и др., 1989 г. Наконец, автору известны пока не опубликованные сведения о датировках рутила из максютовских эклогитов уран-свинцовым методом (В.И. Ленных) и эклогитов самарий-неодимовым методом (Н.Л. Добрецов). Эти данные как будто говорят, что эклогиты пережили вендский метаморфизм (около 600 млн. лет).

Наиболее важными биостратиграфическими данными, характеризующими максютовский комплекс, являющиеся описанные недавно [8] находки конодонтов в карамалинской свите, свидетельствующие о палеозойском (в одном случае позднесилурийско-раннедевонском) возрасте мраморов, в которых они были найдены. Сами же мраморы, как показывает осмотр соответствующих обнажений, являются неотъемлемой частью разреза метаморфических толщ. В самое последнее время новая находка палеозойской фауны (обломки рамиформных конодонтов и одна гастропода), на этот раз в мраморах кайраклинской свиты [9], служит новым аргументом в пользу необходимости пересмотра традиционных представлений о геологии Урал-Тау. При всей сенсационности находок, они в целом не противоречат данным абсолютного возраста, тем более что и не исключают возможности докембрийского возраста какой-то части максютовского комплекса. Сами же находки фауны в метаморфических толщах не являются чем-то исключительным. Более того, ранее мы сообщали о находках граптолитов и конодонтов в Эбетинской зоне, являющейся южным окончанием Уралтауской антиформы [10]. Вместе с тем, значение указанных находок выходит за пределы оценки собственно возраста карамалинской и кайраклинской свит стандартной схемы расчленения комплекса. Обычно выделяют (снизу вверх): галеевская, кайраклинская, юмагузинская и карамалинская свиты. Первая и третья характеризуются присутствием апоаркозов (в целом, это метапсаммиты с дайками диабазов), вторая и четвертая – наличием metabазальтов, графитистых

метакремней, линз мраморов, протрузий серпентинитов (метаофиолиты). В результате детального геологического картирования, проведенного в южной и средней частях полосы развития комплекса, геологи ПО Башкиргеология и Оренбурггеология независимо друг от друга пришли к выводу о двухчленном его строении [7]. Этот вывод получил косвенное подтверждение и в данных А.П. Казака (устн. сообщ.), исследовавшего акцессорные минералы из всех свит и пришедшего к выводу о парной идентичности наборов акцессориев, соответственно, в галеевской и юмагузинской, равно как кайраклинской и карамалинской свитах и резких различиях между этими двумя парами свит по акцессориям. Необходимо признать также, что тесное переплетение в разрезе сиалических и симатических комплексов трудно объяснить без привлечения представлений об их тектоническом совмещении. Действительно, такое предположение высказывалось [2], а в случае упрощения “стратиграфической” схемы комплекса этот вариант становится еще более реальным.

Следует сказать несколько слов о самых общих чертах современной структуры Уралтауской зоны ([34], рис. 5). На востоке она представлена преимущественно (кроме северного ее окончания) полосой развития максютовского комплекса и граничит с Магнитогорской зоной по Главному Уральскому глубинному разлому, выраженному зоной серпентинитового меланжа, который имеет восточное падение (обычно около 30°) и мощность до первых километров. Меланж содержит глыбы осадочных, вулканогенных и интрузивных пород в возрастном интервале от ордовика до карбона включительно. На западе максютовский комплекс граничит с суваянским по Янтышевско-Юлукскому разлому, имеющему западное падение и подчеркнутому тектонизированными серпентинитами. Структура суваянского комплекса характеризуется линейной складчатостью. Зеркало складок понижается к западу, обозначая плавный переход в восточное крыло Зилаирского синклинория. Значение Западно-Уралтауского надвига, разделяющего Уралтауский антиклинорий и Зилаирского синклинорий, явно преувеличено [22]. В частности, переслаивание кремней и граувакк в основании зилаирской серии у с. Ибрагимово было ошибочно описано в качестве тектонической брекчии, маркирующей разлом, а изолированные выходы верхнедевонских кремней, залегающих в подошве зилаирской серии, описаны как клиппы, сложенные силурийскими породами. Профили МОВ, ОГТ и Троицкий профиль ГСЗ, пересекающие зону Урал-Тау, указывают из антиформный характер ее структуры, с осью в полосе развития максютовского комплекса. По данным интерпретации Троицкого профиля [31], антиформа выполаживается с глубиной, образуя

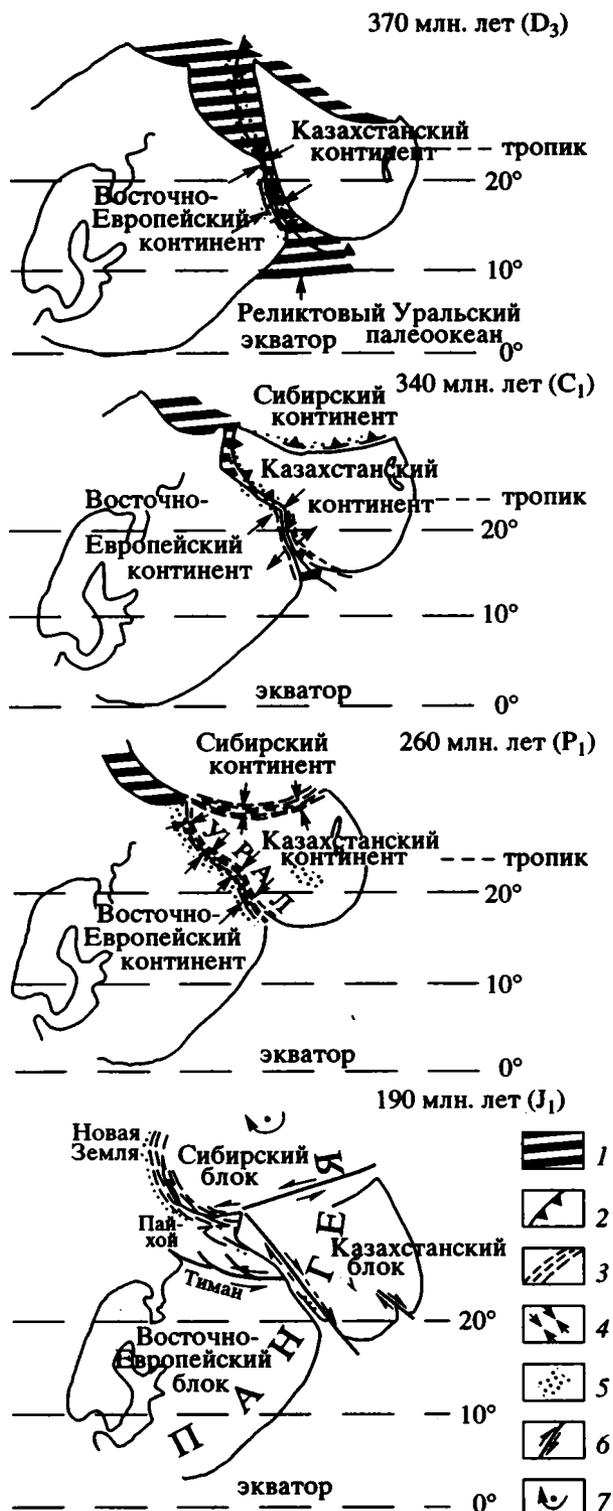


Рис. 10. Схема, отражающая последовательность событий при закрытии Палеоурального океана, столкновении Восточно-Европейского, Казахстанского и Сибирского континентов и образовании Пангеи в конце палеозоя и начале мезозоя.

1 – океаническая кора, 2 – зона субдукции, 3 – формирующиеся складчато-надвиговые зоны, 4 – зоны континентальной коллизии, 5 – флиш и моласса, 6 – крупные сдвиги, 7 – поворот континентальных глыб.

в разрезе клин, внедрившийся под область развития суваньякского комплекса. Он напоминает “вдвиговые структуры” тектонического внедрения на фронте складчато-надвиговых структур Форланда [42, 52].

Принимая во внимание вышеизложенные данные, можно предложить модель формирования структуры зоны Урал-Тау, отдавая себе отчет в ее предварительном характере и гипотетичности. Автор допускает, что максютовский комплекс имеет аккреционный характер и возник в результате шарьирования палеозойского офиолитового комплекса на сиалический комплекс неясного (возможно, докембрийского) возраста. Можно было бы усложнить модель, введя предположение о наличии двух офиолитов, палеозойского и докембрийского, но для этого нет пока достаточно уверенных оснований. Шарьирование сопровождалось глаукофансланцевым метаморфизмом или предшествовало ему. Допуская, что изотопные аргон-аргоновые датировки эклогитов отражают время завершения метаморфизма, можно увязать его лишь со временем аккреции во фронтальной части островной дуги в Магнитогорской зоне [32, 34, 58]. Коллизия этой дуги с небольшим микроконтинентом могла обеспечить как образование вышеуказанного шарьяжа, так и выведение на поверхность глаукофансланцевого комплекса [34, 57]. Позже, в эпоху позднепалеозойской континентальной коллизии, Уралтауский блок сохранил приподнятое положение, приобретя в условиях сжатия вид антиформы, подчеркнутой встречными зонами высокоамплитудных Главного Уральского и Янтышевско-Юлукского разломов [34, рис. 5].

ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОЛЛИЗИИ НА УРАЛЕ

Анализ особенностей коллизионного процесса был недавно опубликован [35], здесь же ограничимся кратким резюме и некоторыми дополнительными комментариями.

Уралиды состоят из реликтов и фрагментов пассивной окраины Восточно-Европейского континента и активной – Казахстанского континента, пришедших в соприкосновение и сильно деформированных в верхнем палеозое в процессе коллизии (рис. 10). Этот процесс проходил в две стадии.

1 – фаменско-башкирское время “мягкой коллизии”, когда пассивная и активная континентальные окраины коснулись друг друга и начали взаимодействовать, сначала на Южном Урале, а затем, последовательно, в более северных территориях.

2 – московско-верхнепермское время “жесткой” коллизии (коллизии *sensu stricto*), когда сформировался ороген уралид.

Период “мягкой” коллизии характеризовался формированием мощных флишевых толщ, имевших восточный источник сноса (зилаирская серия на Южном Урале и ее аналоги на более северных территориях). Первоначально флиш перекрывал глубокоководные бативальные осадки пассивной окраины. Когда реликтовый бативальный трог был заполнен граувакками, флиш выплеснулся на восток в область погружающегося шельфа пассивной окраины. В то же самое время, известково-щелочной вулканизм еще продолжался, так что можно предположить, что реликтовая пластина океанической коры погружалась и плавилась в зоне субдукции, падавшей на восток. Коллизия сочеталась с поворотами плит, так что одновременно возникали субщелочные базальт-риолитовые серии, являющиеся формациями-индикаторами локальных условий рифтогенеза [40].

“Жесткая” коллизия характеризовалась процессом скупивания тектонических пластин, формированием утолщенной коры, метаморфизмом барроуского типа и внедрением анатектических гранитов в восточных зонах Урала, особенно в пределах его главной гранитной оси, образованием серпентинитовых меланжей в пределах главных суртурных зон, горообразованием и формированием Предуральского краевого прогиба. Прогиб наложился на мелкоководный шельф Восточно-Европейского континента и был вначале глубокоководным трогом заполнявшимся конденсированными отложениями, а затем флишем. К концу кунгурского века остаточные впадины глубокоководного трога исчезли, заполнившись эвапоритами и паралической угленосной молассой. Верхнепермские осадки представлены, главным образом, пестро- и сероцветной (угленосной), лагунной и континентальной молассой. После паузы в орогенезе, на границе палеозоя и мезозоя, когда Урал находился на периферии гигантской провинции траппового вулканизма и рассеянного рифтогенеза, коллизия возобновилась, главным образом в северных частях региона. На этот раз Восточно-Европейский континент столкнулся с Сибирским. Хотя в это время (в начале юры) эти континентальные блоки в Пангее были еще слабыми, что обусловило возможность их относительного перемещения по системе гигантских сдвигов, вращения (до 10° для Сибирского континента [1]) и формирования древнекиммерийской Пай-Хойско-Новоземельской складчатой области в зоне, где сдвиги сменялись лобовым столкновением.

Характеризуя коллизионный процесс в целом, следует подчеркнуть, что он с самого начала был косонаправленным. “Мягкая” коллизия началась

на Южном Урале в фаменское время, но на Полярном Урале та же стадия началась не раньше турне, а интенсивно пошла только в визе [39]. Интенсивность “жесткой” коллизии была выше на севере Урала, где соленосные формации кунгура сменяются мощными терригенными, а мощность верхнепермских отложений в Предуральском краевом прогибе значительно больше, чем на юге. Пик древнекиммерийской коллизии сместился еще севернее, на Пай-Хой и Новую Землю. В целом, пик интенсивности коллизии смещался вдоль границы Восточно-Европейского континента волнообразно, с юга на север (в современных координатах). Непрямолинейный характер границы – выступы в районе Уфимского амфитеатра, в истоках р. Хойлы и против Большеземельской тундры, дополнительно осложняли деформационные процессы, вызывая местами образование сдвигов и зон особенно интенсивного скупивания коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Важнейшие тектонические элементы Уральского орогена сведены в виде схемы (рис. 11), представляющей Южный Урал, где ороген обнажен наиболее полно.

Здесь устанавливаются следующие структурные элементы (с запада на восток):

Предуральский прогиб, заполненный пермской молассой, которая подстилается шельфовыми отложениями Восточно-Европейского континента: цепочка нижнепермских барьерных рифов на западной границе прогиба (1.1); внешняя часть прогиба, для которой характерны пологие платформенные структуры или соляные антиклинали диапирового происхождения (1.2); соляные гребни южной части впадины (1.3); фронтальная линия западновергентных складчато-надвиговых структур орогена (1.4); внутренняя часть краевого прогиба, характеризующаяся складчато-надвиговой тектоникой и возможно – присутствием клиновидных поддвиговых структур на границе этой и следующей к востоку зоны (1.5); поперечное Каратауское поднятие, делящее прогиб на впадины (1.6).

Западноуральская мегазона: западновергентные складчато-надвиговые структуры в шельфовых и бативальных отложениях пассивной окраины палеозойского Восточно-Европейского континента (2.1); ретронадвиги восточного крыла зилаирской синформы западного крыла Уралтауской антиформы (2.2); осевая часть Зилаирской синформы (2.3); аллохтоны, сложенные офиолитами и бативальными комплексами, расположенные в осевой части синформы (2.4).

Центральноуральская мегазона: ядро Башкирского антиклинория: эксгумированный палеозойский фундамент докембрийской континентальной

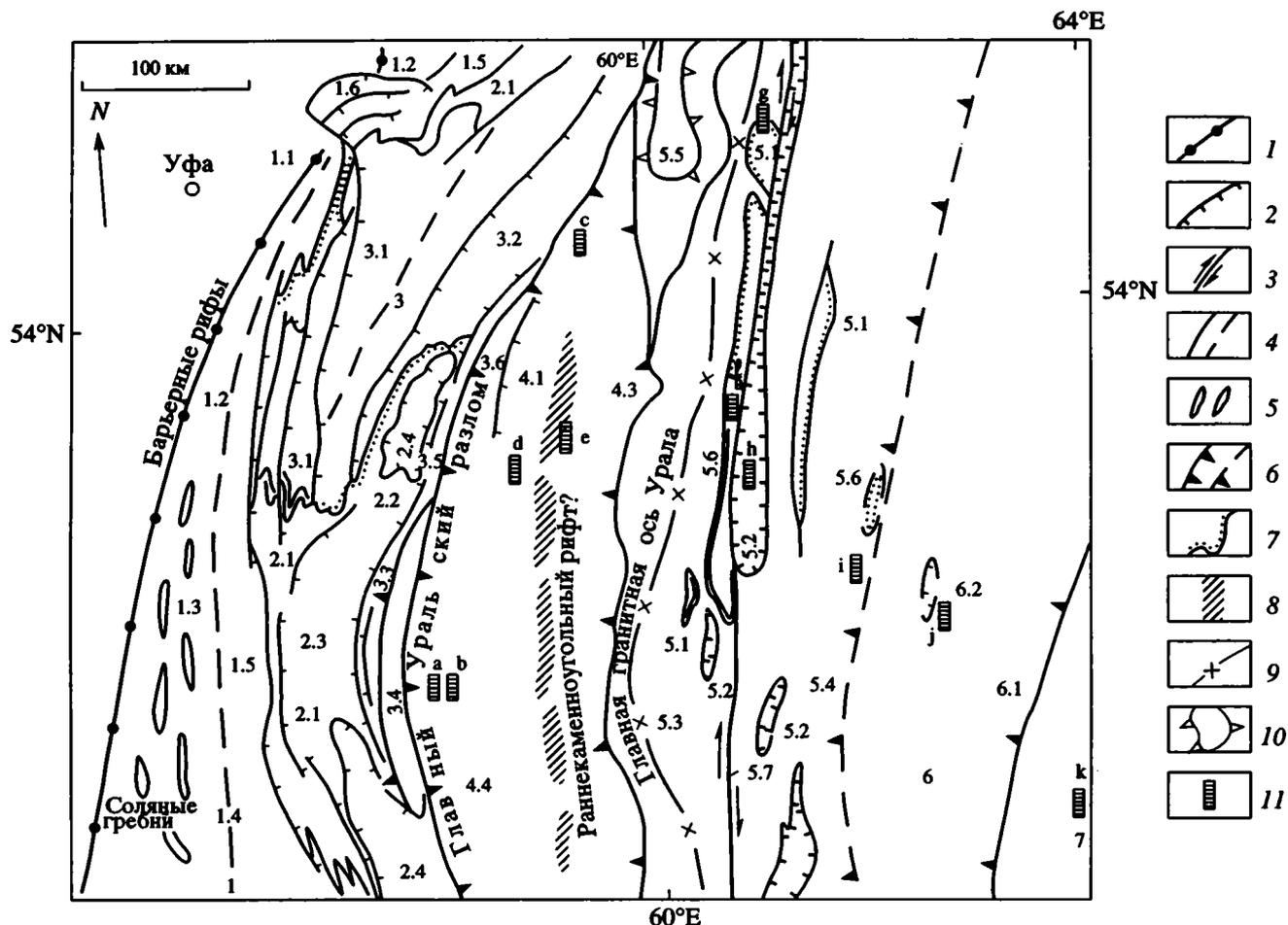


Рис. 11. Важнейшие структуры орогена уралид Южного Урала [59].

1 – нижнепермский барьерный риф, 2 – надвиги, 3 – сдвиги, 4 – фронтальная линия западно-вергентных складчато-надвиговых структур, 5 – соляные гребни, 6 – сутурные зоны, маркируемые серпентинитовым меланжем, 7 – несогласные контакты, 8 – предполагаемая раннекаменноугольная зона локального растяжения, 9 – Главная гранитная ось Урала, 10 – область позднепалеозойского зонального барроуского метаморфизма, 11 – расположение палеозойских разрезов, показанных на рис. 6. Цифры на схеме объяснены в тексте. Положение рисунка 11 показано на рис. 1.

окраины, включающий кристаллические комплексы, образованные двумя и более стадиями деформаций и метаморфизма, осадочные серии рифейских авлакогенов и вендскую молассу доуралид (3.1 и 3.2); структуры западной части зоны варисские, морфология которых близка к структурам Западноуральской мегазоны (3.1); структуры восточной и северной частей зоны являются результатом двух фаз деформаций варисской и доварисской (3.2); уралтауский метаморфический комплекс, полностью или частично палеозойский – Янтышевско-Юлукский ретронадвиг (3.3); максютовский метаморфизованный аккреционный комплекс предположительно девонской островной дуги (3.4); суваянский метаморфизованный баттальный комплекс пассивной окраины Восточно-Европейского континента (3.5); Главный Уральский разлом, представленный зоной серпентинитового меланжа, падающей к востоку (3.6).

Элементы 3.3–3.6 отнесены к Центрально-Уральской зоне условно.

Тагило-Магнитогорская мегазона: внутренние зоны меланжа (крупные надвиги) (4.1); центральный рифт нижнекаменноугольного возраста, маркируемый интрузиями габбро-гранитной формации и комагматичными им трахириолит-базальтовыми вулканитами (4.2); ретронадвиги восточной границы мегазоны, маркируемые серпентинитовым меланжем (4.3); осевая часть Магнитогорской синформы (4.4).

Восточно-Уральская мегазона. Коллаж микроконтинентальных блоков с реликтами автохтонного палеозойского осадочного и вулканогенно-осадочного чехла (5.1); аллохтонными палеозойскими офиолитовыми и островодужными формациями (5.2). Главная гранитная ось Урала (5.3); Денисовская сутурная(?) зона, с офиолитами ордовикского возраста и серпентинитовым меланжем (5.4);

термальные купола с барроуским метаморфизмом, захватившим протерозойские и палеозойские континентальные и океанические комплексы (5.5); реликты межгорных депрессий, заполненных среднекаменноугольным (московским) флишем и, возможно, верхнекаменноугольной молассой (5.6).

Зауральская мегазона. Вулкано-плутонический комплекс, сложенный преимущественно известково-щелочными магматическими комплексами: Уркашский разлом (предположительно структурная зона), возможно, представляющий собой границу между уралидами и казахстанидами (6.1); гипотетический реликтовый межгорный бассейн (6.2).

Казахстаниды: варисские поднятия (7.1); варисские межгорные депрессии (7.2, показаны условно).

* * *

Начиная с позднего докембрия, в развитии Урала можно выделить следующие наиболее важные стадии:

1. Вендский этап. Континентальная коллизия и орогенная, в результате которой возник складчатый пояс доуралид, возможно, бывший частью более крупного, кадомского пояса в пределах суперконтинента Родиния.

2. Позднекембрийско-раннеордовикский этап. Рифтогенез, раскалывание континента с образованием пассивной окраины нового, Восточно-Европейского континента, на границе с этим океаном.

3. Средний ордовик-средний девон. Океанический спрединг, формирование зон субдукции, образование и аккреция Казахстанского континента, активная окраина которого составляла противоположную окраину океана.

4. "Мягкая" коллизия между пассивной и активной границами континентов, начавшаяся на Южном Урале в конце франского века, а на Полярном – не ранее турнейского времени.

5. "Жесткая" коллизия континентов, начавшаяся в среднем карбоне. Косой характер коллизии сохранился до поздней перми, а пик интенсивности коллизионных процессов смещался волнообразно к северу.

6. На границе перми и триаса имел место эпизод рассредоточенного растяжения, сопровождавшегося образованием обширной трапповой провинции, включавшей Урал, Тиман, Новую Землю, Таймыр, Западную и Восточную Сибирь.

7. Континентальная и частично внутриконтинентальная коллизия, имевшая место вскоре после раннего триаса, захватившая северные и восточные части Урала и создавшая Тиманский кряж, надвиговые структуры гряд Чернышова и

Чернова, Пай-Хойско-Новоземельскую складчатую область.

8. Длительная тектоническая пауза между средней юрой и олигоценом, приведшая к полной эрозии орогена уралид.

9. С позднего олигоцена имела место новая фаза внутриконтинентальной коллизии, приведшей к формированию современных Уральских гор.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баженов М.Л., Моссаковский А.А.* Горизонтальные перемещения Сибирской платформы в триасе, по палеомагнитным данным // Геотектоника. 1986. № 1. С. 59–69.
2. *Вализер П.М., Ленных В.И.* Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 203 с.
3. *Гафаров Р.А.* О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 8. С. 3–14.
4. Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау. Алма-Ата, Наука, 1984. 231 с.
5. *Голдин Б.А., Пучков В.Н.* Раннепалеозойский рифтовый магматизм западного склона Урала // Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск: Тр. Ин-та геологии и геохимии / Урал. науч. центр АН СССР. Вып. 135. 1978. С. 63–71.
6. *Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
7. *Захаров О.А., Пучков В.Н.* О строении максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале. Уфа: Изд-ние ИГ УНЦ РАН, 1994.
8. *Захаров О.А., Мавринская Т.М.* Находки конодонтов в максютовском комплексе хр. Уралтау. Уфа: изд-ние ИГ УНЦ РАН, 1994. 30 с.
9. *Захаров О.А., Пучков В.Н., Маслов В.А.* О возрасте карамалинской свиты максютовского комплекса // Геология Рифея. Екатеринбург. 1995. С. 53.
10. *Иванов К.С., Бабенко В.А., Пучков В.Н.* Находки конодонтов и граптолитов среди метаморфизованных толщ на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 3. С. 676–680.
11. *Иванов С.Н.* О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Свердловск: Изд-ние ИГГ УНЦ АН СССР, 1977. 78 с.
12. *Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* Формирование земной коры. М.: Наука, 1986. 248 с.
13. *Иванов С.Н., Пучков В.Н., Коротеев В.А., Иванов К.С.* Эволюция рифтовых систем Урала // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 154–163.
14. *Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. и др.* Геология и перспективы нефтегазоносности Урала. М.: Наука, 1988. 240 с.
15. *Карпинский А.П.* К тектонике Европейской России // Изв. Росс. Акад. наук, 1919. С. 573–590.

16. *Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я.* Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 132 с.
17. *Козлов В.И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. М.: Наука, 1982. 128 с.
18. *Криницкий Д.Д., Криницкая В.М.* Об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хребта Урал-Тау // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала.* Вып. 4. М.: Недра, 1965. С. 37–39.
19. *Ленных В.И.* Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
20. *Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т. и др.* Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: изд-ние ИГ УНЦ РАН, 1993. 217 с.
21. *Ожиганов Д.Г.* Метаморфические комплексы хребта Урал-Тау // *Геология СССР.* Т. 13: Башкирская ССР и Оренбургская область. М.: Недра, 1964. Ч. 1. С. 78–98.
22. *Панова С.И.* Тектоника зоны Западноуралтауского надвига на Южном Урале. Новосибирск: Наука, 1979. 22 с.
23. *Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н.* Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 119 с.
24. *Перфильев А.С.* Тектоника Севера Урала. М.: Наука, 1968. 248 с.
25. *Петров Г.А., Пучков В.Н.* Тектоника зоны Главного Уральского разлома на севере Урала // *Геотектоника.* 1994. № 1. С. 35–47.
26. *Пучков В.Н.* Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 204 с.
27. *Пучков В.Н.* Находки девонских конодонтов на западном склоне Урала и их значение для палеозоя лемвинского типа // *Конодонты Урала и их стратиграфическое значение.* Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1970. С. 33–52.
28. *Пучков В.Н.* Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
29. *Пучков В.Н., Рапопорт М.Б., Ферштатер Г.Б., Ананьева Е.М.* Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала // *Исследования по петрологии и металлогении Урала.* Свердловск: изд-ние ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 85–95.
30. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Первые сведения о вулканогенно-кремнистых толщах ордовика на востоке Урала // *Докл. АН СССР.* 1985. Т. 285. № 4. С. 966–970.
31. *Пучков В.Н., Светлакова А.Н.* Строение Южного Урала в сечении Троицкого профиля // *Докл. РАН.* Т. 333. № 3. С. 348–351.
32. *Пучков В.Н.* Палеоокеанические структуры Урала // *Геотектоника.* 1993. № 3. С. 18–33.
33. *Пучков В.Н.* Новые данные о геологии подкарпатских тектонических покровов // *Ежегодник ИГ УНЦ РАН-1994.* Уфа: изд-ние ИГ УНЦ РАН, 1995. С. 3–8.
34. *Пучков В.Н.* Геодинамический контроль регионального метаморфизма на Урале // *Геотектоника.* 1996. № 2. С. 16–22.
35. *Пучков В.Н.* Формирование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной, косоориентированной коллизии континентов // *Геотектоника.* 1996. № 5. С. 66–75.
36. *Родионов В.Ю., Радченко В.В.* О возрасте и рудоносности отложений зоны сочленения Зилаирского мегасинклинория и Уралтауского антиклинория // *Матер. по геологии и геоморфологии Урала и Приуралья.* Уфа: изд-ние ИГ БНЦ АН СССР, 1987. С. 70–75.
37. *Родионов В.Ю., Радченко В.В.* О стратиграфии палеозойских отложений восточного крыла Зилаирского мегантиклинория // *Биостратиграфия девона и карбона Урала.* Уфа: ИГ БНЦ АН СССР, 1988. С. 15–22.
38. *Рыжий Б.П., Золоев К.К., Пучков В.Н. и др.* Глубинное строение Урала по геофизическим данным // *Глубинное строение СССР.* М.: Недра, 1991. С. 3–28.
39. *Салдин В.А.* Верхнепалеозойские терригенные формации Лемвинской зоны Урала // *Автореф. канд. дис. Сыктывкар,* 1996. 20 с.
40. *Салихов Д.Н., Юсупов С.Ш., Митрофанов В.А.* Раннеколлизийный этап развития Южного Урала и его металлогения // *Уфа: изд-ние УНЦ РАН,* 1993. 23 с.
41. *Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н.* Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
42. *Соборнов К.О., Бушуев Ф.С.* Кинематика зоны сочленения Северного Урала и Верхнепечорской впадины // *Геотектоника.* 1992. № 4. С. 39–51.
43. *Соколов В.Б.* Строение земной коры Урала // *Геотектоника.* 1992. С. 3–19.
44. *Сначев В.Н., Кузнецов Н.С. и др.* Магматизм и металлогения северной части Восточно-Уральской рифтовой системы. Уфа, ИГ УНЦ РАН, 1994. 33 с.
45. *Стратиграфические схемы Урала.* (Докембрий палеозой). Межвед. стратигр. комитет России. Екатеринбург: Роскомнедра, 1993. 152 с.
46. *Чибрикова Е.В., Олли В.А.* Первые находки акриитарх в метаморфических комплексах хр. Урал-Тау // *Позн., освоен. и сбережение недр республики Башкортостан.* Уфа: 1994. С. 51.
47. *Чувашев Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н.* Верхний палеозой восточного склона Урала. Свердловск: Изд-ние УНЦ АН СССР, 1984. 230 с.
48. *Berzin R., Oncken O., Knapp J.H., Perez-Estain A., Hismatulin T., Yunusov N., Lipilin A.* Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated experiment // *Science.* 1996. V. 274. P. 221–222.
49. *Brown D., Alvarez-Marron J., Gorozhanina Y., Baryshev V., Puchkov V.* Foreland thrust and fold belt development in the southern Urals: an atypical response to deformation at an orogenic front? // *Tectonophysics.* in print.

50. Carbonell R., Perez-Estaun A., Gallart J. et al. Crustal root beneath the Urals: wide-angle seismic evidence // *Science*. 1996. V. 274. P. 222–223.
51. Echter H.P., Stiller M., Steinhoff F. et al. Preserved collisional crustal structure of the Southern Urals revealed by vibroseis profiling // *Science*. 1996. V. 274. P. 224–226.
52. Jones P.B. Quantitative geometry of thrust and fold belt structures. AAPG, Tulsa, Ocla. 1991. 26 p.
53. Knapp J.H., Steer D.N., Brown L.D. et al. Lithosphere-scale image of the Southern Urals from explosion-source reflection profiling // *Science*. 1996. V. 274. P. 226–228.
54. Matte Ph., Maluski H., Nicolas A., Kepezhinskas P., Sobolev S. Geodynamic model and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating for generation and emplacement of the High Pressure metamorphic rocks in SW Urals // *C. R. Acad. Sci. Paris*. 1993. T. 317. Ser. II. P. 1667–1674.
55. McKerrow Terrane assembly in the Variscan belt of Europe // *Europrobe News*. 1994. V. 5. P. 4–5.
56. Puchkov V.N. Correlation and geodynamic features of Pre-Alpine tectonic movements throughout and around the Alpine Orogen // *Studia Geologica Polonica*. Vol. XCI. Warszawa, 1988. P. 77–92.
57. Puchkov V.N. The collision origin of the eclogite-glaucophane-schist belt of the Urals // *Ofioliti*. 1989. № 14(3). P. 213–220.
58. Puchkov V.N. The Paleozoic Geology of Asiatic Russia and adjacent areas // *Paleozoic of the World*, V. B. Elsevier, Amsterdam–London. 1996. P. 3–110.
59. Puchkov V.N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen // *Orogeny through time* // Geological Society Publishing House. London, 1997. P. 201–235.
60. Puchkov V.N., Sokolov V.B. Deep crustal structure of the Urals according to geological and geophysical data // *Abstr. 29th International Geological Congress*. Kyoto, 1992. V. 1. P. 154.
61. Savelyeva G.P., Nesbitt R.W.A. Synthesis of the stratigraphic and tectonic setting of the Uralian ophiolites // *Journ. Geol. Soc.*, London. 1996. V. 153. P. 525–537.

Рецензент: А.С. Перфильев

Tectonics of the Urals: Modern Concepts

V. N. Puchkov

Institute of Geology, Ufa Research Center, Russian Academy of Sciences, Ufa

The article reviews the present-day data on the structural organization of the Urals, which consists of six N–S-trending megazones from the Urals foredeep in the west to the Transuralian megazone in the east. It presents the latest data on the deep structure of the Urals orogen which, depending on the thickness of the crust and other parameters, is subdivided into western, central, and eastern domains. A section of a deep (4500 m) borehole in the Ural-Tau Range is given, providing a basis for a new geological interpretation of the area. The main geological feature of the Paleozoic Urals is the formation of its structure on the site of the Urals paleocean. Characteristics of the Paleozoic continental collision are presented. Pre-Uralides are traditionally distinguished in the Urals structural plan. The fold belt of pre-Uralides appeared during the Vendian, also as a result of the continental collision. In the Late Cambrian–Early Ordovician, rifting caused the breakup of the ancient continent. An oceanic basin was formed during the Middle Ordovician–Middle Devonian. The closure of the basin as a result of collision took place in the Late Devonian–Late Permian. The shaping of the present-day Urals mountains began in the Late Oligocene.

УДК 551.24

НОВЫЕ ВЕЯНИЯ В ТЕКТОНИКЕ

© 1997 г. Ю. М. Пуцаровский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 10.02.97 г.

Автор полагает, что современная парадигма – тектоника литосферных плит – находится на исходе своих возможностей. В связи с этим предлагается ряд разработок, которые должны способствовать развитию новой глобальной тектоно-геодинамической концепции. Они касаются тектонической истории Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов Земли, уходящей в рифейскую эру; нелинейных геодинамических воздействий на тектоно-магматические процессы; дробной стратификации мантии и мантийного тектогенеза. Взамен упрощенного деления мантии лишь на нижнюю и верхнюю выделяется шесть мантийных геосфер, которым свойственны движение материала как в радиальном, так и в латеральном направлении, его тектоническое течение, вероятно, смещение по пологим срывам. Латеральное внутригеосферное движение может привести к такому изменению Р–Т условий, которое вызовет возникновение локальных тепломассопотоков и конвективных систем разного порядка. Эта новая модель предлагается в развитие прежней модели сквозьмантийных плюмов. И мантия в целом, и отдельные геосферы, являясь открытыми системами, подвержены нелинейным геодинамическим воздействиям.

ВВЕДЕНИЕ

1997 год – год 150-летия со дня рождения крупнейшего отечественного ученого академика Александра Петровича Карпинского. Он работал во многих разделах геологии, в том числе и в области тектоники. Хотя А.П. Карпинский в качестве своих главнейших результатов отмечал установление артинского яруса и работы, посвященные аммониям и геликоприону, как показало время, классическими стали также его тектонические публикации. Таковых не столь много, но заключенные в них идеи и построения позволили нашему крупнейшему геологам в свое время говорить, что соответствующие труды Александра Петровича являются их настольными книгами. Посвящены они, прежде всего, строению Европейской России и Урала, но также и некоторым проблемам глобального характера.

Безусловно, представления А.П. Карпинского созвучны и современной науке, хотя и очень видоизменившейся. На прогресс тектонических знаний большое влияние оказали также геологические и палеогеографические карты А.П. Карпинского. Б.Л. Личков в своей книге “Карпинский и современность”, вышедшей к 100-летию Александра Петровича, писал: “Как геолог он своими обобщениями охватил весь земной шар и, дав особенно ценные результаты в той части своих идей, которые касались его родины, раскрыл особенности ее геологии перед учеными всего мира” [3, с. 6].

Вообще об А.П. Карпинском имеется очень большая литература, причем все сходится в том, что это был не просто крупнейший ученый, но

творец нового в геологии. В какой-то степени обозначенная в заглавии данной работы тема связана именно с этим обстоятельством. Однако предлагаемый читателю материал не будет носить обзорный характер существующих представлений. Главным образом речь будет идти о результатах собственных исследований автора, полученных в течение нескольких последних лет.

ГЛАВНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ АСИММЕТРИЯ ЗЕМЛИ

Некоторые крупнейшие ученые, не занимаясь специально тектоникой, оказали на ее развитие большое влияние. Например, это относится к Владимиру Ивановичу Вернадскому. Он дал начало учению о глобальной, как он писал, диссимметрии в строении Земли, приведшему в конце концов к обособлению Тихоокеанского и Индо-Атлантического тектонических сегментов. Автору этих строк приходилось много работать в этой области, и хотел бы сказать, что эта фундаментальная идея была и остается одной из важнейших движущих сил в развитии тектоники¹. Отмечу, что новое состоит здесь в том, что в настоящее время изучаются тектонические и геодинамические взаимодействия между сегментами на разных этапах геологической истории. Как выясняется, на протяжении неогена эти взаимоотношения неоднократно и существенно менялись. Однако в целом просматривается, если позволительно так

¹ Последняя специальная публикация – “Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты Земли и их взаимоотношение” находится в печати.

сказать, “агрессия” Индо-Атлантического сегмента в отношении Тихоокеанского. Такое заключение следует из работ А.А. Моссаковского, С.В. Руженцева, ряда других тектонистов ГИН’а и моих лично. Представляется, что оно имеет очень большое значение в планетарной тектонике, ориентируя в общей тенденции структурного развития Земли.

Поскольку данная публикация связана с юбилейной датой А.П. Карпинского, необходимо отметить, что в предыстории этой тектонической доктрины его имя стоит в одном ряду с именами Э. Зюсса, С.С. Смирнова, Г. Штилле и некоторых других крупнейших ученых.

ТЕКТЕНИКА И НЕЛИНЕЙНАЯ ГЕОДИНАМИКА

Хорошо известно, что тектоника как самостоятельная область геологического знания со своими задачами и методами определилась в 20-х гг. нынешнего столетия. Хотел бы отметить, что ее развитие в нашей стране шло и быстро, и бурно. “Возмутителями спокойствия”, носителями крупных идей были довольно многие геологи, но к наиболее ярким личностям, бесспорно, принадлежат А.Д. Архангельский, Н.С. Шатский, М.М. Тетяев, В.В. Белоусов и А.В. Пейве. Они представляли, по сути, две научные школы, между которыми были большие теоретические расхождения. Но общим было то, что в обеих школах все построения базировались на геосинклинальной теории. Только самому молодому из них, А.В. Пейве, в последней трети его жизни удалось вырваться из этого “плена”, и он стал ярчайшим представителем мобилистского направления в мировой тектонике. На рубеже 70–80-х годов А.В. Пейве выступил в качестве идеолога учения о тектонической расщеленности литосферы. Основанное на конкретных фактах, добытых в геологических экспедициях, это учение в основном развивалось в эпоху уже следующей за геосинклинальной геологической парадигмы – тектоники литосферных плит, однако вне прямой связи с ней. А.В. Пейве их даже противопоставлял (что, на мой взгляд, вполне справедливо), говоря при этом: “Мы больше мобилисты, чем они”. Кстати, в этих словах, как и в ряде других его высказываний, нетрудно усмотреть критические стрелы в адрес плейттектоники.

Признавая очень большое значение плейттектоники в теоретической геологии в смысле поворота умов к мобилизму, нельзя не видеть, что апогей она уже прошла. Претендовавшая поначалу на полный охват геологических явлений и процессов, т.е. абсолютную глобальность (“новая глобальная тектоника”), сейчас она ограничивается лишь верхней мантией. Вместе с тем она утрачивает и методологическую базу, оказавшись

жестко линейной, где все предопределено, детерминировано.

И новые веяния в теоретической тектонике пришли как раз со стороны критики этой детерминированности. Философской основой новых идей является принцип открытости системы Земли и ее отдельных геосфер. Им свойственны неустойчивость, энергетическая диссипация, которые могут варьировать в широких пределах, внося новое начало в ход процесса их развития. Кстати сказать, такое понимание – яркий пример того, как одна наука может влиять на развитие другой, в данном случае речь идет о влиянии термодинамики на геологию. Более чем очевидно, что это влияние носит нелинейный характер. В общей форме влияние одной науки на развитие другой раскрыто в книге “Самоорганизация и наука: опыт философского осмысления”, изданной Институтом философии РАН в 1994 г. Оно рассматривается как один из типов нелинейности в нелинейной системе развивающегося научного знания [7].

Можно задаться вопросом, есть ли в этих построениях место детерминизму. Относительному детерминизму, безусловно, есть. Он распространяется на сравнительно устойчивые системы или подсистемы. Как раз тут и находятся открываемые наукой линейные закономерности. Однако не следует преувеличивать распространенность таких систем как во времени, так и в пространстве. В ограничении детерминистского подхода и лежит основа нового взгляда на окружающий мир.

В геологии ростки новых представлений впервые появились в 80-х – начале 90-х годов и притом в нашей стране. Я имею в виду статьи О.Л. Кузнецова по нелинейной геофизике, книгу А.Д. Щеглова и И.Н. Говорова “Нелинейная металлогения”, сборник “Проблемы нелинейной сейсмоки”, изданный под редакцией А.В. Николаева и И.Н. Галкина, публикации В.И. Кейлиса–Борока по нелинейной сейсмологии и мои статьи, в том числе с соавторами, посвященные нелинейной геодинамике.

Здесь я должен разъяснить понятие термина “геодинамика”. Само это слово существовало еще в начале XX века. Так была названа книга известного сейсмолога А.Е. Лява (Love), изданная в Кембридже еще в 1911 г. [11]. В 50-х гг. В.В. Белоусов в Институте физики Земли создал отдел геодинамики. Десятилетие между 1970 и 1980 годами прошло под знаком популярнейшего Международного геодинамического проекта.

Имеется несколько определений термина “геодинамика”. В моем понимании – это область, изучающая силовые поля и поля напряжений в геосферах, причины, их порождающие, и следствия их воздействия на геологическую среду. Это самое общее определение, не предполагающее служение какой-либо геологической концепции, в

Путь к обособлению нелинейной петрологии

Неоднородности во втором слое океанической коры



Латеральные и вертикальные неоднородности в мантии



Разномасштабные, разноглубинные, неупорядоченные конвективные тепломассопотоки



Примечание. Объективная предпосылка нелинейности магматических процессов состоит в том, что геосферы представляют собой открытые неравновесные системы, которым свойственна энергетическая диссипация.

отличие от некоторых других, где определение непосредственно связывается с тектоникой литосферных плит, принимаемой за аксиому (С.В. Аглонов, 1993 г., и ряд других авторов).

Естественно, геодинамика теснейшим образом связана с тектоникой. Здесь я приведу определение тектоники, данное Н.С. Шатским еще в 1946 г. Он писал, что это наука о строении, развитии и движениях земной коры, строении и развитии Земли в целом. Ясно, что геодинамические исследования заложены в этом определении.

Далее обратимся к нелинейной геодинамике. Я подошел к ней, обратив внимание на коровые и мантийные неоднородности. Среди них особенное значение имели латеральные тектонические, магматические и геофизические неоднородности. Приведу некоторые данные. Хотел бы начать с магматических неоднородностей, притом океанских.

Еще в 1980 г. был выдвинут проект "Литос", вошедший в государственную комплексную программу "Мировой океан". Его цель – изучение магматических пород океанского дна. Работы охватили все три крупнейших океана Земли. На основании полученных данных, а также имеющегося мирового материала было констатировано существенное различие в петрохимических, геохимических и изотопных характеристиках океанских базальтов. По этим характеристикам оказалось возможным выделять магматические провинции в океанах, что и было осуществлено (при этом я

имею в виду работы не только ГИН'а, но и ДВГИ, ГЕОХИ и ИОАН). Тем самым была показана ошибочность широко признанного до того утверждения, что океанские базальты всюду одинаковы и что их состав – такая же константа, как и состав морской воды или атмосферы.

Размеры провинций варьируют в весьма широких пределах: от очень небольших до измеряемых многими тысячами квадратных километров. Геохимические и изотопные характеристики дают основание заключить, что в большой степени они связаны с разнородностью состава мантийных источников, их латеральной гетерогенностью. И все это происходит на фоне генеральных различий в базальтовом магматизме между Тихим, Индийским и Атлантическим океанами, отражающих одну из особо крупных на Земле мантийных латеральных неоднородностей. Из полученных данных нетрудно было прийти к выводу о разномасштабности, разноуровненности, неравномерности и даже неупорядоченности проявления глубинных тепломассопотоков, а отсюда – один шаг до нелинейной геодинамики и, более того, – до нелинейной петрологии (таблица).

Что касается тектонических неоднородностей, то о них свидетельствует весь опыт геологии. Тектонические неоднородности лежат в основе любого тектонического районирования земной коры. В самом крупном виде – это неоднородность в структурном плане планеты, прихотливом распространении на Земле континентов и океанов и, конечно, деление ее на разные по строению и геодинамике Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты (рис. 1). Невозможно предсказать, каким будет тектонический план этих сегментов, например, через несколько десятков миллионов лет, слишком велик фактор нелинейности в планетарном структурообразовании. В планетарном плане примером, отражающим нелинейную геодинамику, может служить также Мировая океанская рифтовая система. Ни местоположение на планете, ни время ее образования не есть результат линейного развития тектогенеза на Земле. Вообще процесс рифтинга таит большой элемент непредсказуемости. Например, невозможно предсказать, разовьется ли какой-либо конкретный континентальный рифт в океанический или этот процесс не выйдет за рамки континентальной коры. Но если он остановится, то какова причина этого? Для меня очевидно, что причина состоит в том, что в линейный ход рифтингового процесса вмешивается нелинейный фактор, коренным образом меняющий глубинную геодинамическую обстановку. Точно также невозможно предсказать ход развития океанского рифтогенеза. Он может пойти совершенно не по линейному пути, а весьма сложно и избирательно, с тупиковыми ветвями. Таким образом, рифтинг не может не

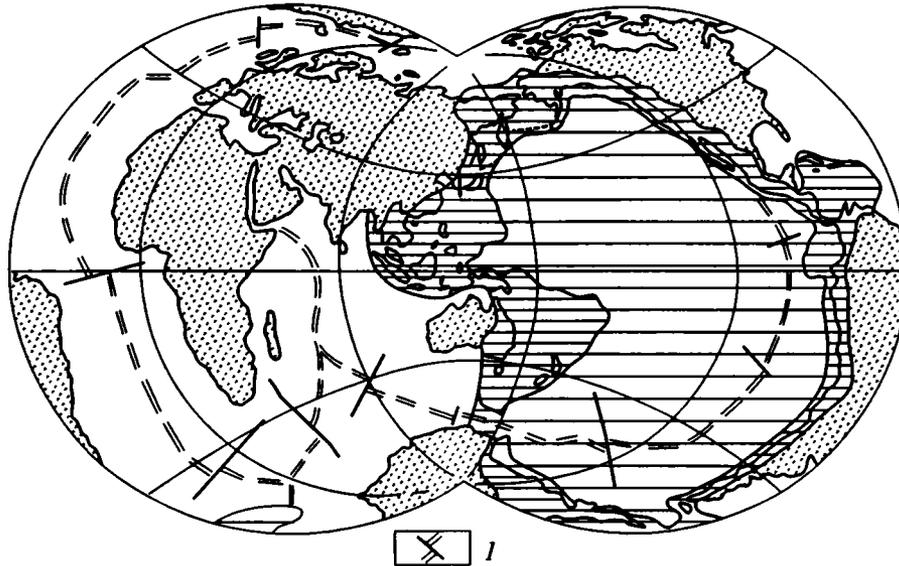


Рис. 1. Тихоокеанский (горизонтальная штриховка) и Индо-Атлантический (точки и незаштрихованные поля) сегменты в современном структурном плане Земли.
1 – срединно-океанические хребты.

отражать нелинейного хода тектоно-магматических процессов.

Латеральные геофизические неоднородности также разных масштабов обнаруживаются в любых геофизических полях: гравитационных, магнитных, геотермических, но особенно наглядно они выражены в картине распределения скоростей сейсмических волн.

Многие вещественные, структурные и геофизические неоднородности легко связываются с глубинными тепломассопотоками, а те – с представлениями о конвективных процессах. Новое веяние состоит здесь в том, что, как показало сопоставление всех имеющихся данных, а также математическое моделирование, единой конвективной системы в мантии нет, а существует разноуровневая конвекция, отличающаяся разномасштабностью проявления, большой неупорядоченностью (хаотичностью) в расположении ячеек и гетерохронностью в их образовании.

Кстати, все это опубликовано еще в 1989 г., а частично и значительно раньше [6 и др.]. Сейчас такая постановка вопроса представляется очевидной. Например, в долгосрочной программе океанского бурения, изданной в США в марте 1996 г., о мантии сказано так: “Мантия выявляет разномасштабную гетерогенность. Численное моделирование указывает на существование в ней обширных плюмоподобных апвеллингов в основном нестабильной (хаотической) природы” [12, с. 32]. Там же употребляется и такое выражение, как “океанские крупные магматические провинции”. Получается полнейшее совпадение взглядов. Од-

нако слышать об этом от американцев в таком контексте приходится впервые.

Поскольку речь зашла о хаосе, то, естественно, мы попадаем в круг таких понятий, как порядок, самоорганизация и нелинейность. Названные категории – общие, относящиеся как к природным, так и к социальным процессам². Из этого видно, что категория “нелинейность” вышла за рамки ее математического смысла, т.е. описания явлений или процессов с помощью именно нелинейных уравнений.

С этих позиций следует подходить и к геодинамике, хотя она включает, конечно, и математическую часть (работы Л.И. Лобковского). Много из того, что мы знаем о тектоно-магматических явлениях, свидетельствует о крупнейшей роли в глубинных процессах нелинейных геодинамических воздействий. Их изучение – обширнейшая сфера геологических исследований, приближающая нас к более адекватным теоретическим представлениям.

Соответственно можно сказать, что нелинейная геодинамика призвана изучать радикальные отклонения от последовательности (линейности) в развитии геодинамических систем, отклонения, нарушающие упорядоченность и регулярность геологических процессов, их бифуркации. Совершенно очевидно, что все это сильно расширяет горизонты в тектонике.

Нелинейные геодинамические эффекты в геосферах возникают как в результате воздействия

² О нелинейности развития научного знания упоминалось выше.



Рис. 2. Структура мантии Земли.

Мелкие цифры у двойных линий – важные сейсмические границы, отмеченные в литературе.

эндогенных факторов, так и вземных. Первые очевидны, а в отношении вторых, которые не всегда оцениваются в должной мере, отмечу следующее.

Внешние воздействия исходят из разных источников. Очень важный источник – изменение наклона оси вращения Земли и угловой скорости вращения, причем ряд астрофизиков утверждает, что эти изменения носят хаотический характер [10 и др.]. П.А. Керр, в частности, пишет, что “маленькие изменения в первоначальном положении или скорости движения планеты делают непредсказуемым ее движение в будущем, через миллионы лет”. Ю.Н. Авсюк пришел к тому, что достаточно изменить угол наклона оси вращения Земли на 1° , чтобы вызвать очень большие изменения в геодинамических полях.

Особым фактором воздействия являются приливные силы в системе Земля–Луна.

Существенными в смысле крупнейшего изменения геодинамических полей могут оказаться и такие факторы, как столкновение с Землей космических тел или прохождение таких тел вблизи от нее. Есть немало данных в пользу того, что именно такого рода воздействие Земля испытала на рубеже мезозоя и кайнозоя, т.е. примерно 65 млн. лет назад.

ГЛУБИННЫЙ ТЕКТОГЕНЕЗ

Изучение глубинного тектогенеза представляет важнейшую область тектоники. Новое состоит здесь в вовлечении в тектонические построения нижней мантии. Имеется два подхода к этому во-

просу, причем оба основаны на данных сейсмической томографии. Японские исследователи [13] нижнюю мантию традиционно рассматривают в качестве особой оболочки, характеризующейся прохождением через нее плюмов, зарождающихся на границе мантии с ядром. Отсюда и их определение оболочки – “плюмтектоника”. Она заключена между ядром и плейттектонической оболочкой. Получается однозначное впечатление, что нижняя мантия, толщиной 2200 км, представляет собой некую гомогенную среду, проткнутую плюмами. Но в этом понимании, по-моему, тектоника фактически отсутствует и соответственно словообразование “плюмтектоника” не строго научное.

Другой подход, развиваемый в моих работах [4, 5 и др.], основан на изменчивости скоростей прохождения сейсмических волн в мантии (сейсмической томографии). Эта изменчивость прослеживается как по вертикали, так и по латерали, что особенно надо подчеркнуть. Из анализа карт, полученных сейсмической томографией, можно сделать два вывода.

Во-первых, нижнюю мантию можно стратифицировать и тогда общая схема строения мантии может быть следующей (рис. 2). Собственно нижняя мантия, имеет мощность 650 км. Над ней располагается зона, отделяющая ее от средней мантии, мощностью 500 км. Далее следует средняя мантия – 900 км. Выше выделяется зона, отделяющая среднюю мантию от верхней, мощностью 170 км, и затем – верхняя мантия – 650 км с внутренним разделом на глубине 410 км. Таким образом, вместо двух подразделений в мантии выделяется по крайней мере шесть, отличающихся особенностями внутреннего строения. Границы между геосферами отнюдь не всегда резкие, и приведенные цифры мощностей, конечно, приблизительные, но ориентироваться на них можно. Во всяком случае, значение мощности нижней мантии близко совпадает с данными американских сейсмологов. По их заключению сфера непосредственного влияния ядра на мантию простирается на 500 км или значительно более того. Это и есть нижняя мантия. Слой D'' , очевидно, ее нижняя часть.

Недавно я сопоставил выделенные глубинные рубежи с рубежами (разделами), выделенными сейсмологами. Получились очень хорошие корреляции (см. рис. 2).

По моему глубокому убеждению, стратификация мантии – это важнейший путь к познанию глубин Земли, без чего прогресс тектоники невозможен. Представление о разделении мантии лишь на две геосферы: верхнюю и нижнюю – явно сковывает развитие геологической теории. Кстати замечу, что недавно появилась публикация о трехчленном расчленении мантии Луны [2]. Здесь в основе стратификации лежат представления о различиях в химическом составе лунного

вещества. Выделяются верхняя, средняя и нижняя мантии. Соответственно Луна представляет собой химически зональное тело. Высказывается гипотеза, что зональность Луны установилась в процессе ее роста, но это особый вопрос. Сама же попытка геохимиков расчленить мантию Луны на несколько оболочек вполне согласуется с моими взглядами в отношении мантии Земли, а, возможно, и индуцирована ими.

Во-вторых, внутренняя структура каждой из выделенных шести геосфер, судя по характеру контрастности, величине и взаиморасположению сейсмически аномальных полей, очень сложная. Имеется основание полагать, что столь пестрая картина коррелируется с геодинамическим многообразием. А отсюда вывод, что мантийные геосферы отнюдь не являются инертными монолитами. Наоборот, с моей точки зрения, им свойственно движение материала как в радиальном, так и в латеральном направлении, его тектоническое течение; вероятно также существование пологих срывов. Это совсем новый тезис, который мне представляется чрезвычайно важным.

Если все это сопоставить с тем, что говорилось выше о тепломассопотоках и конвективных процессах, то здесь имеется полное согласование. Тем самым нелинейная геодинамика распространяется и на этот круг явлений. Но если мы допускаем латеральное движение внутри геосферного материала с образованием зон его сгущивания, то неизбежно заключение о возможности такого изменения глубинных P - T условий, которое вызовет возникновение локальных тепломассопотоков и соответственно развитие разных по масштабу конвективных систем. Ясно, что тепломассопотоки могут носить сквозной характер, охватывая две или более геосферы. А некоторые из них, зарождаясь на границе ядра и мантии, могут пронизывать мантию целиком. Это последнее представление можно считать общепризнанным.

Таков вкратце абрис новой модели глубинной тектоники.

О НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ КОНЦЕПЦИИ

Как же все сказанное соотносится с современной парадигмой – тектоникой литосферных плит? К сожалению, здесь нет согласованности. Как уже отмечалось выше, это слишком линейная парадигма, к тому же не объясняющая многие накопившиеся факты. Поэтому целый ряд геологов говорит о поиске новых идей, правда, с разной степенью категоричности и с разных исходных позиций. Лично я уже имел возможность в развернутой форме изложить свои взгляды на этот счет. Основной тезис состоял в следующем.

В истории геологии просматриваются две парадигмы: геосинклиальная теория и сменившая

ее теория тектоники литосферных плит. Первая из них просуществовала более ста лет, но в ней не нашлось места для мобилистских построений, ставших необходимыми в связи с получением новых фактических данных. Плейттектоническая парадигма существует уже почти три десятилетия. Она имеет разработанные геофизические и математические основы, однако ее построения, особенно в их геологическом приложении, оказываются недостаточными. Сложившаяся к настоящему времени ситуация такова, что отчетливо проступает необходимость создания новой глобальной концептуальной схемы. Она должна включать такие категории, как бифуркация, диссипативные процессы, хаотичное состояние, самоорганизация (как структурная, так и энергетическая), нелинейная геодинамика. Новая парадигма должна максимально приближаться к определению тектоники как науки о строении и развитии Земли в целом. Базисом ее должно быть признание того, что Земли и отдельные геосферы суть открытые системы [4].

Поясню только слово “парадигма”. Под этим термином обычно понимается исходная широко разделяемая научным сообществом концептуальная схема в той или иной области знания. Такой смысл вкладываю и я. Однако приходится встречаться и с иным толкованием термина, свидетельствующим фактически о его недопонимании. В частности, японские геофизики, выдвинувшие идею “трех тектоник”: growth tectonic (тектонику ядра, чтобы было понятно), плюмтектонику и тектонику плит, фактически объявили свои взгляды уже парадигмой. Но еще надо посмотреть, будет ли воспринята эта идея научным сообществом.

Мне представляется, судя по успехам сейсмологии, что на появление новой геологической парадигмы потребуется еще лет 15–20. Хотелось бы, конечно, чтобы я тут ошибся в сторону завышения сроков.

В качестве реакции на мои взгляды появились пока две специальные публикации: В.Н. Шолло и В.Е. Хаина. Как выясняется, они тоже за новую парадигму, но подход у каждого из них особый. Я не хотел бы излагать существо их взглядов, поскольку журнал “Геотектоника”, где они напечатаны, общедоступен [8, 9]. В принципе я приветствую обсуждение основных проблем теоретической тектоники и геодинамики в плане поиска новой крупной идеи. Более того, мне представляется, что мировая геология уже стоит на пороге такого обсуждения.

Когда А.П. Карпинский в связи с избранием в Академию произносил речь, посвященную исторической геологии Европейской России, а было это в 1896 г., т.е. ровно 100 лет назад, он сказал: “Хотя уровень наших геологических знаний о России не позволяет сделать еще вполне безупречные

выводы, но из этого еще не следует, чтобы геолог должен был воздерживаться от ... обобщений" [1, с. 6]. И добавил: "Обобщения эти принесут пользу, давая указания для направления дальнейших исследований" (там же).

Я привел эти слова из солидарности со взглядами Александра Петровича.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Карпинский А.П. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды // Приложение к т. 55 Записок Импер. АН. СПб. 1887. № 8. С. 1–36.
2. Кусков О.Л. Состав и строение верхней мантии Луны // Геохимия. 1995. № 12. С. 1683–1689.
3. Личков Б.Л. Карпинский и современность. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 75 с.
4. Пушаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. № 1. С. 4–11.
5. Пушаровский Ю.М., Говоров И.Н., Козарко Л.Н. и др. Глубинные геосферы под океанами // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. СПб.: ВНИИОкеанология, 1995. С. 6–38.
6. Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3–13.
7. Самоорганизация и наука: опыт философского осмысления. М.: Ин-т философии РАН, 1994. 349 с.
8. Хаин В.Е. Геотектоника на новом переломе своего развития // Геотектоника. 1996. № 6. С. 38–42.
9. Шолпо В.Н. Размышления о нелинейной геодинамике // Геотектоника. 1996. № 6. С. 29–37.
10. Kerr P.A. From Mercury to Pluto, chaos pervades the Solar System // Science. 1992. V. 257. P. 33.
11. Love A.E. Some problems of Geodynamics. Cambridge Univ. Press, 1911. P. 180.
12. *Our Dynamic Earth*. Ocean Drilling Programm Long Range Plan into the 21st century. Washington: Joint Oceanographic Institutions, 1996. P. 77.
13. The Journal of the Geological Society of Japan. 1994. V. 100. № 1.

New Ideas in Tectonics

Yu. M. Pushcharovsky

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

The author believes that the present paradigm known as plate tectonics has reached the limit of its potential. In this connection, he contributes some ideas to the development of a new global geodynamic theory. In doing so, he discusses the tectonic history of the Pacific and Indo-Atlantic segments of the earth, which originated in the Riphean, nonlinear geodynamic effects on tectono-magmatic processes, and mantle stratification and tectogenesis. Six mantle geospheres are distinguished instead of the simplified two-layer pattern (lower and upper mantle), each being characterized by both radial and lateral movement of material, tectonic flow, and probably displacement along low-angle detachment faults. Lateral intrageospheric movement can change conditions in some zones and thereby produce local heat and mass flows and convective systems of varying order. This new model is proposed as a replacement for the old model of mantle plumes. Being open systems, the individual geospheres and the mantle as a whole are subject to nonlinear geodynamic effects.

ОБ АККРЕТИРОВАНИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОДНЯТИЙ

© 1997 г. В. Д. Чехович

Институт литосферы РАН, Москва

Поступила в редакцию 15. 04.96 г.

Рассмотрены возможные варианты аккреции пород океанических вулканических поднятий в геологическом прошлом, которые теоретически должны субдуцироваться. Показано, что аккреции крупных блоков океанических поднятий способствовали тектонические покровы, связанные с предыдущей историей этих поднятий, что облегчало срыв коровых пластин и приращение их к нависающим краям плит. Сделан вывод, что аккреция пород океанических поднятий происходит на уровне осадочного чехла, на коровом и на литосферном уровнях. Высказано предположение о возможности аккреции верхних коровых пластин энзиматических островных дуг при продолжении поглощения подстилающей коры и литосферы.

Океанические литосферные плиты, перемещающиеся к зонам поглощения, несут на себе асейсмические вулканические поднятия. В современной геодинамической ситуации наиболее распространенными являются океанические поднятия, обязанные своим происхождением горячим точкам и трансформным разломам [3, 36, 43]. Все подобные поднятия имеют увеличенную относительно типичной океанической (7 км) [42] мощность земной коры (10–40 км) [15]. С приближением океанических поднятий к зонам субдукции начинается взаимодействие последних с нависающими краями плит [27]. До определенного времени считалось, что большинство океанических поднятий и подводных гор, подходящих к зонам субдукции, должны аккретироваться к краям нависающих плит [15]. Однако, более поздние исследования современных районов взаимодействия океанических поднятий и островных дуг показали, что последние главным образом субдуцируются [21, 26, 30, 32, 40, 41]. Как недавно показал Марк Клоос [19], океанические поднятия с мощностью коры до 17 км имеют отрицательную плавучесть по отношению к астеносфере, а литосферные плиты с поднятиями порядка 25–30 км приобретают отрицательную плавучесть в результате увеличения плотности коры при субдукционном метаморфизме. Таким образом, все поднятия с мощностью коры до 30 км субдуцируются. Согласно расчетам [19], субдукция океанических поднятий должна вызывать изостатический подъем нависающего края плиты порядка 1–3 км. Лишь при мощности коры океанических поднятий более 30 км плавучесть литосферной океанической плиты становится положительной, что служит причиной заклинивания зоны субдукции и проявления коллизионных процессов.

Ниже рассматриваются примеры как случаев современного взаимодействия океанических вулканических поднятий, входящих в зоны субдукции, с нависающими краями плит, так и результаты подобного взаимодействия в геологическом прошлом.

СЛУЧАИ СОВРЕМЕННОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ

В современной геодинамической ситуации, в изученных случаях вхождения океанических поднятий в зоны субдукции, они погружаются в этих зонах с незначительными внешними проявлениями этого процесса. Так, погружение подводного хребта Луисвиль в желобе Тонга [14], хребта Антрекасто в Ново-Гебридском желобе [20] и подводных гор в Марианском желобе [38] внешне отражены лишь случаями субдукционной эрозии в преддуговой области или в зазубренности границ, отвечающей бульдозерному эффекту при вхождении в зону субдукции отдельных гор. Ярким примером поглощения океанических поднятий является взаимодействие поднятия Кокос с Панамско-Коста-Риканской дугой и поднятия Барракуда с Антильской дугой. Поднятие Кокос возникло в результате прохождения океанической плиты над Галлапагосской горячей точкой. Мощность коры этого поднятия составляет 14 км. Недавно Дж. Корриган с соавторами [21] суммировал известные опубликованные ранее данные и результаты своих исследований относительно последствий субдукции этого океанического поднятия, начавшейся, судя по магнитным аномалиям, 1 млн. лет тому назад: 1 – перерыв в цепи активных вулканов непосредственно на простирании субдуцируемого поднятия, 2 – аномально пологая зона Беньофа под Коста-Рикой и уменьшение сейсмичности, 3 – вертикальный

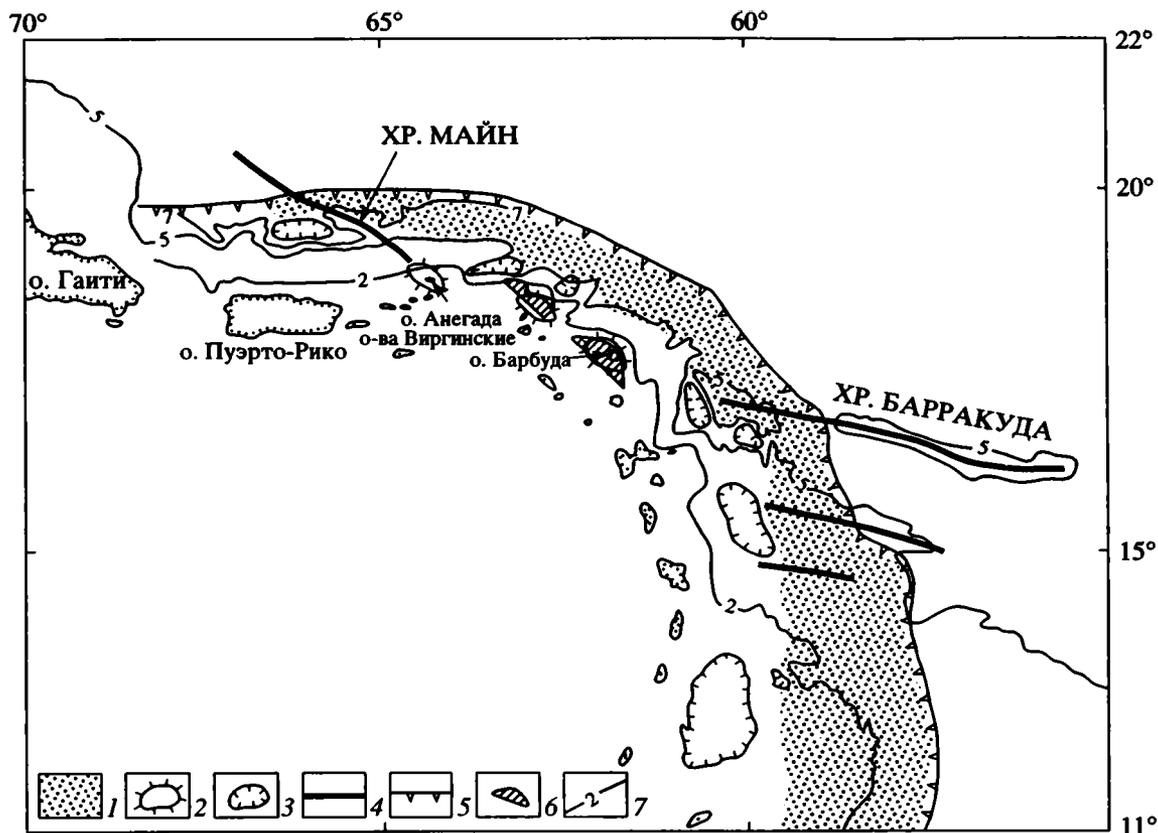


Рис. 1. Схема строения Антильской островной дуги [27].

1 – деформированные осадочные породы аккреционной призмы; 2 – подводные поднятия, совпадающие с магнитными аномалиями; 3 – впадины преддугового бассейна; 4 – асейсмичные океанические поднятия; 5 – зона субдукции; 6 – аномальные коровые блоки; 7 – изобаты (в километрах).

подъем с раннего плиоцена по ранний плейстоцен на 500 м, 4 – слабое горизонтальное сжатие (менее 5%). Таким образом, поднятие Кокос поглощается в Центрально-Американском желобе без существенных деформаций в преддуговой области или аккретирования блоков.

Еще один пример, относительно хорошо изученный геофизическими методами, – это поднятие Барракуда (рис. 1), обычно интерпретируемое как поднятие на трансформном разломе, имеющее мощность коры 12–14 км [17, 39]. Интересно, что оно подходит к дуге с Антильской субдукционной зоны своим западным склоном, поглощаясь в поперечном направлении. В. МакКанн и Л. Сайкс на основании тщательного анализа материалов по сейсмичности [33], показали, что на простирации поднятия Барракуда под нависающей плитой располагаются аномальные блоки, отражающие, видимо, положение этого поднятия на глубине. Это позволяет считать, что подходящий с севера к желобу Пуэрто-Рико подводный хребет Майн является продолжением поднятия Барракуда. Считается, что непосредственными следствиями субдукции поднятия Барракуда являются: 1 – выполаживание зоны субдук-

ции на этом отрезке с 55° до 35°; 2 – не объясняемые никакими другими геологическими причинами подводные поднятия в районе островов Барбуда, Анегада, Ангилья; 3 – 50 км перескок на запад в позднем миоцене цепи активных вулканов. Таким образом и в этом случае взаимодействие субдуцируемого океанического вулканического поднятия с островодужным сооружением не приводит ни к существенным деформациям, ни к приращению блоков этого поднятия.

Таким образом, рассмотренные примеры вхождения океанических вулканических поднятий в зоны субдукции подтверждают расчетные данные, согласно которым океанические вулканические поднятия с мощностью коры менее 30 км полностью погружаются в зонах поглощения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ПРОШЛОМ

Собственные наблюдения и литературные данные показывают, что в складчатых областях, сложенных островодужными образованиями, существуют две формы появления пород, принадлежащих океаническим вулканическим поднятиям

различной генетической природы. В одном случае они слагают достаточно значительные блоки площадью в несколько сотен кв. километров, а в другом – присутствуют в качестве фрагментов различного размера в хаотических, меланжевых иolistостромовых толщах.

Причленение крупных блоков. Первый пример – Олюторский полуостров на юге Корякии (рис. 2), сложенный вулканитами океанического поднятия и аккрецированный с юга к палеогеновой Говенско-Карагинской островной дуге, которая является наложенной на позднемеловые островодужные серии Ватынской дуги [10]. Этот блок размером 25 × 35 км сложен почти исключительно базальтовыми океаническими толщами (рис. 3), впервые обнаруженными А.В. Федорчуком [1]. В 1988 г. мной (при участии А.Н. Сухова) была составлена схематическая геологическая карта полуострова (рис. 3). Видимая нижняя часть разреза (300 м) сложена крупноподушечными слабо миндалекаменными базальтами и гиалокластитами с редкими маломощными прослоями осадочных пород, преимущественно кремней. По радиоляриям возраст этой толщи определен как ранне-среднекампанский (здесь и далее определение В.С. Вишневецкой). Выше, отделяясь надвиговой поверхностью, располагаются черные миндалекаменные мелкоподушечные или комковатые базальты и гиалокластиты (1000 м) с маломощными прослоями кремней в верхах разреза. Также по радиоляриям определен позднекампанский возраст этой толщи. Верхней частью океанического разреза является толща массивных диабазов и подушечных базальтов с линзами кремней. Эта толща также отделена от нижележащей относительно пологим надвигом. По петролого-геохимическим характеристикам (данные А.В. Федорчука, А.Н. Сухова) вулканиты трех толщ ближе всего подходят на обогащенные (подщелоченные) базальты поднятий на трансформных разломах [1].

В структурном отношении океанический блок Олюторского полуострова характеризуется субширотными простираниями базальтовых толщ, относительно полого падающих на север. Подобное же направление имеют и надвиги также с относительно пологим северным падением. Структура явно дискордантна по отношению к смятым в субмеридиональные складки одновозрастным островодужным толщам Олюторского хребта. К сожалению, контакт этого океанического блока с островодужными толщами на севере на значительном протяжении скрыт под молодыми полого залегающими контрастными вулканитами, вероятно, рифтогенного типа и лишь на востоке видно, что они торцово причленяются к островодужным позднемеловым структурам, которые в районе сочленения плавно изменяют простирание с северо-восточного на широтное и приобретают крутые падения на север.

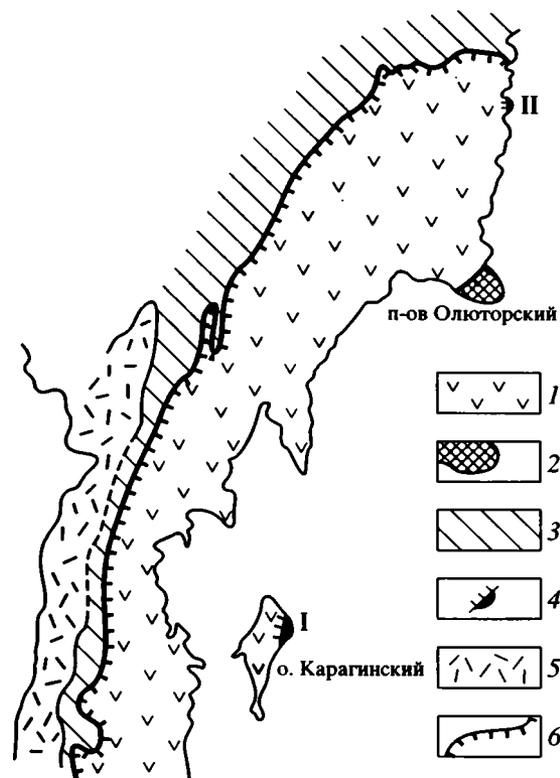


Рис. 2. Положение аккрецированного блока Олюторского полуострова.

1 – островодужный Олюторский террейн с наложенными позднекайнозойским вулканическим и осадочным комплексами; 2 – аккрецированный комплекс океанического вулканического поднятия Олюторского полуострова; 3 – флишоидные комплексы континентального склона (Укэляйтская зона); 4 – аккреционные призмы: I – о. Карагинский, II – восточного склона Олюторского хребта; 5 – Западно-Камчатско-Корякский вулканический пояс; 6 – граница Олюторского террейна.

Гравитационное поле Олюторского полуострова отличается от Корякского, характеризуясь интенсивной положительной изостатической аномалией, эквивалентной дефициту мощности земной коры в 5–7 км [6].

Таким образом, Олюторский хребет и одноименный полуостров не только сложены одновозрастными толщами, сформировавшимися в различной геодинамической обстановке, но и характеризуются различным строением земной коры, что подчеркивает аккреционную природу океанического блока Олюторского полуострова.

Предполагается, что субдукция под позднемеловую Ватынскую островную дугу происходила с севера на юг [10], и в этом случае океаническое поднятие Олюторского полуострова находилось на той же литосферной плите, что и островная дуга, но южнее. По палеомагнитным данным в конце мела Ватынская дуга располагалась на 50–40° с.ш., т.е. южнее ее современного положения [6]. В начале палеогена произошла смена направления субдукции и

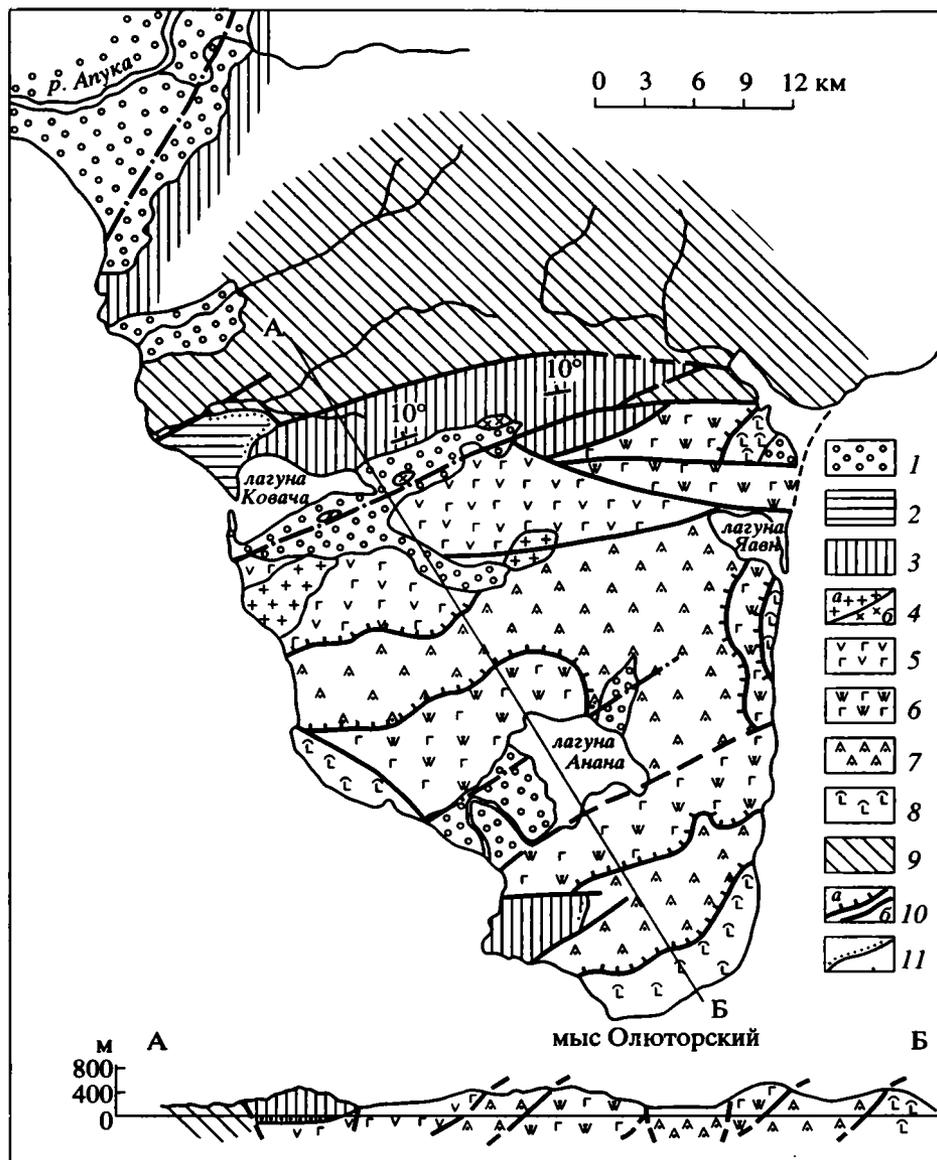


Рис. 3. Схема строения Олюторского полуострова.

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2 – мелководные морские отложения верхнего миоцена; 3 – прибрежно-континентальные вулканогенные образования кайнозойской континентальной серии; 4 – палеогеновые плагиограниты (а) и кайнозойские дацит-порфиры (б); 5–8 – позднемиоловые вулканические толщи океанического типа: 5–6 – кремнисто-диабазовые толщи; 5 – проработанные и измененные воздействием палеогеновых и кайнозойских интрузий, 6 – не измененные; 7 – позднекампанская толща “пузыристых” базальтов; 8 – ранне-среднекампанская толща подушечных базальтов и гиалокластитов “обогащенного” типа; 9 – позднемиоловая вулканогенная островодужная серия; 10 – надвиги (а), разломы (б); 11 – границы несогласного налегания.

океаническое поднятие стало сближаться с активной палеогеновой островной дугой. Однако, время его аккреции остается неизвестным, поскольку в районе сочленения отсутствуют какие-либо следы осадочных пород аккреционной призмы.

Большой интерес представляет аккрецированное к Панамско-Коста-Риканской дуге сложно построенное поднятие Никоя расположенное на трансформном разломе (рис. 4), отвечающее изве-

стному ранее одноименному комплексу [22, 24, 28]. Последние исследования Ди Марко показали [25], что этот аккрецированный терреин еще до приближения к островной дуге в предкампанское время состоял из трех тектонических покровов. Нижний состоит из толеитовых океанических базальтов с прослоями кремней, датируемых от альба до сантона; средний покров Матапало, объединяет систему чешуй и мелких покровов, сложенных океаническими базальтами с остатками

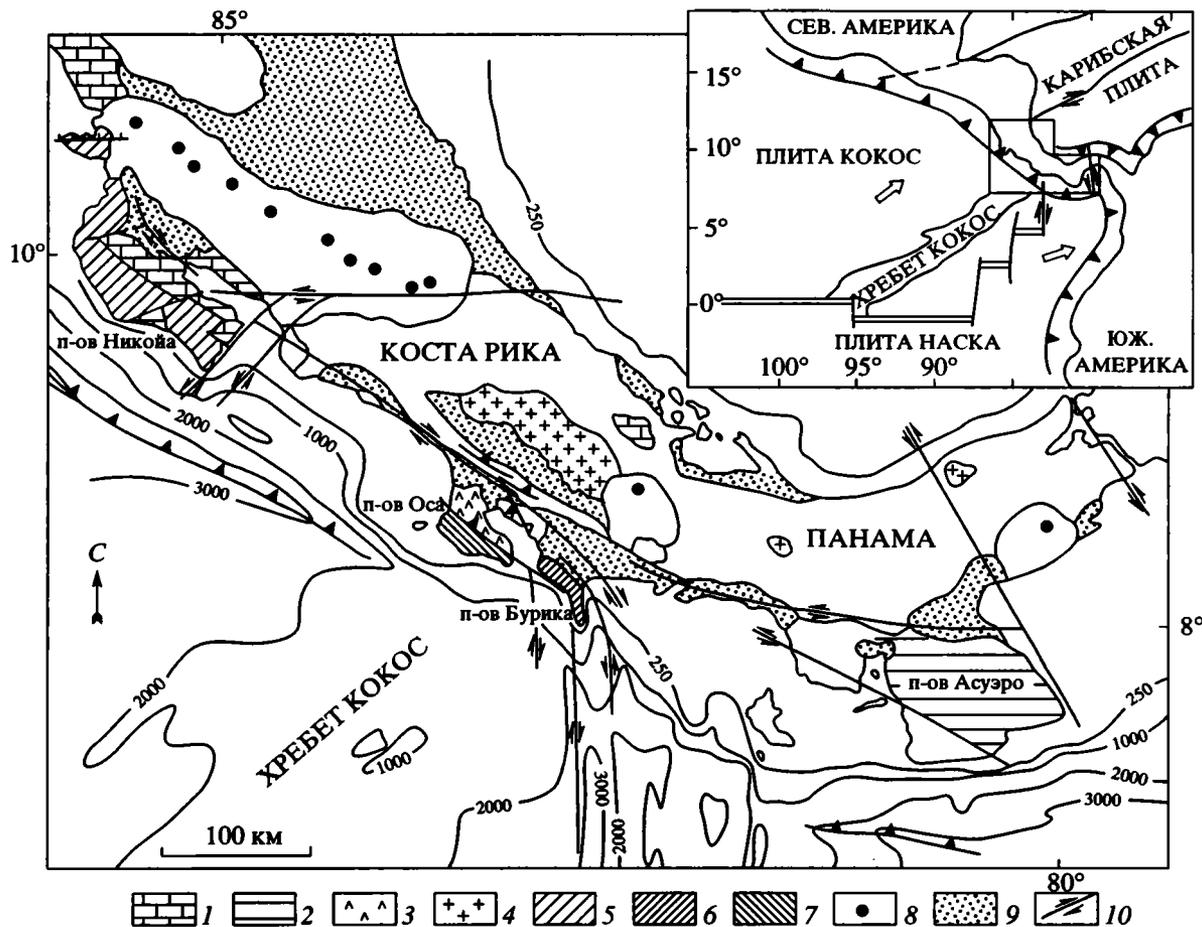


Рис. 4. Схема расположения аккрецированных террейнов Панамско-Коста-Риканской дуги [19].

1-3 – островодужные террейны: 1 – Чоротегга, 2 – Гольфито, 3 – Ринкон; 4 – неогеновые интрузии; 5-6 – террейны океанических поднятий: 5 – Никойя, 6 – Бурика; 7 – террейн Оса-Каньо (комплекс аккреционной призмы); 8 – неогеновые вулканы; 9 – аллювий; 10 – крупнейшие сдвиги.

радиоляритового осадочного чехла разного возраста (байос-оксфордского, титон-барремского и неоком-сеноманского); верхний покров Санта-Елена представлен ультрамафитами. Эти покровы несогласно перекрыты кампанскими известняками типа карбонатных платформ (рис. 5). Судя по палеомагнитным данным, в кампане весь этот комплекс находился на 8° ю.ш. Отложения верхнего кампана и нижнего маастрихта представлены пелагической конденсированной пачкой известняков. Лишь в среднем-верхнем палеоцене и эоцене в перекрывающих осадках появляется андезитовый материал, свидетельствующий о близости островной дуги. Аккреция комплекса Никойя произошла в эоцене, поскольку средне-эоценовые карбонатные отложения запечатывают как деформированные островодужные образования, так и осадочный чехол вулканического океанического поднятия.

Здесь же во внешней части дуги Южной Центральной Америки в последние годы выделен еще

один аккрецированный блок – террейн Бурика (рис. 4, [16]). Он представлен толеитовыми базальтами с редкими прослоями радиоляритов кампанского возраста, иногда имеющими опрокинутое залегание. Эти базальты перекрыты палеоценовыми и эоценовыми известняками типа карбонатной платформы (см. рис. 5). Католюминесцентные исследования показали, что карбонатные породы формировались на малых глубинах. В них полностью отсутствует материал, который указывал бы на близкое расположение островной дуги или континента. Палеомагнитные данные для позднего палеоцена свидетельствуют о нахождении этого поднятия южнее его современного положения. Аккреция произошла между поздним эоценом и плиоценом; во время аккреции блок был развернут против часовой стрелки на 90°.

Еще один пример также из Карибского региона. Речь идет о полуострове Сур Гаити (рис. 6). Северная часть острова сложена мел-палеогеновыми комплексами островодужного сооружения

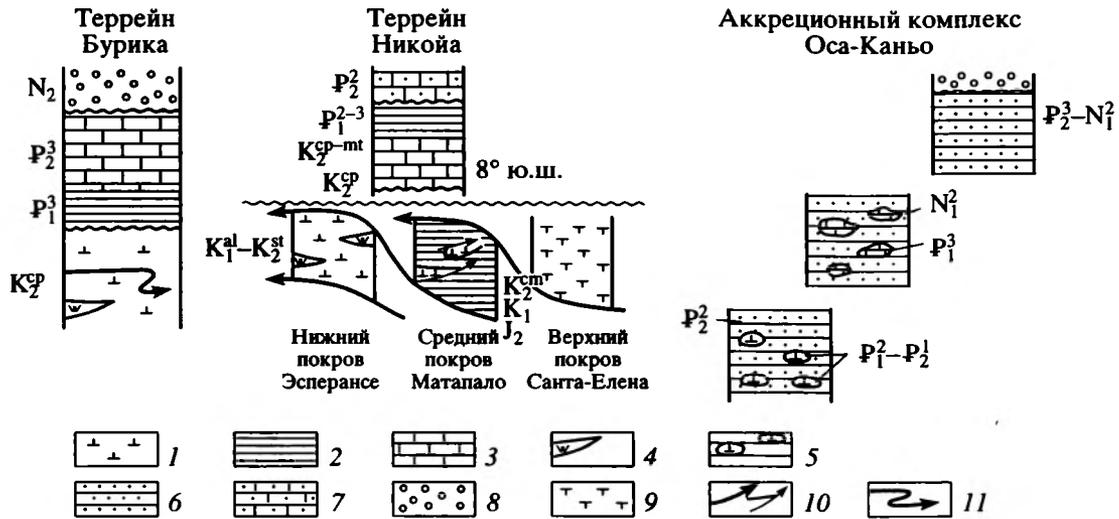


Рис. 5. Схематические колонки террейнов Панамско-Коста-Риканской дуги (вне масштаба).

1 – базальтовые комплексы океанических вулканических поднятий; 2 – мергелисто-глинисто-радиоляритовый чехол; 3 – чистые карбонатные породы; 4 – линзы и прослои кремней и радиоляритов; 5 – чужеродные обломки базальтов и известняков в терригенной матрице; 6 – флишoidная терригенная матрица; 7 – известняки с примесью туфогенного и терригенного материала; 8 – третичные обломочные отложения; 9 – аллохтонные ультрамафиты; 10 – покровные тектонические взаимоотношения и крупные срывы внутри аллохтонов; 11 – опрокинутые залегания.

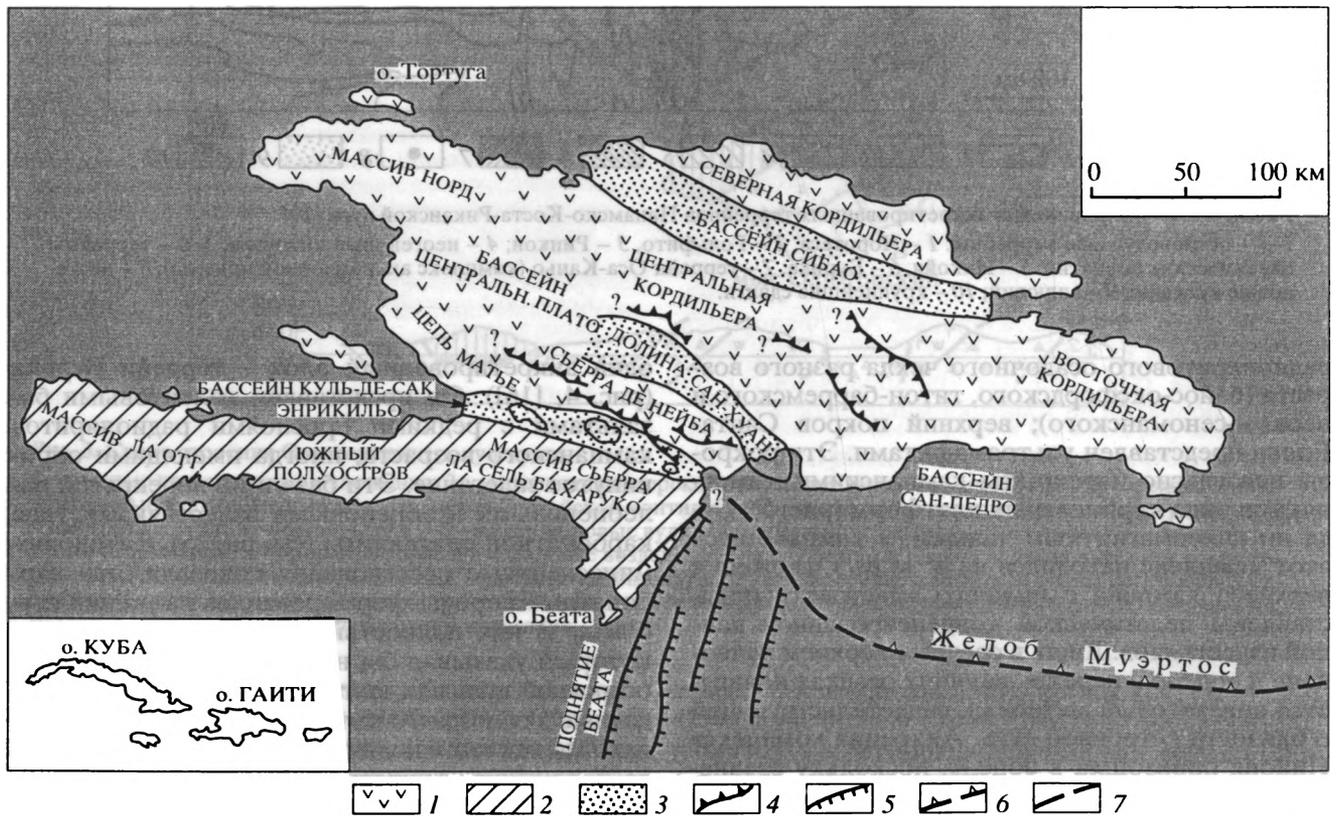


Рис. 6. Схема положения аккрецированного океанического блока полуострова Сур о. Гаити в системе островодужного сооружения Больших Антилл.

1 – островодужное сооружение Больших Антилл; 2 – комплексы аккрецированного океанического поднятия; 3 – плиоцен-четвертичные впадины; 4 – надвиги; 5 – сбросы; 6 – зона субдукции; 7 – заполненное осадками продолжение желоба Муэртос.

Больших Антилл, южная – океаническими комплексами мелового возраста [31, 34]. Последние состоят из чередования базальтовых и диабазовых покровов с прослоями осадочных пород меньшей мощности. По петролого-геохимическим признакам базальты аналогичны достигнутым при бурении в рейсе 15 Гломар Челленджера на поднятии Беата. Вулканогенно-осадочный разрез венчается пачкой известняков среднего маастрихта, на которых трансгрессивно располагаются палеогеновые серии. Комплекс вулканического поднятия в предмаастрихтское время подвергся интенсивной тангенциальной тектонике. Были сформированы хаотические толщи, отвечающие подошве пологих тектонических покровов [23]. Эти тектонические покровы возникли до приращения полуострова Сур к островной дуге Больших Антилл, поскольку с позднего маастрихта начинается непрерывный карбонатно-мергелистый разрез без примеси терригенного или вулканогенного материала. Аккреция же полуострова Сур произошла в конце миоцена, на что указывают тектонические покровы с южной вергентностью, обнаруженные Жаком Буржуа [18] в Сьерре де Нейба. Эти покровы связаны с поддвигом карибской коры в желобе Муэртос [29].

Фрагменты пород океанических поднятий в аккреционных призмах. Появление пород океанических вулканических поднятий или гор в современных складчатых поясах связано с меланжевыми и олистостромовыми комплексами в аккреционных призмах. Недавно И. Окамурой [37] на примере мезозойского аккреционного комплекса Центральной Японии предложена модель формирования крупномасштабных меланжей при субдукции океанических гор, как это, вероятно, происходит в Нанкайском и Японском желобах. Согласно выдвинутой идее, основывающейся на анализе разного типа меланжевых толщ в мезозойской аккреционной призме террейна Мино, где они образуют пояс шириной от 20 до 40 км и по простиранию прослеживаются на 100 км, предполагается, что наиболее нарушенные меланжи формируются в результате гравитационного обрушения вершины аккреционной призмы и тылового склона прогрессивно субдуцируемого вулканического поднятия. Простейшие расчеты показывают, что рост аккреционной призмы во времени вдесятеро медленнее субдукции океанического поднятия, сопоставимого по размерам, поэтому величина меланжевых формаций в аккреционных призмах на порядок меньше субдуцируемого поднятия [37]. Следует иметь в виду, что при исследованиях с помощью широкообзорных бортовых сонаров типа Си-Марк или Глория фиксируются шлейфы обломков в современных аккреционных призмах и на днищах желобов, но размеры их не превышают первых сотен метров на ширине и 10–15 м по мощности. Лишь в жело-

бе Сунда отмечены масштабные шлейфы – десятки километров шириной и сотни метров мощности [35].

Субдукционные меланжи и олистостромы, содержащие фрагменты и блоки базальтов океанических поднятий, изучены также в Камчатско-Корякском регионе. Это палеогеновая аккреционная призма на о. Карагинском [11], или позднесенонская аккреционная призма на восточном склоне Олюторского хребта.

Общая геологическая ситуация в северной части Олюторского хребта описана в ряде работ [1, 2, 10]. Здесь позднемеловые-раннепалеогеновые толщи Укеляйтского флиша, интерпретируемого как отложения континентального склона и подножья, тектонически перекрыты образованиями Олюторского террейна (см. рис. 2), включающего в себя как наиболее распространенные кремнисто-вулканогенные и вулканогенные островодужные толщи, датируемые от коньякского времени до раннего палеоцена [10], так и отдельные тектонические пластины океанических (окраинно-морских) базальтов и кремнистых толщ позднего мела (альб-турон – кампан-маастрихт). В районе бухты Амаян (60–70 км южнее фронтальной границы Олюторского террейна) из под покрова островодужных вулканитов и кремнистых пород кампан-маастрихтского возраста выходит флишоидная толща с олистолитами кремнистых пород и базальтов, которые по геохимическим признакам квалифицируются как базальты океанических островов (данные Г.Б. Ледневой, устное сообщение). Кроме олистолитов в терригенной матрице присутствуют и эффузивные покровы аналогичных базальтов. Микропалеонтологические исследования показали [2, 13], что формирование терригенной матрицы, так же, как и содержащихся в ней кремневых олистолитов, относится к кампан-маастрихтскому времени, т.е. одновременно с отложением Укеляйтского флиша. Близкое сходство геохимических характеристик терригенной матрицы олистостромы и Укеляйтского флиша позволяет предполагать их отложение в едином бассейне, источником питания для которого служила древняя континентальная кора. Присутствие во флишоидно-олистостромовом комплексе, кроме олистолитов и олистоплак, нормальных базальтовых покровов свидетельствует, что терригенный материал выносился в ту часть бассейна, где происходило формирование океанического вулканического поднятия. Все имеющиеся данные свидетельствуют, что в поздне-сеноне в корякском сегменте азиатской континентальной окраины существовал последовательный латеральный ряд: континентальный склон и подножье (Укеляйтский флиш), северо-западная часть бассейна (флишоидные отложения терригенной матрицы олистостромы и кремнистые толщи), вулканическое океаническое

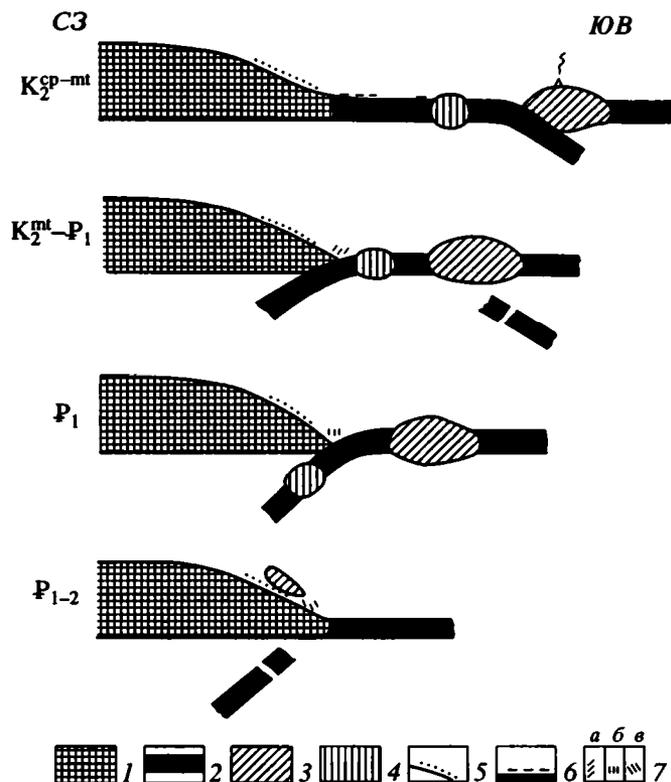


Рис. 7. Модель формирования аккреционной призмы восточного склона Олюторского хребта.

1 – континентальная литосфера (Сибирский континент); 2 – океаническая литосфера; 3 – островная дуга (Олюторский террейн); 4 – океаническое вулканическое поднятие; 5 – флишевые отложения континентального склона и подножья (укелятский флиш); 6 – терригенные отложения бассейна на океанической коре; 7 – образования аккреционной призмы (флишево-олигостромовый комплекс): а – недеформированные, б – деформированные на первом этапе, в – деформированные на втором этапе.

поднятия (покровы субщелочных океанических базальтов и олистоплаки), юго-восточная часть бассейна (кремнистые толщи) и энзиматическая островная дуга (известково-щелочные вулканы и кремнистые отложения). Анализ палеомагнитных данных показывает, что формирование структуры аккреционной призмы происходило в два этапа. С первым связано образование нормальных широтных складок, а со вторым – их сжатие и опрокидывание на север [6]. Создание современной структуры рисуется следующим образом (рис. 7, [12]).

Поздне меловая субдукция океанической коры под континент приводит к формированию осадочной аккреционной призмы и приближает к зоне поглощения океаническое вулканическое поднятие. При погружении этого поднятия происходит первая деформация пород аккреционной призмы. После полного погружения вулканического поднятия процесс поглощения океанической коры продолжается вплоть до приближения островной дуги. При ее столкновении происходит сжатие уже деформированных пород аккреционной призмы и их опрокидывание на север за счет

движения тектонических покровов островодужных толщ в этом направлении.

Еще один пример можно снова привести из Панамско-Костариканской дуги. Изученный Ди Марко аккреционный комплекс Оса-Каньо состоит из трех частей (рис. 5, [25]). Внутренняя (ближняя к дуге) представлена типичным аккреционным меланжем, состоящим из терригенной матрицы, формировавшейся в желобе, и экзотических блоков. Матрица датируется средним эоценом, а ассоциирующие с экзотическими базальтами пелагические осадки – поздним палеоценом-ранним эоценом. Средняя часть комплекса представлена также терригенной матрицей и экзотическими блоками пелагических известняков, возраст которых определяется от верхнего палеоцена до среднего миоцена. Третья, внешняя часть призмы сложена деформированными отложениями глубоководного желоба и не содержит экзотических блоков. Таким образом, со среднего эоцена, после присоединения к дуге крупных блоков океанических вулканических поднятий (террейны Никойя и Бурика) началось формирование аккреционного комплекса Оса-Каньо. Ранний этап

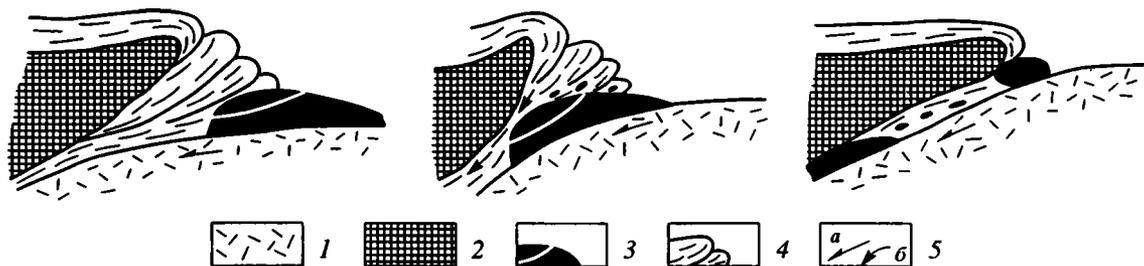


Рис. 8. Схема коровой аккреции части субдуцируемого океанического поднятия.

1 – океаническая литосфера; 2 – нависающая плита; 3 – океаническое поднятие; 4 – аккреционная призма; 5 – направление движения пододвигаемой плиты (а) и субдуцируемого материала (б).

его образования, судя по возрасту экзотических блоков, свидетельствует о поглощении в зоне субдукции палеогенового океанического поднятия.

ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотрено два случая взаимодействия субдуцируемых океанических поднятий с островными дугами.

В одном случае к дугам причленяются крупные блоки океанических поднятий, в другом поднятия поглощаются почти полностью, оставляя лишь шлейф экзотических блоков в аккреционных призмах.

Казалось бы, как на примерах современной геодинамической ситуации, так и по расчетам, все океанические поднятия с мощностью коры менее 20–25 км должны погружаться в зону субдукции. Вряд ли можно представить, что в рассмотренных примерах мощности океанических поднятий превышали 30 км, поскольку заклинивания зоны субдукции не происходило, также как и вызванного этим орогенеза. Скорее всего, аккреция таких блоков происходила на коровом уровне со срывом и выкалыванием мощных пластин.

Теоретическая возможность существования расслоенности и срывов на разных уровнях коры и литосферы неоднократно обсуждалась в литературе [6, 7, 8, 9], также как и отдельные примеры ранних срывов, предшествовавших аккреции [3, 7]. Материал рассмотренных выше случаев позволяет говорить об определенных условиях, при которых облегчались подобные процессы. Одним из таких условий служила доаккреционная подготовленность таких срывов.

Сложно построенное океаническое поднятие Никойя или океанические комплексы полуострова Сур Гаити или террейн Бурика еще до аккреции претерпели существенные тангенциальные воздействия, в результате которых в океанических условиях возникли тектонические покровы. В связи с этим срыв этих комплексов с подстилающей плиты не требовал значительных усилий.

Второй причиной мог явиться характер контрфорса – при отсутствии хорошо развитой аккреционной призмы или осадков желоба происходило более жесткое взаимодействие нависающего края островной дуги и субдуцируемого поднятия и, как следствие, выкалывание коровых клиньев по ослабленным горизонтам. Практическое отсутствие образований аккреционных призм или желобов в зонах сочленения океанических поднятий с островодужными формациями подтверждает это предположение.

Однако, даже при наличии маломощной аккреционной призмы вход океанического поднятия в зону субдукции, приводящий к приподниманию края нависающей плиты, вероятно, мог способствовать субдукционной эрозии и затягиванию осадков в зону субдукции, приводя снова к жесткому взаимодействию океанического поднятия и островной дуги (рис. 8).

При мощной и протяженной аккреционной призме или мощных осадках в желобе создается большая разница в плотностях нависающей и погружающейся плиты, что благоприятствует продвижению океанического поднятия, которое оставляет за собой лишь след в виде экзотических блоков в аккреционном комплексе.

Все сказанное выше приводит нас к выводу о том, что процессы аккреции материала океанических вулканических поднятий могут происходить на разных уровнях (рис. 9):

- на уровне осадочного чехла, когда лишь экзотические блоки, принадлежавшие океаническому поднятию, свидетельствуют о его погружении в зону субдукции;
- на коровом уровне, когда к островной дуге причленяются значительные по объему горизонтально отслоенные блоки океанического поднятия;
- на литосферном уровне, когда происходят заклинивание зоны субдукции с причленением океанического литосферного блока к нависающему краю и перескок зоны субдукции.

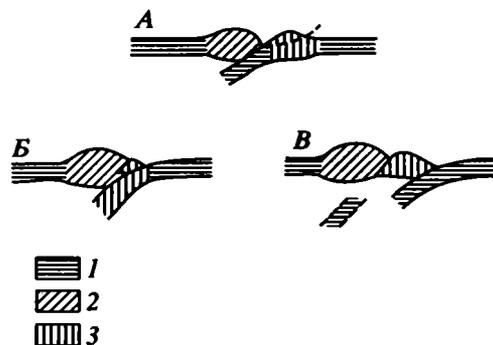


Рис. 9. Схема коровой и литосферной аккреции.
1 – океаническая литосфера; 2 – островная дуга; 3 – океаническое поднятие; А – доаккреционное положение дуги и океанического поднятия с доаккреционными срываами; Б – коровая; В – литосферная аккреция.

Автор отдает себе отчет в том, что в данной статье не рассмотрены многие другие факторы, вероятно, влияющие на результаты взаимодействия субдуцируемых океанических поднятий с нависающими краями плит, – такие как скорость субдукции, угол наклона зоны поглощения, относительные превышения вулканических гор над поверхностью субдуцируемой океанической плиты и т.п. Однако, представляется, что принципиальная модель аккреции на коровом уровне правомерна и, более того, может быть использована для объяснения результатов взаимодействия с континентом приближающихся к зоне субдукции энсиматических островных дуг с относительно маломощной корой, когда уже предварительно испытывавшие покровные перемещения островодужные комплексы оказываются сорванными с литосферной плиты и шарьются на аккреционную призму или на погруженную часть континента при сохранении прежнего положения зоны поглощения, куда погружаются корни островной дуги. Возможность субдукции островных дуг с небольшой мощностью коры теоретически является обоснованной [19].

Как нерешенную следует также отметить проблему причин скупивания океанической коры вулканических поднятий до их приближения к зонам поглощения. Актуалистические примеры подобных явлений пока не известны, в связи с чем углубленное детальное изучение имеющихся примеров из геологического прошлого представляется весьма необходимым.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 96-05-64209).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Вишневецкая В.С., Кебезинский П.К., Сухов А.Н., Федорчук А.В. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
2. Богданов Н.А., Сухов А.Н., Вишневецкая В.С., Чехович В.Д., Федорчук А.В. Океаническая олистострома западного побережья Алеутской впадины // Геотектоника. 1982. № 5. С. 56–67.
3. Геология Берингова моря и его континентального обрамления. Л.: Недра, 1985. 126 с.
4. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 110–140.
5. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутриплитовый вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28–45.
6. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1996. № 3. С. 82–96.
7. Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В., Соколов С.Д., Разницын Ю.Н., Леонов Ю.Г., Макаров В.И. Тектоническая расчлененность литосферы и ее значение для геокартирования // Изв. АН СССР. 1991. № 12. С. 3–17.
8. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Камчатского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 261 с.
9. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое // Тихоокеанская окраина Азии: Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–255.
10. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 271 с.
11. Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В. О тектонике острова Карагинского // Геотектоника. 1989. № 1. С. 121–123.
12. Чехович В.Д., Коваленко Д.В. Аккреционные процессы позднего мела-палеогена в Корякском сегменте Азиатской континентальной окраины. РФФИ в Сибирском регионе // Иркутск: Изд-ние Ин-та Земн. коры, 1995. С. 110.
13. Шербинина Е.А., Коваленко Д.В. О возрасте кайнозойских флишево-олистостромных толщ Олюторского хребта (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 2. С. 110–112.
14. Ballance P.F., Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J., Ryan H., Herzer R.H. Subduction of late Cretaceous seamount of the Louisville Ridge at the Tonga Trench: A model of normal and accelerated tectonic erosion // Tectonics. 1989. V. 8. P. 953–962.
15. Ben-Avraham Z., Nur A., Jones D., Cox A. Continental accretion: From oceanic plateaus to allochthonous terranes // Science. 1981. V. 213. P. 47–54.
16. Baumgartner P.O., Obando J.A., Mora C., Channell J.E.T., Steck A. Paleogene accretion and suspect terranes in southern Costa Rica (Osa, Burica, Central America). In Lerue D., Draper J. Transactions of 12th Caribbean geological Conference, St. Croix, U. S. Virgin Islands. P. 529.
17. Birch F. The Barracuda fault zone in the western North Atlantic. Geological and geophysical studies // Deep Sea Res. 1970. V. 17. P. 847–859.

18. *Bourgeois J., Glacon G., Tavares I., Vila J.-M.* Découverte d'une tectonique tangentielle récente a vergence Sud dans la Sierra de Neiba (ile d'Hispaniola, République Dominicaine, Grandes Antilles) // C. R. Acad. Sc., Paris. 1979. t. 289. P. 257–260.
19. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1993. V. 105. P. 715–737.
20. *Collet J.-Y., Fisher M.A.* The collision zone between the d'Entrecasteaux Ridge and New Hebrides island arc: Sea beam morphology and shallow structure // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. P. 4457–4478.
21. *Corrigan J., Mann P., Ingle J.C.* Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama – Costa Rica // *Geol. Soc. America Bull.* 1990. V. 102. P. 628–652.
22. *De Boer J.* The outer arc of the Costa Rican orogen (oceanic basement complexes of the Nicoya and Santa Elena Peninsulas) // *Tectonophysics.* 1979. V. 56. P. 221–259.
23. *De Lepinay M.B., Labesse B., Sigal J., Vila J.-M.* Sédimentation chaotique et tectonique tangentielle maëstrichtiennes dans la presqu'île du Sud de Haïti (île d'Hispaniola, Grandes Antilles) // C. R. Acad. Sc., Paris. 1979. V. 289. P. 887–890.
24. *Dengo J.* Tectonic-igneous sequences in Costa Rica. In Engel A.A.J., James H.M., Leonard B.F., Eds., *Petrological studies: A volume in Honor of A.F. Buddington* // *Geol. Soc. Am. Mem.* 1962. P. 133–161.
25. *Di Marco G.* Les terrains accretées du Sud de Costa Rica. Evolution tectonostratigraphique de la marge occidentale de la plaque Caraïbe // *Mem. de Géologie (Lausanne).* 1994. V. 20. P. 184.
26. *Fischer M.A.* Tectonic processes at the collision of the D'Entrecasteaux zone and New Hebrides island arc // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. P. 10 470–10 486.
27. *Karig D.E.* Deformation in the forearc: Implication for mountain belts, in Hsu K.J., Ed., *Mountain building process* // London. England: Academic Press, 1983. P. 59–72.
28. *Kuijpers E.P.* The geologic history of the Nicoya ophiolite complex Costa Rica and its tectonic significance // *Tectonophysics.* 1980. V. 68. P. 233–255.
29. *Ladd J.W., Watkins J.S.* Active margin structure within the north slope of the Muertos trench // *Geol. en Mijnbouw.* 1978. V. 57. P. 255–260.
30. *Lonsdale P.* A multibeam reconnaissance of the Tonga Trench axis and its intersection with the Louisville Guyot chain // *Marine Geophysical Researches.* 1986. V. 8. P. 295–327.
31. *Maurrasse F., Husler J., Georges G., Schmitt R., Da-mond P.* Upraised caribbean sea floor below acoustic reflector B at the southern peninsula of Haiti // *Geol. en Mijnbouw.* 1979. V. 58. P. 71–83.
32. *Masson D.G., Parson L.M., Milson J., Nichols G., Sukumbang N., Dwiyanto B., Kallagher H.* Subduction of seamount at the Java Trench: A view with long-range sidescan sonar // *Tectonophysics.* 1990. V. 185. P. 51–65.
33. *McCann W.R., Sykes L.R.* Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean plate: Implication for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. № 86. P. 4493–4519.
34. *Montplaisir B.R.* Contribution a l'étude géologique de la partie orientale du Massif de la Hott (presqu'île du Sud de Haïti). Synthèse structurale de marges de la presqu'île a partir de données sismique. Thèse Doct. Univ. Paris VI mention Geol. struct. 1986. 235 p.
35. *Moore S., Curray J.R., Emmel F.J.* Large submarine slide (olistostrome) associated with Sunda arc subduction zone, Northeast Indian Ocean // *Marine Geol.* 1976. V. 21. P. 211–226.
36. *Morgan W.J.* Deep mantle convection plumes and plate motions // *Bull. Amer. Petrol. Geol.* 1972. V. 56. № 2. P. 203–213.
37. *Okamura Y.* Large-scale melange formation due to seamount subduction: An example from the Mesozoic accretionary complex in central Japan // *J. Geol.* 1991. V. 99. P. 661–674.
38. *Okino K., Kato Y.* Geomorphological study on a clastic accretionary prism: The Nankai Trough // *The Island Arc.* 1995. V. 4. P. 182–198.
39. *Peter G., Westbrook G.* Tectonics of southwestern North Atlantic and Barbados ridge complex // *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 1976. V. 60. P. 1078–1106.
40. *Vogt P.R., Lowrie A., Bracey D.R., Hey R.N.* Subduction of aseismic oceanic ridges: Effect on shape, seismicity, and other characteristics of consuming plate boundaries // *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 1976. V. 172. P. 1–59.
41. *Von Huene R., Scoll D.W.* Observation at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion and the growth of continental crust // *Reviews of Geophysics.* 1991. V. 29. P. 279–316.
42. *White R.S., McKenzie D., O'Nions R.K.* Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversion // *Journal Geophysical Research.* 1992. V. 97. P. 19 683–19 715.
43. *Wilson J.T.* A new class of faults and their bearing of continental drift // *Nature.* 1965. № 4995. P. 343–347.

Рецензенты: А.А. Моссаковский, С.Д. Соколов

On the Accretion of Oceanic Volcanic Rises

V. D. Chekhovich

Institute of the Lithosphere, Russian Academy of Sciences, Moscow

in theory, oceanic rises entering subduction zones are expected to be subducted. Possible models of their accretion in the geological past are considered. It is shown that nappes related to the previous history of large blocks of oceanic rises facilitated accretion of these blocks by preparing the detachment of crustal slices and their incorporation into overriding plate margins. The rises are accreted at levels of the sedimentary cover, of the earth's crust, and of the lithosphere. The upper-crust slices of ensimatic island arcs are assumed to be accreted while the consumption of the underlying crust and lithosphere continues.

УДК 551.243(234.74)

НЕОБЫЧНЫЕ ПЛИКАТИВНЫЕ ФОРМЫ В ПОКРОВНО-СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЕ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

© 1997 г. Ю. В. Миллер

Институт геологии и геохронологии докембрия, С.-Петербург

Поступила в редакцию 28.09.95 г.

Необычные структурные формы, по-видимому, представляют собой опрокинутые на юго-запад свекофенские купола, формирование которых происходило в краевой части Лапландского аллохтона как реакция на нарушенное в ходе покровообразования гравитационное равновесие. Становление куполов (а в некоторых случаях и генетически связанных с ними колчановидных складок, составляющих их внутреннюю структуру) осуществлялось на фоне продолжающегося регионального течения материала с северо-востока на юго-запад, что соответствовало направлению движения Лапландского аллохтона. Это привело к юго-западной вергентности разновозрастных складок, закономерному опрокидыванию куполов, а на более поздней стадии процесса – к развитию взросов, наложенных на купола, но отражающих перемещение материала в том же направлении. Модель “опрокинутых куполов” лучше других объясняет факты, но и она не исчерпывает проблемы, – существуют структуры, которые и с этих позиций не находят удовлетворительной интерпретации.

Колчановидные складки (*sheath-folds*) – редко встречающиеся структурные формы. Это может быть связано с тем, что в природе лишь в исключительных случаях реализуются условия, необходимые для их формирования. С другой стороны, возможно, что малая распространенность этих структурных форм – явление в какой-то степени кажущееся, связанное с неумением геологов-съемщиков их диагностировать. И это не удивительно: большинство геологов просто не подозревают о существовании таких складок, поскольку упоминания о них отсутствуют почти во всех отечественных и зарубежных справочниках и руководствах. Проблема колчановидных складок затронута в ряде работ зарубежных исследователей [20, 21, 23–25 и др.]. Насколько известно автору, в работах российских геологов такие складки, мелкие, наблюдающиеся в масштабе обнажений, упоминаются в монографиях В.В. Эза [16, 17] под названием сосульковидных, а подробно описаны и привязаны к конкретной структурной ситуации только В.В. Балаганским и Н.Е. Козловой [18] в образованиях, отнесенных нами к свекофенскому Лапландскому аллохтону [3].

В большинстве случаев (но не всегда!) колчановидные складки пространственно и генетически связаны с тектоническими покровами и их оси изначально имели, а во многих случаях и сейчас сохраняют пологую или субгоризонтальную ориентировку. Сложность диагностики таких складок определяется, прежде всего, тем, что характерные для них замкнутые контуры фиксируются обычно в крутых или вертикальных сечениях, тогда как на геологической карте они нередко выглядят как обычные антиформные или син-

формные линейные складки. Большинство исследователей сходятся во мнении, что оси колчановидных складок фиксируют траекторию перемещения (течения) материала¹. Соответственно колчановидные складки, связанные с покровообразованием, – прекрасные индикаторы траектории перемещения покровов или шире – тектонических потоков. В этом состоит методическая и геодинамическая значимость колчановидных складок.

В отличие от колчановидных складок, купола – широко распространенные структурные формы, играющие важную роль в строении щитов и складчатых областей. Но и их диагностика сопряжена с определенными трудностями, связанными с тем, что в геологии термин купол из чисто морфологического постепенно превратился в генетический. В результате куполами называют (и в этом есть своя логика) пространственные сооружения, не имеющие ничего общего с архитектурным прототипом. В частности, в многочисленных экспериментах, а позднее и на конкретных геологических объектах [26] было показано, что тела, слагающие ядра диапировых куполов и определяющие их морфологию, по своей форме приближаются к капле, обращенной округлым завершением вверх, острым – вниз (форма всплывания менее плотной жидкости в более плотной). Соответственно идеальный диапировый купол только в верхних сечениях выглядит как “настоящий” купол, в нижних – как воронка, в промежуточных – как трубообразное тело. Еще гораздо более сложную форму могут иметь так называемые блоково-купольные структуры [15].

¹ Под течением понимается процесс, охарактеризованный в работах [6, 7, 12, 25 и др.].

Геодинамический смысл массового развития купольных структур в покровных сооружениях обычно определяется причинно-следственными связями между покровообразованием, нарушающим гравитационное равновесие, и куполообразованием, направленным на восстановление нарушенного равновесия.

Многолетние исследования региональной структуры Беломорского пояса, в ходе которых были закартированы необычные пликативные формы, показали, что на практике отличить крупные колчановидные складки от опрокинутых куполов – задача очень непростая.

ХАРАКТЕРИСТИКА НЕОБЫЧНЫХ ПЛИКАТИВНЫХ ФОРМ В СТРУКТУРЕ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Необычные складки закартированы на восточном берегу Ковдозера, в области развития Ковдозерского и Чупинского тектонических покровов, сформировавшихся в ходе позднеархейской коллизии [3, 10] (рис. 1, 2, А). На геологической карте складки выглядят как вытянутые в северо-восточном направлении овалы, длинные оси которых достигают 4–7, короткие – 3 км. Надежно установлено четыре таких структуры (см. 1–4 на рис. 2, А), пятая (см. 5 на рис. 2, А) зафиксирована только по результатам дешифрирования аэрофотоснимков и требует полевой проверки. Замечательная особенность этих складок заключается в том, что их северо-восточные замыкания антиформные, а юго-западные – синформные. В областях замыкания углы падения плоскостных элементов: сланцеватости, метаморфической и мигматитовой полосчатости – обычно варьируют от 10° до 50° . Таким образом, складки представляют собой трубообразные формы, под пологими и средними углами погружающиеся на северо-восток. В этом же направлении погружается линейность, пользующаяся незначительным развитием, и оси крупных муллион-структур, образованных фрагментированными телами “поздних друзитов”, в частности, маркирующих Романовский структурный шов (см. 6 на рис. 2, А [9]). Дополнительные складки, сопоставимые по морфологии с закартированными, не установлены; немногочисленные мелкие изоклиналильные складки – древнее рассматриваемых и в той или иной степени переориентированы ими.

Оси колчановидных складок или опрокинутых куполов отвечают осям конуса или цилиндра (правильных или искаженных). Их ориентировку можно оценить разными методами. Вероятно, проще всего провести мысленно через исследуемую структуру вертикальную плоскость Q , в которой углы (α , β) опрокидывания структуры максимальные. Ось X определяется как биссектриса угла, образованного прямыми, лежащими в плоскости Q и составляющими углы α и β (как показа-

но на рис. 3, А). Эта элементарная операция, выполненная для всех исследованных структур, показала, в частности, что все они представляют собой антиформы, обращенные завершениями на юго-запад. На карте (см. рис. 2, А) оси X показаны стрелками и углами их восстания. Если принять, что мы имеем дело с опрокинутыми куполами, то стрелки будут указывать направление регионального течения материала.

Лучше других изучена сравнительная простая, и потому особенно показательная, пликативная структура, обнажающаяся на островах и обоих берегах Тупой губы Ковдозера (см. 1 на рис. 2, А, рис. 3, А). Складка развита в тоналит-трондьемитовых гнейсах Ковдозерского покрова, лишенных каких-либо маркеров; плоскостные элементы представлены только сланцеватостью, метаморфической и мигматитовой полосчатостью. В районе юго-западного (синформного) замыкания сланцеватость падает под углами 45° – 30° . Северо-восточная часть складки, имеющая, по крайней мере на современном эрозионном срезе, антиформное строение, погружается преимущественно под углами 20° – 30° ; только на крайнем северо-востоке углы погружения достигают 40° – 50° . На блок-диаграмме складка несколько искажена (растянута в направлении С–Ю), что позволило представить стадии превращения обычной антиформной складки сначала в изоклиналильную, опрокинутую на юго-восток, потом – в трубообразную. Последняя трансформация определяется отчетливым синформным замыканием, закартированным в юго-западной части структуры. В то же время характер юго-западного завершения пликативной формы можно представить по-разному: в виде острого или тупого (как показано на блок-диаграмме) конуса, в форме приплюснутого купола, опрокинутого на юго-запад и т.п. Это связано с ограниченными возможностями реконструкции морфологии сложных пликативных форм по результатам картирования.

Никозерская и Слюдянобережная пликативные структуры (см. 2, 3 на рис. 2, А) по своей морфологии и условиям развития, по-видимому, приближаются к Тупогубской, но слабее изучены.

Значительно сложнее других Долмановская структура (см. 4 на рис. 2, А, рис. 3, Б, В), которая, в отличие от Тупогубской, имеет довольно отчетливые границы, маркирующиеся и по структуре, и по веществу. Она сложена дистен-гранат-биотитовыми гнейсами Чупинского покрова с многочисленными согласными телами тоналито-гнейсов; вмещающие породы представлены тоналит-трондьемитовой серией Ковдозерского покрова. Непосредственные контакты между покровами повсеместно залечены поздними тоналитами, трудно отличимыми от развитых в обоих покровах, что в ряде случаев делает положение контакта не вполне определенным. В области юго-западного замыкания контакт падает под чупинские гнейсы

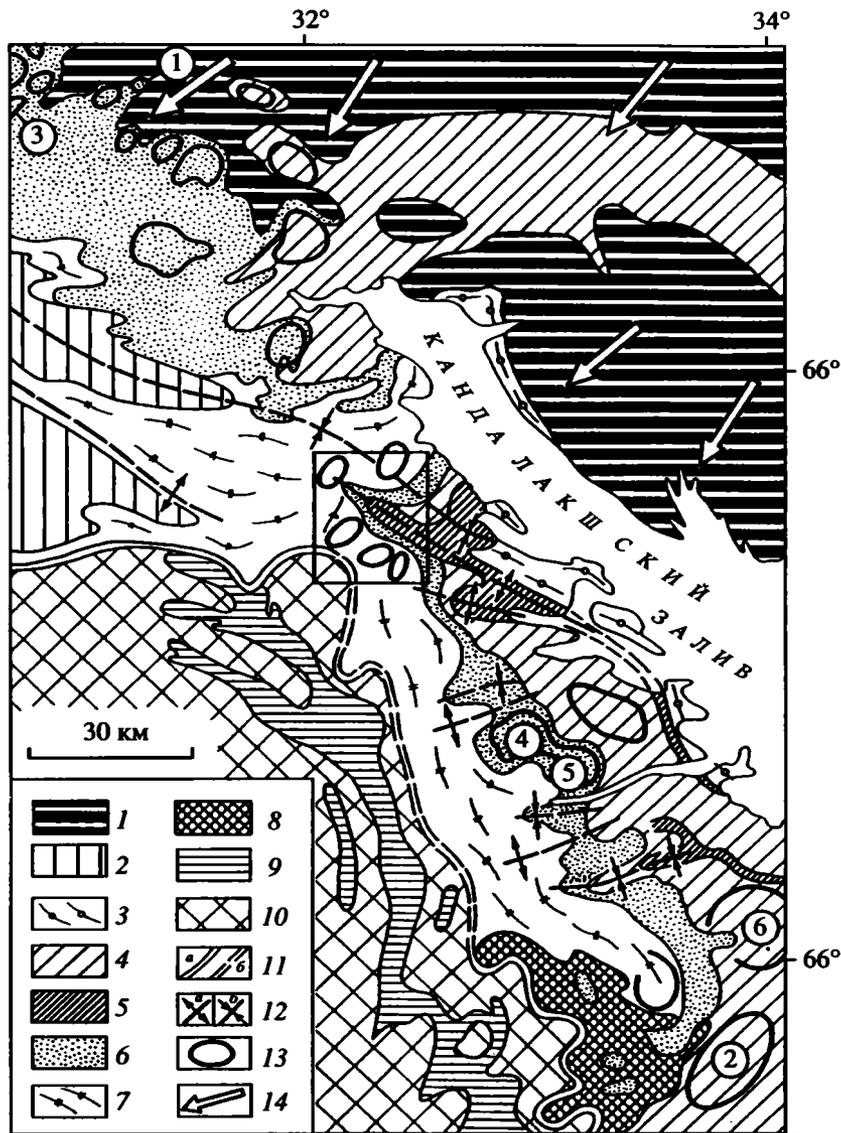


Рис. 1. Положение исследованного участка в региональной структуре Северо-Западного Беломорья.

1 – свекофенский Лапландский аллохтон нерасчлененный; 2–8 – элементы позднеархейского Беломорского аллохтона, покровы: 2 – Ориэвский – тоналито-гнейсы с телами ортоамфиболитов, 3 – Керетский – тоналито-гнейсы, 4 – Хетоламбинский – тоналито-гнейсы с телами ортоамфиболитов и реликтами парагнейсов, 5 – мафические зоны в составе Хетоламбинского покрова (реликты зеленокаменных поясов?) – метаморфизованные базиты, ультрабазиты, диориты, парагнейсы, 6 – Чупинский – дистен-гранат-биотитовые гнейсы с согласными телами тоналито-гнейсов, 7 – Ковдозерский – тоналито- и трондэемито-гнейсы, 8 – Майозерский парааллохтон – гранатовые амфиболиты с горизонтами гранат-биотитовых гнейсов; 9, 10 – Карельская гранит-зеленокаменная область: 9 – Керетский зеленокаменный пояс – метаморфизованные основные и средние вулканиты, парагнейсы, 10 – комплекс основания – тоналито- и трондэемито-гнейсы; 11 – граница между гранит-зеленокаменной областью (автохтон) и Беломорским поясом (аллохтон): а – установленная, б – предполагаемая; 12 – оси антиформных (а) и синформных (б) складок селецкого возраста; 13 – свекофенские купола, в том числе опрокинутые (колчановидные складки?); 14 – направления течения материала на свекофенском этапе, установленные для Лапландского аллохтона по вергентности локальных структур. Цифры в кружках: 1–3 – опрокинутые купола или колчановидные складки: 1 – Риколатинская, 2 – Энгозерская, 3 – Сукши-Сельгская; 4–6 – купола: 4 – Карельский, 5 – Чупинский, 6 – Воронский. Прямоугольник в центре рисунка – положение рис. 2.

под углами 45° – 30° , иногда выполаживается до 10° ; на северо-востоке – под ковдозерские тоналиты под углами 35° – 20° .

В южной части структуры закартирована изоклиальная складка, одним крылом примыкающая

к внешнему контакту, другим – к сместителю, который срезает ее крыло. Отчетливое антиформное замыкание изоклинали по простиранию сменяется синформным, что, скорее всего, связано с общей дисгармонией пликативной структуры.

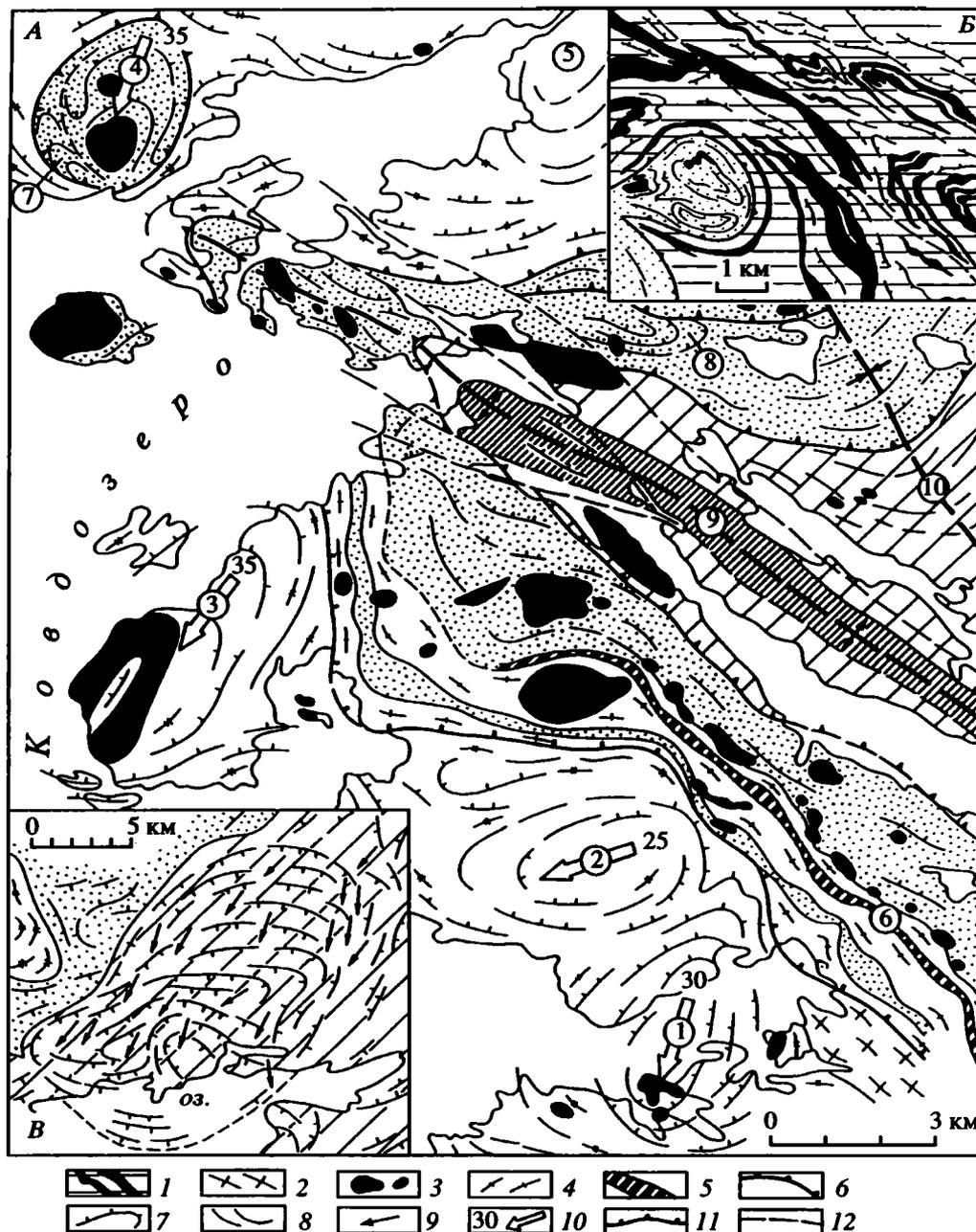


Рис. 2. Геологические карты: А – восточного берега Ковдозера (составили Ю.В. Миллер, Р.И. Милькевич, А.Б. Львов, Т.А. Мыскова с использованием материалов В.В. Балаганского и М.Н. Богдановой); Б – Риколатвинской структуры и ее обрамления (составили Ю.В. Миллер и Р.И. Милькевич); В – Энгозерской структуры (составил Н.В. Горлов по материалам геологов СЗГУ). Положение А, Б, В см. на рис. 1.

1 – Риколатвинский покров (нижний в составе Лапландского аллохтона) – тоналито-гнейсы с телами гранатовых амфиболитов; 2–5 – интрузивные образования: 2 – микроклиновые граниты (2400), 3 – “поздние друзиты” – габбро-норриты – лерцолиты (2450–2400), 4 – поздние тоналиты (2720–2600), 5 – диориты, залечивающие Романовский структурный шов (2730); 6 – сместители, разделяющие тектонические покровы; 7, 8 – ориентировка сланцеватости по результатам: 7 – картирования, 8 – дешифрирования аэрофотоснимков; 9 – линейность; 10 – оси колчановидных складок или опрокинутых куполов и углы их восстания; 11 – Тупогубский взброс; 12 – прочие разломы. Цифры в кружках: 1–5 – опрокинутые купола или колчановидные складки: 1 – Тупогубская, 2 – Никозерская, 3 – Слюдянобережная, 4 – Долмановская, 5 – Княжая; 6 – Романовский структурный шов (сместитель, разделяющий смежные тектонические пластины в составе Чупинского покрова); 7, 8 – покровные складки; 9, 10 – линейные складки 30 – Серякская антиформа, 10 – Гангосская синформа. Остальные условные обозначения см. на рис. 1.

²В скобках указан возраст пород в миллионах лет, предполагаемый или установленный [17, 20].

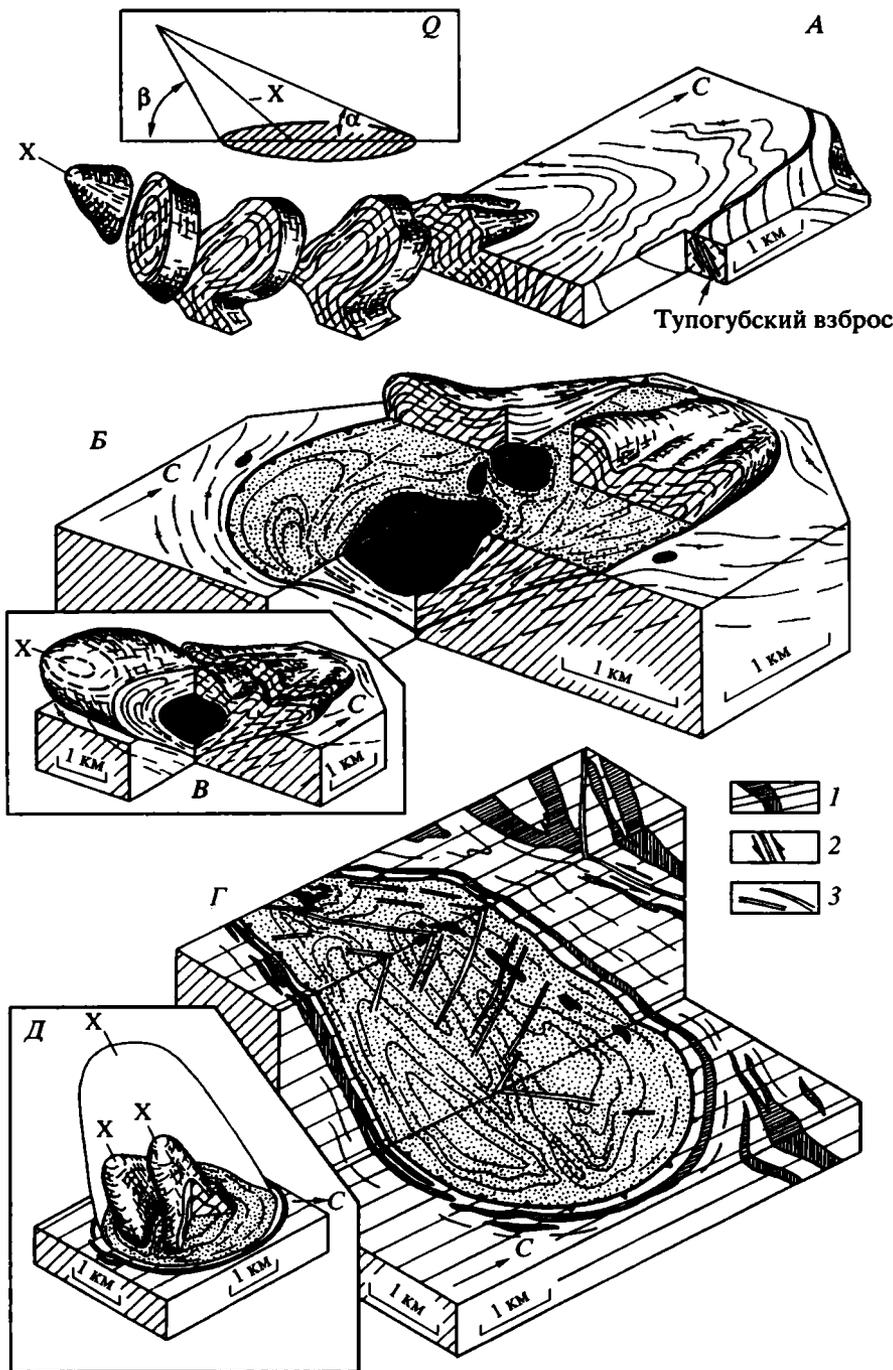


Рис. 3. Блок-диаграммы опрокинутых куполов или колчановидных складок: А – Тупогубской, Б, В – Долмановской, Г, Д – Риколатвинской.

1 – Риколатвинский покров – тоналито-гнейсы с телами гранатовых амфиболитов; 2 – позднесвекофенские взбросы; 3 – поздние дайкоподобные пегматитовые жилы. Остальные условные обозначения см. на рис. 1 и в тексте.

Изоклиналь интерпретируется нами как покровная складка, генетически связанная с развитием покровов течения [2], позднее вовлеченная в молодую пликативную структуру. В центральной части Долмановской структуры в широтных разре-

зах намечается система антиформных и синформных складок, которые плохо прослеживаются к северу и югу. Общая дисгармония пликативных форм усиливается разновеликими бескорневыми телами “поздних друзитов”, которые повсеместно

согласно обтекаются сланцеватостью и мигматитовой полосчатостью вмещающих пород. Слабо развитая линейность в самой Долмановской структуре и вмещающих ее породах, представленная борозчатостью, шарнирами мелких складок, вытянутыми агрегатами слюды, в редких случаях – монокристаллами роговой обманки и дистена, погружается на северо-восток под углами 10° – 60° .

Сланцеватость вмещающих тоналито-гнейсов преимущественно падает в северных румбах под углами 30° – 65° , а при приближении к Долмановской структуре приспособляется к ее контактам. В результате явное структурное несогласие между нею и вмещающими породами, отчетливо наблюдаемое на карте и блок-диаграмме (см. рис. 2, А, 3, Б), в масштабе обнажений не фиксируется, что характерно для структурных несогласий метаморфических комплексов.

Описанные структуры не являются чем-то исключительным для Беломорского пояса; в его пределах давно установлены и другие крупные пликативные формы, по важнейшим признакам приближающиеся к рассмотренным. К ним, прежде всего, относится Риколатвинская структура, с которой связано известное месторождение мусковитных пегматитов (см. 1 на рис. 1, рис. 2, Б, 3, Г, Д)³. Она обнажается в тектоническом полуокне среди образований Риколатвинского покрова, нижнего в составе Лапландского аллохтона, и сложена подстилающими его чупинскими дистен-гранат-биотитовыми гнейсами. Контакт между покровами фиксируется плохо, но общая близкая к изометрической конфигурация пликативной структуры отчетливо маркируется маломощным почти непрерывным телом гранатовых амфиболитов, принадлежащих Риколатвинскому покрову. Северо-восточное крыло структуры падает на северо-восток под углами 55° – 60° , юго-западное – в том же направлении, но круче, под углами 70° – 75° . Таким образом, Риколатвинская структура представляет собой трубообразное, а, точнее, конусообразное тело, опрокинутое на юго-запад. Ось пликативной структуры X_1 , установленная по методике, рассмотренной выше, погружается на северо-восток под углом 65° . Внутренняя складчатая структура дисгармонична по отношению к внешней и определяется двумя языковидными (или колчановидными) антиформами северо-западного простирания. Сравнительно плохо изученная разделяющая их синформа, возможно, тоже имеет аналогичную форму и обращена своим “языком” в противоположную сторону. Оси X_2 , X_3 антиформных языковидных складок имеют ориентировку, близкую к оси X_1 . Пликативные фор-

мы западной части Риколатвинской структуры не поддаются однозначной трактовке, чему препятствует тело “поздних друзитов”, которое обтекается вмещающими породами, затушевывает и искажает развитые здесь складки. При приближении к внешнему контуру внутренняя структура сглаживается, все плоскостные элементы приобретают общую ориентировку и тем самым в полосе шириной 200–600 м вдоль контакта с Риколатвинским покровом достигается полное соответствие внешней и внутренней структур. То же самое происходит и со стороны вмещающих пород по мере приближения к ядру, сложенному чупинскими гнейсами.

Многочисленные ранние слюдоносные пегматитовые жилы (на блок-диаграммах не показаны) тяготеют преимущественно к антиформным языковидным складкам и практически отсутствуют в разделяющей их синформе. Это позволило геологам рудника выделить “северное” и “южное” пегматитовые поля. Весьма протяженные поздние дайкоподобные пегматитовые жилы (на блок-диаграмме показаны только некоторые и их мощность сильно преувеличена) в большинстве случаев падают на северо-восток и пластических деформаций практически не испытывают.

Среди других структур рассматриваемого типа особый интерес представляет Энгозерская, вытянутая в северо-восточном направлении на 20 км при ширине около 10 км (см. 2 на рис. 1, рис. 2, В). От описанных она отличается, прежде всего, тем, что имеет синформное строение. Ее северо-восточное замыкание синформное и довольно пологое (25° – 35°), юго-западное – антиформное и более крутое (45° – 60°). Складка представляет собой перевернутый конус, ось которого погружается на юго-запад под углом порядка 30° . Структура осложнена дополнительной воронкообразной синформой с диаметром около 3 км, другими пликативными деформациями, искажающими правильную конусовидную форму. В отличие от пликативных структур восточного побережья Ковдозера, в Энгозерской значительным развитием пользуется линейность, статистически субпараллельная оси X. Такая линейность характерна и для некоторых других пликативных структур этого типа, например, для Сукши-Сельгской [4] (см. 3 на рис. 1).

Как видим, рассмотренные пликативные структуры сильно различаются по своей морфологии, и объединяют их две главные особенности: во-первых, все они представлены трубообразными или конусообразными формами, наклоненными под разными углами к горизонту, во-вторых, они обладают автономной структурой, дисгармоничной или отчетливо несогласной по отношению к вмещающим породам.

³ При описании Риколатвинской структуры и построении блок-диаграмм (см. рис. 3, Г, Д) использована геологическая карта Риколатвинского месторождения мусковита, составленная В.П. Атамановой по материалам геолого-разведочной партии, а также материалы автора, Р.И. Милькевич и О.М. Пупкова.

ПОЛОЖЕНИЕ РАССМАТРИВАЕМЫХ ПЛИКАТИВНЫХ ФОРМ В ЛОКАЛЬНОЙ И РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРАХ И ИХ ВОЗРАСТ

В настоящее время можно достаточно надежно оценить место рассматриваемых складок в структурном развитии Беломорского пояса и их возраст. Самые древние уверенно расшифровывающиеся дислокации района представлены системой Беломорских покровов, которые, во всяком случае, уже существовали на рубеже 2730 ± 10 млн. лет [22]. На тектонические покровы, осложняющие их покровные (см. 7, 8 на рис. 2, А) и другие (позднеархейские?) складки наложена система крупных линейных складок, к которым относятся Серякская антиформа и Гангосская синформа (см. 9 и 10 на рис. 2, А). На исследованном участке и к северу от него эти складки имеют устойчивое северо-западное простирание, а южнее становятся субширотными и северо-восточными (см. рис. 1). Относительно них "поздние друзиты" (габбро-нориты – лерцолиты) с возрастом 2450–2400 млн. лет [19] выступают как позднесинскладчатые [9], что позволяет относить эти складки к селецкому тектоно-метаморфическому циклу. Серякская антиформа – линейная изоклиальная складка, сильно опрокинутая на юго-запад, уплощенная и расплющенная. Такое расплющивание интерпретируется нами как результат наложения горизонтального течения на ранее оформившуюся пликативную структуру [7]. Расплющивание, а, скорее всего, и закономерное опрокидывание осевых поверхностей разновозрастных складок, в том числе и Серякской, – процесс уже свекофеннский, проявившийся на рубеже 1875 ± 10 млн. лет (возраст метаморфизма дайки базитов, внедрившейся синхронно с расплющиванием [22]).

Необычные пликативные формы наложены на опрокинутую и расплющенную Серякскую антиформу. Это особенно хорошо видно по Долмановской структуре, которая расположена в области развития тоналито-гнейсов Ковдозерского покрова, прямо по простиранию погружающегося на северо-запад шарнира Серякской антиформы, и в то же время в ее ядре выведены на поверхность залегающие на глубине глиноземистые гнейсы Чупинского покрова. Стоит отметить и прямое наложение рассматриваемых складок на "поздние друзиты". Так, юго-западное центриклинальное замыкание Тупогубской структуры частично картируется по рассланцеванию в друзитах (габбро-норитах). Последние, по-видимому, были рассланцованы в результате раннесвекофеннского расплющивания и позднее переориентированы в ходе формирования наложенной структуры. В любом случае купола или колчановидные складки наложились на разновозрастные образования, предварительно испытавшие расплющивание, которое нивелировано ранее сформированную сложную пликативную структуру. Только этим можно объяснить, почему колчановидные складки имеют

сравнительно простое строение и не несут признаков интерференционной складчатости, возникающей в результате наложения пликативных форм на разноориентированные плоскостные элементы, что приводит к очень сложной структуре, в которой и ранние, и поздние складки оказываются сильно искаженными.

Имеются и другие соображения в пользу свекофеннского возраста рассматриваемых структур: в некоторых случаях с ними бывают связаны мусковитовые пегматиты, возраст которых оценивается интервалом 1850–1800 млн. лет [14]. Примерами могут служить Риколатвинская структура (которая к тому же осложняет свекофеннский Лапландский аллохтон). Слюдянобережная складка, где установлено и разведывалось проявление мусковитовых пегматитов, месторождение Сукши-Сельга [4]. В этом отношении они обнаруживают сходство со многими куполами региона, в том числе – со сравнительно хорошо изученными Карельским, Чупинским, Воронским (см. 4, 5, 6 на рис. 1), со сводами которых связаны многочисленные проявления и месторождения мусковитовых пегматитов.

Из картируемых дислокаций на рассматриваемые складки накладываются только позднесвекофенские взбросы, в том числе Тупогубский, который приспособляется к сланцеватости юго-западного крыла Серякской антиформы и очертаниям Тупогубской, Никозерской, Слюдянобережной структур и в то же самое время локально срезает сланцеватость по обе стороны от сместителя (см. рис. 2, А, 3, А). В зоне динамического влияния взброса установлена линейность растяжения, погружающаяся по азимуту 10° – 40° и отвечающая траектории перемещения висячего крыла в юго-западном направлении.

Итак, рассматриваемые пликативные формы – свекофенские структуры, которые не имеют никакого отношения к системе Беломорских покровов, в области развития которых формировалось большинство из них. Исследования многих геологов [1, 5, 13 и др.], а также наши картировочные работы [11] позволили выделить полосу северо-западного простирания, в которой локализованы или к которой тяготеют все свекофенские купола, опрокинутые купола и (или) колчановидные складки (см. рис. 1). Эта полоса, впервые намеченная Н.В. Горловым [5] под названием "зоны гранито-гнейсовых куполов", ориентирована под углом ко всем ранее сформированным элементам региональной структуры. Можно попытаться объяснить полученную картину. Для этого необходимо обратиться к генезису пликативных форм, явившихся предметом рассмотрения настоящей работы.

МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ РАССМАТРИВАЕМЫХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Модель первая. В.В. Эз [17] объясняет развитие колчановидных (сосульковидных) складок

одновременным укорочением вдоль слоистости (полосчатости) в двух взаимно перпендикулярных направлениях и с одинаковой скоростью, при условии достижения очень больших деформаций. Такая модель неприемлема для рассмотренных объектов, по крайней мере, по одной причине: она не объясняет, каким образом предложенный эффект может достигаться сугубо локально.

Модель вторая. Д. Ремзи [24, 25] предложил рассматривать колчановидные складки как результат наложения простого сдвига на ранее сформированные прямые антиформы с ундулирующими шарнирами (рис. 4, А). При таком механизме развития морфологические особенности каждой колчановидной складки могут меняться в широких пределах в зависимости от характера исходной складки и роли чистого сдвига, который в той или иной степени всегда сопутствует простому сдвигу. Эта модель с трудом применима к конкретной структурной ситуации, поскольку в условиях простого сдвига закономерному искажению должны подвергаться все структурные формы, а не только благоприятные для трансформации в колчановидные складки.

Модель третья. Анализ конкретных геологических объектов подсказывает иное решение проблемы. Ряд исследователей, и раньше других Л. Минних [23], наблюдал все стадии перерастания покровных складок в колчановидные (см. рис. 4, Б). Автор, много занимавшийся вторичной ундуляцией линейных складок, пришел к заключению, что этот процесс, закономерно возрастающий по мере развития прогрессивной деформации, в пределе может приводить, но лишь в ред-

чайших случаях приводит к формированию колчановидных складок (см. рис. 4, В [8]). По-видимому, масштабы перемещения (течения) материала по крутым поверхностям в общем случае оказываются недостаточными для формирования этих складок.

В случае покровообразования осуществляется преимущественно послойное течение, которое сначала выражается в послойной сланцеватости (зона I), позднее приводит к покровным складкам (зона II) и, наконец, – к искривлению их шарниров, а в пределе – к перерастанию этих складок в колчановидные (см. зона III, рис. 4, Г). Масштабы перемещения материала в процессе покровообразования во многих случаях оказываются достаточными для реализации этой, заключительной, стадии однонаправленного течения.

Независимо от ориентировки течения относительно плоскостных элементов образуются колчановидные складки, обращенные завершениями в противоположные стороны, что наблюдалось в природных объектах [21]. На рис. 4, В видно, как антиформы превращаются в колчановидные складки, обращенные завершениями вверх; одновременно синформы трансформируются в колчановидные складки, обращенные завершениями вниз. Это складки, комплементарные антиформным. Сказанное легко представить, если перевернуть рисунок 4, В на 180°. Аналогичный эффект сопровождает развитие колчановидных складок и в ходе формирования тектонических покровов.

Вторичное искривление шарниров складок (линейных или покровных), а в дальнейшем

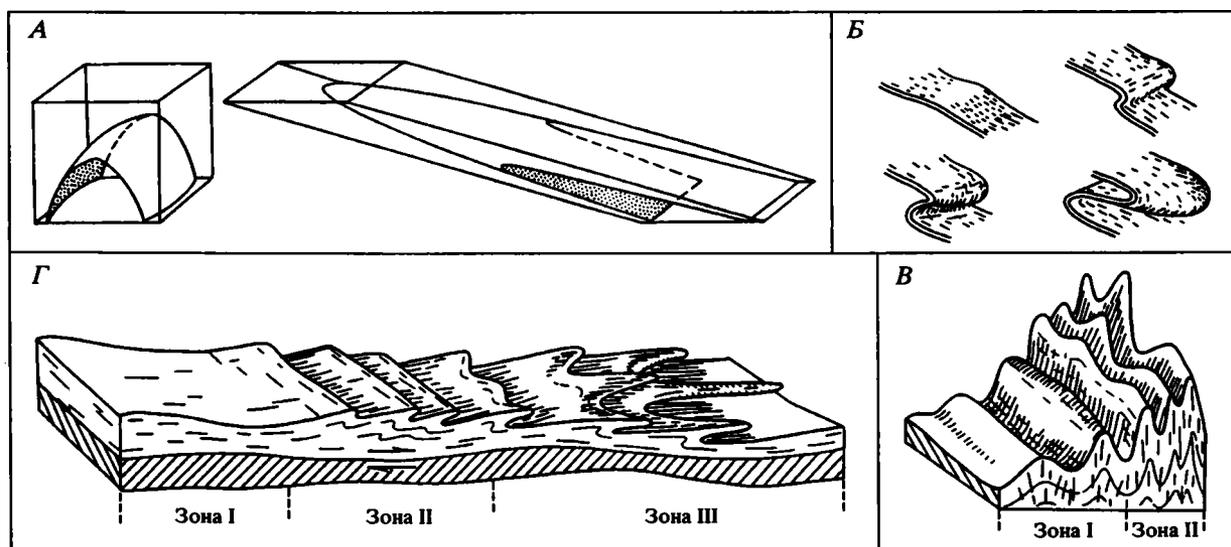


Рис. 4. Пути развития колчановидных складок: А – в процессе наложения простого сдвига на антиформу с ундулирующим шарниром [24, 25], Б – путем преобразования замков покровных складок [23], В, Г – в результате однонаправленного течения материала в условиях прогрессивной деформации по системе поверхностей, параллельной: В – осевым поверхностям линейных складок, Г – региональным сместителям, разделяющим тектонические покровы [8]. Зоны, обозначенные римскими цифрами, отвечают стадиям нарастания прогрессивной деформации.

трансформация их в колчановидные – результат закономерного нарастания градиентов скоростей течения или степеней контрастности движений в ходе эволюции тектонического потока, т.е. функция процесса, органически присущего однонаправленному течению [19]. В этом существо предлагаемой модели.

Эта модель, если и применима к рассматриваемым объектам, то только в отношении внутренних пликативных форм Риколатвинской структуры, где две антиформные языковидные (колчановидные) складки разделены синформой, которая обращена своим завершением в противоположную сторону и, возможно, имеет аналогичную морфологию. Во всех остальных случаях складки, комплементарные описанным, не установлены.

Модель четвертая. Отсутствие непосредственных структурных соотношений рассматриваемых пликативных форм с куполами и приуроченность тех и других к единой зоне наводят на мысль, что необычные складки могут оказаться опрокинутыми куполами. Эта версия представляется тем более вероятной, что подавляющее большинство куполов Беломорского пояса в той или иной степени опрокинута на юго-запад, т.е. предложенный механизм в каких-то пределах, несомненно, реализовался. Если это так, то можно предположить, что купола, раньше сформировавшиеся и раньше вступившие в деформационный процесс, максимально искажались и приобретали морфологическое сходство с крупными колчановидными складками, позднее оформившиеся – испытали искажение в меньшей степени, самые молодые – не искажались вообще.

Такие представления хорошо увязываются с общей структурной обстановкой, в условиях которой формировались эти необычные пликативные формы. Во времени они связаны с дислокациями, отражающими региональное течение материала с северо-востока на юго-запад. Это и юго-западная вергентность крупных линейных складок, и перемещения по взбросам типа Тупогубского. Примерно в это же время происходило становление Лапландского аллохтона, тоже отражающего региональное течение материала в юго-западном направлении, но в форме тектонических покровов. Модель “опрокинутых куполов” объясняет многие особенности рассматриваемых структур и, в частности, их локальное развитие, отсутствие комплементарных форм, локализацию в них (как и в куполах) свекофеннских пегматитов.

С этих позиций находит объяснение и приуроченность куполов (в том числе опрокинутых) к единой зоне северо-западного простирания. Структурная позиция свекофеннских куполов наиболее отчетливо видна на северо-западе района, где они осложняют фронтальную часть Лапландского аллохтона (см. рис. 1). Одни купола протыкают аллохтон, другие в современном эрозионном срезе выглядят как расположенные у его края или на

некотором расстоянии от него. Все это определяет характерные извилистые очертания нижнего, Риколатвинского, покрова, изобилующего тектоническими окнами и полуокнами. Южнее, на Карельском побережье Кандалакшского залива, свекофеннские покровы, по-видимому, не сохранились, а купола, маркирующие ныне эродированную фронтальную часть Лапландского аллохтона, прерывистой цепочкой прослеживаются через весь Беломорский пояс.

Связь диапировых куполов с краевыми (а иногда не только краевыми) частями коллизионных аллохтонов – явление закономерное. Аллохтонные массы нарушают установившееся гравитационное равновесие и вызывают рост диапиров, направленных на восстановление этого равновесия. Такая или близкая картина в разных вариантах установлена в Гималаях, Аппалачах, многих других регионах. Специфика этого процесса в Беломорском поясе заключалась в том, что купола формировались в условиях продолжающегося регионального течения материала, что и нашло отражение в закономерном их опрокидывании, а на более поздней стадии – в развитии взбросов, отражающих движение материала в том же направлении.

Итак, последняя модель лучше других объясняет имеющиеся факты, сводит, на первый взгляд, необычные пликативные формы к хорошо известным и, что особенно важно, увязывает их с тектоническим развитием региона. К тому же модель не исключает формирования колчановидных складок; выяснилось, что становление диапировых куполов может сопровождаться их развитием (Риколатвинская структура). И это вполне объяснимо: диапировые купола обусловлены локальными восходящими потоками или “струями” вещества, в ходе структурной эволюции которых высока вероятность достижения градиентов скоростей течения, достаточных для развития колчановидных складок. Это значит, что жесткой альтернативы: или опрокинутые купола, или колчановидные складки – не существует. Одновременно и взаимосвязанно могут формироваться и те, и другие.

И все-таки модель “опрокинутых куполов” не исчерпывает проблемы: за рамками построений остается Энгозерская структура, которая явно не вписывается в общую картину. Можно трактовать ее как нижнюю, воронкообразную, часть диапирового купола, опрокинутого на северо-восток, что противоречит сделанным выводам. Можно допустить, что она (в отличие от всех прочих рассмотренных структур!) представляет собой гигантскую единичную колчановидную складку. После всего сказанного такое утверждение было бы необоснованным и искусственным. Вероятно, правильнее констатировать, что на современном уровне расшифровки этой уникальной структуры не представляется возможным дать ей однозначную

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балаганский В.В., Богданова М.Н., Козлова Н.Е. Структурно-метаморфическая эволюция Северо-Западного Беломорья. Апатиты: Кольск. ФАН СССР, 1986. 100 с.
2. Белостоцкий И.И. Строение и формирование тектонических покровов. М.: Недра, 1978. 238 с.
3. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
4. Горлов Н.В. К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов Северо-Западного Беломорья. Л., 1960. С. 100–119. (Тр. ЛАГЕД АН СССР; Вып. 9).
5. Горлов Н.В. Структура Беломорид. Л.: Наука, 1967. 112 с.
6. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
7. Миллер Ю.В. Структурное развитие метаморфических комплексов: современные представления // Геотектоника. 1983. № 4. С. 6–13.
8. Миллер Ю.В. Структурный анализ // Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов: Методическое пособие. СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. С. 282–369.
9. Миллер Ю.В., Львов А.Б., Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Позиция раннепротерозойских друзитов в покровно-складчатой структуре Беломорского подвижного пояса // Вестн. С.-Петербург. ун-та, 1995. Сер. 7. Вып. 4. № 28. С. 63–71.
10. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношения с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
11. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И., Глебовицкий В.А. Исследование тектонических структур раннего докембрия методом детального картирования опорных участков (на примере Беломорского коллизионного пояса) // Региональная геология и металлогения. 1996. № 1(5). С. 37–47.
12. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука Казахской ССР, 1981. 180 с.
13. Слабунов А.И. Верхнеархейская Керетская зеленокаменная система Карелии // Геотектоника. 1993. № 5. С. 61–74.
14. Тузаринов А.И., Бибикова Е.В. Геохронология Балтийского щита. М.: Наука, 1980. 131 с.
15. Черноморский М.А. Некоторые общие вопросы изучения куполовидных структур докембрия // Геологическая съемка районов развития куполовидных структур докембрия. Л.: Недра, 1984. С. 6–42.
16. Эз В.В. Структурная геология метаморфических комплексов. М.: Недра, 1978. 191 с.
17. Эз В.В. Структурообразование в земной коре. М.: Недра, 1985. 240 с.
18. Balagansky V.V., Kozlova N.E. A short outline of the main structural features of Archean rocks in the Shirokaya Salma area, the Kola Peninsula. Apatity: Kola Science Centre, 1992. 8 p.
19. Bogdanova S.V., Bibikova E.V. The "Saamian" of the Belomorian mobile belt: new geochronological constraints // Precambrian Res. 1993. V. 64. No. 2–4. P. 131–152.
20. Cobbold P.R., Quinquis H. Development of sheath folds in shear regions // J. Struct. Geol. 1980. V. 2. No. 2. P. 119–126.
21. Henderson J.R. Structural analysis of sheath folds with horizontal X-axes, northeast Canada // J. Struct. Geol. 1981. V. 3. No. 3. P. 203–210.
22. Miller Yu.V., Glebovitsky V.A., Bibikova E.V. et al. The main stages in the structural development of the Belomorian Mobile Belt (BMB): Zharechensk–Tolstic geotravers, NW Belomorian // Mater. of 9-th Meeting of AEGS. S.-Peterburg: Institute of Precambrian Geology and Geochronology, 1995. P. 70–71.
23. Minnih L.D. Structural analysis of sheath-folds in a metachert from the Western Italian Alps // J. Struct. Geol. 1979. V. 1. No. 7. P. 275–282.
24. Ramsay J.G. Shear zone geometry // J. Struct. Geol. 1980. V. 2. No. 1–2. P. 83–99.
25. Ramsay L.G., Huber M.I. et al. Modern Structural Geology. London: Academic press, 1987. V. 2. P. 307.
26. Soula J.-C. Characteristics and model of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees // J. Struct. Geol. 1982. V. 4. No. 3. P. 313–342.

Рецензент: А.В. Лукьянов

Unique Folds in the Fold-and-Thrust Framework of the Belomorian Mobile Belt

Yu. V. Miller

Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg

The unique structural features in question are interpreted as the Svecofennian domes that emerged on the margin of the Lapland allochthon in response to the disturbance of gravity balance related to nappe emplacement and were subsequently overturned southwestward. The domes (and in some cases the genetically related sheath folds which constitute their inner structure) developed in an environment of the ongoing NE–SW regional tectonic flow corresponding to the direction of movement of the Lapland allochthon. This induced the southwestward vergence of diverse folds, regular overturning of domes, and, at a later phase of the process, the reverse faulting of the domes, still reflecting tectonic transport in the same direction. The overturned dome model explains the facts better than other models, but it also fails to completely explain the problem since there are structures which cannot be satisfactorily interpreted even from this point of view.

УДК 551.24(5)

СОВЕЩАНИЕ “ТЕКТОНИКА АЗИИ”

© 1997 г. Ю. В. Карякин

Очередное 30-е Тектоническое совещание Межведомственного тектонического комитета Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук Российской академии наук, проведенное при участии Геологического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, состоялось в период с 4 по 6 февраля 1997 года. Оно было посвящено теме “Тектоника Азии”. На совещании было заслушано 27 устных докладов по актуальным проблемам региональной тектоники и геодинамики фанерозойских складчатых систем, строению и эволюции древних комплексов складчатых областей Центральной Азии, палеотектоническим реконструкциям Палеоазиатского океана и другим¹. На стендовой сессии было представлено более 30 стендовых докладов. В работе совещания приняли участие более 300 ученых из различных регионов России и стран СНГ.

Некоторые моменты из истории проведения совещаний Тектонического комитета были отмечены во вступительном слове председателя Тектонического комитета Ю.Г. Леонова. Первое совещание под эгидой Комитета было проведено в 1964 году в Москве, в Геологическом институте АН СССР. Если же говорить о Тектонических совещаниях вообще, то начало им было положено Первым тектоническим совещанием 1948 года. В дальнейшем совещания, получившие статус Всесоюзных (затем – Всероссийских), за редким исключением, регулярно организуются Комитетом и проводятся совместно с Геологическим институтом РАН и Геологическим факультетом МГУ. Они охватывают широкий спектр фундаментальных проблем, что может быть проиллюстрировано их тематикой за последние несколько лет: “Геодинамика и развитие тектоносферы” (1990 г.), “Геодинамика, структура и литология складчатых сооружений юга Сибири” (1991 г.), “Тектоника и магматизм современных и древних океанов” (1992 г.), “Тектоника платформ: современные данные и идеи” (1993 г.), “Тектоника и метаморфизм” (1994 г.), “Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии” (1995 г.), “Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов” (1996 г.).

Общим проблемам тектоники Азиатского континента было посвящено несколько докладов.

Анализ новейшей тектоники зоны коллизии плит – обломков суперконтинента Гондвана с Евразийской плитой привел В.Е. Хаина и Н.А. Яблонскую к выводу о том, что структурный рисунок Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского горных поясов является выражением пластичности верхнекоровых деформаций, обусловленных одними и теми же причинами. Ими выявлена зона правостороннего сдвига глобального масштаба, пересекающая Евразийскую плиту от Атлантического океана до Японского моря (Транс-Евразийский сдвиг), возникновение которой объясняется действием сил вращения Земли.

На большую роль сдвигов в киммерийской эволюции Евразии обратил внимание А.Ф. Читалин. Сдвиги сформировались в пределах широкой транспрессионной зоны, пересекавшей весь континент. Развитие их связано с завершающими стадиями субдукции палеоплит и косо направленной коллизией древних платформ и микроконтинентов Лавразии и Гондваны. Крупнейшие сдвиги имеют амплитуду 70–350 км и были активизированы в мезозое и кайнозое.

Анализ современных данных по активным разломам Евразии, проделанный В.Г. Трифоновым, Г.А. Востриковым, Р.В. Трифоновым и О.В. Соболевой, показал, что подавляющая часть континента находится в состоянии сжатия. Преобладают сдвиги, большинство из которых нарушает только верхнекоровый слой. Позднечетвертичный вулканизм предопределен процессами в низах коры и верхах мантии, но детали строения областей арельного вулканизма зависят от верхнекоровых разломов. Сравнение современной тектонической деформации по данным об активных разломах и сейсмотектонической деформации по данным о механизмах очагов землетрясений показал, что наблюдающиеся локальные различия обусловлены тектонической расслоенностью земной коры.

Проблема тектонических соотношений Евразии и Индостанского блока в позднем палеозое и мезозое была обсуждена в докладе Е.Е. Милановского, который сопоставил две альтернативные палеотектонические модели развития для этого региона: модель “широкого Тетиса”, исходящую из постулата о неизменности размеров Земли, и модель “узкого Тетиса”, предполагающую ее умеренное, осложненное пульсациями расширение.

¹ Некоторые доклады будут напечатаны в одном из ближайших номеров “Геотектоники”.

Новейшие геологические, палеонтологические и палеомагнитные данные по Тибету, Гималаям и Индостану, по мнению автора, противоречат идее о существовании между ними в перми и триасе широкого океанского пространства и свидетельствуют в пользу модели "узкого Тетиса", которая требует допущения увеличения радиуса Земли в мезозое-кайнозое не менее чем на 10%.

Геодинамика основных структур Центрально-Азиатского складчатого пояса, включающего многочисленные микроконтиненты с докембрийским сиалическим основанием, офиолитовые сутуры, их разделяющие, а также комплексы пассивных и активных континентальных окраин, рассмотрена А.А. Моссаковым, С.В. Руженцевым, С.Г. Самыгиным и Т.Н. Херасковой. В его пределах различаются области с мозаичным и линейным структурным рисунком. Выделены и охарактеризованы следующие типы структур: (а) аккреционные (каледониды Алтае-Саянской области и Восточного Казахстана) – тихоокеанская тенденция развития, (б) мозаично-интерференционные коллизионные (каледониды Тувы, Монголии и Центрального Казахстана) – результат наложения тихоокеанской и индо-тетической тенденций развития и (в) линейные коллизионные (варисциды и индосиниды Центральной и Средней Азии) – результат континентальной коллизии.

Главным этапам позднепротерозойско-раннепалеозойской эволюции Палеоазиатского океана был посвящен доклад Е.В. Хаина, А.С. Гибшера и К.Е. Дегтярева. По новым геологическим и геохронологическим данным в течение позднего рифея – ордовика палеоокеан имел асимметричное строение, что нашло отражение в геодинамических режимах его окраин. В позднем рифее-венде в восточной части палеоокеана существовала активная континентальная окраина островодужного типа, в западной – происходит заложение и развитие энсиалических рифтогенных структур на пассивной окраине крупного континентального блока. В начале кембрия на восточной окраине проявлена тенденция сближения и столкновения островных дуг с Сибирским континентом, на западной – формируются вулканические дуги. Конец кембрия – начало ордовика на востоке – это время коллизии островных дуг и микроконтинентов с формированием областей субдукционно-аккреционного и коллизионно-обдукционного типов, на западе – начало интенсивного растяжения с образованием многочисленных бассейнов с корой океанического типа.

Подробно позднерифейско-кембрийская эволюция гималайской части Азиатского Прототетиса охарактеризована С.Г. Рудаковым. Байкальский этап эволюции Гималайского бассейна, как и Европейского Прототетиса, контролировался тектоническими рубежами в 1100–1000, 850–800,

620–570 и 500 млн. лет назад. Интервалу между крайними рубежами в Гималаях отвечает амагматичная мелководная преимущественно терригенная седиментация. Завершение эволюции со складчатостью, гранитизацией и метаморфизмом в большей части Гималаев в салаирское время не привело к орогенезу. Лишь на крайнем западе бассейна замкнулся перед кембрием и здесь проявились орогенические процессы. В начале байкальского этапа в Гималайском регионе завершился рифтогенез, а затем, вследствие проградации Азиатского Прототетиса, здесь развился бассейн шельфового типа. Последний сопрягался с Индостаном и, видимо, стал связующим звеном между Европейским и Индокитайским бассейнами.

В вопросе принадлежности докембрийских микроконтинентов Центрально-Азиатского складчатого пояса к Сибирскому или Гондванской группе континентов до настоящего времени нет общепринятой точки зрения. Результаты проведенных И.К. Козаковым, А.Б. Котовым, В.П. Ковачем, Е.Б. Сальниковой, Е.В. Бибиковой и Т.И. Кирпозовой U–Pb геохронологического и Sm–Nd изотопно-геохимического изучения разновозрастных интрузивных гранитоидов и супракрустальных образований Дзобханского (Байдарикский блок) и Тувино-Монгольского микроконтинентов позволили авторам сделать вывод о том, что континентальная кора этих микроконтинентов была сформирована в разное время. В Байдарикском блоке установлены три главных периода проявления процессов формирования континентальной коры: моложе 1.7 млрд. лет, раннепротерозойский (1.8–2.5 млрд. лет) и архейский (2.6–3.3 млрд. лет), что дает возможность сопоставлять дорифейские образования Байдарикского блока с кристаллическими комплексами фундамента древних платформ. Особенности изотопного состава Nd разновозрастных интрузивных гранитоидов говорят о том, что континентальная кора Тувино-Монгольского микроконтинента сформировалась главным образом в раннем рифее. Это свидетельствует в пользу представлений о различном тектоническом положении микроконтинентов в допалеозойское время и не позволяет рассматривать их в качестве частей Сибирского континента.

Геохимическая типизация древних комплексов континентальной коры Сибирской платформы и ее складчатого обрамления проведена В.М. Моралевым и М.З. Глуховским. Докладчики показали, что содержания Ва ("Ва метка") в гранитоидах архея и раннего протерозоя позволяют распознавать древние континентальные коры двух типов: высоко- (более 800 г/т) и низко- (менее 800 г/т) бариевые. Ва метка обусловлена составом базитового протолита, отображающим неоднородности первичной мантии. Она наследуется и более молодыми гранитоидами корового типа, что позволяет идентифицировать коры разных типов не

только в пределах различных частей древних платформ, но и в складчатых областях. Выделяется также смешанный тип коры, характеризующий зоны коллизии при тектоническом совмещении кор разных типов. Проведенные исследования позволили выделить в пределах Сибирской платформы сиалические ядра с разными типами древней континентальной коры, а также установить типы кор следующих тектонических блоков и областей обрамления: высокобариевый – Шарыжалгайский, Гарганский и Канский выступы, Охотский массив (Северное Забайкалье), низкобариевый – Ангаро-Канский и Арзыбейский выступы, Омолонский массив (Восточное Верхоянье и Южное Забайкалье) и смешанный (Приольхонье и Таймыр).

В докладе В.А. Верниковского на основе обобщения геологической информации и последних петролого-геохимических и геохронологических данных предложена новая геодинамическая модель формирования покровно-складчатых поясов Таймыра. Крупнейшие структурные зоны Таймыра рассматриваются в качестве двух пассивных окраин континентальных плит Сибирской и Карской и расположенного между ними позднедокембрийского аккреционного пояса, вмещающего офиолиты. Выделены два главных этапа в геодинамической истории развития Таймыра: позднерифейско-вендский, связанный с образованием аккреционного пояса на границе с Сибирским кратоном, и позднепалеозойский, обусловленный коллизией Карского и Сибирского континентов. Первый коррелируется с обдукцией офиолитов и островодужных систем в западном и южном обрамлении Сибирского кратона (Енисейский кряж, Восточный Саян и Северное Прибайкалье), а второй соответствует этапу формирования позднепалеозойской Пангеи.

Ю.А. Зориным, В.Г. Беличенко, Е.Х. Турутановым, Е.В. Склярным и В.В. Мордвиновой предложены новые палинспастические реконструкции для западной части Монголо-Охотского складчатого пояса, основанные на результатах геолого-геофизических исследований по Восточно-Сибирскому трансекту, на основе которых авторы пришли к выводу об отсутствии в пределах пояса образований герцинского возраста. Хангайский бассейн на западе пояса замкнулся в конце карбона – начале перми, однако магматизм, связанный с коллизией, здесь продолжался по крайней мере до триаса. Восточно-Забайкальский осадочный морской бассейн прекратил существование только перед средней юрой, а явления, связанные с коллизией, продолжались здесь до конца поздней юры, после чего они сменились рифтогенезом. Таким образом, по возрасту главных деформаций единый Монголо-Охотский пояс является позднепалеозойско-раннемезозойским.

В.С. Федоровский рассмотрел купольный тектогенез как непосредственный индикатор коллизионных процессов. Этот вывод сделан им на основе анализа генеральной структуры каледонид Западного Прибайкалья, которые представляют собой коллизионный коллаж, возникший в раннем палеозое в результате столкновения сначала островных дуг (с участием толеитовой и шошонитовой серий) и террейна, обладавшего раннедокембрийской корой континентального типа, а затем – террейна, уже несущего на спине островодужные покровы, с Сибирской континентальной плитой. На первом этапе формировался многоэтапный синметаморфический покровный структурный парагенезис, а на втором – происходило тотальное развитие сдвиговых деформаций. Купольный тектогенез, мощно проявленный в регионе, связан с фокусировкой в зоне коллизионного шва тепловых и флюидных потоков, ремобилизацией в раннем палеозое древней коры террейна, перекрытой более тяжелыми островодужными аллохтонами. Сравнительный анализ показывает, что куполообразование – это постоянно повторяющийся на протяжении всей геологической истории фактор коллизионной геодинамики, прямое следствие коллизии с участием ранее созданной коры континентального типа.

Геодинамическая эволюция орогенного пояса горной системы Черского подробно охарактеризована В.С. Оксманом. Пояс представляет собой зону сочленения Верхоянской пассивной окраины Северо-Азиатского кратона с Колымо-Омолонским микроконтинентом (супертеррейном). К концу триаса – началу юры эта окраина отделялась океаническим бассейном от Омuleвского хребта, к востоку от которого располагалась Алазейская энсиматическая дуга. В ранне-среднеюрскую эпоху в результате сближения Омuleвского хребта и Алазейской дуги закрывается разделявший их океанический бассейн и обдукцируются офиолиты, что сопровождается зеленосланцевым метаморфизмом низких и средних давлений. В титоне – раннем неокоме происходит коллизия Омuleвского хребта и Алазейской дуги с образованием Колымо-Омолонского супертеррейна, к которому также причленились Приколымский и Омолонский блоки. Затем супертерреин аккрецирует к восточному краю Северо-Азиатского кратона и формируется Уяндино-Ясачненский вулканический пояс. В конце неокома происходит изгиб орогенного пояса за счет закрытия Южно-Анюйского бассейна и коллизии Арктической Аляски с Сибирской континентальной окраиной.

Проблемам магматической зональности в орогенных вулканических поясах Центральной Азии посвящен доклад А.М. Курчавова, В.А. Баскиной, М.К. Бахтеева и А.А. Моссаковского. На ряде примеров авторы показали, что свойственная поясам односторонняя латеральная изменчивость

магматитов проявляется в разных геодинамических ситуациях, осложняясь вследствие более поздних латеральных перемещений отдельных блоков. Изменения разновозрастных магматитов связаны с составом и мощностью коры и/или типом тектонических движений и не всегда маркируют границу континент – океан. Для уверенного выделения фронтальных зон вулканических поясов более надежны данные по составу раннеорогенных вулканитов. Преобладание среди последних основных разностей позволяет более уверенно увязывать петрохимическую специфику пород с процессами в сейсмофокальных зонах. Отмечается, что выявление латеральной зональности магматитов дает ценнейшую информацию для реставрации первоначального положения блоков и фрагментов складчатых сооружений, но ее необходимо использовать только в комплексе с другими геологическими данными.

Ряд докладов на совещании был посвящен вопросам региональной геологии Уральской и Тянь-Шаньской складчатых областей и западной окраины Тихого океана. Новые данные о строении и эволюции раннедокембрийских комплексов Урала приведены в докладе А.М. Пыстина и Ю.И. Пыстиной. К этому возрастному интервалу относятся небольшие блоки глубоко метаморфизованных и сложно дислоцированных пород, дорифейский возраст которых обосновывается приуроченностью к ядрам положительных структур, "неуральской" ориентировкой толщ и радиогеохронологическими данными. Различия в составе комплексов отражают вертикальную и латеральную неоднородность фундамента. Вертикальная неоднородность выражена сменой вверх по разрезу гранулитов гнейсами и глиноземистыми сланцами, латеральная – в наличии умереннобарических и высокобарических разностей. Пространственное распределение комплексов коррелируется с таковым для нижних горизонтов северо-восточной окраины Европейской платформы.

Позднедокембрийским структурным комплексам западного фланга и обрамления Урала уделено внимание В.Н. Пучков. Автор привел данные, согласно которым докембрийские структуры Урала теснейшим образом связаны со структурами Тимана и фундамента Тимано-Печорской впадины и обладают всеми признаками, присущими орогену (поздневендские складчатость, зональный метаморфизм, моласса, глубокий (до 8 и более километров) предордовикский размыв, наличие орогенных гранитов). Позднедокембрийским комплексам присущи специфические черты развития, в том числе растянутая во времени доколлизийная стадия цикла Вильсона (рифей – ранний венд), когда периодически образовывались рифтовые вулканические комплексы (присутствие офиолитов весьма ограничено) и сравнительно непродолжительная коллизийная стадия (поздний венд), в

течение которой была сформирована альпинотипная складчатость, проявился метаморфизм и образовалась моласса, заполнившая краевой и межгорные прогибы. Высказано предположение о принадлежности позднедокембрийских комплексов западного склона Урала и смежной части Восточно-Европейской платформы к структурам единого поздневендского орогена, впоследствии разобращенным в результате распада суперконтинента Родиния.

Интерпретация данных глубинных многоволновых сейсмических исследований с применением широкоугольных отраженных (Р и S) и рефрагированных (Р и S) волн от взрывов и обменных волн от землетрясений через Приполярный, Средний и Южный Урал позволили С.Л. Костюченко, А.В. Егоркину и Л.Н. Солодилову проследить границы основных структурных элементов Уральской складчатой области до глубин 10–25 км. По данным этих исследователей, основные границы, как и Главный Уральский разлом, наклонены в восточном направлении и прослеживаются до зоны Главного регионального срыва в средней части коры. Под Уралом срыв выражен участками тектонического расслоения и перемещения горных комплексов. В восточном направлении Главный срыв погружается к подошве коры и достигает границы Мохоровичича. Предполагается, что по нему в период с позднего палеозоя до раннего мезозоя происходило надвигание Западно-Сибирской литосферной плиты на восточный край Восточно-Европейской платформы и Тимано-Печорской провинции. Амплитуда перемещения составляет 100–150 км.

Проведенные Е.В. Артюшковым, М.А. Безром, Н.-А. Мернером и П.А. Чеховичем исследования на Южном Урале позволили сделать вывод о том, что крупные погружения и поднятия земной коры не зависят от горизонтальных движений плит, а являются следствием фазовых переходов в литосфере и потери ее прочности. По мощности синрифтовых осадков позднего кембрия–раннего ордовика интенсивность растяжения в рифтовой зоне Южного Урала оценена в 4–8%. Авторы показали, что формирование континентального склона Уральского океана не сопровождалось значительным растяжением литосферы, а погружение коры в Предуральском прогибе происходило независимо от столкновения плит в формирующемся складчатом поясе.

По мнению К.С. Иванова, современная структура Урала в целом сформировалась в результате триасового субширотного растяжения. Она характеризуется чередованием субмеридиональных синформных и антиформных зон. Синформы выполнены метаморфизованными толщами, антиформы сложены глубинными метаморфическими и интрузивными породами (то есть преимущест-

венно комплексами средней коры). Границами между зонами являются сбросы, обычно падающие под менее глубинные комплексы. Эти молодые разломы развивались, в первую очередь, по более древним тектонически ослабленным зонам надвигов, развитым между верхней (хрупкой) и средней (пластичной) корой. В истории развития Урала автором выделена новая важная тектоническая стадия – стадия постколлизиионного коллапса.

В развитии каледонид Северного Тянь-Шаня А.В. Миколайчуком, С.А. Куренковым и К.Е. Дегтяревым различаются три этапа развития. В течение рифейского этапа на континентальном основании накапливались рифтогенные и шельфовые комплексы. На кембро–раннеордовикском формировались комплексы активной континентальной окраины западно-тихоокеанского типа, а на ордовикском – комплексы континентального склона и активной окраины андийского типа.

Деталем эволюции Киргизско-Терской палеоокеанического бассейна посвятили свое выступление М.Г. Ломизе, Л.И. Демина и А.А. Зарщиков. Этот межконтинентальный бассейн заложился в рифее и развивался в раннем–среднем кембрии, простираясь меридионально между пассивной окраиной на востоке и активной окраиной – на западе. Развитие бассейна в целом сходно с Тетичским. В нем так же происходило отчленение фрагментов от пассивной окраины Гондваны и конвейерное перемещение их к противоположной аккреционной окраине, но более развиты островодужные системы. В арените–карадоке спрединг прекратился и произошла обдукция офиолитов на западную окраину.

В докладе М.Л. Баженова, В.С. Буртмана и Г.З. Гурария была представлена тектоническая интерпретация палеомагнитных данных, полученных в Тянь-Шане по породам от девона до неогена. Результаты исследований позволили определить положение тектонических блоков и составить палинспастические тектонические реконструкции для позднего девона и перми, выявить обширную левосдвиговую зону пермского возраста и прояснить картину кайнозойских деформаций Тянь-Шаня.

Общие закономерности развития зон перехода от континента к океану на примере западной окраины Тихого океана были проанализированы С.Д. Соколовым. Континентальная аккреция в этих зонах определяется как дискретный процесс, синхронный тектоническим деформациям на

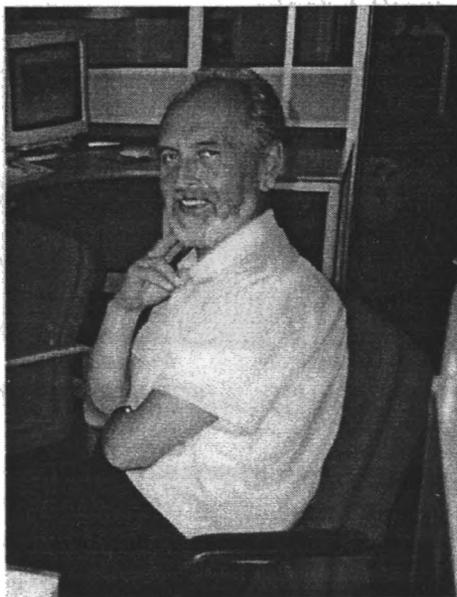
континентах и эпохам реорганизации океанических плит. Цикличность развития зон перехода является необратимой и характеризуется чередованием этапов длительного развития и кратковременных эпох структурных перестроек. Зоны рассматриваются как открытые, диссипативные системы, существование которых обеспечивается обменом веществом и энергией при взаимодействии континентальной и океанической литосфер. Для описания развития подобных систем автором предлагается использовать эволюционные модели неравновесной термодинамики.

Новые данные по геологии Дальневосточной континентальной окраины позволили А.И. Ханчуку, В.В. Голозубову, Ю.А. Мартынову и В.Л. Симаненко провести прямую аналогию ее развития в раннем мелу и палеогене с позднекайнозойской континентальной окраиной Северной Америки. Выделены континентальные синсдвиговые осадочно–вулканогенные бассейны растяжения с левосторонними смещениями для раннего мела и правосторонними – для палеогена. Неокомские магматические комплексы представлены щелочными пикритами и базальтами, интрузиями щелочных пироксенитов, габбро, нефелиновых сиенитов и карбонатитов; палеогеновые – бимодальными вулканическими сериями и интрузиями субщелочных и щелочных гранитоидов.

В докладе В.А. Ермакова предложена новая концепция образования Курильской островной дуги, согласно которой дуга сформировалась на континентальной окраине и развивалась под воздействием опускающихся структур континентального склона и задугового бассейна. Поперечник островной дуги постоянно сокращался, а остаточная суша испытывала при этом колебательные и орогенические движения. Объем островной суши также постоянно сокращался. В представлении автора процесс образования островной дуги – процесс деструктивный. В результате него континентальная кора океанизируется.

В целом совещание было проведено на высоком научно–организационном уровне, чему способствовала финансовая поддержка Российского фонда фундаментальных исследований (проект 97-05-74008). На заседании Бюро Тектонического комитета была намечена тема следующего 31-го Всероссийского тектонического совещания – “Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты”, которое планируется провести в конце января–начале февраля 1998 г.

60-ЛЕТНИЕ ЛЕОНИДА МИХАЙЛОВИЧА ПАРФЕНОВА



19 февраля 1997 г. исполняется 60 лет со дня рождения известного российского геолога-тектониста, действительного члена Академии наук Республики Саха (Якутия), члена-корреспондента Российской Академии естественных наук, профессора Парфенова Леонида Михайловича – вице-президента Академии наук Республики Саха (Якутия), заведующего лабораторией тектоники Якутского института геологических наук Сибирского отделения Российской Академии наук.

Леонид Михайлович Парфенов родился 19 февраля 1937 г. в г. Владимире. После окончания средней школы с серебряной медалью, он в 1954 году поступает на геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, который с отличием заканчивает в 1959 г. По распределению был направлен в Институт геологии и геофизики СО АН СССР (г. Новосибирск), где работал до 1970 г. Его научные интересы были сосредоточены на изучении тектоники докембрия Сибири.

В 1971–1981 гг. Л.М. Парфенов работал в Институте тектоники и геофизики Дальневосточного научного центра (г. Хабаровск), где организовал и возглавил лабораторию глубинной тектоники и отдел региональной и прикладной тектоники. В этот период Леонид Михайлович и возглавляемый им коллектив занимались составлением тектонических карт Дальнего Востока, обобщением

результатов оригинальных исследований по региональной тектонике Восточной Сибири и Дальнего Востока, разработкой плитно-тектонических моделей формирования мезозойско-кайнозойских орогенных поясов Дальнего Востока.

В 1981 г. он перешел на работу в Институт геологии Якутского филиала СО АН СССР, возглавив лабораторию тектоники, коллективом которой руководит и в настоящее время. Результаты исследований Л.М. Парфенова во многом изменили представления о тектонике Северо-Востока Азии.

Под руководством Л.М. Парфенова составлена “Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий” масштаба 1 : 1 500 000, опубликованная в 1992 г. В последующем на основе этой карты составлена “Металлогеническая карта Якутии” в том же масштабе.

В 1991 г. по инициативе Л.М. Парфенова начато составление “Карты террейнов севера Тихоокеанского обрамления” масштаба 1 : 5 000 000 совместно с геологическими службами США, Канады и Японии, геологами Москвы, Владивостока, Магадана и Хабаровска. Карта и сопровождающая ее книга изданы в США в 1994 г. Эта работа получила признание в США как одна из лучших, выполненных в последние годы совместно с российскими геологами. В 1991 г. совместно с Геофизическим институтом Аляскинского университета и

Мичиганским университетом (США) им начаты исследования по изучению природы сейсмичности, палеомагнетизма горных пород, датированию магматических и метаморфических пород Восточной Якутии, которые успешно продолжаются.

Л.М. Парфенов имеет около 200 опубликованных научных работ, в том числе 5 личных монографий и 8 книг в соавторстве, 5 тектонических карт. Более 30 работ опубликовано в США, Англии, Японии, Франции, Германии и Китае. Им подготовлено 11 кандидатов наук, из них 5 работают в различных организациях Якутии. С 1982 г. Леонид Михайлович преподает в Якутском государственном университете.

Л.М. Парфенов – член Межведомственного тектонического комитета РАН, Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока СО РАН.

С 1993 г. и по настоящее время Л.М. Парфенов принимает активное участие в становлении Академии наук Республики Саха (Якутия), осуществляет связь с Сибирским отделением РАН, воз-

главляет Объединенный ученый совет АН РС(Я) по наукам о Земле, координирующий исследования различных научных, производственных и вузовских учреждений республики.

Л.М. Парфенов – неутомимый исследователь. Многолетние полевые работы в сложнейших, зачастую экстремальных, условиях выработали в нем сильный характер, твердую волю и огромную любовь к природе Сибири и Дальнего Востока. Он всегда сохраняет оптимизм, присущий ему юмор и с громадным интересом воспринимает новые идеи и решения.

Многочисленные друзья, коллеги и ученики поздравляют дорогого Леонида Михайловича с юбилеем, желают ему доброго здоровья, новых творческих успехов и личного семейного счастья.

Межведомственный тектонический комитет и редколлегия журнала "Геотектоника".

Сдано в набор 04.04.97 г.

Подписано к печати 09.06.97 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.3 тыс.

Уч.-изд. л. 12.1

Бум. л. 6.0

Тираж 344 экз.

Зак. 1919

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПОЧТОВОЙ СВЯЗИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

О Б Ъ Е Д И Н Е Н Н Ы Й '97 КАТАЛОГ '97

российские и зарубежные
газеты, журналы, книги, учебники

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Журналы Российской академии наук можно выписать в любом почтовом отделении России по объединенному Каталогу Федерального управления почтовой связи ("ФУПС"). Академические журналы объявлены в этом каталоге в разделе "АПР"

Обращаем Ваше внимание!

Подписку можно оформить и непосредственно в редакции журнала с любого очередного номера. Это избавит Вас от значительной части расходов: цены редакционной подписки существенно ниже! К тому же вышедший номер Вы сможете получить в редакции сразу после выхода его из печати.

Пользуйтесь предоставленной Вам возможностью льготной подписки!

АПР

Агентство Подписки и Распределения

АРГУМЕНТЫ
И ФАКТЫ

АРПИ

Агентство по распространению
печати и информации. Известия

УГОДИЕ

Журналы РАН, выходящие в свет одновременно на русском и английском языках

Агрохимия
Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биология моря
Биоорганическая химия
Биохимия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Государство и право
Доклады РАН

Журнал аналитической химии
Журнал вычислительной математики и математической физики
Журнал неорганической химии
Журнал общей химии
Журнал органической химии
Журнал прикладной химии
Журнал физической химии
Журнал эволюционной биохимии и физиологии
Защита металлов
Зоологический журнал
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Серия литературы и языка
Известия АН. Теория и системы управления
Известия АН. Физика атмосферы и океана
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Молекулярная биология
Неорганические материалы
Океанология
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Палеонтологический журнал
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение
Приборы и техника эксперимента
Прикладная биохимия и микробиология
Проблемы прогнозирования
Программирование
Радиохимия
Радиотехника и электроника
Стратиграфия. Геологическая корреляция
Теоретические основы химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Труды Математического института имени В.А. Стеклова
Физика Земли
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Физиология человека
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
Ядерная физика

Agricultural Chemistry
Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Biochemistry (Moscow)
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Physics-Doklady
Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections
Journal of Analytical Chemistry
Computational Mathematics and Mathematical Physics

Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Protection of Metals
Russian Journal of Zoology
Biology Bulletin

Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Molecular Biology
Inorganic Materials
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology and Electronics
Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

Журналы РАН, выходящие в свет только на английском языке

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis