

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

3

НАУКА·1990

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОТЕКТОНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В ЯНВАРЕ 1965 ГОДА

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

МАЙ — ИЮНЬ

МОСКВА · НАУКА

№ 3, 1990

Редакционная коллегия

Главный редактор Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ

Зам. главного редактора А. А. МОССАКОВСКИЙ

Ответственный секретарь В. С. БУРТМАН

М. Е. АРТЕМЬЕВ, Ч. Б. БОРУКАЕВ, А. Л. КНИППЕР, В. И. КОВАЛЕНКО,
Н. В. КОРОНОВСКИЙ, Е. Е. МИЛАНОВСКИЙ, В. Д. НАЛИВКИН, А. С. ПЕРФИЛЬЕВ,
А. В. ЧЕКУНОВ, 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, информации о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов.

Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями «Союзпечати» (№ 702228 в каталоге Союзпечати). Цена годовой подписки — 8 руб. 40 коп.

Зав. редакцией *М. Н. Шупляцова*

Научные редакторы *Н. Б. Заборовская, С. Г. Самыгин*

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт АН СССР

телефон 230-81-77

telex: 411848 GIN SU
телетайп: 114092 ТЕТИС

СОДЕРЖАНИЕ

Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М. Геодинамика, крупномасштабное геологическое картирование и металлогенические оценки	3
Никишин А. М. Предварительный анализ тектоники и эволюции Венеры	16
Григорьева Л. В., Иваников В. В., Шинкарев Н. Ф. Геодинамическая модель развития Карельской гранит-зеленокаменной области	28
Таврин И. Ф., Халевин Н. И. Геофизические модели земной коры Урала	39
Александров В. К., Таскин А. П. Региональные сдвиги Восточной Сибири и динамика их формирования	50
Дотдугев С. И. Строение и происхождение пакета покровов Шатского в предгорьях Дагестана	59
Пашков Б. Р., Буданов В. И. Тектоника зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира	70
Мельников Н. Г., Изосов Л. А. Кайнозойские тектонические покровы и перспективы угленефтегазоносности Приморья	80
Казьмин В. Г. К проблеме образования Тирренского моря	88

Краткие сообщения

Лунина Н. В. Новейшая структура Дархатской котловины Монголии	98
--	----

Рецензии

Чекунов А. В. На путях развития геотектоники	102
Николаев Н. И. О приповерхностных тектонических дислокациях подвижных и платформенных областей	104

Хроника

Пучков В. Н. О Всесоюзной школе-семинаре «Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшанской складчатой системы»	107
Василий Дмитриевич Наливкин (к 75-летию со дня рождения)	110

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
GEOTECTONICS

MAY — JUNE

MOSCOW

№ 3, 1990

CONTENTS

Perfilyev A. S., Pushcharovsky Yu. M. Geodynamics, large-scale geological mapping and metallogenic assessment	3
Nikishin A. M. Preliminary analysis of the Venus tectonics and evolution	16
Grigorieva L. V., Ivanikov V. V., Shinkarev N. F. Geodynamic model of the Karelian granite-greenstone region evolution	28
Tavrin I. F., Khalevin N. I. Earth crust geophysical models of the Urals	39
Alexandrov V. K., Taskin A. P. Regional displacements in East Siberia and dynamics of their formation	50
Dotduyev S. I. The structure and genesis of the Shatsky nappes packet in the foothills in Dagestan	59
Pashkov B. P., Budanov V. I. The tectonics of the South-East — South-West Pamirs conjunction zone	70
Melnikov N. G., Izosov L. A. Cenozoic tectonic nappes and coal-oil-gas forecasts in Primorye	80
Kazmin V. G. To the problem of the Tyrrhenian Sea formation	88

In Brief

Lukina N. V. The recent structure of the Darkhat depression in Mongolia	98
--	-----------

Reviews

Chekunov A. V. Ways of geotectonics development	102
Nikolaev N. I. Surficial tectonic dislocations in mobile and platform areas	104

Chronicle

Puchkov V. N. All-Union school-seminar «Tectonics, geodynamics and metallogeny of the Urals-Tien Shan fold system»	107
Vassily Dmitrievich Nalivkin (on his 75th birthday)	110

The English edition of the GEOTECTONICS (ISSN 0016—8521) is published by the American Geophysical Union and Geological Society of America. Send order to inquiries to American Geophysical Union: 2000 Florida Avenue, N. Y., Washington D. C. 2009-USA.

УДК 551.24+553.064/067+ (550.8 : 528.94)

© 1990

ПЕРФИЛЬЕВ А. С., ПУЩАРОВСКИЙ Ю. М.

**ГЕОДИНАМИКА, КРУПНОМАСШТАБНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
КАРТИРОВАНИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ**

В статье рассмотрены некоторые вопросы крупномасштабного картирования и связанные с этим металлогенические аспекты. Существующая методика геокартирования не предусматривает картирования некоторых комплексов-индикаторов геодинамических обстановок, без чего невозможна правильная тектоническая интерпретация региональной геологии. Новая тектоническая интерпретация необходима для научного прогноза поисков ряда полезных ископаемых. Приведены конкретные примеры характерных магматических, осадочных и магматических комплексов-индикаторов разных геодинамических обстановок и описаны способы их распознавания и картирования при крупномасштабной геологической съемке.

В 1988 г. Межведомственным тектоническим комитетом были разработаны и опубликованы конкретные рекомендации по проведению тектонических исследований в связи со средне- и крупномасштабным геокартированием, реализуемым в настоящее время в СССР прежде всего в рамках программы «Госгеолкарта-50». Их использование, несомненно, должно принести пользу как при геологической съемке, так и при прогнозах на полезные ископаемые. В предлагаемой статье авторы имеют в виду под тем же углом зрения рассмотреть ряд существенных в этом отношении положений, ранее либо совсем не освещенных в литературе, либо затронутых в ней лишь в малой степени.

Геологические карты (особенно крупномасштабные) всегда рассматриваются как инструмент для целенаправленных поисков месторождений полезных ископаемых и выявления закономерностей их размещения. Обычно для создания прогнозных и металлогенических карт в качестве основы используют тектонические карты разного типа. Последние же представляют собой во многом интерпретацию геологических карт с определенных теоретических позиций. В конечном счете эти теоретические позиции определяются той гипотезой, которая лежит в основе металлогенических построений.

В отечественной науке в течение многих десятилетий активно развивалась металлогеническая концепция Ю. А. Билибина, в основу которой положены представления о стадийности металлогенической специализации. Эта концепция предполагала близкоодновременную смену стадий развития в вертикальном ряду осадочных и магматических комплексов для конкретной складчатой системы. Такие представления казались весьма перспективными при среднемасштабных исследованиях; их основой являлась геологическая карта масштаба 1 : 200 000. В соответствии с требованиями теории главным элементом при картировании стали синхронные временные рубежи, прослеживание на площади разновозрастных отложений или магматических комплексов с максимально возможной дробностью их расчленения. Тектоническая основа металлогенических и прогнозных карт также выполняла «главное задание» металлогении, взяв за основу синхронные временные рубежи (возраст складчатости, фазы складчатости, структурные этажи, подэтажи и ярусы). При этом естественным было стремление выделить максимальное количество таких синхронных рубежей и границ, иногда за счет насилия над фактическим материалом.

Развитие региональной геологии, переход к более детальным масштабам геологической съемки и, самое главное, взрыв палеонтологической информации за счет массового использования новых видов микрофаун привели к пересмотру представлений о синхронности вещественных структурных изменений в развитии складчатой области и в ее металлогении. Стало очевидным, например, что медноколчеданные месторождения Урала распространены в очень широком возрастном интервале (от раннего силура до среднего — позднего девона). Однако они отчетливо приурочены к строго определенному структурно-вещественному комплексу (контрастная натриевая серия вулканитов, связанных с подводными вулканами центрального типа, претерпевшая интенсивную аутометаморфическую гидротермальную переработку). Подобные примеры широко известны и для других видов минерального сырья. Главное, что определенные типы месторождений хорошо коррелируются с определенными типами структурно-вещественных комплексов.

Что же это за структурно-вещественные комплексы, каковы критерии их выделения? Можно четко показать, что структурно-вещественные комплексы, характеризующиеся определенным минерагеническим спектром и потенциальной рудоносностью, лучше всего коррелируют с комплексами определенных геодинамических обстановок современности или их вариациями [11, 45].

Если потенциальная рудоносность определяется геодинамической обстановкой формирования структурно-вещественных комплексов, то само появление месторождений во многом зависит от того, как и на каких этапах они сочетаются и в какие новые геодинамические обстановки попадают в процессе развития. При этом возникает возможность для поднократной регенерации полезной компоненты и ее концентрации нередко в другие, нежели исходные (материнские), комплексы. Базальты второго слоя современных океанов, по мнению большинства исследователей [17, 33], являются рудоматеринскими для меди, и их рудная концентрация в виде колчеданов связана с гидротермальной переработкой и перераспределением меди во втором слое («курильщики» современных рифтовых зон океанических хребтов). Такие месторождения известны и в палеоаналогах [46]. Однако медноколчеданные месторождения Урала, значительно более богатые по запасам, формируются в комплексах энзиматических островных дуг (вулканические аппараты контрастных и непрерывных серий) в связи с интенсивной гидротермальной переработкой океанической коры основания этих дуг. С гипербазит-габбровыми комплексами меланократового основания океанической коры, шарьированными на континентальную кору и подвергшимися воздействию корового гранитного магматизма, связано появление золоторудных месторождений (Урал). Эти вопросы на конкретных примерах более подробно рассмотрены нами в специальной работе.

Из сказанного очевидно, что для анализа металлогении и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых необходима такая тектоническая основа, которая включала бы в себя выделение структурно-вещественных комплексов, отвечающих разным геодинамическим обстановкам, и отражала взаимосочетание этих комплексов в истории становления покровно-складчатых систем. Какие же тектонические теории более всего отвечают поставленным задачам? Нам представляется, что этим требованиям отвечают современные мобилистические построения, включающие учение о тектонической расслоенности литосферы. На их основе можно и необходимо создавать геодинамические карты (разновидность тектонических карт), которые будут служить фундаментом для металлогенических и прогнозных построений.

Возникает вполне естественный вопрос: можно ли составлять крупно- и среднемасштабные геодинамические карты, основываясь на существующих геологических картах или же на картах, составляющихся по прежним принципам? Опыт работ на Киргизском геодинамическом полигоне Тянь-Шаня дает однозначный отрицательный ответ на этот вопрос. Геодинамическая тектоническая основа для металлогении и научного про-

гнозирования поисков требует введения в геологическую съемку среднего (1 : 200 000) и в особенности крупного (1 : 50 000) масштабов картирования геологических комплексов, имеющих первостепенное значение для решений вопросов геодинамики. В небольшой статье нет возможности рассмотреть все комплексы-индикаторы геодинамических обстановок, требующие специального картирования. Одни из них уже упомянуты в последних инструкциях, другие картировались раньше, но многие не находят отражения на крупномасштабных геологических картах. Набор объектов, имеющих первоочередное значение для картирования на геодинамической основе в разных покровно-складчатых поясах, несколько различается, что связано с индивидуальными чертами конкретных структур.

ПРИМЕРЫ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ, ТРЕБУЮЩИХ КАРТИРОВАНИЯ

Существенно вулканогенные комплексы. К настоящему времени изучены главные петрохимические и геохимические особенности вулканитов, формирующихся в различных геодинамических обстановках современности [2, 5, 6, 9, 11, 30, 35—38]. Совершенно очевидно, что при картировании по этим признакам можно выделять базальты зон спрединга океанических и краевоморских структур, внутриокеанических островов, энсиматических вулканических островных дуг, субщелочные и щелочные базальты, контрастные серии внутриконтинентального (рифтогенного) и внутриокеанического типов, контрастные серии островодужного типа, непрерывные натриевые и калий-натриевые серии островодужного типа и типа активных континентальных окраин.

Петрохимические данные обычно поступают с большим запаздыванием по отношению к геолого-съёмочным маршрутам, что требует введения других критериев для разделения картируемых комплексов. Более того, петрохимическое сходство с современным магматизмом является необходимым, но не однозначным фактором для оценки палеогеодинамических обстановок. Широко известны случаи конвергентности составов вулканитов разных геодинамических обстановок (например, краевых вулканических поясов и островных дуг). Древние вулканиты обычно изменены (как в процессе диагенеза, так и более поздними процессами), что заметно искажает многие вещественные (особенно петрохимические) характеристики, в частности такие, как соотношение K и Na , суммарная щелочность, содержание кремнезема и др.

Рассмотрим критерии разделения вулканических толщ, определенные непосредственно в поле на конкретных примерах. Подводные толеитовые лавы характерны для зон спрединга, ранних стадий развития энсиматических островных дуг, внутриокеанических поднятий. При непосредственном картировании эти толеиты трудно различимы. Даже появление кислого члена вулканитов, свойственное, например, островным дугам, не исключено и для зон спрединга [4, 14], а сами эти кислые члены проявляются не повсеместно и могут отсутствовать на больших площадях картируемых комплексов.

Важное значение приобретают палеовулканические данные. Толеиты зон спрединга характеризуются трещинным типом излияний с мощными, протяженными, нередко многоактными лавовыми трубами, малым количеством гиадокластики (в основном дескавамационной), закономерным распределением миндалин, глобулей и вариолей в теле трубы. Редкие осадочные прослои (кремнистые глубоководные, карбонатные или «рудоносные») имеют малые мощности и большую протяженность. Характерны межтрубные кремнистые или карбонатные заполнения. Типичный пример таких толеитов — девонские толеиты мугоджарской свиты Южного Урала [10, 15], часть девонской араванской свиты Алайского хребта Южного Тянь-Шаня. По характеру излияний эти лавы очень близки толеитам рифта Красного моря и хр. Рейкьянес в Атлантике [1, 9, 12].

Толенты ранних стадий формирования островных дуг связаны не только с трещинными излияниями, но чаще с небольшими аппаратами центрального типа (реже одноактными, чаще многоактными). Наличие орографических склонов, по которым текут лавовые потоки, определяет и особенность морфологии лав. Лавовые трубы здесь имеют значительно меньшие размеры как в диаметре, так и по протяжению, характерны лавовые шары, оторванные от труб. Потоки и шары, погруженные в десквамационные гиалокластиты толентового состава, значительно меньше распространены миндалекаменные разности, зато широко представлены вариолиты. По склонам аппаратов происходит сползание слабо консолидированных кремней или карбонатных илов, образующих включения неправильной формы в лавах и гиалокластике. Примером толентов такого типа могут служить среднедевонские лавы карамалыташской свиты Урала или меловые — орлинской свиты мыса Шмидта на Сахалине.

Толентовые и субщелочные базальты внутриокеанических поднятий связаны с крупными системами сложных многоактных вулканических центров, образующих орографические поднятия с крутыми склонами и сложным рельефом, частично возвышающихся над уровнем моря. Для них характерны непротяженные потоки пузыристых миндалекаменных лав, бомбы и оборванные куски потоков, обилие гиалокластитики (обычно пульверизационной), лахаровые потоки, переходящие в подводные туфобрекчии с закатанными лавами и бомбами; сочетание краснокаменно-измененных (наземных) и подушечных лав и т. д. К таким центрам приурочены крупные линзовидные тела известняков, обломки которых нередко попадают в брекчии и лавовые потоки. В качестве примера можно привести куруганскую свиту позднего девона на Южном Тянь-Шане (Алайский хребет) и некоторые позднеюрско-раннемеловые лавы Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. По-видимому, во многих случаях эти образования картируются вместе с толентами зон спрединга (например, араванская свита Южного Тянь-Шаня).

Не менее важный элемент, позволяющий разделить толенты разных геодинамических обстановок, — дайковые комплексы, связанные с лавами. Толентам зон спрединга отвечают комплексы пластинчатых даек («дайка в дайке»), подробно описанные в литературе. Менее изучены гипабиссальные тела и дайки, отвечающие структурам магмовыведения островных дуг. Обычно это разноориентированные рои, «дайка в дайке» и «конические дайки», связанные с конкретными вулканическими аппаратами. По-видимому, наиболее сложная система даек отвечает внутриокеаническим поднятиям. Судя по эродированным структурам такого типа (о-ва Зеленого Мыса), это сложная «паутина» разноориентированных и разновременных линейных и конических даек, образующих «микробрекчии» из даек и вмещающих пород [21].

Мы привели только некоторые примеры вулканических серий, требующих разделения при картировании. Совершенно очевидно, что на современных геологических картах крупного масштаба по петрохимическим, вулканологическим и другим признакам можно и необходимо выделять толентовые серии типа СОХ, внутриокеанических поднятий; контрастные серии внутриокеанического типа; вулканогенно-осадочные серии островных дуг и активных окраин разного типа (с обязательным разделением контрастных и непрерывных вулканитов); вулканогенно-обломочные серии рифтогенных комплексов, фиксирующих заложение палеоокеанических структур, и т. д. Каждый из таких комплексов помимо различия по вещественному составу магматитов имеет свои характерные черты, позволяющие разделить их непосредственно при геологическом картировании.

Очень большое значение для правильного понимания геодинамических обстановок формирования тех или иных комплексов имеют гипербазиты и габброиды, связанные с офиолитовыми ассоциациями. Принципиальное строение и разрез этих образований хорошо известны и описаны в многочисленных работах. Отдельные члены этого разреза могут

и должны выделяться внутри крупных слабо нарушенных блоков или в глыбах серпентинитовых меланжей. В классическом варианте снизу вверх, как известно, выделяются метаморфические гипербазиты (гарцбургиты, дуниты, лерцолиты), кумулятивный дунит-пироксенит-габбровый (расслоенный) и габбровый комплексы. В этой ассоциации особое значение имеет граница метаморфических гипербазитов и вышележащих гипербазитов и габброидов, которая фиксирует палеограницу Мохоровичича древней океанической коры. Ниже этой границы располагаются метаморфические породы в основном со структурами пластического течения [28], а выше — первично-магматические породы с локальными структурами пластического течения иного, чем в метапородах, динамического и кинематического рисунка. Иными словами, эта граница фиксирует элементы тектонического расслоения литосферы, которое играет очень большую роль на разных этапах становления структуры земной коры складчатого сооружения. Отметим кстати, что вблизи этой границы обычно концентрируются промышленные скопления хромитовых руд.

Классический разрез, рассмотренный выше, характерен для обстановки нормального («концентрированного») спрединга. Нередко палеоокеаническая кора построена иначе. Расслоенный комплекс, включающий дуниты, верлиты и габбро, образует крупные силлоподобные тела, отделенные от подстилающего тектонизированного гипербазит-габбрового или гипербазитового комплексов по времени и по разрезу. Например, на Алайском хребте (Южный Тянь-Шань) ранне- и среднепалеозойские толеиты новообразованной палеоокеанической коры продуцируются из таких дифференцированных силлов, залегающих в их основании. Сами силлы отделены в разрезе глубоководными осадками от более древнего тектонизированного меланократового океанического фундамента. Подобные соотношения объясняются «многоэтажным» спредингом и дифференцированным раздвижением литопластин на разных уровнях расслоенной литосферы [16].

Эти и аналогичные примеры новообразованных структур с океанической корой, которые сформировались в результате дифференцированного раздвижения верхних литопластин на древнем меланократовом основании, более полно рассмотрены в специальной работе. Мы хотели бы только подчеркнуть, что классический тип строения офиолитовых ассоциаций далеко не повсеместен. Не менее широко распространены и более сложные случаи, которые трудно отделить от классических по вулканической части офиолитового разреза, но можно распознать по особенностям строения гипербазит-габбрового комплекса.

Не менее важным для геодинамики при геологическом картировании является анализ дайковых комплексов офиолитовых ассоциаций (комплекс пластинчатых даек, или «дайка в дайке»). По этому поводу опубликовано много детальных работ у нас в стране и за рубежом, и мы не будем подробно останавливаться на этом вопросе [16, 23, 24, 40, 42, 47]. Строение дайковых комплексов позволяет однозначно определить относительные направления спрединга, положение оси спрединга, геодинамическую обстановку спрединга (концентрированный или рассеянный спрединг).

Приведенные примеры характеризуют многообразие такой, казалось бы, элементарной геодинамической обстановки, как спрединг. Разные типы спрединга определяют специфику дальнейшего формирования структур. В частности, тектоническое расслоение верхней литосферы на ранних стадиях развития предопределяет во многом специфику шарьяжеобразования и окончательную структуру коры, формирующуюся на коллизионном этапе становления складчатого сооружения. Вероятно, этим объясняется принципиальное различие покровно-складчатых структур Урала от таких, как Южный Тянь-Шань, Корякия и Южная Монголия [22, 26, 27].

Особенности спрединга во многом определяют особенности строения и состава магматических и осадочных толщ новообразованных структур

с океанической корой (включая их краевые части). Более того, есть основания утверждать, что этот фактор накладывает отпечаток на металлогеническую специализацию возникающих структурно-вещественных комплексов. Нам представляется, например, что медно-колчеданные месторождения уральского типа более свойственны «классическому» спредингу, а рассеянный, или «многоэтажный», спрединг ответственен за потенциальную золоторудную специализацию мурунтауского типа в краевых осадочных комплексах таких структур.

Гипербазит-габбровые образования не исчерпываются офиолитами. Хорошо известны расслоенные дунит-пироксенит-габбровые платиноносные массивы сложного строения. Их принципиальные вещественные и геологические отличия от офиолитов хорошо известны (обилие клинопироксенитов, твердогогорячие внедрения во вмещающую раму, первичная сложная многокамерность и др.). Это позволяет сравнительно легко отличать такие комплексы при геолого-съёмочных работах. По-видимому, это полигенная группа, свойственная различным геодинамическим обстановкам. Некоторые из таких массивов, несомненно, фиксируют глубинные условия магмообразования и магмоотделения начальных этапов становления вулканических островных дуг [31, 32]. К сожалению, этот аспект проблемы (неспрединговые гипербазит-габбровые комплексы) еще недостаточно изучен. Пока что в практике геолого-съёмочных работ нужно различать офиолитовые и неофиолитовые комплексы гипербазит-габбрового типа.

Структурно-вещественные комплексы, сложенные преимущественно осадочными породами. Это необычайно обширный класс образований, включающий целый ряд картируемых объектов-индикаторов геодинамических и кинематических обстановок. Наибольшая информация может быть получена при изучении терригенных комплексов. Рассмотрим лишь некоторые примеры образований подобного типа. Широко распространены в складчатых системах глубоководные и гемипелагические образования континентальных подножий и склонов, которые хорошо изучены во многих покровно-складчатых сооружениях и на современных континентальных окраинах [39, 41, 43, 44]. Это хорошо известные геологам песчано-глинистые и кремнистые серии, синхронные вулканогенным и вулканогенно-осадочным комплексам структур с океанической корой. Состав и седиментологические особенности единой структуры пассивной континентальной окраины определяются многими частными факторами, такими, как пестрый петрофонд областей сноса, местные турбидитовые линзы мутьевых потоков, участки лавинной седиментации или контурные течения. Локальные седиментологические особенности осадконакопления нередко определяют бросающиеся в глаза особенности строения и состава картируемых толщ (особенно это касается грубозернистых пород), хотя фоновые (тонкозернистые или хемогенные) разности могут быть близкими, а сами внешне очень различные свиты могут индексировать одну и ту же геодинамическую обстановку. Локальные особенности позволяют определить такие важные параметры, как крутизна склонов, величина перепадов глубин, характер тектонического рельефа и другие параметры континентальной окраины. В качестве примера можно привести силурийско-девонские образования континентального подножия западного склона Урала или силурийские терригенные комплексы Алайского, Туркестанского и Кураминского хребтов Средней Азии.

Чрезвычайно важным представляется выделение углеродистых осадков, индексирующих палеообстановки апвеллинга среди комплексов склонов и подножий. Именно с такими комплексами могут быть связаны первичные повышенные концентрации ряда полезных компонентов (например, золота), регенерация которых может дать промышленные месторождения.

Особенно большое значение для геодинамики имеет правильное картирование олистостромовых комплексов. Большинство геологов сейчас

сравнительно легко выделяют такие комплексы, однако их нужно не только выделять, но и разделять.

Хорошо известны олистостромы, связанные с тектоническими покровами. Эти образования широко распространены, многократно описаны в литературе и, по-видимому, не нуждаются в подробной характеристике [19, 20]. Глыбовые горизонты такого типа формируются перед фронтом надвигающейся пластины и состоят из ее обломков в сочетании с терригенным флишем. Они, как правило, связаны постепенными переходами с подстилающими образованиями параавтохтона и тектонически перекрыты пластинами пород, обломки которых содержатся в олистостроме. Для фронтальных олистостромов очень характерна интенсивная тектонизация.

С шарьированием, или надвигообразованием, нередко связаны тыловые олистостромы (глыбовые горизонты), которые формируются на «плечах» надвигающегося блока за счет разрушения его верхушки. В отличие от фронтальных олистостромов они лежат на тех породах, из обломков которых они сложены. В проксимальных фациях это чаще всего крупноглыбовые остроугольные брекчии, сцементированные более тонким материалом того же состава. В дистальной части тыловые олистостромы переходят в конглобрекчии и конгломераты, состоящие из того же обломочного материала в тонкообломочном или карбонатном цементе. В конкретных вертикальных разрезах таких комплексов наблюдается последовательная смена проксимальных фаций дистальными вверх по разрезу, что отвечает последовательному горизонтальному перемещению тектонической пластины и ее фронтального уступа. Как известно, фронтальные олистостромы характеризуются обратным соотношением дистальных и проксимальных фаций в вертикальном разрезе (дистальные фации — внизу, проксимальные — сверху). Тыловые олистостромы часто путают с трансгрессивными сериями, хотя различие тех и других весьма значимо (однообразие обломочного материала, состав цемента, строение разреза и некоторые седиментологические особенности). Прекрасные примеры тыловых олистостромов изучены в Канской полосе Южного Тянь-Шаня.

Совершенно иной тип олистостромов (который можно назвать листрическим) связан со склонами пассивных континентальных окраин и отражает этап расширения и раздвигания палеоокеанических структур. Такие олистостромы появляются локально (но на достаточно больших площадях) среди отложений континентальных подножий. К сожалению, эти образования практически не изучены и не описаны в литературе. Листрический олистостром изучен на северном склоне Алайского хребта (бассейны рек Киргиз-Ата, Чиле). Крупные, до первых километров, блоки кембрийско-раннеордовикских вулканитов, известняков и конгломератов погружены в глубоководную глинистую матрицу силурийского возраста (поздний лландовери — венлок). Иногда эти блоки имеют тектонический контакт (листрический разлом) с одной стороны и стратиграфический непосредственно с глубоководными сланцами — с другой. Встречаются большие олистоплаки, обычно брекчированные или состоящие из гигантских притертых глыб с исчезающе малой долей вмещающих глубоководных сланцев.

Породы матрицы и олистостромов слабо тектонизированы, и только вблизи подошвы олистоплаков наблюдаются интенсивные деформации и складки, связанные с движением глыб по слаболитифицированным осадкам. В породах матрицы нередко видны подводно-оползневые складки.

Комплексы-индикаторы зон активных окраин. Большая трудность связана с определением палеогеодинамических обстановок сейсмофокальных зон. Главная причина — слабая изученность таких зон в современной структуре. Существующие тектонические модели, описывающие сейсмофокальные и субдукционные зоны, явно упрощены. Напомним, что первая же скважина и первые сейсмические профили, пересекавшие образования, сформированные на внутренней стороне глубоководного

желоба (аккреционный комплекс), заставили отказаться от наиболее распространенных теоретических моделей субдукции.

Другая трудность связана с тем, что комплексы-индикаторы таких обстановок очень сложны и отличаются совокупностью магматических, осадочных, метаморфических и структурных признаков, совместное и закономерное сочетание которых необходимо для идентификации этого сложного явления. К сожалению, в ряде научных и геолого-съёмочных работ наблюдается упрощенное понимание этой задачи, нередко считается, что достаточно обнаружить вулканиты, сходные по составу с вулканитами современных островных дуг. Однако, чем больше мы изучаем современные вулканиты островных дуг (особенно вне самих островов, под водой), тем более разнообразным и расплывчатым становятся спектры их составов, перекрывающих составы магматических образований других геодинамических обстановок современности.

Объективная особенность кинематики (пододвигание одних литопластин под другие) приводит к практически полному погружению на большие глубины образований глубоководного желоба (нередко вместе с аккреционными комплексами). Поэтому в покровно-складчатых сооружениях очень редко сохраняются типовые комплексы-индикаторы. В складчатых сооружениях чаще всего обнаруживаются три группы структурно-вещественных комплексов-индикаторов древних сейсмофокальных зон. Это комплексы вулканических дуг или окраинных вулканических поясов, аккреционные призмы, динамосланцы низких температур и высоких давлений. Во многих случаях вполне правомерно привлекают для анализа комплексы предполагаемых краевых морей. Однако как самостоятельный (и тем более единственный) комплекс-индикатор такие образования очень опасны. Даже в современных структурах далеко не всегда удастся различить осадки и вулканиты океанов и краевых морей.

Аккреционные призмы формируют внутренний склон желоба и внешнюю (невулканическую) дугу. Они имеют некоторые характерные черты, позволяющие устанавливать эти образования при геолого-съёмочных работах.

Для аккреционных комплексов характерны терригенные (часто ритмичные) обломочные серии грауваккового и вулканомиктового состава [34]. Основная масса терригенных толщ связана с неоднократным перемывом магматитов островной дуги и ее основания. Большую роль играют подводно-оползневые явления: оползневые складки, обрыв и сползание грубозернистых псаммитов, их закатывание внутри более тонких пород. Появляются среди них и кремнистые разности (обычно загрязненные пелитовым материалом), линзы относительно мелководных известняков и слоистые глубоководные известняки. Все эти породы часто перемешаны в результате подводно-оползневых явлений и слагают олистостромовые комплексы с олистолитами известняков, вулканитов и офиолитов (гипербазиты, габбро).

Аккреционные призмы обычно представляют собой систему крупных тектонических чешуй, наклоненных в сторону островной дуги или континента. Крупные чешуи обычно состоят из пакетов сравнительно мало-мощных тектонических пластин той же ориентировки. Такие пакеты имеют закономерное строение. В каждой конкретной пластине разрез построен нормально от древних пород к молодым, но в пакете в целом наблюдается обратная последовательность — верхняя структурная пластина пакета сложена наиболее древними породами, а каждая более нижняя — соответственно все более молодыми. Сложность усугубляется тем, что надвиги, разделяющие частные пластины, в обнажениях практически не выражены и хорошо фиксируются только при непрерывной фаунистической характеристике. При точечном отборе фауны с большими интервалами между точками может создаться впечатление единого перевёрнутого разреза большой мощности.

В процессе последующих тектонических движений аккреционные призмы нередко оказываются сорванными по пологим надвигам и вхо-

дят в состав тектонических покровов иной геодинамической природы [29]. При этом аккреционная призма может быть вторично наклонена и первичное залегание тектонических чешуй переориентировано.

Очень интересный элемент, по-видимому, непосредственно связанный с зоной поддвига, динамометаморфические сланцы (часто глаукофансодержащие). Петрологические аспекты образования таких пород, их состав и минералогия, рассмотренные в ряде фундаментальных работ [7, 8], объясняют появление высокобарических сланцев в коре вторичным их выдвиганием из зоны поддвига, хотя механизм этого явления неясен.

В некоторых случаях динамосланцы входят в состав аккреционных комплексов и маркируют зону поддвига палеоокеанической коры под континентальную или переходную кору. В других местах динамосланцы образуют самостоятельные тектонические покровы, входящие в состав крупных аллохтонов. Тектонические пластины динамосланцев могут находиться на большом удалении от поддвига, но косвенно указывают на его существование в корневой зоне тектонических покровов. Например, на Южном Тянь-Шане динамосланцы слагают верхние тектонические пластины аллохтонов, надвигающихся с севера (Киргизатинский аллохтон и др.). Это указывает на существование зоны поддвига севернее, на границе Южного и Срединного Тянь-Шаня, где действительно на отдельных отрезках сохранилась корневая офиолитовая сутура.

Динамосланцы чаще всего образуются по вулканогенным и осадочным породам аккреционных призм и океанической коры. Как правило, они претерпели метаморфическую дифференциацию и приобрели полосчатую текстуру, хотя в отдельных линзовидных участках могут сохраняться реликты первичных структур и текстур. В аккреционных призмах высокобарические динамосланцы нередко контактируют со слабометаморфизованными породами такого же первичного состава и близкого возраста. Часто их взаимоотношения трактуются как «постепенные переходы». При детальном изучении контактов удается установить, что в обе стороны от контакта распространено интенсивное расщепление, сопровождаемое метаморфизмом самых низких ступеней зеленосланцевой фации (пренит-пумпеллеитовая или серицит-хлоритовая субфация). Этот наложенный локальный метаморфизм и создает видимость постепенного перехода, а его образование связано с вторичным тектоническим «выдвиганием» динамосланцев в неметаморфизованные породы.

Тектонические структуры и структурные комплексы. Картирование тектонических покровов, серпентинитовых меланжей (мономиктовых и полимиктовых), крупных сдвигов и других элементов мобилистской тектоники представляют собой широкий класс тектонических структур, которые необходимо разделять при крупномасштабном картировании. Опыт показывает, что выделяются три главных вида структур: доскладчатые шарьяжи, надвиги-взбросы, послескладчатые шарьяжи. Особенности доскладчатых шарьяжей заключается в том, что их поверхности субпараллельны напластованию пород в автохтоне и аллохтоне или в одном из них. В процессе складчатости эти поверхности деформируются и образуются анти- и синформные складки пакетов тектонических пластин. Для правильного понимания кинематики покровообразования важно определить доскладчатую вергентность деформации в автохтоне или аллохтоне (если она есть). Эти структуры, а также соскладчатые и послескладчатые надвиги (ретронадвиги) подробно описаны в ряде монографических работ [3, 13, 18, 25].

Послескладчатые шарьяжи, как правило, не выделяются при геологическом картировании в виде самостоятельных структурных элементов. К сожалению, изучено не так много примеров этих интереснейших образований. Такие структуры были изучены нами совместно с В. Н. Лыточкинским, А. В. Кузнецовым и В. М. Ненаховым в Алайском хребте (северный склон), в бассейнах рек Сох и Шахимардан.

Аллохтон и автохтон сложены смятыми в складки тектоническими покровами палеозойских пород различной геодинамической принадлеж-

ности, которые были тектонически совмещены при доскладчатом шарьировании. В данном случае это пластины карбонатных шельфовых образований девона и карбона, терригенных серий континентального склона и подножий, вулканиты палеоокеанической структуры и серпентинитовые меланжи, разделяющие доскладчатые покровы.

Тектоническая граница, разделяющая аллохтон и автохтон, резко дискордантна по отношению к структурам кровли и подошвы. Только в непосредственной близости к поверхности шарьяжа породы подворачиваются, приобретая субсогласное с ней залегание. В общем плане подошва послескладчатых покровов слабо деформирована (наклонена под углами до 20–30° максимум) или горизонтальна. Однако она нередко осложнена малоамплитудными складками волочения. Разрыв во времени образования послескладчатых покровов от складчатости может быть различным.

Вероятно, к такому же типу структур относятся шарьяжи палеозойских складчатых образований, перекрывающих и запечатывающих мезозойские отложения в разных частях Южного Тянь-Шаня. Во всяком случае можно предполагать, что хотя бы часть этих структур связана с альпийской геодинамикой. Несомненно, что такие структуры значительно осложняют картину распределения месторождений, отрывая корни рудных зон от их апикальных частей. Сами тектонические границы могут служить хорошими структурными ловушками для легкоподвижных компонентов (в случае Южного Тянь-Шаня — месторождений ртути).

В последние годы выявлен интереснейший структурный комплекс, который может быть назван терригенным меланжем. Терригенные меланжи широко распространены на Южном Тянь-Шане, где они нередко приурочены к подошве послескладчатых шарьяжей, рассмотренных выше.

Терригенные меланжи Южного Тянь-Шаня сложены тектонизированными песчано-сланцевыми породами силурийского возраста, которые вмещают в себя блоки, тектонические глыбы и обрывки тектонических пластин пород кембрийско-ордовикского (?), силурийского, девонского и раннекаменноугольного возраста разной фациальной и геодинамической принадлежности. Так, наряду с шельфовыми карбонатными образованиями девонского и раннекаменноугольного возраста распространены разновозрастные вулканические породы океанического и островодужного типа и глубоководные кремни континентального подножия. Среди силурийских песчано-сланцевых тектонизированных пород внешнего шельфа (матрица) содержатся тектонические блоки углеродистых сланцев континентального подножия также силурийского возраста. Встречены отдельные блоки и глыбы серпентинитового меланжа. Все перечисленные глыбы и блоки перемешаны в тектонизированной терригенной матрице без каких-либо отчетливых закономерностей распределения в плане и разрезе. Тектонизированная матрица в наименее рассланцованных разностях содержит фауну разных ярусов силура, не обнаруживающую какой-либо закономерности в распределении на площади и в разрезе.

Из приведенного описания видно, что терригенный меланж вполне отвечает понятию полимиктового меланжа, применяемого для серпентинитовых меланжей. Генезис этих образований не совсем ясен. Однако, учитывая их положение в подошве послескладчатых тектонических покровов, можно предполагать, что они образовались при формировании этих структур за счет дезинтеграции материала смятых в складки доскладчатых покровов в процессе послескладчатого шарьирования. Такой механизм вполне объясняет полимиктовость меланжа и присутствие в нем глыб и блоков пород, формировавшихся в разных геодинамических обстановках. Эти образования важны не только для воссоздания геодинамики и кинематики тектонических условий, но могут быть хорошими геохимическими «ловушками» для некоторых рудных месторождений (на Южном Тянь-Шане — месторождений ртути).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках журнальной статьи мы смогли кратко охарактеризовать только некоторые из структурно-вещественных комплексов и структур-индикаторов геодинамических и кинематических условий формирования коры сложных покровно-складчатых сооружений. По-видимому, настало время предложить для широкого обсуждения подробный анализ этих и многих других комплексов, без картирования и анализа которых невозможно создание крупномасштабных геологических карт нового поколения на геодинамической основе. А без создания таких карт с нашей точки зрения невозможно осуществить новый подход к выяснению закономерностей размещения полезных ископаемых и их научному прогнозированию.

Выявление таких комплексов при геологической съемке требует проведения целого ряда дополнительных работ лабораторного типа (петрохимические, геохимические данные, анализ палеомагнитных характеристик, создание экспертных машинных математических систем и т. д.). Для создания объемной структурно-вещественной модели и для глубинного прогнозирования необходимы современные геофизические исследования соответствующей детальности, главным образом сейсмические (например, МОВ ОГТ с использованием пневмоисточников).

В предлагаемой статье рассмотрены только те объекты, которые можно распознавать непосредственно при картировании в поле. Как показывает опыт, это возможно только при использовании некоторых дополнительных приемов, различающихся для разных объектов. Так, картирование олистостромов разного типа, меланжей и палеовулканических обстановок требует применение метода телескопированного укрупнения масштабов наиболее показательных участков (метод «матрешка»). Наиболее перспективными оказались масштабы 1:10 000 и 1:2000. Для изучения послескладчатых шарьяжей, комплекса пластинчатых даек, седиментологических особенностей картируемых комплексов лучше всего использовать детальные опорные разрезы, которые сопровождаются полной палеомагнитной характеристикой пород (пластинчатые дайки) или послонным сбором фауны (особенно микрофауны) и т. д. В каждом конкретном случае можно рекомендовать и различные другие инструментальные методы (геофизические, аэрофотогеологические и т. д.).

Таким образом, речь идет о выработке единых критериев выделения и приемов картирования сложных объектов-индикаторов геодинамических обстановок. Без разработки таких критериев геологическая съемка и региональные геологические исследования не могут выйти на новый качественный уровень, отвечающий достижениям мировой геологической науки. Только такой путь может интенсифицировать научно обоснованное прогнозирование и поиск месторождений полезных ископаемых в нашей стране.

Список литературы

1. Альмухамедов А. И., Кузьмин М. И., Богданов Ю. А., Сборщиков И. М. Вулканизм хр. Рейкьянес//Доклады на XXVII Международ. геол. конференции. 1988. № 3. С. 53—61.
2. Барсуков В. Л., Дурасова Н. А., Кравцова Р. П. Некоторые геохимические особенности вулканогенных пород Исландии и Срединного Атлантического хребта//Геохимия. 1975. № 3. С. 371—381.
3. Буртман В. С. Геология и механизм шарьяжей. М.: Недра, 1973. 97 с.
4. Герасимовский В. И., Поляков А. И., Дурасова Н. А. Исландия и Срединно-океанический хребет. М.: Наука, 1978. 184 с.
5. Дмитриев Л. В. Петрохимия коренных пород и некоторые черты их геохимии и петрологии//Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972. Т. I. С. 115—144.
6. Дмитриев Л. В., Соболев А. В., Сущевская Н. М. Толиты Атлантики: петрология и геохимия//Геохимия. Минералогия. М.: Наука, 1988. С. 32—53.
7. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
8. Добрецов Н. Л. Метаморфизм, континенты и зоны субдукции//Природа. 1986. № 7. С. 40—51.

9. Зоненшайн Л. П. Сравнение базальтового ложа прошлых и современных океанов// Ophiolite-initialeitii. *Physic der Erde*. 1983. № 73. С. 44—50.
10. Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Матвеев В. В., Хаин В. В. Разрез палеозойской океанической коры в Южных Мугоджарах//Геотектоника. 1986. № 3. С. 5—20.
11. Зоненшайн Л. П., Кузьмин Н. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм, металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
12. Зоненшайн Л. П., Мокин А. С., Сорохтин О. Г. Тектоника Красноморского рифта в районе 10° с. ш.//Геотектоника. 1981. № 2. С. 3—22.
13. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 228 с.
14. Книппер А. Л. Движение австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер, проявления, последствия и возможные причины//Геотектоника. 1985. № 2. С. 3—15.
15. Кориневский В. Г. Раннегеосинклинальный комплекс Мугоджар//Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала: Тр. Ульяновского заповедника. Вып. IV. Свердловск: УрО АН СССР, 1976. С. 34—39.
16. Куренков С. А., Перфильев А. С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация//Геотектоника. 1984. № 5. С. 3—15.
17. Курносое В. Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлогенные отложения. М.: Наука, 1986. 249 с.
18. Леонов М. Г. Тектонические покровы и метаморфизм горных пород Зеравшано-Гиссарской области//Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 217—229.
19. Леонов М. Г. Олисторомы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981. 175 с.
20. Леонов М. Г., Соколов С. Д., Щерба И. Г. Олисторомы Альпийского складчатого пояса//Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980. С. 79—87.
21. Мазарович А. О., Рихтер А. В. Структура острова Маю (острова Зеленого Мыса)// Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 2. С. 425—429.
22. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали//Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука, 1979. 169 с.
23. Перфильев А. С., Коптева В. В., Куренков С. А. Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах//Геотектоника. 1985. № 5. С. 19—23.
24. Перфильев А. С., Херасков Н. Н. Дайковые комплексы и проблемы расслоенности океанической коры//Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64—105.
25. Руженцев С. В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 223. М.: Наука, 1971.
26. Руженцев С. В. Тектоника Корякского хребта//Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136—189.
27. Руженцев С. В. Формации и структуры варисцид Южной Монголии//Тр. ГИН АН СССР. Вып. 417. М.: Наука, 1987. С. 101—137.
28. Савельева Г. Н. Структура габбро-ультрабазитовых комплексов офиолитов//Проблемы движений и структурообразования в коре — верхней мантии. М.: Наука, 1985. С. 41—57.
29. Самыгин С. Г., Перфильев А. С., Рихтер А. В. Тектоническое скупивание и сейсмофокальные зоны в островодужных комплексах геологического прошлого//Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 132—150.
30. Сандерс А. Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах//Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 102—133.
31. Burns L. E. The Border Ranges ultramafic and mafic complex, south-central Alaska: cumulate fractionation of Island-arc volcanics//Can. J. Earth Sci. 1985. V. 22. N 7. P. 1020—1038.
32. Conrad W. K., Kay R. W. Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island crystallization history and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian island arc//J. Petrol. 1984. V. 25. № 1. P. 88—125.
33. Constantinov G. Hydrothermal alteration of the basaltic lavas of the Troodos Ophiolite Complex associated with the formation of the massive sulphide deposits//Sea. 1981. V. 7. № 16. P. 77.
34. David C., Kasper C. K., Lozve D. K., Meeks Y. J. Fine-grained Paleogen Terrigenous Turbidites in Barbados//J. Sediment. Petrol. 1987. V. 57. № 3. P. 440—448.
35. Dixon T. H., Batiza R. Petrology and chemistry of recent lavas in the northern Marianos: implications for the origin of island arc basalts//Contrib. Mineral. Petrol. 1979. P. 167—182.
36. Hawkins J. W. Petrologic and geochemical characteristics of marginal basin basalts// Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc. Basins. Amer. Geophys. Union. Washington: D. C., 1977. P. 355—365.
37. Hekinian R. Petrology of the ocean floor. Amsterdam; Oxford; New-York: Elsevier scientific publishing company, 1982. P. 393.
38. Kay R. W. Volcanic arc magmas: implications of a melting—mixing model for element recycling in the crust upper mantle system//J. Geol. 1980. V. 88. № 5. P. 497—522.
39. Klitgord K. D., Hitchison D. R., Schouten H. U. S. Atlantic, continental margin; Structural and tectonic framework. The Geology of North America. V. 1—2. The Atlantic continental Margin; U. S. The Geol. Soc. of America. 1988. P. 205—248.
40. Moores E. M., Vine F. I. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic

- crust: evolution and implications//Phil. Trans. Roy. Soc. L., A. 1971. V. 268. P. 443—466.
41. *Nelson T. A., Stanly D. J.* Variable deposition rates on the slope and rise off the Mid Atlantic States//Geo-Marine Lett. 1986. P. 37—42.
 42. *Pallister S. S.* Structure of the dike complex of the Samail ophiolite near S'bra, Oman//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № 134. P. 2661—2672.
 43. *Poag C. W.* The New Jersey transect; Stratigraphic framwork and depositional history of a sediment-rich passive margin//Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1987. V. 95. P. 763—817.
 44. *Riggs S. R., Belknap D. F.* Continental margin sedimentation: eastern U. S.//The Geology of North America. 1988. V. 1—2. P. 131—176.
 45. *Sillitoe R. H., Richard H.* Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithoshere//Bull. Geol. Soc. America. 1972. V. 83. № 3. P. 813—818.
 46. *Spooner E. T. C.* Hydrodynamic model for the origin of the ophiolitic cupriferous pyrite arc deposits of cyprys.//Sea. 1981. V. 7. № 6. P. 58—71.
 47. *Williams H., Malpas J.* Sheeted dikes and brecciated dikes rocks within transportes igneous complexes Bay-of-Island W. Newfaundland//Earth. Sci. 1972. V. 9. № 9. P. 1216—1229.

Геологический институт
АН СССР, Москва, 109017

Поступила в редакцию
29.V.1989

УДК 523.4

© 1990

НИКИШИН А. М.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТЕКТониКИ И ЭВОЛЮЦИИ ВЕНЕРЫ

Составлена тектоническая схема Венеры. Охарактеризованы равнины, купольно-вулканические поднятия, венцы, грядовые пояса, тессеры, супервенцы, вулканы, рифтовые структуры, желобоподобные депрессии, пояса рифтов, купольных поднятий, венцов и грядовых зон («ослабленные» пояса). Выделена общепланетарная система поясов структур горячих пятен мантии с центром системы в районе области Атлы. От данной области, как лучи, в разные стороны отходят шесть крупнейших структурных поясов: пять поясов структур горячих пятен мантии и пояс веера складчатых зон. В эволюции Венеры выделено пять стадий: 1) аккреция, 2) выделение ранней коры из океана магмы, 3) вулканическая переработка ранней коры, 4) тектоника мягких пластичных плит с формированием в зонах сжатия тессер, а в зонах растяжения — равнин, 5) формирование «ослабленных» планетарных поясов растяжения, насыщенных структурами горячих пятен мантии, на фоне рассредоточенной тектоники горячих пятен мантии и плавовулканизма.

К настоящему времени северная четверть Венеры по данным КА «Венера-15 и -16» изучена сравнительно хорошо. Данные о геологии этой области приведены в многочисленных работах [1—4, 8, 17, 18, 22, 23, 26 и др.]. Большая часть полушария Венеры, обращенного к Земле, с центром в районе 320-го меридиана изучена радиолокацией с Земли обсерваторией Аресибо [41, 50 и др.]. «Антиземное» полушарие изучено только с низким горизонтальным разрешением (25—100 км) КА «Пионер-Венера». В краткой статье автор не имеет возможности изложить фактический материал и подробную аргументацию, приведенные в вышеотмеченных работах, а предпримет попытку представить синтез накопленных фактов с целью выявления глобальной тектонической структуры и эволюции Венеры. Эта цель осложнена тем, что по каждому из типов структур и тектонических областей Венеры разные авторы предлагают разные интерпретации.

На рис. 1 представлена тектоническая схема Венеры. Для района севернее примерно 30° с. ш. она составлена по данным КА «Венера-15», Венера-16», для остальных районов — по данным КА «Пионер-Венера» и обсерватории Аресибо. Наименее достоверна схема для района Земли Афродиты.

ТИПЫ СТРУКТУР И СТРУКТУРНЫХ ОБЛАСТЕЙ ВЕНЕРЫ

Основные глобальные тектонические области Венеры были выделены по данным КА «Пионер-Венера» Г. Мазурским и др. [46]. В северной части Венеры по данным КА «Венера-15, -16» В. Л. Барсуковым, А. Т. Базилевским и др. [1, 4, 22] были впервые охарактеризованы главные типы структур Венеры. Мы сначала в сжатой форме в виде расширенной легенды к схеме (см. рис. 1) дадим характеристику основных типов структур и структурных областей, а затем рассмотрим тектоническое районирование планеты. Типы структур Венеры выделяются по морфологическим характеристикам. Их новейшие описания приведены в [3, 8, 17, 18, 26].

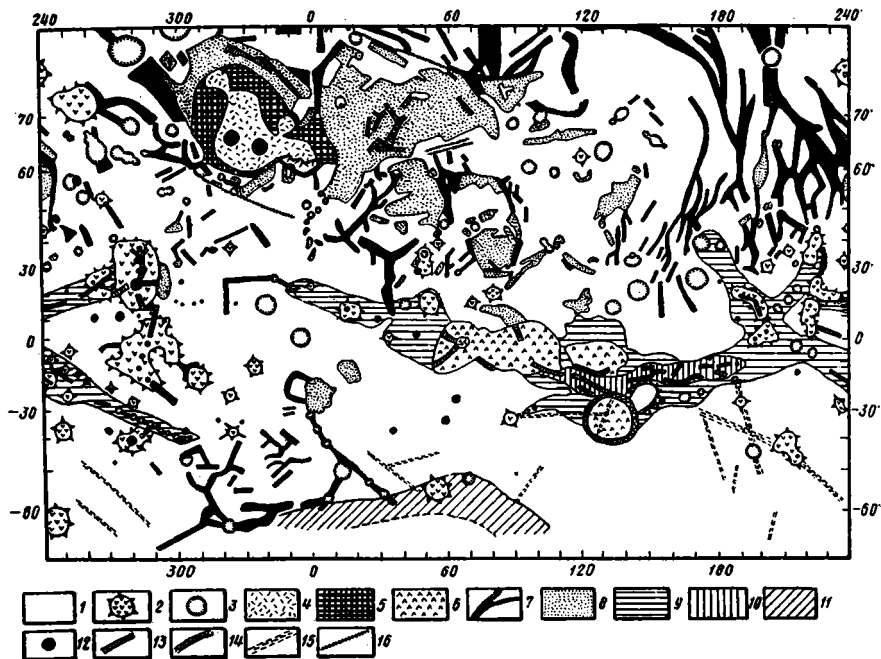


Рис. 1. Тектоническая схема Венеры

1 — равнины; 2 — купольно-вулканические поднятия; 3 — венцы; 4 — лавовые плато супервенцов; 5 — горно-гордовое (орогенное) обрамление супервенца Лакшми; 6 — супервенцы нерасчлененные; 7 — гордовыя пояса; 8 — тессеры; 9 — крупные пояса купольных поднятий, венцов, рифтов и, возможно, гордовыя зон (приподнятые «ослабленные» пояса); 10 — пояс Дали — Деваны с многочисленными рифтоподобными структурами; 11 — поднятие Земли Лады нерасчлененное; 12 — крупные вулканы; 13 — рифтовые структуры; 14 — желобоподобные депрессии; 15 — линейные зоны (возможно, гордовыя пояса); 16 — крупные разломы

Основные типы структурных областей Венеры примерно в порядке усложнения их рельефа следующие: равнины, купольно-вулканические поднятия, венцы, гордовыя пояса, тессеры, супервенцы, приподнятые «ослабленные» пояса (пояса рифтов, купольных поднятий, венцов и, возможно, гордовыя зон). К крупным структурам, осложняющим те или иные образования, отнесены вулканы, рифты, желобоподобные депрессии.

Равнины занимают большую часть поверхности Венеры. Как правило, они располагаются на относительно наиболее низком топографическом уровне ($-0,5$ — $+1$ км). Выделены равнины гладкие, пологоувалистые, холмистые, полосчатые, арахноидовые, гордовыя [1, 4]. Между всеми этими типами равнин имеются непрерывные переходы, расчлениить их достаточно сложно. Равнины интерпретируются как области площадного вулканизма, в разной мере осложненные вулканическими или тектоническими структурами [1, 4, 22].

Купольно-вулканические (купольные) поднятия — куполовидные вздутия диаметром 300—2500 км с высотой до 3—5 км с явными признаками вулканизма и иногда рифтогенеза [17, 22]. Они интерпретируются как области воздымания и вулканизма над горячими пятнами мантии [4, 17, 47].

Венцы (овоиды) — округлые структуры диаметром 200—800 км с системой концентрических гряд по периферии и сложно устроенной центральной преимущественно равнинной частью. Венцы интерпретируются как гравитационно расплывшиеся при размягчении литосферы и частично погружившиеся купольно-вулканические поднятия [17, 47, 52].

Гордовыя пояса шириной по 25—300 км и длиной до многих тысяч километров характеризуются наличием многочисленных субпараллель-

ных гряд и линейных валов, разделенных долинами. Ширина гряд варьирует от первых до 20—30 км, длина — десятки и сотни километров. Грядовые пояса сначала интерпретировались как складчатые пояса [4], затем А. Л. Суханов и А. А. Пронин [33] предположили, что они являются зонами спрединга коры Венеры; В. П. Крючков [8], Дж. Хэд [42] и автор [20] отдают предпочтение гипотезе складчатого происхождения этих поясов.

Тессеры (паркет) — относительно приподнятые области (в среднем, чем больше тессера, тем она выше) с поверхностной структурой, образованной двумя-тремя или более системами разноориентированных гряд и борозд шириной по 5—15 км и длиной десятки — сотни километров. В целом эти гряды и борозды образуют разнообразные структурные рисунки: диагонально-грядовые, параллельно-грядовые, ортогональные грядово-грядовые и грядово-грабенные, хаотично-грядовые и т. д. Они подробно изучены А. Л. Сухановым [32]. Тессеры в разной мере рассечены относительно более молодыми системами грабенов и характеризуются сравнительно низким уровнем проявлений вулканизма. Проблема происхождения тессер Венеры — одна из наиболее дискуссионных. Об их происхождении намечаются три группы гипотез: 1) тессеры образовались над восходящими течениями мантии (плюмами), их структура обусловлена подкорковыми астеносферными течениями и гравитационным оползанием на склонах верхней хрупкой части коры [32]; 2) тессеры являются останцами древней полевошпатовой коры Венеры [21]; 3) тессеры образовались в процессе пластичного (дуктильного)¹ сжатия и углощения широких областей коры Венеры, затем они испытывали стадии растяжения и рифтогенеза и приобрели вторичные ограничения из-за «трансгрессий» вулканических равнин [20].

Супервенцы (по [17]) или мегаовоиды (по [3]) являются гипотетическими структурами. А. А. Пронин [23] и А. Т. Базилевский [2, 3] предположили, что лавовое плато Лакшми с его горно-грядовым обрамлением (горы Акны, Фрейи, Максвелла, Дану) образовалось за счет растекания вещества коры от центра плато и его сжатия и нагромождения по периферии. Они отметили сходство между районом Лакшми и венцами и указали на их возможное генетическое сходство. Автор [17] предположил, что купольно-вулканические поднятия диаметром до 800 км при их дальнейшей эволюции могли трансформироваться в венцы, а крупные купольно-вулканические поднятия типа Беты диаметром 2—3 тыс. км по мере их разогрева, растекания коры от центра и последующей релаксации могли преобразовываться в супервенцы. К супервенцам отнесены изометричные в плане структуры Лакшми (с обрамлением), Гестия (круговая структура с уступом Гестии), Овда, Фетида, Артемида (круговая структура внутри дуги каньона Артемиды). Все супервенцы, кроме Лакшми, расположены в пределах хуже всего изученной Земли Афродиты. Принципиально иные интерпретации данных структур дает Дж. Хэд. Он считает, что плато Лакшми образовано в месте, к которому со всех сторон сходятся литосферные плиты. Под Лакшми плиты воронкообразно погружались в мантию, переплавлялись, и над этой зоной произошло обильное излияние базальтов, а вокруг нее в областях коллизии и поддвига формировались складчатые орогены [43, 44]. Слабости данной гипотезы анализировались в [3]. Дж. Хэд и Л. Крамплер [45] предположили, что Земля Афродиты является венерианским аналогом срединно-океанических хребтов Земли и главной осью спрединга коры Венеры. Критика этих представлений на основе анализа рельефа и гравинаомалий приведена в [11, 17, 20].

Пояса рифтов, купольных поднятий, венцов и, возможно, грядовых зон («ослабленные» пояса) имеют длину тысячи километров. В целом они приподняты на 1—3 км и имеют сложный рельеф с повышенной шероховатостью. Детали их строения пока изучены слабо.

¹ Дуктильный — от англоязычного термина ductile — тягучий, податливый.

Вулканы очень широко распространены на поверхности Венеры [1, 4, 22, 26]. Их диаметр от долей километра до сотен километров, высота — до 5 км. Анализ вулканических структур дает основание сделать следующие выводы: 1) морфология вулканических структур очень разнообразна, что позволяет допускать вариации динамики вулканизма, типов извержений и возможное разнообразие химического состава магмы и насыщенности ее газовой компоненты; 2) на Венере нет вулканов с относительной высотой более 5–6 км, максимальная высота вулканов Венеры меньше, чем на Земле и Марсе; 3) на Венере очень широко распространены кальдеры диаметром до 100–200 км, они приурочены или к низким (до 1–2 км) шитовым вулканам, или к вулканическим равнинам; это заметно отличает Венеру от Марса и Земли и сближает со спутником Юпитера Ио; 4) на Венере очень широко распространены арахноиды — структуры, генетически промежуточные между крупными кальдерами и венцами.

Рифтовые структуры широко распространены на поверхности Венеры [4, 18, 19, 49]. Они связаны с купольно-вулканическими поднятиями и тессерами, часто образуют пояса. Ширина крупных рифтов 100–200, глубина до 0,5–2 км. Характеристика рифтов северной части Венеры приведена в [18].

Желобоподобные депрессии имеют ширину до 100–200 и глубину до 0,5–2 км. Они дугообразно оконтуривают часть супервенцов и, вероятно, маркируют зоны взбросов или малоамплитудных надвигов-поддвигов.

На Венере наблюдается относительно мало метеоритных кратеров [38]. Осредненный возраст поверхности северной части Венеры по плотности кратерирования оценен в 0,5–1 млрд. лет, но это не исключает, что имеются более древние и более молодые (вплоть до современных) вулканические образования [3, 4]. По поверхности планеты плотность кратерирования распределена неравномерно, что указывает на различный возраст разных областей Венеры [40]. Некоторые из сильно деградированных кратеров могут иметь возраст до 3 млрд. лет [3]. Относительно высокий «кратерный» возраст поверхности Венеры указывает на слабую эрозию на этой планете. Мы видим морфологически свежий рельеф, который во многих регионах сформировался сотни миллионов лет назад и даже 1–2 (3–?) млрд. лет назад.

Тектоническая структура Венеры и ее интерпретация

Схемы тектонического районирования Венеры предлагались в [17, 19, 46, 49, 50]. В свете новейших данных можно выделить следующие главные структурные области планеты.

1. Общепланетарная система поясов структур горячих пятен мантии (купольных поднятий, венцов, супервенцов, рифтов, вулканов) с центром их схождения в районе области Атлы. В состав этой планетарной системы входят (рис. 2): 1) близэкваториальный пояс Эйстла — Гестия — Овда — Фетида — Атла, 2) пояс северо-западного простираания Атла — Нокомис, 3) пояс северо-восточного простираания Атла — Ульфрун, 4) пояс восток-северо-восточного простираания Ульфрун — Геката — Астерия, 5) пояс юго-восточного простираания Парнгэ, соединяющий поднятия Атлы и Фетиды. 2. Пояс крупных купольно-вулканических поднятий Бета — Феба — Фемиды, вытянутый субмеридионально. 3. Субмеридиональный северный веер грядовых поясов с осью близ 210-го меридиана. В южной части пояс разделяется на три ствола. 4. Одинокое крупное купольно-вулканическое поднятие Имд. 5. Одинокое супервенце Лакшми. 6. Области скопления купольных поднятий и (или) венцов диаметром менее 1000 км: район области Метиды, район Тефии (венца Найтингейл), район Ушас-Хатор, район области Белл, район около 20° ю. ш. и 250° в. д. и др. (рис. 3). 7. Разобщенный вулканизмом тессерный палеоконтинент Фортуна — Лайма — Теллура — Ананке. 8. Южная возвышенность Земли Лады, возможно, образованная скоплениями купольных поднятий, венцов, тессерных останцов и грядовых поясов [11, 20]. 9. Тессера Альфа. 10. Планетарная система низких равнин Венеры, в состав которой входят: южный широтный пояс Айно — Елена — Лави-

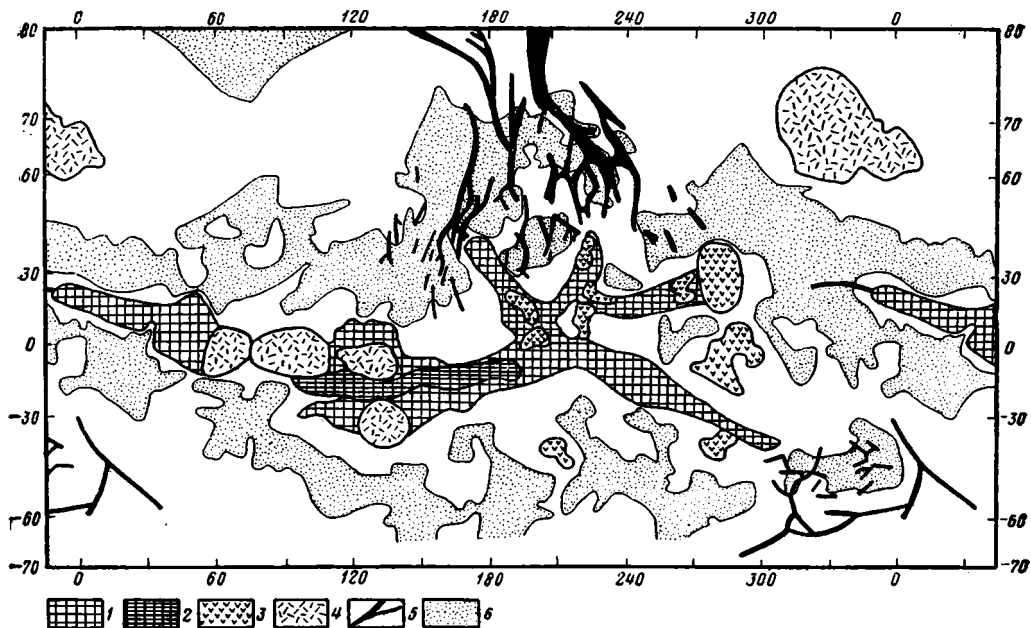


Рис. 2. Планетарная система основных поясов Венеры

1 — поднятия общепланетарных «ослабленных» поясов нерасчлененные; 2 — крупнейший рифтовый пояс; 3 — крупные купольно-вулканические поднятия; 4 — супервенцы; 5 — грядовые пояса; 6 — основные низкие равнины (проведены по 0-изолинии рельефа по данным КА «Пионер-Венера»)

ния, диагональный пояс Гиневра — Айно, северный широтный пояс Седна — Ниоба, северный меридиональный пояс Аталанта — Снегурочка.

Для Венеры намечается общепланетарная система поясов структур горячих пятен мантии. Центр системы — район Атлы в точке пересечения экватора и 210-го меридиана. Эта система поясов изучена пока слабо. По данным «Венеры-15 и -16» и обсерватории Аресибо мы знаем геологию только ее некоторых окончаний (районы Эйстлы, Ульфрун, Беты, Фемиды) и плохо представляем строение Земли Афродиты — ее центральной и наиболее развитой части. Но если концы системы поясов — цепочки купольных поднятий или венцов, то вполне вероятно, что в центре системы располагаются пояса крупных купольных поднятий и супервенцов, пояса рифтов, зоны крупномасштабного вулканизма. В отличие от Дж. Хэда и Л. Крамплера [45], мы с большей вероятностью считаем, что Земля Афродиты и ее продолжения не спрединг-овый хребет, а система поясов, в которых была предпринята попытка разорвать литосферу Венеры, сопровождавшаяся крупномасштабным вулканизмом.

От Атлинского узла пересечения пяти отмеченных выше поясов строго на север отходит ось северного веера грядовых поясов, пересекающая полюс. Веер грядовых поясов располагается в пределах низких равнин. Судя по плотности кратерирования [40], данные равнины являются относительно наиболее молодой областью платовулканизма Венеры. По геологическим соотношениям намечается, что в пределах северного веера грядовых поясов сначала проявился площадной вулканизм, а затем в условиях сжатия на равнинах формировались складчатые (грядовые) пояса. Если это так, то можно предложить следующую модель образования северного веера грядовых поясов. По-видимому, у Венеры, как и у Земли, имеются в мантии фазовые разделы, которые в Земле располагаются на глубинах 350—450 и 650—670 км. Согласно [5, 34], положение этих границ зависит от давления и температуры. Предполагается, что вначале верхняя мантия под современным веером грядовых поясов испытала разогрев. Это привело к смещению фазовых

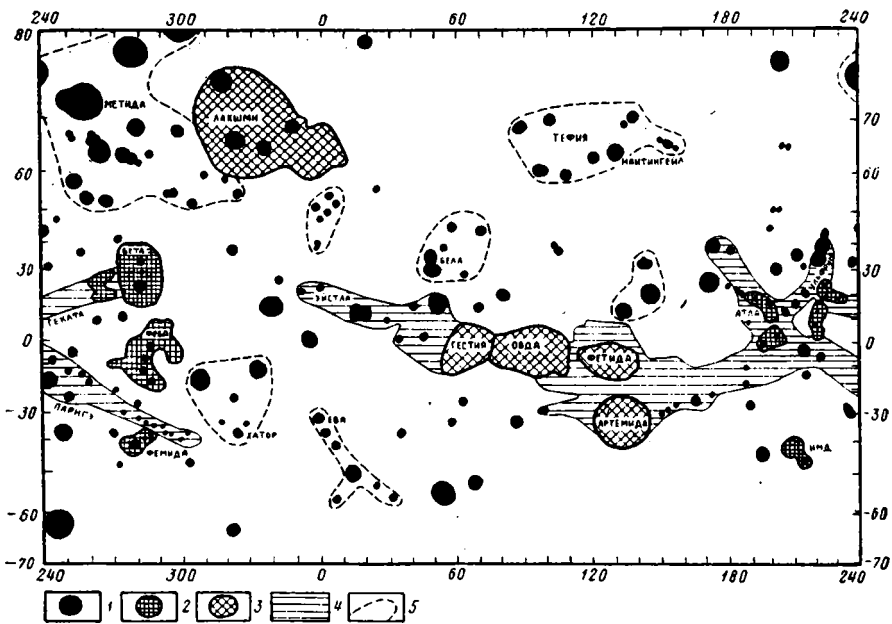


Рис. 3. Распределение структур горячих пятен мантии на Венере

1 — нерасчлененные купольные поднятия диаметром до 1000 км, венцы и крупные вулканы; 2 — крупные купольно-вулканические поднятия типа Беты; 3 — супервенцы; 4 — поднятия общепланетарных «ослабленных» поясов нерасчлененные; 5 — контуры областей скопления купольных поднятий и (или) венцов

границ, разуплотнению мантии и ареальному растяжению литосферы, сопровождавшемуся платовулканизмом. Вероятно, растяжение в большей мере концентрировалось в зоне будущих грядовых поясов и под ними образовались наиболее приподнятые астеносферные выступы. После прекращения разогрева началось общее охлаждение, обратное смещение фазовых границ, общее сжатие поверхности области современного веера поясов, формирование складчатых поясов на месте наиболее «мягких» полос литосферы. Возможно, складчатость усиливалась тем, что на месте приподнятых астеносферных выступов над поясами образовались остывшие масконы, стремившиеся к погружению; их смещение вниз могло приводить к сжатию литосферы над ними.

Атлинскому узлу поясов соответствуют крупнейшая на Венере положительная аномалия геоида, крупная гравитационная аномалия в свободном воздухе и крупная изостатическая аномалия [11, 39].

Пояса структур, сходящиеся к Атлинскому узлу, занимают целое полушарие Венеры с центром в районе Атлы (Атлинское полушарие). Можно предположить, что все они генетически связаны между собой. Предлагается следующая модель образования структур данного полушария. Под область Атлы было направлено главное восходящее течение мантии, приведшее к разогреву верхней мантии целого полушария. Растяжение литосферы полушария, вызванное фазовыми переходами в мантии из-за ее разогрева, привело к формированию поясов растяжения, радиальных центру полушария. Вдоль этих поясов формировались цепочки поднятий и рифтов, имел место обильный вулканизм. Между поясами, особенно в области современного северного веера грядовых поясов, пассивное ареальное растяжение приводило к площадному вулканизму. По мере разогрева литосферы часть купольных поднятий эволюционировала в венцы и супервенцы. После окончания разогрева мантии Атлинского полушария (или сокращения площади разогрева) произошло некоторое сокращение поверхности литосферы и формировался северный веер грядовых (складчатых) поясов; возможно, радиальные пояса также испытали сжатие и вдоль них могли формироваться наложенные грядовые пояса.

Пояс супервенцов Гестия — Овда — Фетида, ориентированный широтно в экваториальной зоне, вероятно, генетически связан с Атлинским узлом поясов. Судя по тому, что область Атлы наиболее сильно выражена в рельефе и в гравияномалиях, можно предполагать, что эндогенная активность постепенно фокусировалась к центру Атлинского полушария и область Атлы относительно моложе пояса супервенцов.

Пояс купольных поднятий Бета — Феба — Фемиды ориентирован меридионально. Поднятия Бета и Феба связаны между собой рифтовым поясом Деваны. В рельефе и гравияномалиях поднятие Бета выражено четче других поднятий пояса; можно допустить, что оно является относительно более молодой структурой пояса.

Области скопления купольных поднятий и (или) венцов диаметром менее 1000 км широко распространены на Венере. При описании геологии северных областей Венеры автором было показано [17], что они, по-видимому, формировались над зонами верхнемантийной конвекции, так как расстояния между центрами соседних купольных поднятий и (или) венцов составляет 500—700 км, что соизмеримо с ожидаемой толщиной верхней мантии. Между скоплениями данного типа структур и поясами венцов и купольных поднятий (например, в районе горы Тэфнут и венца Евы) имеются переходные вариации.

В распределении на поверхности Венеры поднятий типа Беты, супервенцов и областей скопления купольных поднятий и (или) венцов имеется закономерность. Расстояния между центрами поднятий Беты и Фебы, Фебы и Фемиды одинаковы и равны 3360 км. Расстояния между центрами соседних супервенцов Земли Афродиты следующие: Гестия — Овда — 3600, Овда — Фетида — 3800, Фетида — Артемиды — 2600 км. Расстояние от центров областей скопления купольных поднятий и (или) венцов до центров соседних аналогичных областей, или поднятий типа Беты, или супервенцов в среднем равно 2,5—4 тыс. км. Вероятная толщина мантии Венеры по аналогии с Землей может составлять около 3 тыс. км. Это соизмеримо с перечисленными выше расстояниями. Следовательно, можно сделать вывод, что поднятия типа Беты, супервенцы и области скопления купольных поднятий и (или) венцов сформировались над горячими пятнами мантии (плюмами), поднимавшимися из ее низов или из ядра [17]. При этом над более сосредоточенными плюмами формировались крупные купольные поднятия или супервенцы, а над более рассеянными — области скопления меньших по размеру структур (поднятий или венцов).

По-видимому, раньше тессеры Фортуны, Лаймы, Теллуры, Мешкет, Деклы, Мени, Шимти, Ананке слагали единую тессерную область [32, 33] — тессерный палеоконтинент. На это указывает то, что между ними располагаются лавовые равнины, «ингрессивно» подтапливающие тессеры, и многочисленные мелкие тессерные останцы. Разобщенный вулканизмом тессерный палеоконтинент имеет загадочное происхождение. Можно предположить, что он образован в процессе дуктильного (пластичного) сжатия и утолщения коры в области конвергенции пластичных литосферных плит. Он образовался до супервенца Лакшми и поднятия Афродиты, возможно, в условиях действовавшей на ранней Венере тектоники мягких дуктильных литосферных плит. Где при этом была ось (оси) растяжения (или раздвижения) коры — не ясно.

Тессера Альфа является, вероятно, останцом более крупного тессерного поднятия, простиравшегося на северо-восток; сейчас мы видим вторичные контуры структуры. Однако удивительна изометричность поднятия, которую трудно объяснить.

Природа поясов низких равнин не ясна. Определенно можно говорить, что они прошли стадию растяжения коры неясных масштабов и платовулканизм. На Венере можно легко наблюдать следующий ряд областей: тессеры — тессеры, слегка перекрытые вулканическим чехлом, — холмистые вулканические равнины с мелкими останцами тессер — вулканические равнины. При этом разница в высотах между нормальными вулканическими равнинами и холмистыми равнинами в сред-

нем не превышает 0,5—1 км. Отсюда можно сделать вероятный вывод, что под равнинами находится раздробленный тессероподобный древний фундамент, перекрытый чехлом. Мало вероятно, что под равнинами должен быть целиком новообразованный фундамент и что они имеют раздвиговую (спрединговую) природу.

Оси поясов низких равнин обладают преимущественно широтными, диагональными и реже меридиональными ориентировками. Анализ гравитационных и топографических данных показывает, что они характеризуются относительно наиболее тонкой корой [10].

ТОЛЩИНА И СОСТАВ КОРЫ ВЕНЕРЫ

КА типа «Венера» и «Вега» в нескольких местах на равнинах и склонах поднятий Беты, Фебы и Афродиты определяли состав пород по содержанию К, U, Th, и везде оказывались породы типа базальтов [31, 53, 54]. Лишь в месте посадки «Венеры-8» на краю небольшой возвышенности наблюдались породы, возможно, сиенитового состава [35]. Исходя из этих данных считается, что на Венере кора равнин имеет базальтовый состав. Такой же состав, вероятно, имеет и кора поднятий типа Беты, ибо они в местах посадки КА «Венера-9», 10, 14» сложены базальтами или («Венера-13», поднятие Фебы), возможно, щелочными базальтами.

Неизвестно, чем сложена кора тессер и Земли Иштар. Обсуждаются три возможных модели: 1) состав коры равнин и поднятий одинаков — базальтовый [7]; 2) кора поднятий несколько легче коры равнин, но не с принципиальными различиями [19]; 3) поднятия имеют легкую существенно полевошпатовую кору, сформировавшуюся в полициклических процессах [21].

Проблема толщины коры Венера — одна из самых дискуссионных. С позиций геологических моделей литосферы, основанных на анализе поверхностных структур, считается, что толщина коры равнин менее 10 км [37, 55]. В. С. Соболев и А. Ю. Бабейко [29] рассчитали, что в условиях Венеры базальтовая кора не может быть толще 70—80 км; при большей мощности базальт будет переходить в тяжелый эклогит и тонуть в мантии.

Проблема толщины коры непосредственно связана с моделями ее происхождения. Если считать, что кора равнин формировалась в зонах спрединга [33, 45], то ее небольшая мощность вполне естественна. Если отрицать тектонику плит на Венере и обсуждать модели с многочисленными горячими пятнами мантии, то необходимо предположить, что первичная кора Венеры в течение всей геологической эволюции многократно перекрывалась вулканическими образованиями и должна была непрерывно утолщаться. С этих позиций логичнее допускать более толстую кору Венеры — 40—70 км.

Как уже отмечалось, вероятно, тессеры и горно-грядовое обрамление супервенцов (например, горы Акны, Фрейи и Максвелла) формировались в условиях сильного сжатия коры, неизбежно приводившего к ее дуктильному утолщению. Было показано, что утолщение сухой базальтовой коры до величин более 40 км может приводить к частичному плавлению ее низов и выделению средних и кислых магм, т. е. к дифференциации в коре и обогащению ее верхов более легкими породами, а низов — более тяжелыми [48]. Рассчитано, что при утолщении коры до величин больше критической отрывающиеся от нее и тонущие в мантии блоки эклогитов могут плавиться и давать начало андезитовым магмам, способным проникать в кору [29]. Возможно, данные процессы имели место при формировании кор тессер и орогенных дуг.

МОДЕЛЬ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ ВЕНЕРЫ

Обсуждать эволюцию Венеры, не зная ясно ее геологии, сложно; естественно, все наши построения в значительной мере гипотетичны. Уровни концентрации К, U, Th в базальтах Венеры и Земли близки, что

предполагает близость концентраций этих несовместимых элементов в мантийном веществе Венеры и Земли, а значит, и близость радиогенного тепла этих планет [3]. Главные отличия Венеры от Земли следующие: 1) почти полное отсутствие воды [6], 2) отсутствие магнитного поля [9], 3) высокая — около 462°C — температура поверхности [6], 4) низкая скорость осевого вращения [6, 9].

На основе анализа тектоники Венеры и моделей эволюции Луны [25, 51], Марса [15] и Земли [13, 16, 25, 36] можно предположить следующую стадийность эволюции Венеры. 1. Образование планеты 4,6 млрд. лет назад; расслоение Венеры на ядро и мантию или в процессе аккреции, или вскоре после нее. 2. Выделение ранней коры из океана магмы в условиях горячей плотной атмосферы около 4,4—4,5 млрд. лет назад. 3. Вулканическая переработка ранней коры; магма генерировалась из остаточного океана магмы около 4,4—4,0 млрд. лет назад. 4. Гипотетическая стадия тектоники мягких дуктильных плит без субдукции на фоне тектоники многочисленных горячих пятен мантии. Формирование поясов (?) тессерных поднятий над зонами сходящихся мантийных течений и вулканических равнин с растянутой корой над зонами расходящихся мантийных течений — ориентировочно 1—4 млрд. лет назад. 5. Стадия формирования «ослабленных» поясов растяжения и (затем — ?) сжатия, насыщенных структурами горячих пятен мантии (купольными поднятиями, венцами, супервенцами, рифтами) на фоне рассредоточенной тектоники горячих пятен мантии и площадного равнинообразующего вулканизма — ориентировочно 0—1 млрд. лет назад.

Эндогенная эволюция Венеры, обусловленная процессами, происходившими в ее глубоких недрах, началась, вероятно, около 4 млрд. лет назад. Эта дата согласуется с моделью тепловой эволюции Венеры В. С. Соломатова и В. Н. Жаркова [30], рассчитавшими, что Венере потребовалось примерно 0,5 млрд. лет для подстройки режима верхней мантии под режим нижней.

Переход стиля тектоники Венеры от тектоники мягких дуктильных плит к тектонике «ослабленных» поясов и горячих пятен можно объяснить общим охлаждением недр. Вероятно, высокая температура поверхности на Венере 1—4 млрд. лет назад из-за парникового эффекта и высокого теплового потока из мантии ранней Венеры обусловили высокую пластичность литосферы и ее достаточно вязкое сцепление с астеносферой. Горизонтальные течения в астеносфере из-за конвекции в мантии вынуждали сцепленную с ней литосферу перемещаться и образовывать зоны сжатия и утолщения коры в одних местах и зоны растяжения коры — в других. По-видимому, так формировались области с утолщенной корой (тессеры) и области с утоненной корой (равнины). Вероятно, во время стадии тектоники дуктильных плит кора не рвалась, так как пластичная литосфера способна выдержать сильное вытягивание без разрыва сплошности [14]. Зоны субдукции также, по-видимому, не образовывались ввиду того, что при столкновении дуктильных плит в зоне коллизии предпочтительнее возникает сплющивание коры.

По мере охлаждения Венеры и снижения теплового потока из мантии разница в вязкости между литосферой и астеносферой нарастала, и в современную стадию развития Венеры астеносферные течения перестали увлекать за собой плиты литосферы, стали формироваться планетарные «ослабленные» пояса в литосфере с небольшими амплитудами растяжения или сжатия.

Для последней стадии эволюции Венеры наблюдается та же закономерность, что и для Луны, Марса и Земли [13], но в несколько иной форме: процессы концентрируются в центре одного из полушарий (Атлантическое полушарие), возникает сеть поясов с элементами симметрии относительно центра этого «активного» полушария. Для этой стадии эволюции Венеры отчетливо наблюдается сочетание двух стилей: формирование планетарных «ослабленных» поясов и формирование изолированных областей тектоники горячих пятен мантии.

Ротационные силы, вероятно, играли важную роль в эволюции Венеры [3, 9, 19, 27, 28]. Это вытекает из следующих данных: 1) центр Атлинского узла находится строго на экваторе; 2) пояс поднятий Бета — Феба — Фемида строго меридионален; 3) пояса поднятий, отходящих от Атлинского узла, не заходят севернее или южнее 40° северной и южной широты, т. е. прерываются в зоне «критических» параллелей; 4) пояс супервенцов Гестия — Овда — Фетида проходит почти вдоль экватора; 5) северный веер грядовых поясов имеет меридиональную ось и точно пересекает северный полюс; 6) в простираниях осей низких равнин господствуют широтные и диагональные ориентировки; 7) в простираниях грядовых поясов преобладают меридиональные, широтные и диагональные ориентировки.

Закономерности в ориентировках структур можно объяснить следующими причинами: 1) тепловые струи из мантии или ядра в условиях вращающегося тела поднимались или в виде меридиональных полос (Бета — Феба — Фемида), или экваториальных полос (Гестия — Овда — Фетида), или экваториального столбообразного потока (Атлинский узел); 2) предполагаемое быстрое торможение вращения Венеры [9] могло привести к формированию планетарной сети ослабленных зон литосферы; возможно, планетарная сеть ослабленных поясов могла сформироваться и из-за квазиравномерного вращения планеты; 3) такая сеть могла возникнуть из-за фаз некоторого расширения или сжатия Венеры.

На примере северного веера грядовых поясов в работе было показано, что крупные регионы планеты могли испытывать сначала растяжение, а затем сжатие. Из этого следует, что либо вся Венера могла пульсировать в объеме, либо это были региональные скомпенсированные процессы.

Астеносфера Венеры, вероятно, резко обеднена водой по сравнению с земной. Известно, что вода заметно снижает температуру плавления и способствует магмообразованию. «Сухой» вулканизм Венеры требует больше энергетических затрат, чем земной. Возможно, это одна из причин меньшей интенсивности вулканизма на Венере, чем на Земле. По-видимому, мантия Венеры обогащена углекислотой относительно воды, а углекислота способствует формированию магм повышенной щелочности. Можно допустить, что в целом базальты Венеры щелочнее базальтов Земли.

АСИММЕТРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВЕНЕРЫ

Для Венеры наблюдается асимметрия в тектонической структуре между Атлинским и Антиатлинским полушариями. Некоторая асимметрия намечается и между северным и южным полушариями. Таким образом, для Венеры, так же как и для Земли, Луны и Марса, намечается глобальная асимметрия в тектонической структуре. Тектоническая асимметрия является фундаментальной особенностью планетных тел земной группы, сформулированной Ю. М. Пушаровским [24]. Вероятно, через анализ асимметрии планетных тел можно приблизиться к пониманию природы их эволюции. Одна из возможных интерпретаций асимметрии предложена Е. Е. Милановским и автором [12, 13].

ПОЧЕМУ ТЕКТОНИКА ЗЕМЛИ И ВЕНЕРЫ СИЛЬНО РАЗЛИЧАЕТСЯ

Средний возраст поверхности Венеры заметно древнее земной. На Земле за последние 180 млн. лет новообразованная океаническая кора сформировалась примерно на половине поверхности планеты — значит, эндогенная активность Венеры существенно ниже, чем у Земли [3, 12].

Нам еще предстоит выяснить, почему тектоника Земли и Венеры сильно различается, но в предварительной форме можно выделить следующие возможные причины.

1. Сравнительно с Землей Венера резко обеднена водой, которая является важнейшим агентом магматизма и главным флюидом при вы-

плавлении силикатических пород, поэтому вулканизм на Венере при прочих равных условиях менее интенсивен и силикатическая кора, по крайней мере в массовых объемах, отсутствует.

2. Парниковый эффект, поддерживающий высокотемпературное состояние поверхности Венеры, обуславливает повышенную пластичность литосферы; поэтому литосферы Земли и Венеры по-разному реагируют на сходные процессы в недрах.

3. Венера ближе к Солнцу, чем Земля, значит, во время ее аккреции в ее состав входило меньше легких и некогерентных элементов и флюидов. Венера должна в меньшей мере дегазироваться и дифференцироваться, чем Земля, поэтому, возможно, в ее мантии процессы менее интенсивны, чем в мантии Земли.

4. У Земли есть магнитное поле, а у Венеры его нет. Магнитное поле так или иначе генерируется в ядре. Значит, процессы в ядрах Земли и Венеры различаются. Возможно, что именно процессы в ядре в основном определяют эндогенную активность планет [12, 13].

С августа 1990 г. американский КА «Магеллан» должен начать передавать радиоизображения поверхности Венеры. Можно надеяться, что на этом этапе исследований многие проблемы, отмеченные в статье, будут разрешены.

Автор глубоко признателен Е. Е. Милановскому, А. Т. Базилевскому, Г. А. Бурбе, А. А. Пронину, Дж. Хэду, Л. Крамплеру, С. Саундерсу, Д. Сенксе за обсуждение вопросов, затронутых в статье.

Список литературы

1. Атлас Венеры. М.: ГУГК, 1989.
2. Базилевский А. Т. Строение центральной и восточной части Земли Иштар и некоторые проблемы тектоники Венеры//Геотектоника. 1986. № 4. С. 42—53.
3. Базилевский А. Т. О характере тектоники Венеры/Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. № 2. С. 3—15.
4. Барсуков В. Л., Суханов А. Л., Аким А. Л. и др. Геолого-морфологическая характеристика северного полушария Венеры//Геотектоника. 1986. № 4. С. 4—25.
5. Барсуков В. Л., Урусов В. С. Фазовые превращения в переходной зоне мантии и возможные изменения радиуса Земли//Геохимия. 1982. № 12. С. 1729—1743.
6. Волков В. П. Химия атмосферы и поверхности Венеры. М.: Наука, 1983. 208 с.
7. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 192 с.
8. Крючков В. П. Строение грядовых поясов Венеры/Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. № 3. С. 120—123.
9. Ксанфомалити Л. В. Планета Венера. М.: Наука, 1985. 376 с.
10. Марченков К. И., Жарков В. Н. О рельефе границы кора — мантия и напряжениях растяжения — сжатия в коре Венеры/Письма в Астрон. журн. 1989. Т. 15. № 2. С. 182—190.
11. Марченков К. И., Никишин А. М. Тектоника Венеры на основе анализа топографии, гравитаномалий и геоморфологии//Тез. докл. 8-й Советско-Американской рабочей встречи по планетологии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1988. С. 72—73.
12. Милановский Е. Е., Никишин А. М. Некоторые основные закономерности строения и геологической эволюции планет земной группы в связи с их положением в Солнечной системе//Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 2. С. 420—424.
13. Милановский Е. Е., Никишин А. М. Характер мегациклов эволюции Земли, Марса и Луны//Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 5. С. 1204—1209.
14. Никишин А. М. О возможных причинах разнообразия структурного выражения континентального рифтогенеза на Земле, Марсе и Венере//Вестн. МГУ. Серия геол. 1985. № 3. С. 22—37.
15. Никишин А. М. Геологическое строение и эволюция Марса. М.: МГУ, 1987. 158 с.
16. Никишин А. М. Обсуждение ранней истории Земли//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. № 4. С. 114—121.
17. Никишин А. М. Структуры горячих пятен мантии на Венере//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. № 2. С. 16—32.
18. Никишин А. М. Рифтовые структуры северной области Венеры//Вестн. МГУ. Серия геол. 1990. № 2. С. 19—32.
19. Никишин А. М., Бурба Г. А. Тектоническое положение и характер линейных структур Венеры//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. № 1. С. 53—61.
20. Никишин А. М., Марченко К. И. Тектоника и геодинамика Венеры//Тез. докл. 10-й Советско-Американской рабочей встречи по планетологии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1989. С. 40—41.
21. Николаева О. В., Иванов М. А., Бороздин В. К. Об универсальности принципа коровой дихотомии планет земной группы//Тез. докл. 10-й Советско-Американской рабочей встречи по планетологии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1989. С. 42—43.
22. Планета Венера/Отв. ред. В. Л. Барсуков и В. П. Волков. М.: Наука, 1989. 625 с.

23. *Пронин А. А.* Строение плато Лакшми как свидетельство горизонтальных астеносферных потоков на Венере//Геотектоника. 1986. № 4. С. 26—41.
24. *Пушаровский Ю. М.* Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии//Докл. АН СССР. 1978. Т. 241. № 4. С. 903—905.
25. *Рингвуд А. Е.* Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.
26. *Слюта Е. Н.* Вулканизм на Венере//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. № 3. С. 130—135.
27. *Слюта Е. Н., Креславский М. А.* Закономерное распределение глобального рельефа поверхности Венеры и его возможная природа (по данным КА «Пионер-Венера», США)//Гез. докл. 8-й Советско-Американской рабочей встречи по планетологии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1988. С. 99—100.
28. *Слюта Е. Н., Кудрин Л. В., Синило В. П.* Планетарная система линейментов, наблюдаемая на радиолокационных изображениях Венеры (данные КА «Венера-15» и «Венера-16»)//Докл. АН СССР. 1989. Т. 305. № 3. С. 685—689.
29. *Соболев С. В., Бабейко А. Ю.* Физико-петрологическая модель коры Венеры//Гез. докл. 8-й Советско-Американской рабочей встречи по планетологии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1988. С. 103—104.
30. *Соломатов В. С., Жарков В. Н.* О тепловом режиме Венеры//Гез. докл. 8-й Советско-Американской рабочей встречи по планетологии. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1988. С. 105—106.
31. *Сурков Ю. А.* Космохимические исследования планет и спутников. М.: Наука, 1985. 310 с.
32. *Суханов А. Л.* Паркет: области площадных пластических дислокаций//Геотектоника. 1986. № 4. С. 60—76.
33. *Суханов А. Л., Пронин А. А.* Спрединг на Венере//Природа. 1989. № 5. С. 27—37.
34. *Уилли Р. Дж.* Петрогенезис и физика Земли//Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 468—503.
35. *Флоренский К. П., Николаева О. В.* О типах горных пород на Венере//Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 5. С. 1245—1249.
36. *Abe Y., Matsui T.* Early evolution of the Earth: accretion, atmosphere formation and thermal history//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. E291—E302.
37. *Banerdt W. B., Golombec M. P.* Deformational models of rifting and folding on Venus//J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 4759—4772.
38. *Basilevsky A. T., Ivanov B. A., Burba G. A. et al.* Impact craters of Venus: a continuation of the analysis of data from the Venera 15 and 16 spacecraft//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 12869—12901.
39. *Bills B. G., Kiefer W. S., Jones R. L.* Venus gravity: a harmonic analysis//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 10335—10351.
40. *Burba G. A.* Crater density in the northern part of Venus: areal and topographic patterns//Lunar and Planet. Sci. Conf. XX. Houston: LPI, 1989. P. 123—124.
41. *Campbell D. B., Head J. W., Hine A. A. et al.* Styles of volcanism on Venus: new Areco high resolution radar data//Science. 1990. V. 25. P. 234—239.
42. *Frank S. L., Head J. W.* Ridge Belts on Venus: morphology, distribution and origin//Abstracts. 28 Internat. Geol. Congress. Wash., USA, July 9—19, 1989. P. 1—508.
43. *Head J. W.* Ishtar Terra, Venus: a simple model of large-scale tectonic convergence, crustal thickening and possible delamination//Lunar and Planet. Sci. Conf. XVII. Houston: LPI, 1986. P. 323—324.
44. *Head J. W.* The Freyja Montes—North polar plains boundary of Ishtar Terra: evidence for large-scale convergence and crustal imbrication//Lunar and Planet. Sci. Conf. XIX. Houston: LPI, 1988. P. 467—468.
45. *Head J. W., Crumpler L. S.* Evidence for divergent plate boundary characteristics and crustal spreading: Aphrodite Terra, Venus//Science. 1987. V. 238. P. 1380—1385.
46. *Masursky H., Eliason E., Ford P. G. et al.* Pioneer Venus radar results: geology from images and altimetry//J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 8232—8260.
47. *Nikishin A. M.* Hot spot tectonics on Venus: implications for rifting and doming//Lunar and Planet. Sci. Conf. XVII. Houston: LPI, 1986. P. 615—616.
48. *Nikishin A. M., Crumpler L. S.* Tectonic and magmatic models for the origin of Cleopatra Patera, Maxwell Montes, Venus//Lunar and Planet. Sci. Conf. XIX. Houston: LPI, 1988. P. 860—861.
49. *Schaber G. G.* Venus: limited extension and volcanism along zones of lithospheric weakness//Geophys. Res. Lett. 1982. V. 9. P. 499—502.
50. *Senske D. A., Head J. W.* Venus equatorial geologic Units//Lunar and Planet. Sci. Conf. XX. Houston: LPI, 1989. P. 986—987.
51. *Spudis P. D., Davis Ph. A.* A chemical and petrological model of Lunar crust and implications for lunar crust origin//J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. E84—E90.
52. *Stofan E. R., Head J. W., Parmentier E. M.* Corona structures on Venus evidence for a diapiric origin//Lunar and Planet. Sci. Conf. XIX. Houston: LPI, 1988.
53. *Surkov Yu. A., Kirnozov F. F., Glazov V. N. et al.* Uranium, thorium, and potassium in the venusian rocks at the landing sites of Vega 1 and 2//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. E537—S540.
54. *Surkov Yu. A., Kirnozov F. F., Glazov V. N. et al.* Investigations of venusian gamma-radiation by Venera 9 and Venera 10//COSPAR Space Research. XVII. 1977. P. 659.
55. *Zuber M. T.* Constraints on the lithospheric structure of Venus from mechanical models and tectonic surface features//J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. E541—E551.

УДК 551.242.3/924.15

© 1990

ГРИГОРЬЕВА Л. В., ИВАНИКОВ В. В., ШИНКАРЕВ Н. Ф.
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ КАРЕЛЬСКОЙ
ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ

В пределах Карельской гранит-зеленокаменной области выделены последовательно сформировавшиеся гранитные серии, синхронные сопряженным зеленокаменным поясам или несколько более поздние. Установлено, что эти серии близки гомологичным сериям фанерозоя — индикаторам островодужных, коллизионных и постколлизионных обстановок. Вулканыты зеленокаменных поясов сходны с вулканическими породами островных дуг и окраинных бассейнов. Это позволило рассматривать Карельскую гранит-зеленокаменную область как древнюю островодужную систему. Предложена модель ее формирования на стадиях субдукции и коллизии.

Тектоническая природа и особенности геологического развития архейских зеленокаменных поясов принадлежат к числу дискуссионных проблем. Зеленокаменные пояса рассматриваются как континентальные рифты, задуговые бассейны, вулканические дуги, интракратонные бассейны [7, 10, 18, 24, 29 и др.], при этом в большинстве случаев в отрыве от сопредельных геоструктур. Между тем зеленокаменные толщи обычно образуют обширные системы, в пределах которых они ассоциируют с разделяющими их полями гнейсо-гранитных образований. По-видимому, только совместное рассмотрение различных геоструктурных единиц с привлечением вещественных характеристик соответствующих геологических формаций может пролить свет на происхождение и развитие гранит-зеленокаменных областей в целом и зеленокаменных поясов в частности.

Одной из областей такого типа является Карельская гранит-зеленокаменная провинция, состоящая из серии субпараллельных позднеархейских зеленокаменных поясов, разделенных полями гранитоидов (рис. 1). На юго-западе она граничит с раннепротерозойским свекофенским складчатым поясом, на севере и востоке — с гранито-гнейсовой областью беломорид, сформировавшейся в главном объеме в раннеархейское время [15].

В советской геологической литературе образования Карельской гранит-зеленокаменной провинции обычно рассматриваются как протогео-синклинальные [4, 15, 19, 20]. Модели тектоники плит для объяснения формирования Карельской гранит-зеленокаменной области привлекались лишь единичными исследователями и применительно к отдельным зеленокаменным структурам [17, 28, 33].

Вместе с тем в последние годы постепенно накапливаются данные о близости состава части магматических производных Карельской гранит-зеленокаменной области к островодужным известково-щелочным сериям [9, 19]. Такие данные для многих позднеархейских гранитных комплексов получены, в частности, и авторами настоящей статьи. Это делает правомерной задачу рассмотрения вопросов формирования карельских зеленокаменных поясов с позиций тектоники плит, что может в значительной степени уточнить существующие представления об их тектонике, особенностях развития и металлогении.

В пределах Карелии и на сопредельной территории Финляндии С. И. Рыбаков и др. [20] выделили семь зеленокаменных поясов, каждый из которых состоит из нескольких локальных структур позднего ар-

хея — лопия (см. рис. 1). Указанные пояса протяженностью до первых сотен километров при ширине до нескольких десятков километров обладают общей субмеридиональной ориентировкой с отклонениями к северо-западу и к северо-востоку и образуют в совокупности ветвящуюся систему линейных и сложно изогнутых вулканических зон, разделенных узкими, реже изометричными полями гранитоидов. До последнего времени считалось, что гранитоиды в большинстве являются фундаментом для зеленокаменных поясов, однако геохронологические исследования определенно показывают, что возраст большинства гранитоидов является относительно молодым — 2900—2500 млн. лет и, таким образом, они формировались синхронно с породами зеленокаменных поясов или несколько позднее. Более древние датировки установлены лишь на отдельных участках Западной и Восточной Карелии [11, 13]. Таким образом, по современным данным, древнейшие граниты пользуются в Карелии небольшим распространением и наличие непрерывного сиалического основания лопийских зеленокаменных поясов вряд ли может считаться доказанным.

Что касается позднерехейских гранитоидов, то среди них выделяют следующие последовательно сформировавшиеся группы: 1) интрузии габбро-диорит-плагиогранитной и тоналит-трондьемитовой формаций; 2) ультраметаморфические образования мигматит-плагиогранитной и мигматит-гранитной формаций; 3) массивы габбро-диорит-гранодиоритовой формации, развитые в северо-восточной части Карельской гранит-зеленокаменной области; 4) постскладчатые интрузии гранитной формации; 5) субщелочные интрузии габбро-монцонит-сиенитовой и монцодиорит-гранитной формаций.

Формирование перечисленных интрузивных образований удовлетворительно воссоздается с позиций тектоники плит. В частности, в рамках плейт-тектонической модели находит объяснение возникновение больших масс интрузивных диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, которые в рассматриваемом случае входят в состав габбро-диорит-плагиогранитной и тоналит-трондьемитовой формаций.

Массивы габбро-диорит-плагиогранитной формации, детально изученные в пределах Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса, представляют собой гипабиссальные интрузии, сложенные габбро и габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами, плагиогранитами. Перечисленные породы образуют отдельные небольшие тела простого строения, площадью в несколько квадратных километров, и единые более крупные массивы, в которых тесно увязаны все члены этого габбро-плагиогранитного ряда в виде отдельных фаз внедрения с отчетливо секущими контактами. К числу наиболее крупных интрузий относятся Сайозерский, Чебинский и Семченский массивы [3, 21].

В петрохимическом отношении совокупность пород формации образует типичную известково-щелочную ассоциацию натрового ряда, что хорошо видно на диаграммах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO} - (\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3)$ и $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (рис. 2, а). При этом сквозным признаком всех пород, от габброидов до гранитоидов, является повышенная глиноземистость, что уже отмечалось Л. П. Свириденко и М. М. Лавровым [21]. Относительно высокое содержание Al_2O_3 (14—16%) в сочетании с низким содержанием щелочей — 6% $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ обусловило пересыщенность плагиогранитов глиноземом. Высокое значение сериального индекса Пикока (~60) также связано с пониженной щелочностью пород габбро-диорит-плагиогранитной формации.

Средний состав гранитоидов формации оказался близким среднему составу плагиогранитов океанских (энсиматических) островных дуг, называемых в литературе М-гранитами [34]. Еще большее сходство устанавливается при сопоставлении геохимических данных: содержания микроэлементов в породах сравниваемых гомологичных ассоциаций позднего архея и фанерозоя очень близки. Все это позволяет определить тектоническую обстановку образования габбро-диорит-плагиогранитной

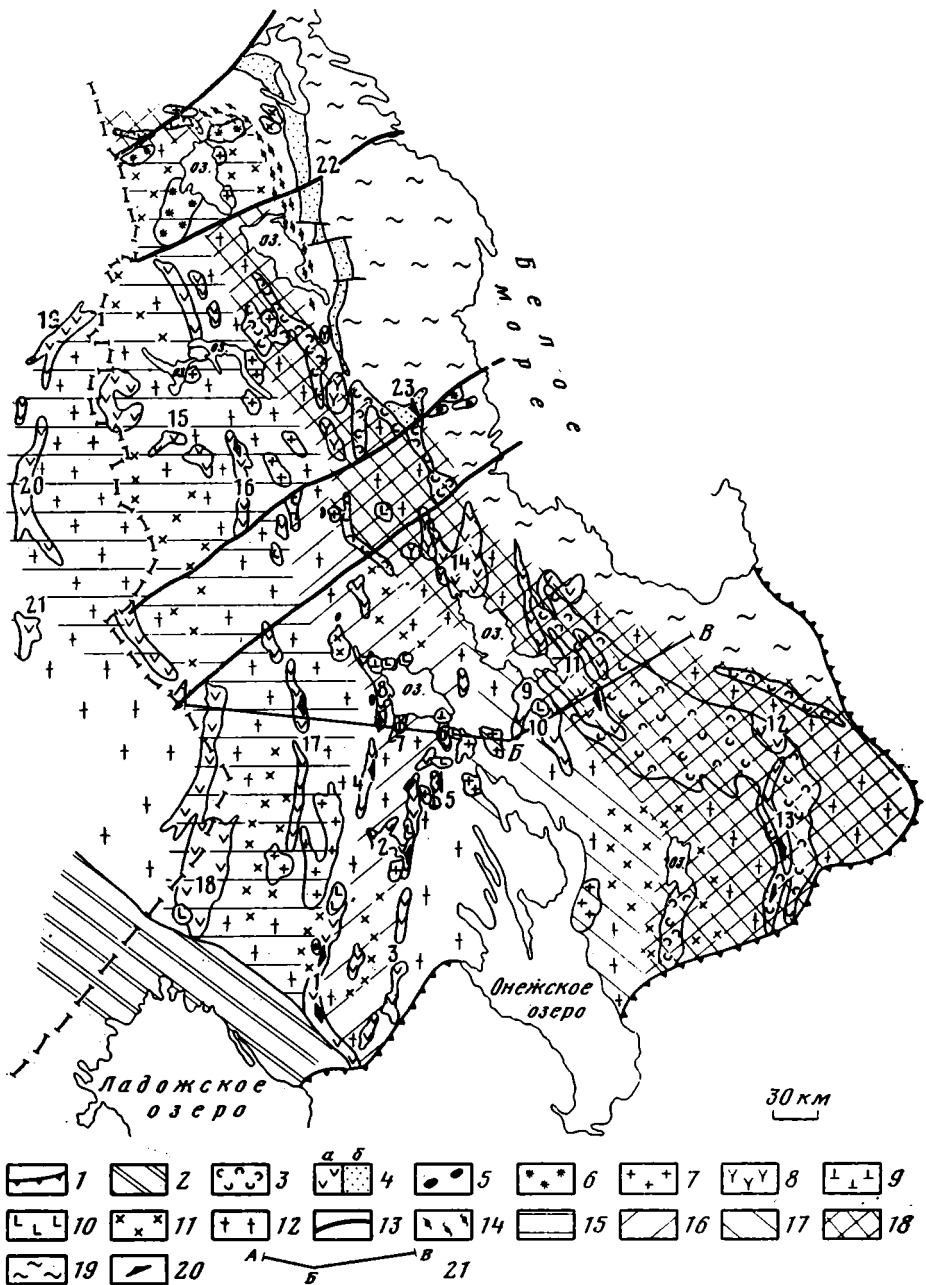


Рис. 1. Схема геологического строения Карельской гранит-зеленокаменной провинции.

Составлена с учетом данных [4, 8, 9, 15, 19—21, 25]

1 — граница вендско-фанерозойского осадочного чехла Русской плиты; 2 — раннепротерозойский свекофенский складчатый пояс; 3 — вулканиты сумия; 4 — отложения лопия: а — с широким развитием вулканитов, б — с преобладанием терригенных пород; 5—10 — массивы формаций: 5 — габбро-монциодорит-сиенитовой, 6 — монциодорит-гранитной, 7 — гранитной, 8 — габбро-диорит-гранодиоритовой, 9 — тоналит-грондьемитовой, 10 — габбро-диорит-плагногранитной; 11 — поля широкого развития диорит-плагногранитных комплексов; 12 — нерасчлененные архейские гранитоиды; 13 — трансформные разломы; 14 — зоны бластомилонитов — предполагаемые сутурные швы; 15—18 — предполагаемые древние островные дуги: 15 — Суоярви-Куйтозерско-Пяозерская, 16 — Ведлозерско-Парандовская, 17 — Выгозерско-Водлозерская, 18 — сумийские Панаярви-Кукаозерская и Тунгудско-Кенозерско-Сумозерская (на юге включает образования Кожозерско-Токшинской лопийской островной дуги); 19 — беломориды; 20 — преобладающее падение складчатых и надвиговых структур; 21 — линия разреза на рис. 4. Цифрами обозначены локальные структуры, входящие в состав лопийских зеленокаменных поясов (по С. И. Рыбакову); Ведлозерско-Сегозерский пояс: 1 — Хаутоваарская, 2 — Койкарско-Корбозерская, 3 — Киндасово-Маньгинская, 4 — Совдо-

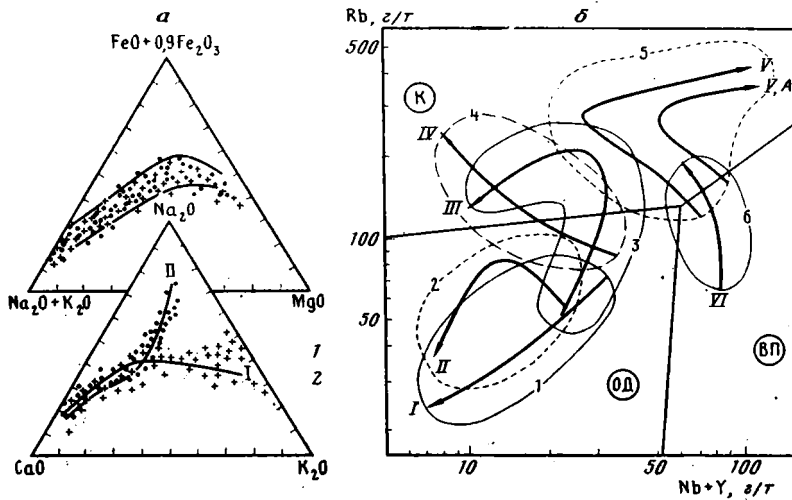


Рис. 2. Диаграммы $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-(\text{FeO}+0,9\text{Fe}_2\text{O}_3)$ и $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (а) и $\text{Rb}-(\text{Nb}+\text{Y})$ (б) для позднеархейских гранитоидов Карелии. Для а: 1, 2 — породы: 1 — габбро-диорит-плаггиогранитной, 2 — габбро-диорит-гранодиоритовой формаций; для сравнения показаны поле составов известково-щелочной серии X. Куно (диаграмма $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{MgO}-(\text{FeO}+0,9\text{Fe}_2\text{O}_3)$) и тренды составов калиево-натриевой (I) и натриевой (II) известково-щелочных гранитоидных ассоциаций, по [26], (диаграмма $\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$). Для б: 1—6 — соответственно поля составов гранитоидов габбро-диорит-плаггиогранитной, тоналит-трондьемитовой, габбро-диорит-гранодиоритовой, мигматит-гранитной, гранитной и монцодиорит-гранитной формаций; I—VI — тренды геохимической эволюции пород в типовых комплексах и массивах перечисленных формаций. Геодинамические обстановки: ОД — островодужная, К — коллизионная, ВП — внутриплитная. Основа графика по [31]

формации Карелии как островодужную, что подтверждается при использовании дискриминантной диаграммы $\text{Rb}-(\text{Nb}+\text{Y})$ (см. рис. 2, б).

Массивы тоналит-трондьемитовой формации характеризуются значительно большими размерами и более однообразным составом, не обнаруживая связей с основной магмой. Тоналиты и трондьемиты этой формации также относятся к высокоглиноземистому типу [26], но в отличие от плаггиогранитов габбро-диорит-плаггиогранитной формации слабо пересыщены глиноземом, что связано с более высокими содержаниями K_2O и Na_2O . Это согласуется с данными С. Б. Лобач-Жученко, которая подчеркивает, что архейские натриевые граниты тоналит-трондьемитовых комплексов отличаются от фанерозойских островодужных плаггиогранитов более высокой щелочностью [12].

По сравнению с кислыми породами габбро-диорит-плаггиогранитной формации породы тоналит-трондьемитовых комплексов отличаются более высокими содержаниями крупноионных литофилов, особенно Sr. Другой важной чертой их геохимии являются резко пониженные содержания тяжелых редких земель [30]. Петрогеохимические особенности тоналит-трондьемитовой формации наилучшим образом объясняют их происхождение в соответствии с представлениями Ф. Баркера и Д. Арта о частичном плавлении в источнике основного состава с гранатом и амфиболом в качестве остаточных фаз [26]. Согласно модели Х. Мартина [30], развившего эту гипотезу, трансформация толеитовых базаль-

зерская, 5 — Паласельская, 6 — Сайозерская, 7 — Бергаульская, 8 — участок р. Лужмы; Южно-Выгозерский пояс: 9 — Шилосская, 10 — Рыбозерская, Сумозерско-Кенозерский пояс: 11 — Каменноозерская, 12 — Кожозерская, 13 — Токшинская; Парандово-Тикшеозерский пояс: 14 — Парандово-Надвоицкая и Восточно-Идельская, 22 — Тикшеозерская, 23 — Пибозерская; Гимольско-Костомукшский пояс: 15 — Костомукшская, 16 — Хедозерско-Большеозерская, 17 — Гимольская; Иломантси-Тулос-Ялонварский пояс: 18 — Ялонварская, 19 — Суоммусалми, 20 — Кухмо, 21 — Типасъярви

тов в гранатовые амфиболиты и последующее выплавление из них тоналитовых магм с наибольшей вероятностью должны происходить в субдуцированной океанической коре. Таким образом, имеющиеся данные не противоречат отнесению тоналит-трондьемитовой ассоциации к островодужным производным.

Подобные охарактеризованным нерасчлененные диорит-чарнокит-плагиогранитные комплексы широко развиты также в субмеридиональной полосе, протягивающейся от района оз. Куйто на севере до пос. Суоярви на юге, на территории Пяозерского блока в северной части Карельской зеленокаменной области и на юго-востоке ее, в пределах Водлозерского блока. Их возраст варьирует от 3,5—3,1 до 2,9—2,5 млрд. лет. Как уже отмечалось, древнейшие датировки пользуются весьма ограниченным распространением, и породы в пределах этих гнейсо-гранитных полей имеют по большей части возраст 2,9—2,7 млрд. лет, т. е. являются позднеархейскими [3, 4, 13]. В ряде районов это подтверждается геологическими данными [3, 4, 20].

Поскольку позднеархейские плагиограниты по комплексу признаков являются аналогами фанерозойских островодужных образований, наиболее вероятно, что они соответствуют эродированным центральным частям древних островных дуг. В этом случае окружающие их вулканогенные породы зеленокаменных поясов, очевидно, представляют собой образования тех же дуг или окраинных бассейнов. При этом разрезы с преобладающим развитием средних по составу вулканитов должны быть отнесены к островодужным производным, тогда как коматитовые комплексы с сопутствующими базитовыми и ультрабазитовыми интрузиями — к образованиям краевых бассейнов. Тектоническая природа вулканических ассоциаций базальтового состава более неопределенна и может быть расшифрована только с применением тонких геохимических характеристик, которые в настоящее время еще недостаточны. Тем не менее имеющиеся геохимические данные [9] свидетельствуют о том, что толеитовые базальты зеленокаменных структур Карелии частью близки к островодужным, а частью обладают характеристиками, промежуточными между базальтами островных дуг и срединно-океанических хребтов, т. е. являются, видимо, образованиями задуговых (междуговых) бассейнов [5].

Рассмотрение конкретных разрезов лопийских зеленокаменных толщ в пределах отдельных вулканических зон показывает, что каждый из них обладает своей спецификой [19, 20]. Это вполне понятно, если учесть, во-первых, возможное возникновение их в различных геоструктурных обстановках, а во-вторых, способность отдельных вулканов, даже отстоящих один от другого на небольшое расстояние, извергать различные по составу лавы [6, 14]. Поэтому стремление унифицировать все разрезы зеленокаменных поясов Карелии кажется нам бесплодной задачей. Напротив, выявление их индивидуальных особенностей позволит воссоздать общую картину тектонической обстановки при их возникновении.

Имеющиеся в настоящее время данные позволяют предположить, что вулканические толщи Хаутоваарской структуры представляют собой островодужные образования. В составе их широко развиты метаандезиты, и в целом из 188 имеющихся химических анализов [6] на долю базальтов приходится 31, или 16,5%, андезитов — 70, или 37,2%, андезито-дацитов — 35, или 19,7%, дацитов — 45, или 24%, риодацитов и риолитов — 7, или 3,1%. Эти цифры довольно близки к соотношениям проанализированных пород на Курильских островах [14]. При этом не исключено, что гипербазитовые интрузии, цепочка которых тяготеет к западному крылу Хаутоваарской структуры, представляют собой фрагменты океанической коры, т. е. офиолитового комплекса, сформировавшегося в задуговом бассейне.

Койкарско-Корбозерская, Бергаульская и Киндасово-Маньгинская структуры также, видимо, сложены по преимуществу островодужными производными. На это указывает широкое развитие в разрезах двух

первых структур вулканитов андезитового и риолито-дацитового состава, а в Киндасово-Маньгинской зоне — даек метадацитов. В то же время наличие коматиитов на Койкарском участке скорее всего свидетельствует о присутствии здесь наряду с островодужными образованиями окраинного бассейна. То же самое относится к Палосельгской структуре.

Вулканогенно-осадочные образования Гимольско-Костомукшского зеленокаменного пояса, очевидно, принадлежат к островодужным образованиям, на что указывает широкое развитие здесь кислых вулканитов. Геохимические особенности основных вулканитов Южно-Выгозерского и Сумозерско-Кенозерского зеленокаменных поясов позволяют считать их островодужными [9]. Сходные характеристики имеют базальтоиды юго-западной части Парандово-Тикшеозерского зеленокаменного пояса.

Существенно иными особенностями обладают верхнеархейские отложения тикшеозерской и пезозерской серий в северной части Парандово-Тикшеозерского зеленокаменного пояса. В составе их преобладают гнейсы различного состава, подчиненно развиты орто- и параамфиболиты. Гнейсы, согласно А. С. Воинову и Ю. Б. Богданову [2], соответствуют метаморфизованным пелитам и псаммитам, иногда обогащенным карбонатным материалом. Указанные породы залегают на архейских беломорских гнейсах, имея в основании линзы полимиктовых конгломератов или аркозов. Поскольку область беломорид, сложенную по преимуществу нижнеархейскими породами, можно рассматривать как позднеархейскую континентальную плиту, такие соотношения, очевидно, свидетельствуют о принадлежности тикшеозерской и пезозерской серий к образованиям пассивной окраины этой плиты.

В соответствии с изложенными данными карельские зеленокаменные пояса в совокупности с габбро-диорит-плагиогранитными и тоналит-трондьемитовыми комплексами являются фрагментами древней островодужной системы и лишь лопийские толщи самой северо-восточной части региона представляют собой окраинно-континентальные отложения, принадлежащие уже к Беломорской плите.

В состав Карельской островодужной области по ряду признаков должна быть включена также полоса сумийских (сумийско-сариилийских) образований, тяготеющая к восточной окраине этой области, к зоне сочленения ее с беломоридами (см. рис. 1). Указанная полоса с перерывами протягивается на 750 км при ширине 50—100 км от оз. Пана-ярви на севере до края Ветреный пояс на юге. Она имеет общее северо-западное простирание с отклонениями к широтному.

Положение сумийских образований в общей стратиграфической шкале докембрия Балтийского щита остается дискуссионным. Одни исследователи рассматривают их в составе архейской группы пород, другие относят к протерозою [15, 16]. Последние радиологические датировки (2760—2820 млн. лет) указывают на архейский возраст кварцевых порфиров сумия [13]. Тектоническая природа сумийских образований также трактуется неоднозначно. Они рассматриваются как протогеосинклинальные [15], орогенные [25] или рифтогенные [16]. Эти противоречия в значительной степени снимаются, если интерпретировать сумийский тектогенез с позиций тектоники плит, а сумийские осадочно-вулканогенные отложения считать реликтами древней энсиалической магматической дуги андийского типа. Правомерность такого подхода подтверждается вещественным составом сумийских образований, которые на юге, в районе Ветреного пояса, представлены мощными толщами андезитов, а севернее — андезито-базальтами и риодацитами. Кислые вулканиты сопровождаются субвулканическими интрузиями кварцевых порфиров (ожиярвинский комплекс). Близки к ним по времени образования (2760 млн. лет [23]) и, возможно, составляют вместе с ними единую вулканоплутоническую ассоциацию массивы габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

Формация включает в себя два комплекса — надвоицкий и шобинский. К первому комплексу, впервые описанному С. П. Юдиным и др.

(1985), отнесены сравнительно небольшие интрузивы, развитые в пределах Парандово-Надвоицкой структуры (Кочкомский, Парандовский, Ондинский массивы и другие более мелкие тела и дайки). В состав второго комплекса входят более крупные батолитоподобные массивы, тяготеющие к Тунгудской структуре (Косьмюсозерский, Ватулминский, Шобинский и др.).

Указанные массивы характеризуются, как правило, многофазным строением и широким спектром пород, от габброидов до лейкогранитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Преобладают среди них гранодиориты и адалеллиты, которые относятся к нормальному ряду или слабо пересыщены глиноземом, характеризуются умеренной калиево-железистостью. По химизму и особенностям распределения микроэлементов они близки к *I*-гранитам известково-щелочных интрузивных серий фанерозоя [27, 34]. Это подтверждается расположением фигуративных точек составов пород формации вдоль трендов известково-щелочных ассоциаций на диаграммах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{MgO} - (\text{FeO} + 0,9\text{Fe}_2\text{O}_3)$ и $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (см. рис. 2, а).

На диаграмме $\text{Rb} - (\text{Nb} + \text{Y})$ (см. рис. 2, б) большая часть проанализированных гранитоидов попадает в поле, соответствующее коллизийной обстановке. Эта диаграмма, однако, недостаточно информативна для геодинамической интерпретации *I*-гранитов, которые встречаются в различных тектонических обстановках [31, 32, 34]. Наиболее вероятно, что массивы габбро-диорит-гранодиоритовой формации сформировались в условиях активной континентальной окраины. Не противоречит этому предположению металлогеническая специализация массивов: с некоторыми из них ассоциируют перспективные молибденовые проявления порфирового типа.

Воссоздание особенностей геологического развития Карельской зеленокаменной области, естественно, встречает большие трудности в связи с ее древним возрастом, значительной степенью эродированности и как следствие — отсутствием многих необходимых данных. Все же представляется возможным высказать некоторые соображения о возможных путях формирования предполагаемой архейской островодужной системы.

Предпосылкой развития островных дуг является возникновение зоны субдукции океанической плиты под континентальную. В данном случае субдукция осуществлялась, очевидно, в направлении с востока и северо-востока на запад и юго-запад, т. е. со стороны Беломорского континента под расположенную на западе континентальную плиту, на окраине которой и формировалась островодужная система (рис. 3). В пользу указанной ориентировки зоны субдукции свидетельствует развитие наиболее молодой сумийской дуги (или серии дуг) на восточной окраине островодужной системы, а также преобладающее направление надвиговых деформаций и опрокидывание складок с запада на восток [20]. В то же время в пределах отдельных зеленокаменных структур (Хаутоваарской, Бергаульской, Токшинской) отмечаются опрокидывание изоклинальных складок и падение чешуйчатых надвиговых пластин в восточных направлениях, поэтому здесь можно предположить частные субдукции на восток, осуществлявшиеся в пределах окраинных бассейнов. Эта точка зрения находит подтверждение в наличии нескольких субпараллельных лопийских островных дуг, которые, очевидно, разделялись междуговыми бассейнами. Характерно, что серия субпараллельных островных дуг тяготеет к южной части Карельской гранит-зеленокаменной области, севернее же намечается одна или две дуги (рис. 4, см. рис. 1). Такая латеральная неоднородность островодужной системы, возможно, связана с развитием трансформных поперечных разломов северо-восточного простирания, расположенных в районе городов Беломорска, Кеми и оз. Ондозеро.

Наличие древнего фундамента, на котором закладывались по крайней мере некоторые зеленокаменные пояса, свидетельствует о развитии части островных дуг на коре континентального типа, что наблюдается и

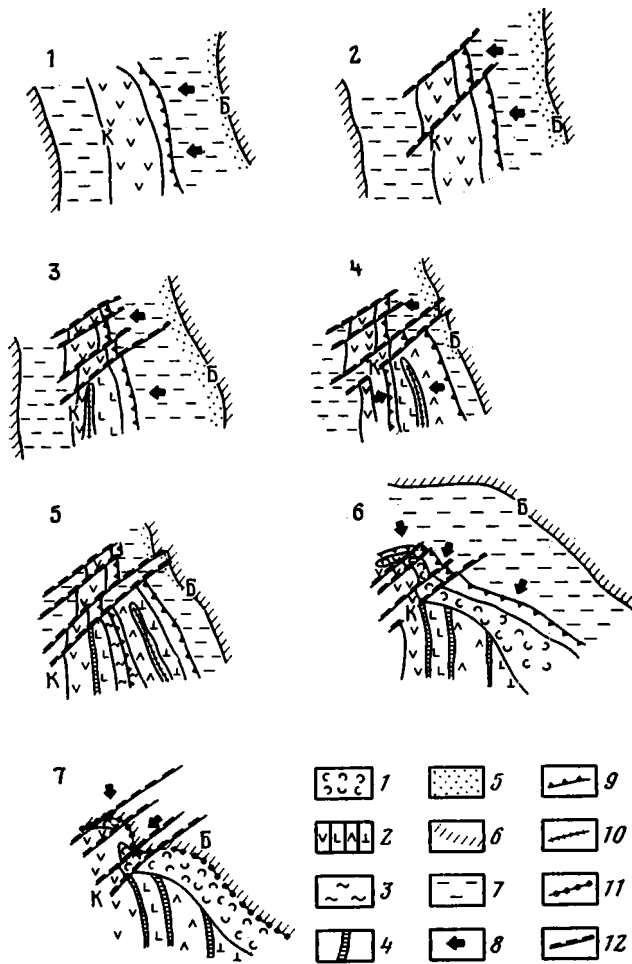


Рис. 3. Модель развития Карельской гранит-зеленокаменной провинции
 1 — формирование островной дуги над зоной субдукции, направленной с востока на запад; 2 — обособление различных частей дуги по трансформным разломам; 3 — разделение южной дуги на пассивную и активную в связи с образованием зоны спрединга, преобразующейся в междууговый бассейн; 4 — замыкание возникшего междуугового бассейна и новое разделение активной островной дуги на пассивную и активную части с образованием второго междуугового бассейна; 5 — замыкание второго междуугового бассейна и новое разделение островной дуги на активную и пассивную части; 6 — заложение зрелой сумийской островной дуги над зоной субдукции, направленной с севера и северо-востока на юг и юго-запад; 7 — столкновение сумийской островной дуги с Беломорским континентом. 1 — сумийские островодужные осадочно-вулканогенные образования; 2 — последовательно сформировавшиеся геологические образования лопийских островных дуг; 3 — предполагаемые задуговые моря; 4 — гипербазит-базитовые междууговые комплексы; 5 — терригенные осадки пассивной окраины; 6 — континенты; 7 — предполагаемые океанические впадины; 8 — направление субдукции; 9 — желоба; 10 — зоны спрединга; 11 — сутурные швы; 12 — трансформные разломы. Буквы: К — Карельская плита, Б — Беломорская плита

в современных условиях, например в случае Японской островной дуги [6]. Намечается определенная эволюция направления движения плит и геологических процессов в лопийское и сумийское время. Так, общая меридиональная ориентировка лопийских зеленокаменных поясов указывает, что в это время субдукция осуществлялась по преимуществу в западном направлении.

В соответствии с этим следует ожидать последовательного омоложения лопийских зеленокаменных образований с запада на восток. Пока

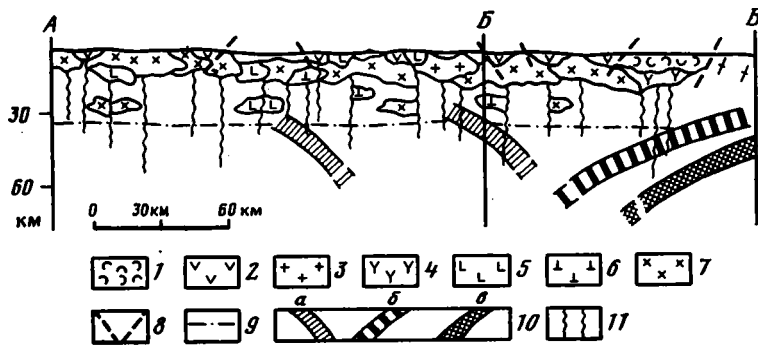


Рис. 4. Схематический разрез через Карельскую зеленокаменную область по линии А—Б—В (см. рис. 1), иллюстрирующий модель, описанную в тексте 1 — вулканиты сумия; 2 — отложения лопия; 3—6 — массивы формаций; 3 — гранитной, 4 — габбро-диорит-гранодиоритовой, 5 — габбро-диорит-плагногранитной, 6 — тоналит-трондьемитовой; 7 — поля широкого развития днорит-плагногранитных комплексов; 8 — главные зоны взбросо-надвиговых структур; 9 — раздел Мохо; 10 — гипотетическая океаническая кора в древних зонах субдукции; а — в пределах окраинных морей, разделяющих островные дуги, б — главная зона субдукции Беломорской океанической плиты под Карельскую плиту для лопийского времени, в — то же для сумийского времени; 11 — пути подъема магмы

на этот счет имеются лишь отрывочные данные. Установлено, в частности, что возраст вулканитов в пределах Хаутоваарской структуры варьирует от 2995 ± 20 до 2854 ± 14 млн. лет [11]. Близкие цифры получены для Койкарско-Корбозерской и Палосельгской структур Ведловерско-Сегозерского зеленокаменного пояса. Вулканиты Шилосской структуры (Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс) имеют датировки 2807 ± 14 млн. лет. Для вулканитов Гимольско-Костомукшского и Кухмо-Суосалми-Ялонварского поясов получен возраст порядка 2700 млн. лет [11], однако вполне вероятно, что эти датировки обусловлены интенсивными эндогенными процессами, проявившимися в регионе на поздних стадиях развития зеленокаменных поясов. Эти стадии выразились в последовательном замыкании задуговых и междуговых бассейнов, в столкновении островных дуг с западным континентом, а также, возможно, с Беломорским микроконтинентом. Следствием этого явилось возникновение сложных систем изоклинальных и опрокинутых складок, тектонических пластин (покровов?) и разломов надвигового типа, а также проявление процессов ультраметаморфизма и кирового гранитообразования.

В целом лопийский этап привел к существенному наращиванию земной коры континентального типа почти на всей территории Карельской зеленокаменной области. В сумии этот процесс нашел дальнейшее продолжение. С этим периодом, видимо, связано новое открытие океанического бассейна между Карельской и Беломорской плитами (если, действительно, он замкнулся в позднелопийское время) с последующей субдукцией вновь образовавшейся океанической плиты под Карельский континент. Однако направление субдукции в сумии изменилось с западного на юго-западное и юго-юго-западное, местами южное. Об этом свидетельствует субширотная ориентировка Панаярви-Кукаозерской древней островной дуги и северо-западная — сумийских образований Тунгудской структуры и Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. «Захлопывание» сумийского океана привело к формированию новых систем складок (селецкая фаза складчатости), надвиговых структур и сутурных швов, хорошо выраженных в области сочленения беломорид и карелид зонами бластомилонитов мощностью до 10—20 км [8]. К концу этого этапа относится образование главной массы постскладчатых калиевых гранитов, хотя не исключено, что частично их становление связано с конечными фазами лопийского тектогенеза.

Плутоны калиевых гранитов широко развиты в Центральной Карелии (телекинский, карташовский и другие комплексы), в Западной Карелии (суккозерский и др.) и в Водлозерском блоке Восточной Карелии (тубозерский и другие комплексы). Они контролируются послескладчатыми разломами, по преимуществу субмеридионального и северо-западного направлений. Обычно плутоны имеют простое, иногда двухфазовое строение и сложены гранодиоритами, адамеллитами и лейкогранитами. Возраст этих пород, по данным цирконометрии, составляет 2700—2800 млн. лет. Наиболее характерные особенности их химического состава — калиевая специализация и повышенная железистость при низкой степени окисленности железа.

В геохимическом отношении рассматриваемые гранитоиды нередко характеризуются сравнительно высоким уровнем содержания ряда литофильных элементов (Zr, Hf, Th, U, Y, Rb, Pb, Ba, Yb, легкие редкие земли) при значительных закономерных их вариациях, хорошо соответствующих модели кристаллизационной дифференциации. Кроме того, они часто оказываются специализированными на Mo, Sn, редкие металлы. Все это существенно отличает постскладчатые калиевые граниты от синкинематических плагиомикроклиновых гранитов ультраметаморфического генезиса. В то же время отсутствие взаимосвязи гранитоидов рассматриваемой формации с основными магмами заставляет предполагать их коровое происхождение, вероятно, за счет частичного плавления в источнике, близком по составу к кислым гранулитам.

Калиевые граниты обнаруживают черты сходства и с S-гранитами, и с A-гранитами фанерозоя [27, 34]. Поэтому можно думать, что большей частью они сформировались в коллизионной обстановке, что подтверждается их положением на дискриминантной диаграмме (см. рис. 2, б). Некоторые массивы являются, возможно, постколлизионными (анорогенными) и возникли в связи с явлениями активизации в результате деятельности горячих точек или линий.

Анорогенную позицию и активизационное происхождение имеют, судя по всему, массивы габбро-монцит-сиенитовой и монцоидорит-гранитной формаций. В массивах первой формации, с возрастом 2650—2750 млн. лет, гранитоиды развиты ограниченно, а наиболее интересны сиениты, вплотную приближающиеся к собственно щелочным породам. Подобные породы редки для архея и до сих пор были установлены только в зеленокаменных поясах Северной Америки [10]. Во вторую формацию входят три комплекса: хаутоварский, подужемский и койгерский, описанные А. Н. Виноградовым и др. [1]. В их составе преобладают субщелочные высококалиевые граносиениты и граниты, напоминающие гранитоиды латитовых серий фанерозоя [22]. В то же время в массивах койгерского и подужемского комплексов, приуроченных к северо-восточным трансформным разломам (см. рис. 1), устанавливаются породы, которые отличаются высокой железистостью и соответствуют геохимически внутрислитным A-гранитам фанерозоя (ср. рис. 2, б).

Таким образом, гранитоиды Карельской гранит-зеленокаменной области, сформировавшиеся в главной своей массе синхронно с развитием зеленокаменных поясов, входят в состав нескольких последовательно образовавшихся серий, которые по своим петрогеохимическим особенностям обнаруживают близкое сходство с гомологичными сериями фанерозоя — индикаторами островодужных, коллизионных и постколлизионных обстановок. Вулканиты зеленокаменных поясов по комплексу признаков близки к вулканитам, образующимся в пределах островных дуг и окраинных бассейнов. Все это указывает на отсутствие принципиальных различий между геодинамическими режимами позднеархейского и фанерозойского времени и позволяет рассматривать Карельскую гранит-зеленокаменную область как древнюю островодужную систему, завершение развития которой связано с коллизионными событиями.

Авторы выражают глубокую признательность акад. В. Е. Хаину за конструктивное обсуждение основных положений статьи.

Список литературы

1. *Виноградов А. Н., Виноградова Г. В., Ключин С. Ф., Яковенчук В. Н.* Койгерский моноклинист-лейкогранитный комплекс и его положение в эволюционном ряду раннепротерозойских магматических формаций Северной Карелии//Магматические комплексы докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: ГИ КНЦ АН СССР, 1983. С. 33—43.
2. *Воинов А. С., Боданов Ю. Б.* Химизм и условия образования архейских и протерозойских метаморфических осадочных пород Восточной Карелии//Вестн. Ленингр. ун-та. Сер. геол. геогр. 1968. № 18. Вып. 3. С. 31—39.
3. Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии/Ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1978. 264 с.
4. Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии/Ред. К. О. Кратц. Л.: Наука, 1969. 223 с.
5. Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. 464 с.
6. *Горшков Г. С.* Вулканизм Курильской дуги. М.: Наука, 1967. 287 с.
7. *Грачев А. Ф., Федоровский В. С.* Зеленокаменные пояса — главные корообразующие структуры раннего докембрия//Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 84—94.
8. *Григорьева Л. В., Ковалева К. В.* Докембрийские тектониты Карелии//Сов. геология. 1974. № 11. С. 141—148.
9. Зеленокаменные пояса фундамента Восточно-Европейской платформы/Ред. С. Б. Лобач-Жученко. Л.: Наука, 1988. 215 с.
10. *Кюди К.* Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
11. *Левченко О. А., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А., Робонен В. И.* Современное состояние геохронологической шкалы раннего докембрия Карелии//Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Л.: Наука, 1989. С. 58.
12. *Лобач-Жученко С. Б.* Особенности тоналит-трондземитовых комплексов архея и проблема их генезиса//Тектоника и вопросы металлогении раннего докембрия. М.: Наука, 1986. С. 172—183.
13. *Лобач-Жученко С. Б., Левченко О. А.* Новые данные по геохронологии Карелии//Изотопные методы и проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск. 1985.
14. *Мархинин Е. К.* Вулканизм. М.: Недра, 1985. 288 с.
15. Металлогения восточной части Балтийского щита/Ред. А. В. Сидоренко, Т. В. Библина. Л.: Недра, 1980. 247 с.
16. *Нееруца В. З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1984. 270 с.
17. *Попов М. Г.* Геоструктурная позиция эффузивных формаций и сернокюледанных руд ранних карелид Карелии//Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1975. С. 88—91.
18. Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. 620 с.
19. *Рыбаков С. И.* Особенности палеотектонической природы и развития архейских зеленокаменных поясов Карелии//Изотопные методы и проблемы геологии докембрия. Петрозаводск: Карелия, 1985. С. 100—109.
20. *Рыбаков С. И., Светова А. И., Куликов В. С. и др.* Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.
21. *Свириденко Л. П., Лааров М. М.* Позднеархейская габбро-плагногранитная формация Карелии//Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. Петрозаводск, 1984.
22. *Тauson Л. В.* Геохимия и металлогения латитовых серий//Геология руд. месторождений. 1982. Т. XXIV. № 3. С. 3—14.
23. *Тугаринов А. И., Бибикова Е. В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука 1980. 131 с.
24. *Хаш В. Е., Божко Н. А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988.
25. *Хейсканен К. И., Голубев А. И., Бондарь Л. Ф.* Орогенный вулканизм Карелии. Л.: Наука, 1977. 216 с.
26. *Barker F., Arth J. G.* Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archaean bimodal trondhjemite-basalt suites//Geology. 1976. V. 4. P. 596—600.
27. *Chappel B. W., White A. J. R.* Two contrasting types of granites//Pacific Geol. 1974. N 8. P. 173—174.
28. *Gaal G., Corbatschev R.* An outline of the precambrian evolution of the Baltic Shield//Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 15—32.
29. *Langford F. F., Morin J. A.* The development to the Superior province of northwestern Ontario by merging island arcs//Amer. J. Sci. 1976. N 276. P. 1023—1084.
30. *Martin H.* Evolution in composition of granitic rocks controlled by time-dependent changes in petrogenetic processes: examples from the archaean of Eastern Finland//Precambrian Res. 1987. V. 35. P. 257—276.
31. *Pearce J. A., Harris B. W. N., Tindle A. G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks//J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956—983.
32. *Pitcher W. S.* Granite: typology, geological environment and melting relationships//Metamorphism, migritisation, melting/Amsterdam, 1984. P. 277—286.
33. *Sokolov V. A., Heiskanen K. J.* Evolution of precambrian volcanogenic-sedimentary lithogenesis in the south-eastern part of the Baltic Shield//Geol. Surv. Finl. Bull. 1985. N331. P. 91—106.
34. *Whalen J. B., Currie C. L., Chappel B. W.* A-type granites: geochemical characteristics, descimination and petrogenesis//Contr. Miner. Petrol. 1987. V. 95. P. 407.

УДК 550.34.016(470.5)

© 1990

ТАВРИН И. Ф., ХАЛЕВИН Н. И.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЗЕМНОЙ КОРЫ УРАЛА

Рассмотрены сейсмические (упругие) и плотностные модели земной коры Урала, а также данные по тепловым потокам, магнитометрические и магнитотеллурические материалы по региону. Установлена блоковая и многослойная структура земной коры со значительным развитием зон пониженных скоростей упругих волн. Последние могут быть представлены как относительно более кислыми породами, так и зонами нарушений. Наиболее сложным строением характеризуется Тагило-Магнитогорская мегазона (прогиб). Аномальна она и по другим параметрам — здесь наблюдаются повышенные поля силы тяжести и пониженные тепловые потоки, что косвенно также говорит об относительно большей нарушенности земной коры Тагило-Магнитогорской зоны — западной краевой части Уральской эвгеосинклинали.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ И ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Эффективным средством познания в региональной геофизике является построение моделей земной коры и верхней мантии. Модели делятся на частные (скоростная, плотностная, магнитная и др.), которые строятся в рамках определенного геофизического метода, и комплексные. Под частной геофизической моделью понимается такое распределение физических свойств в земной коре, которое удовлетворяет наблюдаемому физическому полю и не противоречит объективно установленным данным о глубинном строении. Комплексную модель составляют частные модели, согласованные на количественном уровне. Однако некоторые частные модели в настоящее время могут быть сопоставлены лишь качественно.

Длительное время образование и развитие Урала рассматривалось лишь с позиций геосинклинальной теории. В последние годы все большее значение приобретают мобилистские концепции его развития [15 и др.]. В свете мобилизма на Урале выделяются три палеоструктурные единицы первого порядка: 1) западный палеоконтинентальный сектор, 2) палеоокеанический сектор, 3) восточный палеоконтинентальный сектор (рис. 1). Западный палеоконтинентальный сектор включает две мегазоны — Предуральский краевой прогиб и Западно-Уральский мегантиклинорий. С востока сектор ограничен зоной Главного Уральского разлома — полосой развития мощных брекчий, милонитов и бластомилонитов. Разлом представляет собой крупный надвиг восточного падения, иногда со значительной амплитудой.

В палеоокеанический сектор входят Тагило-Магнитогорская (эвгеосинклинальная) и Урало-Тобольская мегазоны. Уральская эвгеосинклиналь заполнена многокилометровыми толщами вулканогенных пород. О породах фундамента эвгеосинклинали единого мнения нет. Ряд исследователей считает, что под эвгеосинклиналью располагается переработанный древний сиалический материал [3, 11], другие отвергают возможность его присутствия [15 и др.]. Специфической особенностью земной коры Урало-Тобольской мегазоны является широкое развитие в ней докембрийских сиалических блоков.

Восточный палеоконтинентальный сектор, отвечающий Зауральской мегазоне, выделяется в составе Валерьяновской, Боровской и Убаганской зон. В них под платформенными мезозойско-кайнозойскими отло-

жениями установлены каменноугольные и верхнедевонские известняки и толщи андезитовидных вулканитов. Вулканоплутонические пояса залегают на докембрийском сиалическом основании [15].

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Изучение глубинного строения Урала производится главным образом геофизическими методами. Определяющую информацию дает глубинное сейсмическое зондирование (см. рис. 1). В результате этих исследований установлена значительная скоростная неоднородность земной коры Урала, что выражается в ее делимости по горизонтали и вертикали [9, 21]. Гетерогенность коры особенно подчеркивается при изучении пространственными системами. Установлено, что элементы структур, характеризующиеся отраженными упругими волнами, меняются вдоль Урала нередко даже значительнее, чем вкрест этого направления [9]. Земная кора Урала разбита большим числом зон разломов. Наиболее насыщена нарушениями Тагило-Магнитогорская мегазона. Аномальные выделения гелия по разломам указывают на то, что некоторые из них проницаемы и сейчас [5]. По глубинным разломам, выделенным по сейсмическим данным, уверенно картируются границы основных тектонических структур региона.

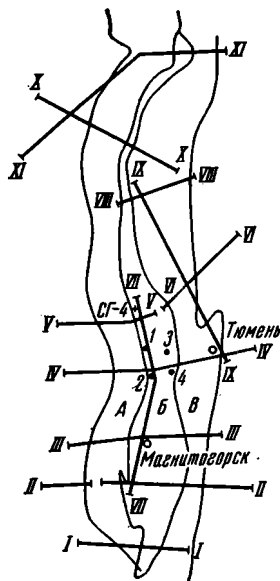


Рис. 1. Схема размещения профилей ГСЗ на Урале

А — западный палеоконтинентальный сектор, Б — палеоокеанический, В — восточный палеоконтинентальный сектор. Профили ГСЗ: I—I — Актюбинский, II—II — Темиртау — Куйбышев, III—III — Троицкий, IV—IV — Свердловский, V—V — Красноуральский, VI—VI — Ханты-Мансийский, VII—VII — Нижняя Тура — Орск, VIII—VIII — Верхнеильдина — Козым, IX—IX — Северная Сосьва — Ялуторовск, X—X — Мурманск — Кызыл, XI—XI — Кинешма — Воркута — Тикси. 1, 2, 3, 4 — пункты изучения скоростных характеристик верхней части земной коры (Билимбай, Верхний Уфалей, Асбест и Каменск-Уральский соответственно)

Уфалей — находятся в Тагильском погружении, а два восточных — Асбест и Каменск-Уральский — в Урало-Тобольской мегазоне (наложенный Восточно-Уральский прогиб). Для пунктов Билимбай и Верхний Уфалей колонки строились по годографам, полученным в меридиональном и широтном направлениях (соответственно IМ и IШ на рис. 2). При

Земная кора региона сейчас, по сейсмическим данным, представляется четырехэтажной (четырёхслойной). Подробно сейсмические характеристики каждого из слоев рассмотрены в работе [9], поэтому проанализируем лишь некоторые материалы. Первый этаж на Урале сложен разнообразными геосинклинальными образованиями, а к востоку и к западу от него — осадочными породами. Для этого этажа наблюдаются наибольшие отличия в сейсмических характеристиках Урала и сопредельных платформ. Отличительным признаком земной коры Урала от соседних регионов является глубина до консолидированного фундамента (мощность первого этажа). Если мощность геосинклинальных образований Урала колеблется от 2 до 20 км, то в прилегающих к нему районах Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты мощность чехла редко превышает 10 км [9].

На Восточно-Европейской платформе палеозойский осадочный чехол разбит на ряд крупных блоков с различными скоростными параметрами. Линейные размеры блоков меняются от десятков до сотен километров [16]. В мезозойско-кайнозойском чехле Западно-Сибирской плиты подобные блоки не выделяются.

На рис. 2 приведены характеристики первого этажа по первым *P* и *S* волнам для Среднего Урала. Скоростные колонки получены для четырех пунктов. Два западных — Билимбай и Верхний Уфалей — находятся в Тагильском погружении, а два восточных — Асбест и Каменск-Уральский — в Урало-Тобольской мегазоне (наложенный Восточно-Уральский прогиб). Для пунктов Билимбай и Верхний Уфалей колонки строились по годографам, полученным в меридиональном и широтном направлениях (соответственно IМ и IШ на рис. 2). При

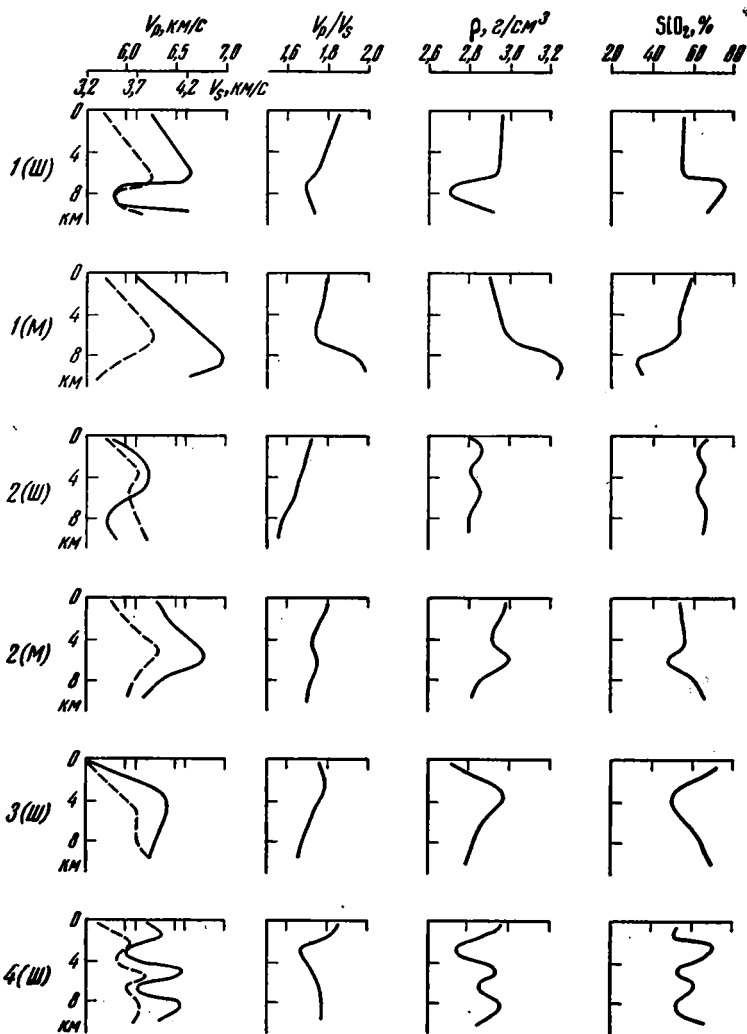


Рис. 2. Скоростные характеристики верхней части земной коры Среднего Урала
 1 — Билимбай, 2 — Верхний Уфалей, 3 — Асбест, 4 — Каменск-Уральский.
 Объяснения см. в тексте

длине годографа около 110 км глубина проникновения рефрагированных волн достигает 10 км. Интерпретация выполнялась в одномерном варианте, поэтому получены осредненные, «эффективные» скоростные разрезы.

Общим для всех пунктов является значительная скоростная неоднородность верхней части земной коры палеоокеанического сектора и увеличение скоростей упругих волн до глубин 2—4 км. Градиентность скоростных разрезов отмечается для участков с разным геологическим строением: на Ревдинском габбровом (пункт 1) и вулканогенных массивах (п. 2, 4), а также при чередовании гранитов, гнейсов, сланцев и серпентинитов (п. 3). По сейсмическим данным, базиты и гипербазиты южной части Тагильского погружения на глубине 5—7 км подстилаются породами с меньшей скоростью прохождения волн и пониженной плотностью.

Три нижележащих этажа земной коры с разной степенью достоверности прослеживаются с Восточно-Европейской платформы на Западно-Сибирскую плиту через Урал. Их положение, мощность и скоростные параметры в структурах Урала меняются, но в более узких интервалах,

Таблица 1

Физические параметры земной коры Тагильского погружения (район Уральской сверхглубокой скважины СГ-4)

Этаж	Мощность, км	Слон	Интервал глубин, км	V_p , км/с		V_s , км/с		σ^* , г/см ³		К	SiO ₂ , %	Примечание
				интервал измерения	среднее	интервал измерения	среднее	интервал измерения	среднее			
1	До 13	1 2 3 4 5	0—4	5,8—6,9	6,3	3,1—3,9	3,6	2,75—3,0	2,85	1,85—1,69	52,8 70,5 46,5 64,4	Коэффициент Пуассона убывает с глубиной от 0,29 до 0,26, среда градиентна
			4—6	5,8—6,6	—	3,1—3,78	—	2,82—2,95	2,95			
			6—8		6,6		3,78		2,95			
			8—10		5,95		3,60		2,78			
			10—13		6,9		3,9		3,0			
2	До 18	1 2 3 4	13—18	6,1—6,7	6,4	3,45—3,8	3,65	2,85—2,96	2,9	1,72—1,77	52,4 59,2 50,0 53,0	Коэффициент Пуассона убывает с глубиной
			18—22		6,6		3,8		2,93			
			22—27		6,15		3,45		2,85			
			27—31		6,7		3,8		2,96			
3	До 10	1 2	31—36	7,3—6,8	7,05	4,2—3,9	4,05	3,15—3,0	3,07	1,76—1,72	39,5 49,6	То же
			36—41		7,3		4,15		3,15			
4	До 9	1 2	41—46	7,8—7,95	7,45	4,4—4,2	4,3	3,3—3,0	3,15	1,77—1,70	26,8 44,6	
			46—50		7,8		4,4		3,30			
Верхняя мантия					8,4		4,6		3,4	1,8		

* Рассчитаны по методике, описанной в работе [20].

чем в осадочно-вулканогенных комплексах первого этажа. Наибольшие изменения устанавливаются для Тагило-Магнитогорской мегазоны, поэтому рассмотрим скоростную модель этой структуры.

В табл. 1 приведены физические параметры этажей и слоев земной коры в районе Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4), которые рассчитаны по материалам работы [21]. Первый этаж коры в этом районе представляет собой чередование пяти пластов мощностью 2—4 км. Верхняя часть этажа, как и на юге Тагильского погружения (п. 1), градиента до 4 км. Ниже расположены два пласта повышенных скоростей и две зоны инверсии. Последние скорее всего сложены кислыми породами. На это указывают высокие расчетные содержания кварца в зонах инверсии и уменьшенное отношение скоростей продольных и поперечных волн (K).

Второй этаж коры в районе СГ-4 включает в себя две 5-километровые зоны инверсии, которые расположены в его средней и нижней частях. Отношение скоростей K в волноводах равно 1,76 и 1,77 соответственно, т. е. больше, чем в вышележащих пластах. Одной из возможных причин увеличения K может быть повышенная трещиноватость.

Третий и четвертый этажи коры построены по единому плану. В их основании располагаются зоны инверсии, выше которых залегают высокоскоростные слои. Из табл. 1 видно, что кровля и подошва высокоскоростных слоев — сейсмически «сильные» границы с большими различиями скоростей продольных и поперечных волн (более 0,5 и 0,2 км/с соответственно). На подошве слоев скачки скоростей значительнее (более 1,0 и 0,4 км/с соответственно). Особенности пространственного распределения физических параметров позволяют предполагать, что высокоскоростные слои, вероятно, являются зонами внедрения интрузий из мантии.

Вопрос о природе глубинных сейсмических границ в настоящее время не решен. Единственным пока объектом для сопоставления сейсмических данных с геологией верхней части земной коры является Кольская сверхглубокая скважина (СГ-3). Материалы по этой скважине показывают [12—14], что значительное число сейсмических границ, особенно до глубины 4,5 км, связано с изменением петрографического состава пород. Глубже часть границ, кроме того, обусловлена влиянием трещиноватости, нарушенности, проявляющейся в зонах небольшой мощности (до 2 км). В них скорость распространения продольных волн минимальна (перепад до 1 км/с).

Рассматривая материалы по району СГ-4, можно отметить, что, во-первых, намечается определенная аналогия характера скоростных параметров верхней части земной коры Кольской и Уральской сверхглубоких скважин. И там и тут с поверхности развиты основные породы с высокими скоростями продольных волн. Во-вторых, в верхней части земной коры в районе скважин наблюдаются отражающие площадки со значительными углами наклона, что говорит о соответствующих углах падений пород и зон нарушений. В-третьих, обращает на себя внимание сходство скоростных разрезов Печенгской грабен-синклинали и Тагильского погружения. На глубине 4,5 км в СГ-3 и 5 км в районе СГ-4 фиксируются волноводы мощностью 1,3 и 2 км соответственно. В-четвертых, в районе СГ-3 в интервале глубин от 7 до 9 км выявлена зона концентрации субгоризонтальных отражающих площадок, обусловленная аномальным субгоризонтальным тектоническим напряжением. Подобная по характеру зона повышенного числа отражений выявлена в интервале глубин 8—10 км на Верхне-Туринском профиле МОВ, пройденном севернее СГ-4 [17].

Отмеченные аналогии сейсмических разрезов в районах сверхглубоких скважин СГ-3 и СГ-4 позволяют предполагать сходство геодинамической обстановки при формировании структур Балтийского щита и Урала несмотря на различие их возраста.

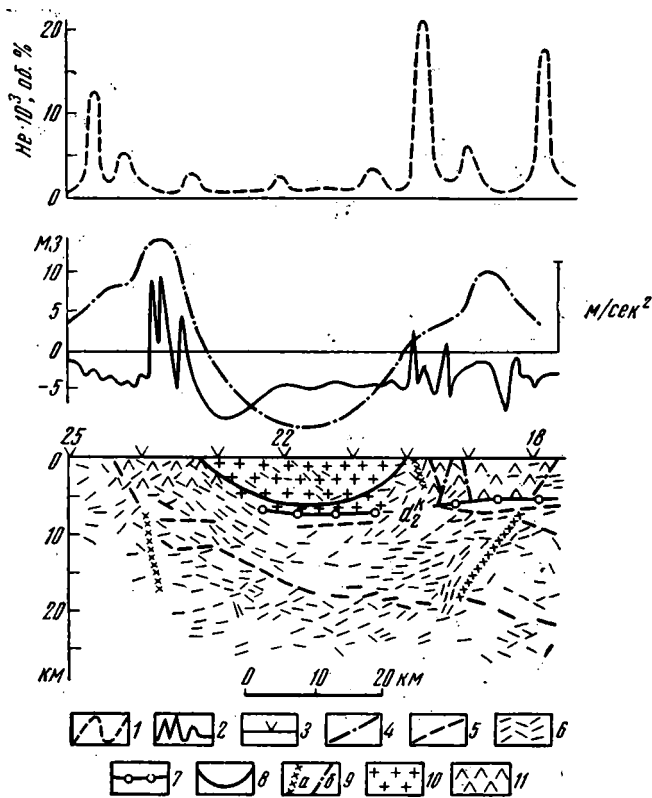


Рис. 3. Разрез земной коры Верх-Исетского гранитного массива
 1 — распределение концентрации гелия в подземных водах; 2 — магнитные данные; 3 — сейсмический профиль с пунктами взрыва; 4 — гравитационные данные; 5 — поверхности раздела земной коры; 6 — отражающие площадки; 7 — преломляющие горизонты; 8 — граница гранитного массива по гравиметрическим данным; 9 — разрывные нарушения: а — глубинные разломы, б — поверхностные; 10 — гранитоиды; 11 — вмещающие породы палеозоя

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Гравитационное поле Урала по ряду параметров отличается от поля примыкающих структур Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты. Его спецификой является чередование ориентированных в субмеридиональном направлении зон положительных и отрицательных значений силы тяжести. Большая часть этих зон прослеживается на многие сотни километров. Рисунки и размеры зон различны, но все они представляют собой или дуги, или последовательности кулисно смещенных линейно вытянутых аномалий различной интенсивности. Соответствуют они синклинорным и антиклинорным структурам Уральской геосинклинали. Геологическая интерпретация гравитационного поля, опирающаяся на количественные расчеты и определения физических свойств образцов горных пород, позволяет утверждать, что наблюдаемые на Урале аномалии тяготения обусловлены изменением петрографического состава пород, слагающих палеозойские комплексы, мощность которых меняется в основном от 6 до 15 км. Таким образом, «гравитационно-активный слой» Урала по существу соответствует первому сейсмоструктурному этажу. В качестве примера интерпретации на рис. 3 показано строение Верх-Исетского гранитного массива. В плане массив выделяется по данным гравимагнитных исследований. Его мощность на профиле по расчетам аномалии силы тяжести — 5—5,5 км. Массив и его западное обрамление представляют собой малопроницаемый для гелия блок. Граница «гранито-гнейсового слоя» (d_2^k) прогибается под мас-

сивом, причем эта вогнутость по характеру отражающих площадок прослеживается и глубже.

При анализе данных по профилям ГСЗ выявляется, что в нижних этажах коры Урала, вероятно, существуют региональные плотностные неоднородности, по ширине соизмеримые с крупными геологическими структурами. Расчеты, выполненные для различных профилей ГСЗ, показывают, что гравитационные эффекты глубинных слоев и блоков существенны (десятки мГал), однако эти эффекты, как правило, взаимно компенсируются. Существенную роль в этой компенсации на некоторых профилях играют плотностные неоднородности верхней мантии.

Из всех сейсмических границ земной коры наиболее важными плотностными разделами следует считать поверхность консолидированного фундамента и раздел М. Последний во многих областях страны считается границей, на которой реализуется изостатическое равновесие земной коры [4]. Однако для Урала это положение не выполняется. На некоторых профилях ГСЗ (например, на Свердловском пересечении) прогиб границы М меньше, чем должен быть по расчетам изостатической модели. Здесь компенсация избыточных масс достигается, видимо, понижением плотности подкорового слоя, на что указывают и данные сейсмометрии.

Нарушение изостазии на Урале хорошо видно и при анализе карт изостатических аномалий силы тяжести [4]. С Тагило-Магнитогорской мезазонной связана полоса положительных аномалий, интенсивность которых повышена на Южном и Северном Урале по сравнению со Средним. Положительным изостатическим аномалиям этой мезазоны, как правило, соответствуют положительные аномалии Буге, что говорит о существенном нарушении здесь изостазии, обусловленном, вероятно, сжатием поперек Урала [1].

ТЕПЛОВЫЕ ДАННЫЕ

Инструментально измеряемым параметром, характеризующим тепловое поле Земли, является плотность поверхностного теплового потока (тепловой поток). Лучше этот параметр изучен в восточной части Восточно-Европейской платформы. На Урале измерения выполнены лишь южнее 64° с. ш., а на Западно-Сибирской плите — в ее северо-западной части.

Результаты измерений тепловых потоков приведены в табл. 2 [5, 6, 18, 19]. Из нее видно, что тепловой поток на Урале существенно меньше, чем на прилегающих территориях. Наименьшие величины регистрируются в западном крыле Тагило-Магнитогорского погружения. Неожиданно низкие значения теплового потока наблюдаются в пределах Восточно-Уральского поднятия, содержащего «главный гранитный пояс» Урала.

Для выяснения роли термометрии в комплексной модели сравним данные табл. 2 и 3. В табл. 3 приведены тепловые потоки, которые рассчитаны по скоростным колонкам земной коры, взятым из [9], а корреляционные зависимости теплогенерации рассчитаны от скоростей продольных волн из [7]. Можно отметить, что реальные значения потока заключены между его расчетными крайними оценками. Во всех структурах Урала измеренный тепловой поток по величине ближе к нижнему пределу, а в Западной Сибири — ближе к верхнему. Уменьшение теплового потока в Восточно-Уральском поднятии на Красноуральском профиле ГСЗ обусловлено тем, что здесь он пересекает древние породы салдинского комплекса. Таким образом, выбор истинных скоростных колонок должен выполняться с учетом данных термометрии.

Интерпретации данных термометрии на Урале обычно не учитывают тепловой поток из мантии [6]. По расчетам величина мантийной составляющей при мощности активного слоя 500 км меняется от 2,4 до 12 мВт/м², колебания теплогенерации — от 0,006 до 0,03 мкВт/м³ [18].

При изучении термического состояния Тараташского массива [6] установлено изменение теплового потока с глубиной, связанное с пере-

Тепловой поток на Урале и в сопредельных структурах

Основные структуры	Частные структуры и районы	Тепловой поток, мВт/м ²	Стандартное отклонение (\pm)
Восточная часть Восточно-Европейской платформы	Волго-Уральская антиклиз	33,5	1,4
	Тиманская антиклиз	64,7	8,2
	Печорская впадина	44,4	4,7
	Прикаспийская впадина	49,6	
	Жигулевский вал	50,9	4,7
Урал	Предуральский прогиб	30,8	2,0
	Бельская впадина	28,0	2,0
	Западно-Уральский антиклинорий	30,8	2,0
	Тагильский мегасинклиний	24,6	1,3
	Магнитогорский мегасинклиний:		
	западное крыло	27,1	2,1
	восточное крыло	31,4	2,9
	Восточно-Уральское поднятие:		
Средний Урал	23,9	0,7	
Южный Урал	32,9	2,9	
Тюменско-Кустанайский прогиб	35,5	0,5	
Западно-Сибирская плита	Березовская дислокация	63,1	3,2
	Широтное Приобье	55,3	5,5
Казахская складчатая область	Каледониды	45,0	5,4

Таблица 3

Тепловой поток на профилях ГСЗ

Восточно-Европейская платформа	Западно-Уральский мегантиклинорий	Тагил-Магнитогорское погружение	Урало-Тобольская мезозона		Западно-Сибирская плита
			Восточно-Уральское поднятие	Восточно-Уральский прогиб	
Красноуральский профиль ГСЗ					
$\frac{28,9-74,9}{51,9}$	$\frac{30,3-70,8}{50,6}$	$\frac{19,2-45,0}{34,1}$	$\frac{21,7-40,8}{31,7}$	$\frac{37,6-65,2}{51,4}$	$\frac{17,6-48,7}{33,2}$
Свердловский профиль ГСЗ					
	$\frac{23,1-61,3}{42,2}$	$\frac{27,1-61,3}{44,2}$	$\frac{34,0-69,7}{51,8}$	$\frac{33,1-68,4}{50,7}$	

Примечание. В числителе—минимальные и максимальные, в знаменателе—средние величины (мВт/м²)

носом части тепла подземными водами. По величине конвективный поток в Тараташском массиве составляет около 50% от кондуктивного. Для обеспечения такого потока скорость движения воды должна быть равна 1 см/год. Таким образом, при анализе данных термометрии должен учитываться и конвективный перенос. Расчет термического режима земной коры и верхней мантии при стационарных источниках тепла для Южного Урала приведен в [18]. Определенные температуры при максимальном потоке из мантии на Южном Урале меняются на границе М от 310 до 360°С. Следовательно, граница М на Урале не может быть изотермической. Изотерма Кюри по оценкам расположена на глубинах 110—120 км.

МАГНИТНЫЕ И МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Вопрос об использовании магнитного поля для построения магнитной модели поставлен сравнительно недавно. При спектральном анализе геомагнитного и гравитационного полей вдоль широтных и меридиональных профилей, пересекающих Восточно-Европейскую платформу, Урал

Периоды наиболее интенсивного магнитного и гравитационного полей

Период	Восточно-Европейская платформа T_j , км		Урал T_j , км		Западно-Сибирская плита T_j , км	
	ΔT_a	Δg	ΔT_a	Δg	ΔT_a	Δg
Макс.	18—25	—	10—20	16	15—23	—
Миним.	25—30	—	20—25	20	25	—
Макс.	35—60	40—50	25—50	35—80	27—80	60—80
Миним.	80—100	100	100	80—100	100	80—100
Макс.	100—130	100—130	150—200	140—800	150	140—170
Миним.	150—200	140—180	200	200	200	200
Макс.	200—240	250—300	—	—	270	200—250
Миним.	400—500	400—500	—	—	350—500	300
Макс.	490—660	500—660	—	—	500—660	350—650
Миним.	900—1000	1000	—	—	850—1000	1000

и Западно-Сибирскую плиту, установлено, что эти поля содержат несколько составляющих [8]. Результаты этих расчетов с нашими добавлениями сведены в табл. 4.

По данным табл. 4, спектральная структура геомагнитного поля на платформах и на Урале близка, периоды составляющих перекрываются или совпадают, начиная с интервала более 200 км. Гравитационное поле по спектральной структуре коррелируется с магнитным. Причина этого явления пока не ясна. Ее расшифровка, вероятно, позволит выполнять совместную интерпретацию гравитационного и магнитного полей.

По результатам интерпретации аномального магнитного поля на широтных аэрогеотраверсах установлено следующее [22]. Высокочастотная составляющая аномального магнитного поля обусловлена источниками, расположенными в верхней части земной коры до глубин 10—15 км. В пределах платформ эти источники расположены субгоризонтально, а на Урале — субвертикально. Выявленные на Урале источники отвечают массивам магнитных горных пород и глубинным разломам, фиксируемым при геологических съемках. Если исключить высокочастотную составляющую, то остаточная часть аномального магнитного поля с амплитудой до 150—200 нТл представляет собой региональную магнитную аномалию шириной до 200 км. Ее физическое истолкование показывает, что для структур палеоокеанического сектора Урала характерна более низкая суммарная намагниченность магнитоактивного слоя в сравнении с таковыми на платформенном обрамлении. Вероятная причина этого явления — сильная метаморфическая переработка пород Урала.

Анализ аномального магнитного поля Урала позволяет заключить, что раздел М по данным магнитометрии не фиксируется, более того, выявлено несколько источников, которые пересекают кору и мантию до подошвы магнитоактивного слоя [22].

При построении геоэлектрической модели земной коры и верхней мантии опираются на данные магнитотеллурических зондирований (МТЗ), магнитотеллурического и магнитовариационного профилирования (МТП и МВП) [10]. Значения импедансов в западном и восточном палеоконтинентальных секторах Урала относительно устойчивы. В палеоокеаническом секторе графики импеданса существенно осложнены. Тем не менее здесь удается выделить субмеридиональные участки с относительно высоким и низким электрическим сопротивлением. Эти геоэлектрические неоднородности имеют региональный характер, так как коррелируются на профилях, отстоящих друг от друга на 50 км. Импедансные полярные диаграммы показывают, что региональное растекание земных токов определяется влиянием «обнаженного» Урала как мощного изолятора. С этим связана меридиональная ориентировка большой оси диаграммы главного импеданса в западном палеоконтинентальном секторе и широтная — в палеоокеаническом.

На границах палеоокеанического сектора выявлены крупные проводящие зоны: западная пространственно совпадает с Главным Уральским глубинным разломом, а восточная (Талицкая) имеет север-северо-восточное простирание и под острым углом сечет палеозойскую структуру Урала.

Информативность МТЗ о строении земной коры ограничена, так как изучались лишь средне- и низкочастотные колебания электромагнитного поля. Тем не менее в палеоокеаническом секторе на глубинах 12—15 км выявлен проводящий слой с продольной проводимостью 50 См на Красноуральском, около 100 См на Свердловском и 500 См на Темиртау-Куйбышевском пересечениях.

Своеобразные результаты получены при изучении астеносферного слоя мантии, имеющего повышенную проводимость. Он уверенно регистрируется на платформенных участках профилей, пересекающих Урал. На Среднем Урале слой залегает на глубине 70—130 км, имея продольную проводимость до 2000 См (сопротивление 15—25 ом) и мощность 30 км. В пределах Западно-Уральского мегасинклинория и палеоокеанического сектора астеносферный проводящий слой отсутствует. На Темиртау-Куйбышевском пересечении (Южный Урал) его продольная проводимость снижается до 500 См, а глубина залегания колеблется от 80 до 140 км. Здесь область его выклинивания ограничивается Предуральским краевым прогибом.

ВЫВОДЫ

1. В основу комплексной модели строения земной коры Урала положены данные ГСЗ. Использование материалов многоволновой сейсмометрии позволило более точно оценить плотности глубинных образований, необходимые для создания плотностной модели земной коры. Данные магнитометрии, электрометрии и термометрии в комплексной модели используются лишь на качественном уровне из-за неразработанности физических основ комплексирования.

2. Земная кора Урала имеет слоисто-блоковое строение. Своеобразное строение имеет Тагило-Магнитогорская мегазона, где установлены максимальные мощности коры, значительная гетерогенность верхнего структурного этажа, последнее развитие слоев с пониженными скоростями упругих волн. Последние могут быть связаны как с более кислыми породами, так и с участками субгоризонтальных смещений слоев земной коры, которые, вероятней всего, расположены в интервале глубин от 10 до 20 км. Здесь они совпадают с зонами повышенной проводимости, выявляемыми МТЗ.

3. Сопоставление скоростных колонок Кольской и Уральской сверхглубоких скважин показывает на их близость, несмотря на различный возраст пересекаемых пород. Обусловлено это в значительной мере сходством геодинамических условий при формировании Балтийского щита и Урала.

4. «Магнитоактивный слой» палеоокеанического сектора Урала, если исключены локальные источники верхнего структурного этажа, характеризуется меньшей суммарной намагниченностью, чем на платформах, что связано со значительной метаморфической переработкой пород Урала.

5. Тепловой поток на Урале меньше, чем на прилегающих платформах, что объясняется более основным составом и сильным метаморфизмом пород; последний в значительной степени определен нарушенностью коры.

Список литературы

1. Алейников А. Л., Беллавин О. В., Таврин И. Ф. К вопросу о тектоническом развитии Урала//Строение земной коры Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1967. С. 31—37.
2. Алейников А. Л., Немзоров Н. И., Ферштатер Г. Б., Халевин Н. И. Построение петрофизической модели земной коры (на примере Урала)//Сов. геология. 1978. № 8. С. 137—141.

3. Алейников А. Л., Беллавин О. В., Кейльман Г. А., Халевин Н. И. Гранитный слой Урала//Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 30 с.
4. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР. М.: Недра, 1975. 216 с.
5. Булашевич Ю. П., Башорин В. Н. О комплексировании гелиевой съемки и сейсмических методов при изучении разрывной тектоники//Геология и геофизика. 1974. № 1. С. 101—104.
6. Булашевич Ю. П., Шапов В. А. Геотермическая характеристика Урала//Применение геотермин в региональных и поисково-разведочных исследованиях. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 3—17.
7. Буряков В. Б., Гордиенко В. В., Кулик С. Н., Логвинов И. М., Комплексное геофизическое изучение тектоносферы континентов. Киев: Наук. думка, 1983. 176 с.
8. Гальбас М., Гомес И., Петрова А. А., Портнова В. П. Методика совместного анализа структуры магнитного и гравитационного полей на примере территории СССР и Кубы//Аномалии геомагнитного поля и глубинное строение земной коры. Киев: Наук. думка, 1982. С. 81—87.
9. Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Халевин Н. И. Глубинное строение Уральского региона//Созв. геология. 1986. № 2. С. 110—117.
10. Дьяконова А. Г., Ингеров А. И., Рокитянский И. И. Электромагнитные зондирования на Восточно-Европейской платформе и Урале. Киев: Наук. думка, 1986. 140 с.
11. Иванов С. Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в образовании эвгеосинклиналей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 79 с.
12. Карус Е. В., Кузнецов О. Л., Кузнецов Ю. И., Нартиков В. Д. О возможной природе глубинных сейсмических границ//Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 3. С. 577—579.
13. Кольская сверхглубокая/Ред. Е. А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.
14. Минц М. В., Колпаков Н. И., Ланев В. С., Русанов М. С. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины)//Геотектоника. 1987. № 5. С. 62—72.
15. Нечухин В. М., Берлянд Н. Г., Пучков В. Ф., Соколов В. Б. Глубинное строение, тектоника и металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 106 с.
16. Новоселицкий В. М., Проворова В. М., Шилова А. А. Физические свойства пород осадочного чехла севера Урало-Поволжья. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 134 с.
17. Рыбалка В. М. Состояние и пути развития рудной сейсморазведки на Урале//Сейсморазведка при поисках месторождений цветных металлов на Урале. М.: Геол. фон. СССР, 1981. С. 4—9.
18. Сальников В. Е., Сергиенко С. И., Смирнов Я. Б. Методика и результаты определения теплового потока в зоне сочленения докембрийской Восточно-Европейской и палеозойской Западно-Сибирской платформ//Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 27—33.
19. Сальников В. Е. Геотермический режим Южного Урала. М.: Наука, 1984. 88 с.
20. Халевин Н. И., Алейников А. Л., Колупаева Е. Н. и др. О совместном применении продольных и поперечных волн в глубинном сейсмическом зондировании//Геология и геофизика. 1986. № 10. С. 98—102.
21. Халевин Н. И., Колмогорова В. В., Юнусов Ф. Ф. Земная кора и верхи мантии осевой зоны Урала по данным многоволновой сейсмики//Изв. АН СССР. Физика Земли. № 7. С. 3—13.
22. Шапиро В. А., Цирульский А. В., Никонова Ф. И. и др. Проблема построения магнитной модели земной коры на примере широтного пересечения Урала//Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982. № 9. С. 39—50.

Институт геофизики
УО АН СССР, Свердловск,
620219

Поступила в редакцию
16.11.1989

УДК 551.243.6(571.5)

© 1990

АЛЕКСАНДРОВ В. К., ТАСКИН А. П.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СДВИГИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ И ДИНАМИКА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

На территории Восточной Сибири выделена система региональных сдвиговых поясов и сдвигов северо-западного простирания, которыми Сибирская платформа разделена на ряд крупных тектонических блоков, смещавшихся в юго-восточном направлении. Сдвиговые пояса имеют большую протяженность и глубину проникновения, относительно молодой возраст и значительную амплитуду горизонтального перемещения (до 200—250 км). Сдвиги, в отличие от сдвиговых поясов, характеризуются меньшими параметрами. Наиболее активные смещения происходили в конце раннего палеозоя, в среднем и позднем палеозое и мезозое. Во фронтальных частях перемещаемых платформенных блоков, на границе с окружающими складчатыми поясами, происходило скучивание толщ с образованием складок и выжатых тектонических пластин. Эти структуры сжатия и сдвиги в совокупности образуют региональные динамопары. Горизонтальное перемещение блоков связывается с заложением и развитием раздвиговых (спрединговых) зон на территории Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы.

В настоящее время накоплено достаточно много материалов по разломной тектонике Сибирской платформы и смежным складчатым областям. Проведена систематизация разломов по геологическому значению, выявлены их пространственные и временные соотношения, отражены основные черты морфологии и кинематики, показана связь с другими геологическими образованиями. Анализ этих данных показывает, что слабее всего изучены кинематические характеристики разломов, в связи с чем их морфокинематическая интерпретация нуждается в уточнении.

В результате обобщения материала по разломной тектонике с целью составления карт разломов юга Восточной Сибири масштаба 1 : 2 500 000 и 1 : 1 500 000 авторы на Сибирской платформе и прилежащем складчатом обрамлении выделили несколько региональных поясов разломов и разломов с большими амплитудами горизонтального перемещения и рассматривают их, как и другие исследователи, в качестве крупнейших сдвигов в пределах этого континентального блока земной коры [9, 16, 19, 21, 28]. Такими крупнейшими сдвигами являются Восточно-Саянский, Котуй-Вилюйский и Байкало-Курейский пояса разломов, ограничивающие Ангарский и Тунгусский блоки Сибирской платформы с юго-запада и северо-востока (рис. 1). Внутри этих и других блоков Сибирской платформы выделяется также ряд региональных сдвигов, расположенных параллельно названным поясам, составляющих в совокупности систему разломов сдвигового типа [2]. При этом Восточно-Саянский пояс является структурой ограничения платформы — ее краевым швом, а остальные разломы располагаются в теле платформы, глубоко проникают в фундамент, часто не проявляясь в осадочном чехле. Все разломы имеют северо-западное простирание и явно секущее положение по отношению к внутренней структуре фундамента и к разломам субмеридиональной и северо-восточной ориентировок. Они, очевидно, фиксируют направления движения крупных блоков фундамента платформы, происшедшие в заключительные этапы ее развития.

Восточно-Саянский пояс разломов вытянут в северо-западном направлении вдоль Восточного Саяна более чем на 1000 км и представляет

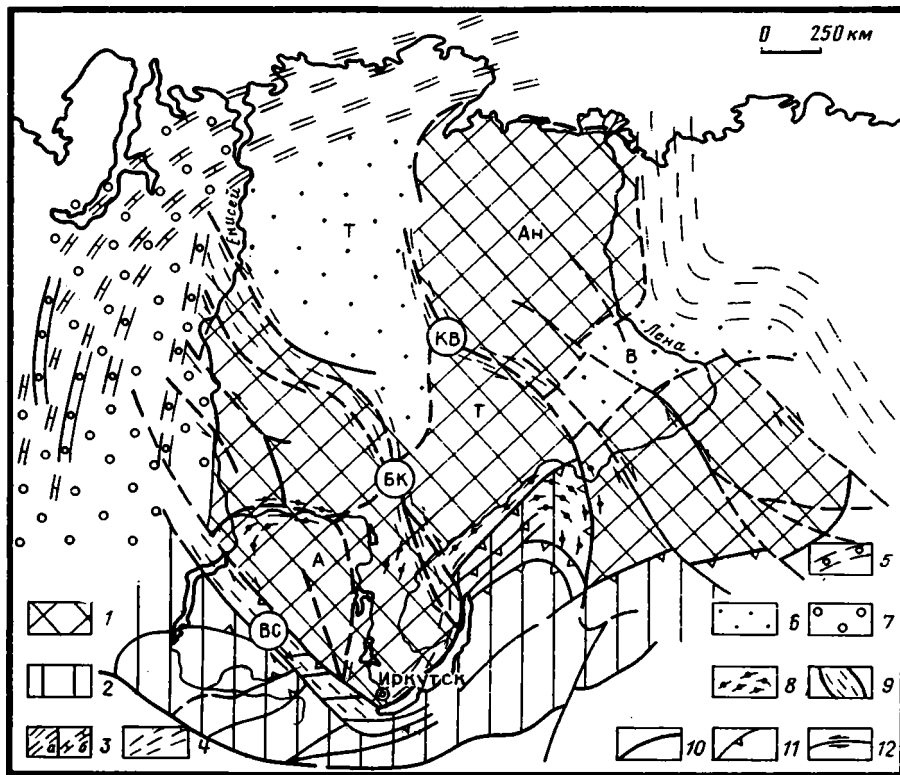


Рис. 1. Сдвиговые пояса и региональные сдвиги Восточной Сибири
 1 — блоки фундамента Сибирской платформы (А — Ангарский, Т — Тунгусский, Ан — Анабарский, Ал — Алданский); 2 — байкальский (Саяно-Байкальский) и каледонский (Алтае-Саянский) складчатые пояса; 3 — герцинский складчатый пояс (а), он же в фундаменте Западно-Сибирской плиты (б); 4 — мезозойский складчатый пояс; 5 — система позднепалеозойских рифтов; 6 — синеклизы (Т — Тунгусская, В — Вилюйская); 7 — Западно-Сибирская плита; 8 — зоны линейных складок в осадочном чехле; 9 — сдвиговые пояса (ВС — Восточно-Саянский, КВ — Котуй-Вилюйский, БК — Байкало-Курейский); 10 — разломы; 11 — надвиги, взбросы; 12 — сдвиги

собой широкую (80—100 км) полосу интенсивно деформированных пород, ограниченную с северо-востока Главным Саянским, а с юго-запада — Центральносаянским разломами (рис. 2).

Главный Саянский разлом является крупнейшей разрывной структурой Восточной Сибири. Описанию основных закономерностей его геологического строения и развития посвящены многочисленные работы [3, 9, 14, 16, 21, 23, 25 и др.]. Огромный фактический материал по строению зоны Главного Саянского разлома получен в последние годы. Разлом является границей между кристаллическим выступом фундамента южной части Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой областью. Он прямолинеен и прослеживается в северо-западном (310—315°) направлении от оз. Байкал до р. Енисей. По геофизическим данным, разлом трассируется и далее под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты [26]. На поверхности Главный Саянский разлом выражен ярко. Юго-восточный отрезок шва от оз. Байкал до бассейна р. Ии представляет собой единую зону милонитизации, катаклаза и рассланцевания шириной от нескольких сотен метров до 1,5—2 км. Северо-западный отрезок шва между реками Ией и Енисеем сопровождается совокупностью грабен и прогибов, выполненных рифейскими палеозойскими отложениями. Ширина зоны Главного Саянского разлома на этом отрезке достигает 7—15 км. В зоне Главного Саянского разлома, как правило, отсутствуют интрузивные образования. На большей части он амагматичен. Разлом отчетливо выражен в гравитационном и магнитном полях и в современной глубинной структуре земной коры. По дан-

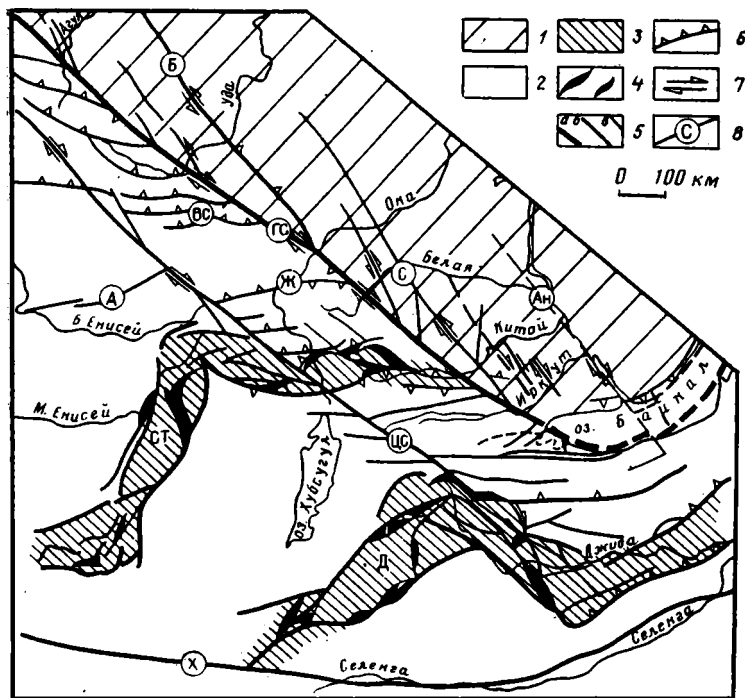


Рис. 2. Строение Восточно-Саянского сдвигового пояса

1 — Ангарский блок фундамента Сибирской платформы; 2 — Саяно-Байкальская и Алтае-Саянская складчатые области; 3 — базит-гипербазитовые пояса (СТ — Саяно-Тувинский, Д — Джидинский); 4 — гипербазиты; 5 — разломы (а — главные, б — второстепенные, в — прочие); 6 — надвиги; 7 — сдвиги; 8 — названия разломов (ГС — Главный Саянский, ЦС — Центральносаянский, Б — Бирюсинский, А — Азасский, ВС — Восточно-Саянский, Ж — Жомболокский, С — Савинский, Ан — Ангарский, Х — Хангайский)

ным глубинного сейсмического зондирования, он проникает на глубину 48—50 км, т. е. является корово-мантийным [15].

Среди системы глубинных разломов Восточного Саяна Главный Саянский является осевым. К северо-западу от него отходят разломы фундамента Сибирской платформы, а к юго-западу — Алтае-Саянской складчатой области. В зоне Главного Саянского разлома происходит торцовое сочленение и главных структурных элементов этих смежных геотектонических областей. Такие резко несогласные соотношения Главного Саянского разлома со структурами архея, нижнего протерозоя, рифея, нижнего и среднего палеозоя свидетельствуют, что в его зоне неоднократно проявлялись значительные вертикальные и горизонтальные движения. Последние в зоне Главного Саянского разлома отчетливо фиксируются в обнажениях по мелким структурным формам, крутому залеганию, прямолинейности, наблюдаемой в плане сигмоидальной внутренней структуры Восточно-Саянского и Хамар-Дабанского антиклинориев и наличию многочисленных оперяющих разрывных нарушений. Относительно направленных движений вдоль разлома и их амплитуды у исследователей нет единого представления. По мнению одних [3, 10, 14, 16, 23], Главный Саянский разлом представляет собой левый сдвиг с амплитудой горизонтальных перемещений в первые километры. Основные сдвиговые смещения происходили в раннепротерозойское время, а позднее они не играли существенной роли. Противоположных представлений о характере сдвиговых движений Главного Саянского разлома и времени их проявления придерживаются другие исследователи [4, 5, 7, 9, 11, 21, 25, 28]. Так, Н. С. Зайцев [9] считает Главный Саянский разлом правым сдвигом и сравнивает его со сдвигом Грэйт-Глен Северных нагорий Шотландии. Д. И. Мусатов [21] правосторонние сдвиговые смещения (80—100 км) вдоль Главного Саянского разлома

оценивает на основании допущения единства первичных структур и разрывов Канской и Ангаро-Канской глыб, расположенных в разных крыльях разлома. П. М. Хренов и др. [28], проанализировав структурные комплексы, приразломные складчатые и разрывные дислокации по обе стороны от сместителя Главного Саянского разлома, классифицировали его для докайнозойского времени как взбросодвиг с правосторонним смещением. Подобные представления также подтверждаются экспериментальным воспроизведением механизма образования главных разломов Восточной Сибири [6].

В конечном итоге по подавляющей сумме фактов, основывающихся на анализе структурных элементов, проявленных в самой зоне разлома и среди вмещающих разновозрастных комплексов, Главный Саянский разлом для временного интервала от среднего палеозоя до позднего кайнозоя классифицируется как правый сдвиг с элементами поддвиговой составляющей. Объективно оценить амплитуду сдвига весьма трудно, особенно когда она имеет значительную величину. Какие-либо мелкие маркеры вряд ли могли сохраниться в процессе тектонического развития разлома. Поэтому сопоставления разорванных и смещенных элементов структур в обоих крыльях разлома, очевидно, можно проводить лишь предположительно, основываясь на анализе региональных геологических материалов. Если сопоставить Канскую глыбу с аналогичными образованиями Бирюсинского горста, находящимися по другую сторону разлома, то амплитуда сдвига может быть определена приблизительно в 200—250 км. Близкие цифры получаются и при сопоставлении весьма похожих рифейских и нижнепалеозойских толщ Манского прогиба и Миричунского грабена.

Центральносаянский разлом также проходит через весь Восточный Саян, от Хамар-Дабана до Манского прогиба, параллельно и юго-западнее на 80—100 км Главного Саянского разлома. Он располагается в краевой части Саяно-Алтайской складчатой системы, прослеживаясь более чем на 800 км. Северо-западнее он, возможно, продолжается под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты, а на юго-востоке сливается с Джида-Витимским разломом. На значительном протяжении зона разлома выражена серией субпараллельных нарушений, сопровождающихся милонитами и катаклазитами. По соотношению раннепалеозойских и протерозойских структур, расположенных в разных крыльях, амплитуда смещения по разлому оценивается до 80 км. На всем протяжении Центральносаянский разлом определяется как правый сдвиг (см. рис. 2).

Внутренняя зона Восточно-Саянского пояса состоит из множества тектонических блоков, разбитых разломами преимущественно северо-восточного, субширотного и северо-западного простирания. Наиболее крупные из них — разломы первых двух направлений — классифицируются как взбросы и надвиги. Разломы северо-западной ориентировки, параллельные простиранию всего пояса, как правило, менее протяженные и представляют собой сдвиги. Амплитуда сдвигов по граничным разломам сдвигового пояса неравноценна. По Главному Саянскому разлому она значительно больше, чем по Центральносаянскому. Сдвиговые смещения уменьшаются и по простиранию пояса в юго-восточном направлении. В Южном Прибайкалье они затухают, разряжаясь в многочисленных взбросонадвиговых и складчатых дислокациях.

Сопоставимым по геологическому и кинематическому значению с Восточно-Саянским поясом разломов является Котуй-Вилюйский сдвиговый пояс, прослеживающийся от бассейна р. Лены на юго-востоке до р. Хеты на северо-западе. Он также прямолинеен (310—320°) и субпараллелен Восточно-Саянскому поясу разломов (см. рис. 1). Котуй-Вилюйский пояс разломов служит границей Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы, Вилюйской синеклизы и Непско-Ботуобинской антеклизы. Его протяженность достигает 1500 км, ширина — 20—40 км и более. В современной структуре осадочного чехла Сибирской платформы данный пояс разломов морфологически выражен нечетко, в связи

с чем слабо изучен. Почти повсеместно он залечен интрузиями траппов, пермо-триасовыми эффузивными образованиями и перекрыт юрскими, меловыми и кайнозойскими отложениями. Очевидно, поэтому он не нашел должного отражения на многих изданных геологических и тектонических картах, схемах, в том числе и на специальных картах разломной тектоники [12, 19, 24, 27]. В геологической литературе приводилась характеристика отдельных отрезков пояса, которые выделялись в виде самостоятельных разломов различного ранга. Так, северо-западный отрезок пояса от р. Хеты до р. Вилюя ранее [19] выделялся в качестве одноименной региональной зоны разломов, название которой мы сохранили для всего выделяемого пояса разломов. Этот же отрезок пояса выделяется также и в виде Бессалахского разлома первого порядка [12]. Юго-восточная часть Котуй-Вилюйского пояса разломов от верховьев р. Вилюя до р. Лены совпадает с юго-восточными отрезками Майероканского, Марконинского и Верхнетюнговского глубинных разломов, расположенных кулисообразно один относительно другого [24, 27]. Северо-западный отрезок Котуй-Вилюйского пояса выражен местами многочисленными субпараллельными разрывами, проявленными среди палеозойских и нижнетриасовых толщ, а в основном многочисленными дайками основных пород. Длительный и конседиментационный характер развития данного отрезка пояса подчеркивается резкой сменой фаций в венд-среднепалеозойских толщах, наличием континентальных перерывов. Юго-восточный отрезок пояса хорошо отражается в геофизических линиях. Здесь отдельные разломы выражены высокоположительными линейными магнитными аномалиями интенсивностью от 500 до 1000 гамм и гравитационными ступенями. По данным сейсмических исследований, отдельные разломы проникают на глубину более 40 км. Структуроконтролирующая роль разломов этого отрезка пояса в позднем палеозое и мезозое, в основные этапы развития Вилюйской синеклизы, была чрезвычайно велика. По нашим представлениям, Котуй-Вилюйский пояс разломов является крупным левосторонним сдвигом и в качестве такого морфокинематического типа выделяется впервые. Наличие сдвиговых смещений в юго-восточной части пояса устанавливается по разрыву и смещению субмеридиональных полосовых магнитных аномалий и по ряду прямых структурных и геологических данных. В частности, в районе г. Мирного в зоне пояса резко меняют простирание линейно вытянутые зоны даек диабазов среднепалеозойского возраста. С юго-запада дайки подходят к поясу под острым углом в 35—40°, открытым к юго-востоку, и имеют субмеридиональное простирание. По другую сторону пояса они приобретают северо-восточную ориентировку. Очевидно, образование в юго-западном крыле пояса сопряженных разрывов, выполненных дайками, скорее всего происходило именно при левосторонних сдвиговых смещениях вдоль пояса. В процессе этих движений, по-видимому, произошло смещение единого в прошлом рифейского прогиба, прослеживающегося из Прибайкальско-Патомского краевого прогиба в Вилюйскую синеклизу, где предполагается наличие рифейских толщ [29]. Рифейские толщи Ыгыттанской впадины не продолжают к юго-западу. Они обрываются Котуй-Вилюйским поясом разломов и, видимо, смещены вдоль него к юго-востоку. Амплитуда горизонтального перемещения в таком случае составляет здесь более 100 км.

Байкало-Курейский сдвиговый пояс прослеживается от западного побережья оз. Байкал, через верховье р. Киренги в направлении 315—320° к истокам р. Нижней Тунгуски и далее до низовий р. Катанги. В южных районах Тунгусской синеклизы пояс разломов «затухает», поскольку его трассирование затруднено из-за широкого развития траппов. Вероятные фрагменты пояса обнаруживаются уже значительно северо-западнее, по р. Енисею, в приустьевых частях бассейнов рек Нижней Тунгуски и Курейки. Здесь в рифейских и нижнепалеозойских отложениях Туруханского поднятия устанавливается серия кулисообразных левосторонних сдвигов северо-западного простирания, которые хорошо выражены в ступенчатом расположении обнажений вдоль Енисея. По геофи-

зическим данным, эта система сдвигов прослеживается под осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты. Амплитуды сдвигов отдельных блоков фундамента по этим разломам, устанавливаемые на основании разрыва и смещения широкополосовых и линейных магнитных аномалий, колеблются от 40 до 80 км. Протяженность пояса около 1800 км, ширина — многие десятки километров. Байкало-Курейский пояс разломов по совокупности многих данных является региональным левосторонним сдвигом. Сдвиговые смещения по разломам пояса лучше всего проявлены в верховьях р. Киренги, где они устанавливаются по резкой смене простирааний нижнепротерозойских, рифейских, вендских и нижнепалеозойских толщ с северо-восточной (40—50°) на меридиональное. Здесь же в поле развития нижнепалеозойских толщ происходит резкое, почти торцовое сочленение складчатых структур. Такие соотношения наблюдаются между Жигаловским (простираение 60°) и Хандинским (360°), Тулуктумурским (60°) и Туколонским (360—10°), Муриньинским (50°) и Фабкунским (360—10°) валами и сопряженными с ними впадинами. Подобный характер соотношения складчатых структур свидетельствует о значительной амплитуде сдвига, которая в этом районе, судя по смещению и широкополосовых магнитных аномалий фундамента, составляет в отдельных звеньях зоны 30—50 км (рис. 3). В этом районе отдельные сдвиги установлены непосредственно в процессе геологического картирования. К ним, например, относится известный Елохинский сдвиг, видимая амплитуда горизонтального перемещения вдоль которого достигает 5 км.

Между Восточно-Саянским и Котуй-Вилюйским поясами в Прибайкало-Ленской части платформы выделяется еще несколько региональных сдвигов [13]. Это Байкало-Кутский, Огнектинский, Дубровско-Ербогаченский, Чай-Гаженский, Илимский и Ангарский разломы. Часть из них выходит за пределы платформы в Байкальскую складчатую область, т. е. они являются трансструктурными. Перечисленные разломы отличаются прямолинейностью и большой протяженностью. Во внутренних районах платформы они лучше проявлены в нижних (глубинных) структурных этажах, в связи с чем фиксируются в основном геофизическими методами. На поверхности они выявляются по локальным разрывам и флексурам, прослеживаются по морфометрическим признакам и на космоснимках.

Крупные сдвиговые смещения вдоль Восточно-Саянского, Котуй-Вилюйского и Байкало-Курейского поясов разломов, ограничивающих Ангарский и Тунгусский блоки, нами объясняются перемещением блоков в юго-восточном направлении, в сторону Байкальской складчатой области. Взаимодействие этих блоков со складчатой областью происходило, по-видимому, путем их пододвигания. Это явление фиксируется по «просвечиванию» платформенных магнитных аномалий, характерных для пород фундамента Ангарского и Тунгусского блоков, под нижнепротерозойскими образованиями Байкальской складчатой системы, что лучше всего наблюдается в западной части Северо-Байкальского нагорья. Амплитуда такого пододвигания составляет 30—50 км. По-видимому, определенным доказательством наличия поддвига является отсутствие четкой границы между платформой и Байкальской складчатой областью. Выделяемые здесь Прибайкальский и Ачиткано-Джербинский разломы [13] в физических полях выражены недостаточно четко, что, очевидно, свидетельствует об их пологом погружении под Байкальскую складчатую область. Пододвиганием Ангарского и Тунгусского блоков под Байкальскую складчатую область можно объяснить наблюдаемое несоответствие в распределении формаций и мощностей в пределах рифейского Прибайкальско-Патомского прогиба по отношению к его ширине и длине. Известно, что рифейские толщи в пределах прогиба имеют значительную мощность, которая резко сокращается в сторону платформы. В то же время по простираанию они отличаются удивительной формационной однородностью, многие горизонты и пласты прослеживаются на многие десятки и сотни километров. Это говорит о том, что первоначальный прогиб был более широким, иначе рифейские толщи были бы представлены осадками не-

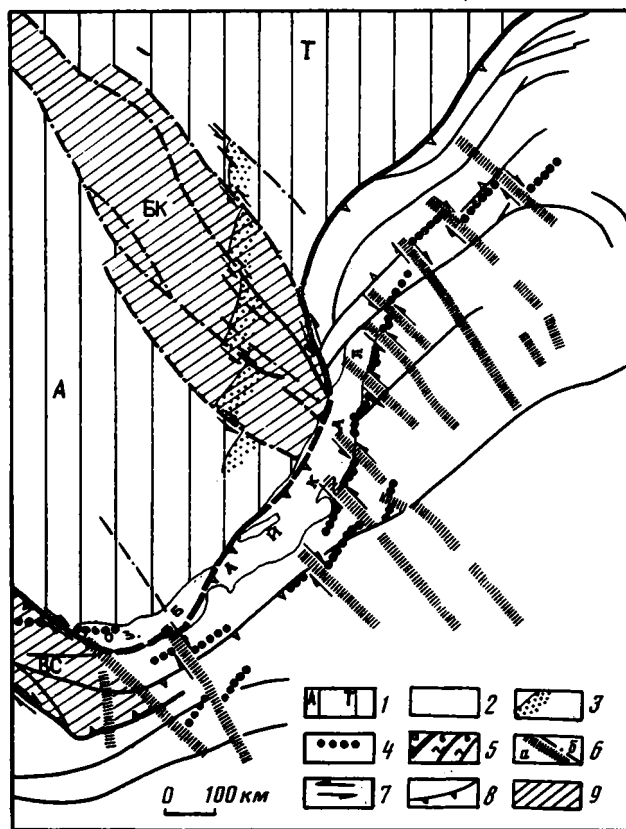


Рис. 3. Юго-восточное окончание Байкало-Курейского сдвигового пояса
 1 — Сибирская платформа (А — Ангарский блок, Т — Тунгусский блок);
 2 — Саяно-Байкальская складчатая область; 3 — полосовые магнитные
 аномалии в фундаменте платформы; 4 — линейные магнитные аномалии
 складчатой области; 5 — разломы (а — главные, б — второстепенные, в —
 прочие); 6 — скрытые разломы (а — в складчатой области), б — в фунда-
 менте платформы); 7 — сдвиги; 8 — надвиги; 9 — сдвиговые пояса (БК —
 Байкало-Курейский, ВС — Восточно-Саянский)

выдержанного формационного состава. В процессе подвига наибольшее сжатие происходило на стыке Ангарского и Тунгусского блоков и Байкальской складчатой области. Во фронтальных частях этих блоков наблюдается скучивание пород с развитием многочисленных взбросов и надвигов, линейных и опрокинутых складок [1, 2]. В краевых частях платформенного чехла, проскальзыванием их одних относительно других с возникновением разнообразных дислокаций. Таким механизмом можно объяснить постепенную смену в осадочном чехле в направлении с юго-востока на северо-запад полной складчатости, наблюдаемой в пределах Приленской, Киренгской и Прибайкальской зон, на промежуточную, характерную для Марковско-Ичерской, Качугской и Непской зон, и на прерывистую, расположенную западнее трех последних зон. С этих позиций находит объяснение та наблюдаемая в плане конформность складчатых и разрывных дислокаций между Северо-Байкальским выступом Байкальской складчатой области, который имеет форму пологой дуги, обращенной выпуклостью к северо-западу, и деформированными согласно с этим изгибом палеозойскими отложениями внутреннего поля Иркутского амфитеатра. Таким образом, отмеченные выше структуры сжатия, вероятно, генетически сопряжены со сдвигами и в совокупности представляют региональные динамопары.

При таких предполагаемых значительных горизонтальных смещениях отдельных блоков земной коры возникает вопрос о глубинах залегания по-

верхностей срывов, вдоль которых происходило перемещение толщ. Основные поверхности срыва, по-видимому, расположены в верхней мантии и в основании подошвы земной коры, а второстепенные срывы — вдоль границ раздела коры и в осадочном слое, в составе которого развиты многочисленные горизонты, обладающие высокой текучестью.

Анализ геологических материалов показывает, что наиболее значительные движения, в результате которых сформировался в главных чертах структурный рисунок южной части Сибирской платформы и прилежащих складчатых областей, происходили в конце силура — начале девона, в среднем палеозое, в позднем палеозое — триасе, юре и кайнозое. Это время проявления мощного орогенеза на юге Восточной Сибири, в результате которого формируются и обособляются основные структурные элементы Восточной Сибири: Саяно-Байкальская орогенная область и Сибирская платформа — в границах, близких к современным.

Горизонтальные перемещения блоков фундамента Сибирской платформы нами генетически связываются с этапами заложения и развития трансрегиональных раздвиговых (спрединговых) зон на территории Западно-Сибирской плиты и северо-западе Сибирской платформы, на месте которых развивались каледонские и герцинские геосинклинали и системы триасовых грабен-рифтов [8, 18, 20, 22]. Эти крупнейшие линейные структурные элементы, вытянутые на многие сотни километров, имеют субмеридиональную и субширотную ориентировку. Смещение Ангарского и Тунгусского блоков в юго-восточном направлении, по-видимому, является эффектом суммарного воздействия направленных субширотных и субмеридиональных растяжений, проявившихся в отмеченных раздвиговых зонах. Определенную роль в смещении этих блоков также сыграли разнонаправленные растяжения, существовавшие на территории Тунгусской синеклизы с конца раннего карбона по ранний триас, обусловившие в начале ее проседание, а затем способствовавшие обильному извержению траппов.

Таким образом, описанные выше сдвиговые пояса разломов и отмеченные другие региональные сдвиги по своей генетической природе во многом напоминают трансформные разломы, проявившиеся на континентальной коре. Подобную природу, вероятно, имеют и многие другие разломы Сибирской платформы. По-видимому, в восточной части платформы сдвиговые смещения были обусловлены спредингом в Вилюйской палеорифтовой системе [17]. По всем характеристикам описанные разломы с полным правом могут быть отнесены к числу известных крупнейших горизонтальных сдвигов в пределах континентальной коры. В то же время их природа и роль в геологической истории региона, являющегося сугубо континентальным, и особенно его складчатого обрамления еще не до конца раскрыта и в будущем, на наш взгляд, может быть оценена весьма высоко.

Признание этих процессов дает возможность понять многие в настоящее время трудно объяснимые аспекты геологического строения и развития рассматриваемого региона. Нам представляется, что многие эндогенные процессы, особенно фанерозоя, в пределах Восточной Сибири связывавшиеся с тектономагматической активизацией проблематичной природы, являются производными горизонтальных перемещений крупных блоков земной коры по описанным выше или подобным им сдвиговым поясам. Продуктом горизонтальных движений отдельных блоков фундамента платформы является и значительная часть складчатых комплексов (считавшихся ранее геосинклинальными), которая сформировалась в постгеосинклинальные этапы развития региона и имеет преимущественно покровно-складчатый характер.

Список литературы

1. Александров В. К. Надвиговые структуры западной окраины Байкальской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. 22 с.
2. Александров В. К., Таскин А. П. Региональные сдвиги Восточной Сибири // Сдвиги-

- вые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых: Тезисы докл. I Всес. совещ. по сдвиговой тектонике. Вып. II. Л.: Наука, 1988. С. 69—72.
3. Берзин Н. А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 147 с.
 4. Васильев Е. П., Резницкий Л. З., Вишняков В. Н., Некрасова Е. А. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.
 5. Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 112 с.
 6. Гладков В. Г., Никитин В. П., Хренов П. М. Поля напряжений и геологические структуры южной части Сибирской платформы и ее обрамления (по данным моделирования)//Тектоника Сибири. Т. 5. М.: Наука, 1972. С. 204—209.
 7. Демин А. Н., Таскин А. П., Александров В. К. и др. Развитие геологических структур юга Восточной Сибири и основные эпохи формирования разломов//Проблемы тектоники земной коры. Иркутск: Вост.-Сиб. Изд-во, 1976. С. 4—28.
 8. Жеро О. Г., Смирнов Л. В., Сурков В. С. Главные тектонические комплексы доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты//Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1979. С. 52—66.
 9. Зайцев Н. С. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии: Докл. сов. геологов. МГК. 21-я сессия. Каледонская орогеня. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 54—69.
 10. Замаараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 248 с.
 11. Замаараев С. М., Мазукабзов А. М., Рязанов Г. В. и др. Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. 184 с.
 12. Карта разломов СССР и сопредельных стран/Под ред. А. В. Сидоренко. Л.: ВСЕГЕИ, 1978.
 13. Карта разломов юга Восточной Сибири/Под ред. П. М. Хренова. Л.: ВСЕГЕИ, 1988.
 14. Клигин К. А. О положении и возрасте некоторых толщ в зоне Главного разлома Восточного Саяна//Докл. АН СССР. 1960. Т. 132. № 3. С. 663—665.
 15. Крылов С. В., Мандельбаум М. М., Мишенькин Б. П. и др. Недр Байкала. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
 16. Ляцкий В. Б. Байкало-Енисейский разлом//Сов. геология. 1966. № 6. С. 156—160.
 17. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Г. В. Вулканизм и тектоника. Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена. М.: Недр, 1975. 184 с.
 18. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недр, 1986. 248 с.
 19. Межвилк А. А. Сибирская платформа//Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 100—117.
 20. Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли. М.: Недр, 1983. 280 с.
 21. Мусатов Д. И. Некоторые особенности глубинных разломов на примере складчатых областей юга Красноярского края//Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. С. 153—163.
 22. Мусатов Д. И., Федоровский В. С., Афанасьев Ю. Т. и др. Некоторые аспекты геологического строения и истории развития территории СССР с позиций новых геотектонических концепций//МГК. 27-я сесс. Доклады. Т. I. М.: Наука, 1984. С. 102—115.
 23. Парфенов Л. М. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 144 с.
 24. Разломная тектоника Якутской АССР. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1976. 173 с.
 25. Смирнов А. Д., Недумов И. Ю., Булдаков В. В. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 152 с.
 26. Сурков В. С., Жеро О. Г., Смирнов Л. В. Западно-Сибирская плита//Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977. С. 133—141.
 27. Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий/Под ред. К. Б. Мокшанцева. М.: ГУГК, 1976.
 28. Хренов П. М., Шерман С. И., Александров В. К. и др. Южное обрамление Сибирской платформы//Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977. С. 30—42.
 29. Штех Г. И. Глубинное строение и история тектонического развития Вилуйской впадины. М.: Наука, 1965. 124 с.

Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, Иркутск, 664033

Поступила в редакцию
16.V.1986

УДК 551.243.4(470.67)

© 1990

ДОТДУЕВ С. И.

**СТРОЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПАКЕТА ПОКРОВОВ
ШАТСКОГО В ПРЕДГОРЬЯХ ДАГЕСТАНА**

Рассматриваются строение и механизм образования серии аллохтонных чешуй в предгорьях Дагестана, сложенных эоценовыми и олигоценными отложениями. На части этой территории они были откартированы более 60 лет назад Н. С. Шатским, доказавшим их тектоническую природу.

В 1924—1925 гг. были широким фронтом развернуты работы по изучению третичных отложений предгорий Дагестана. На междуречье Аксай — Сулак работы выполнялись Н. С. Шатским и В. Е. Руженцовым; результаты этих исследований были изложены Н. С. Шатским в монографии [11] и других публикациях. Между долинами рек Ярыксу и Сулак Н. С. Шатский откартировал ряд пологих надвигов. Аналогичные структуры в то же время были выделены в Южном Дагестане В. Д. Голубятниковым [1, 2]. Тектоническая природа сложных дислокаций палеогеновых отложений не оспаривалась до появления статьи Н. Ю. Успенской [10], выдвинувшей предположение об их гравитационном происхождении и приуроченности к одному стратифицированному горизонту. С легкой руки Н. Ю. Успенский с геологических и тектонических карт на несколько десятилетий были вычеркнуты наиболее интересные явления, приуроченные к северному обрамлению Восточного Кавказа. Во всех последующих работах [3, 5, 7—9, 12] аллохтонный пакет, образованный повторяющимися в разрезе пластинами эоценовых мергелей и песчано-глинистых осадков нижнего олигоцена, описывался как подводно-оползневое образование или стратифицированная олистостромовая толща.

В 1983—1984 гг. автор этих строк проводил структурно-геологические исследования в предгорьях Известнякового Дагестана. При этом были проверены все описанные ранее контакты, в том числе и те, которые Н. Ю. Успенской охарактеризованы как безусловно стратиграфические. В действительности они повсеместно представлены срывами, обычно с маломощными зонами перетиранья пород. Нами этот аллохтонный пакет был упомянут в статье [4] под названием пакета покровов Шатского, в честь впервые выделившего и детально описавшего пологие надвиги исследователя, и предложен вероятный механизм его образования, что в свою очередь вызвало острую дискуссию, продолжением которой является статья М. А. Маркуса и В. Ф. Шарафутдинова [6].

К сожалению, последняя не содержит новой информации и может ввести в заблуждение геологов, не знакомых с рассматриваемой территорией, поскольку все описываемые природные объекты изображены в искаженном виде, а факты и выводы других исследователей истолкованы таким образом, что приобрели диаметрально противоположный смысл. Приведем несколько типичных примеров. На схемах рис. 2 [см. 6] исчезли зоны перетиранья пород, наблюдаемые многими геологами, в том числе и в присутствии М. А. Маркуса, и на их месте появилось трансгрессивное перекрытие. Подробно описанное Н. С. Шатским наслоение пластин, ограниченных срывами, представлено в виде «...чередования олистостромовых горизонтов с нормально-слоистыми породами, прослоями конгломератов...»

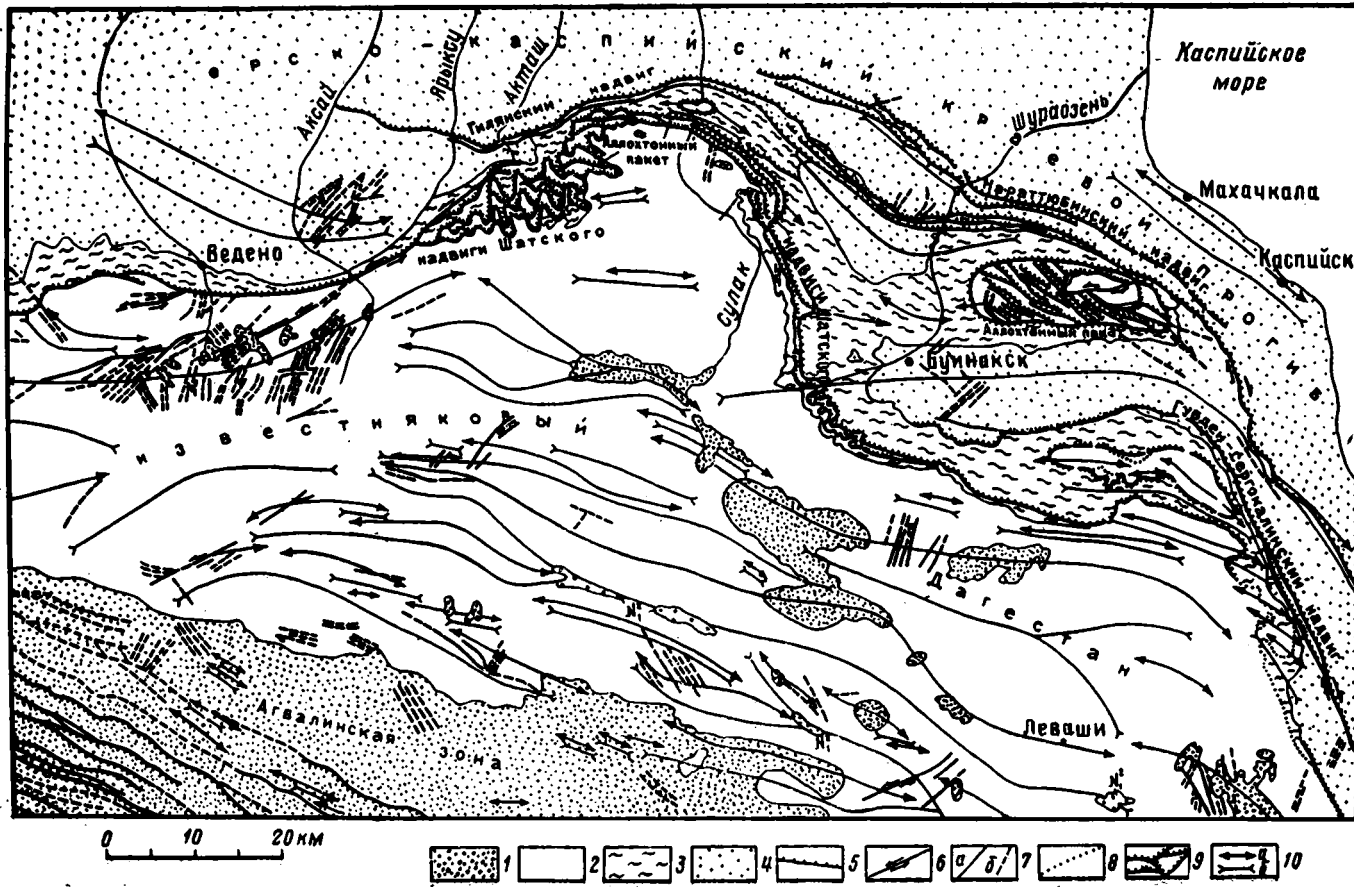


Рис. 1. Упрощенная геологическая схема района покровов Шатковского с элементами складчатой структуры 1 — нижнесреднеюрские песчано-глинистые отложения; 2 — мальм-эоценовые терригенно-карбонатные породы; 3 — существенно глинистые осадки олигоцена — нижнего миоцена; 4 — среднемиоценовые и более молодые отложения разного состава; 5 — надвиги и взбросы (штрихи направлены в сторону падения поверхности разломов); 6 — сдвиги; 7 — прочие разрывы достоверные (а) и предполагаемые (б); 8 — предполагаемые субсогласные срывы; 9 — аллохтонный пакет, образованный наслоением пластин из эоценовых мергелей и олигоценовых песчано-глинистых осадков; 10 — оси антиклиналей (а) и синклиналей (б)

Критикуя наши взгляды [4], авторы пишут: «Олистострымы представляются как меланж крупных покровов..., перемещавшихся со стороны Терско-Каспийского прогиба на юг...» Понятие меланж по отношению к аллохтонным образованиям ни разу не упоминалось, и речь шла об относительном перемещении вследствие пододвигания покрова Известнякового Дагестана под молассы краевого прогиба [4, с. 101]. «Глинистые толщи майкопа срезают (соскабливают) верхние горизонты верхнемел-эоценовых отложений на 600—1200 м». На самом деле написано: «...поверхность шарьирования срезала толщу осадков мощностью не менее 500—600 м» [5, с. 101]. «Амплитуда надвигов (поддвигов) и сокращения земной поверхности предполагается не менее 100 км», фактически же называлась цифра 30—50 км [4, с. 101]. «Майкопским глинам отводится роль „резца“, вспарывающего и эродирующего сотни метров мощности подстилающих более прочных известняков и мергелей». В действительности написано: «Срывы... чаще всего приурочены к пластичным толщам, играющим роль горизонтов скольжения... срывы наблюдаются внутри майкопской глинистой серии, в особенности у ее основания...» [4, с. 100—101]. Таким способом переведены в разряд «глубоко ошибочных» не только наши выводы, но и данные акад. Н. С. Шатского.

Цель настоящей статьи — не только и не столько доказательство наличия надвигов, описанных Н. С. Шатским. Главной причиной, побудившей написать ее, послужило недопустимо пренебрежительное отношение к собранному выдающимся геологом фактическому материалу.

Ниже мы попытаемся дать краткую характеристику аллохтонного пакета, протянувшегося на 100 км при ширине до 30 км (рис. 1), и обсудить возможные варианты его образования.

ПОРОДЫ, ПРИНИМАЮЩИЕ УЧАСТИЕ В СТРОЕНИИ АЛЛОХТОННОГО ПАКЕТА И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВРЕМЕНИ ИХ НАКОПЛЕНИЯ

Наиболее древними отложениями, участвующими в строении пакета покровов Шатского, являются палеоцен-эоценовые пестроцветные известковистые глины, мергели и известняки со средней суммарной мощностью в аллохтонном залегании в пределах Известнякового Дагестана и прилегающих районах Предкавказья 100—200 м. Такая мощность мелководных осадков, накапливавшихся на протяжении около 30 млн. лет на обширной территории, свидетельствует о тектонической стабильности этой области в палеоцен-эоценовое время. В строении аллохтона главную роль играют отложения эоцена — темные битуминозные мергельные сланцы кумского горизонта и светлые мергели белоглинского горизонта.

В аллохтонный пакет входит также майкопская серия, продолжительность накопления которой составляет 12—15 млн. лет. Эта фациально слабо изменчивая толща существенно глинистых осадков также откладывалась на обширной территории, и мощность ее в Восточном Предкавказье в целом возрастает в южном направлении, достигая максимальных значений (до 1200—1300 м) в зоне предгорий. В этом же направлении осадки становятся более глинистыми, что говорит об отсутствии сколько-нибудь значительного участка суши на месте Большого Кавказа. Возможно, что на месте современного горного сооружения была наиболее глубоководная часть майкопского моря. Умеренные мощности, слабая фациальная изменчивость майкопской серии по сравнению с нижне-среднеюрскими и миоцен-плиоценовыми отложениями указывают также на относительную тектоническую устойчивость рассматриваемого района в олигоцен-раннемиоценовое время. Во всех тех случаях, когда контакты не нарушены последующими деформациями, эта серия связана постепенными переходами с нижележащими эоценовыми и вышележащими среднемиоценовыми осадками.

По Н. С. Шатскому [11], майкопская серия начинается хадумским горизонтом (40—45 м) известковистых глин с одним выдержанным или двумя-тремя выклинивающимися слоями плотных мергелей. Выше зале-

гает миатлинский горизонт (100—125 м) песчано-глинистых осадков, для которых характерно наличие пакета (20—25 м) массивных песчаников с мелкими закрученными конседиментационными и более поздними складками. Следующий нижний глинистый горизонт (240—250 м) зачастую согласно перекрывается толщей чередования глин с плитчатыми песчаниками (муцидакальский горизонт) мощностью около 325 м. Две вышележащие глинистые толщи майкопской серии не входят в состав собственно аллохтонного пакета. Нижняя из них (горизонт рики) мощностью 400—425 м согласно налегает на муцидакальский горизонт и представлена светло-серыми пятнистыми глинами с выделениями ярозита и конкрециями и также согласно перекрывается зурамакентским горизонтом (190—200 м) более темноцветных глин с прослоями и линзами известковистых песчаников. Вследствие налегания аллохтонного пакета на разновозрастные отложения автохтона почти нигде не прослеживается нормальный контакт между хадумским и миатлинским горизонтами; однако в той части, где автохтонно залегающие осадки майкопской серии достигают мощности 250—300 м, могут присутствовать согласно сменяющие друг друга три нижних горизонта этой серии.

Майкопская серия перекрывается толщей среднемиоценовых осадков, характеризующихся наличием мощных (до 100 м) пакетов песчаников; переходы между этими толщами иногда постепенные, согласные, но очень часто у основания песчаников прослеживаются срывы, и практически повсеместно нижняя часть разреза чокракских отложений пронизана огромным количеством непунических даек. Судя по косой слоистости, резкому изменению мощности пластов песчаников до полного выклинивания, наличию конседиментационных складок среднемиоценовое время отличается от олигоцен-раннемиоценового более беспокойным режимом осадконакопления. Комплекс вышележащих отложений, характеризующийся значительной фациальной изменчивостью, свидетельствует о последовательном нарастании тектонической активности рассматриваемого района с двумя фазами резкого усиления деформаций — перед накоплением конгломератов лысогогорской свиты (мэотис — понт?) и в балаханском веке.

СТРОЕНИЕ АЛЛОХТОННОГО ПАКЕТА

Строение аллохтонного пакета лучше, чем Н. С. Шатским, описано быть не может, поэтому мы ограничимся краткой характеристикой, уделяв особое внимание его нижнему и верхнему контактам. Пакет имеет весьма сложную структуру при мощности до нескольких сотен метров. На Сулакском участке аллохтонный пакет начинается серией протяженных до 3—4 км и более пластин (рис. 2). Наиболее мощные из них включают кумский, белоглинский, хадумский и миатлинский горизонты при нормальной последовательности наслоения. Более распространены пластины, состоящие из белоглинского, хадумского и миатлинского горизонтов, менее мощные представлены кумским и белоглинским горизонтами, встречающимися совместно или в отдельности. В каждом отдельном сечении насчитывается от 2—3 до 8—10 перекрывающих друг друга пластин. Верхняя часть покрова к северу от Хадумской антиклинали деформирована весьма интенсивно. Здесь наблюдаются многочисленные будинированные пластины мергелей, рассеченные густой сетью трещин и перемешанные с породами хадумского и миатлинского горизонтов, местами мергели полностью раздроблены и перетерты. Очевидно, это обусловлено большей деформированностью северного крыла Хадумской антиклинали, испытывающей тенденцию к опрокидыванию на север, а также дополнительным смятием аллохтона при перемещении по нему вышележащей толщи майкопской серии. В средней глубоко эродированной части северного крыла антиклинали аллохтонный пакет налегает на пестроцветные мергели палеоцена (см. рис. 2, в), а по периклиналям этой складки его подошва постепенно поднимается к более верхним горизонтам автохтона, включая и низы майкопской серии (см. рис. 2, г, д).

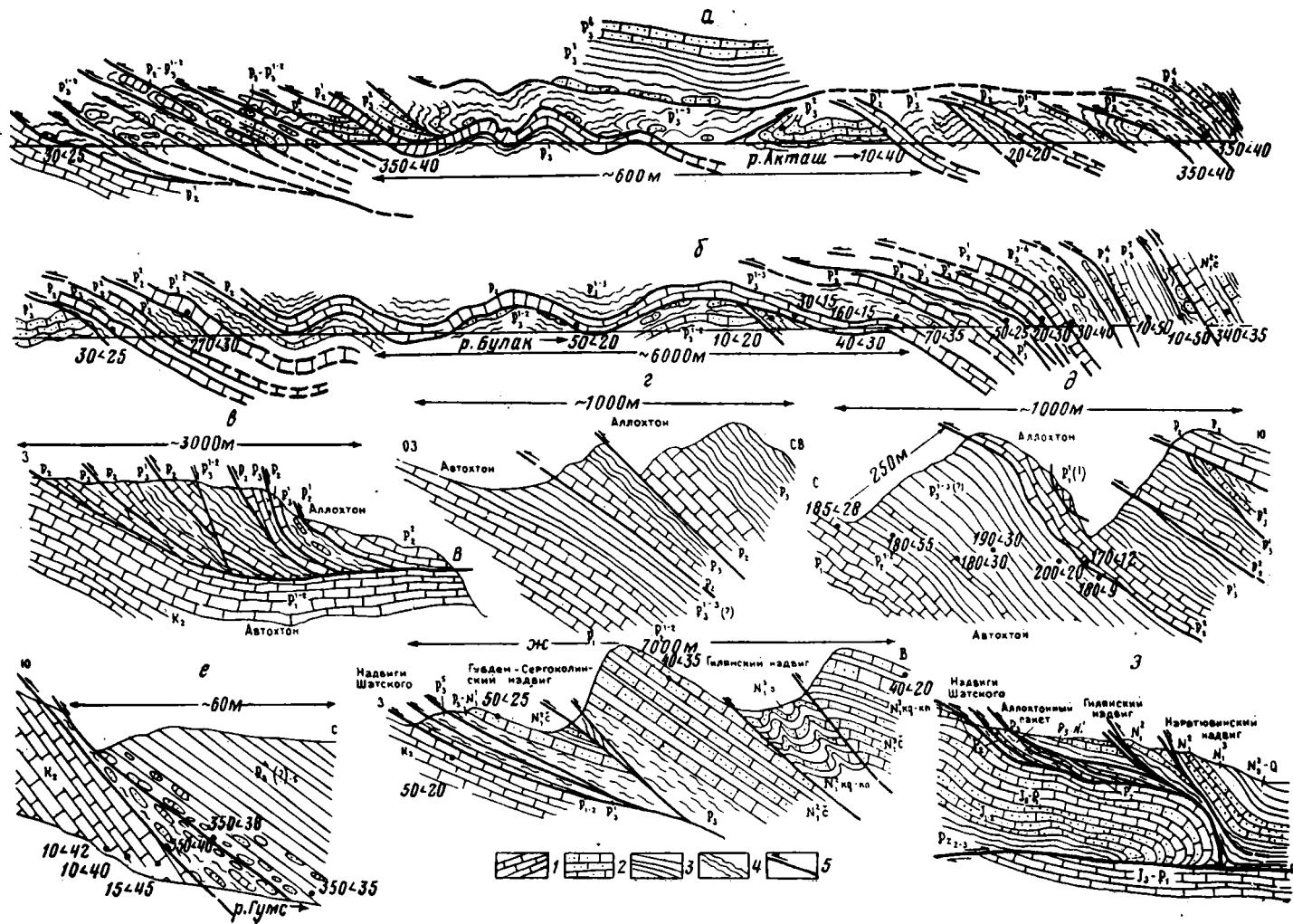
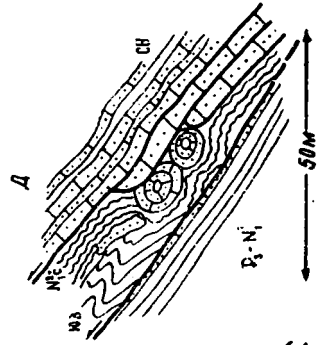
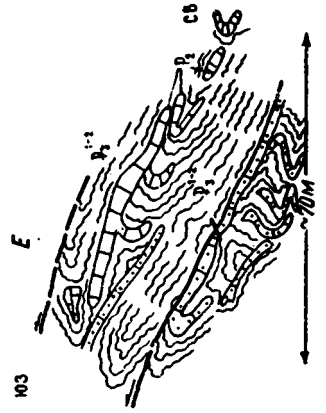
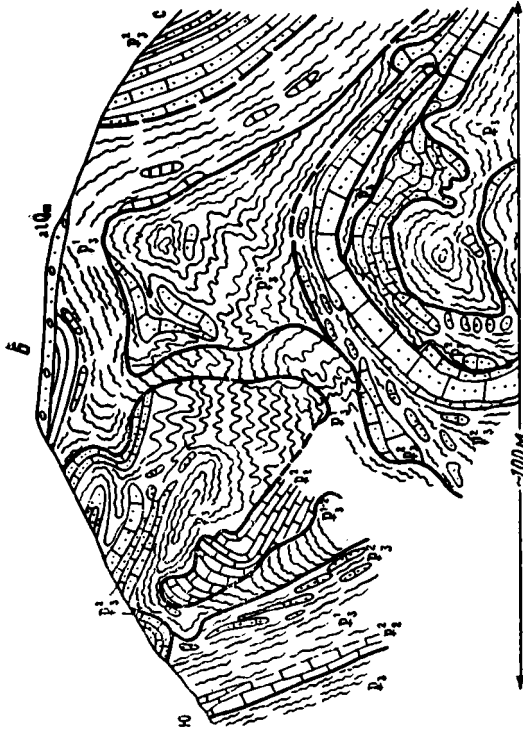
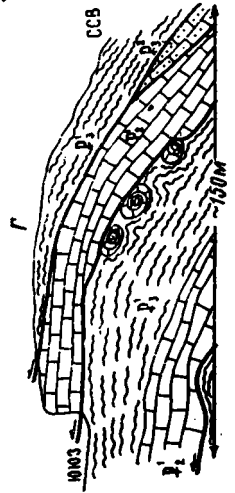
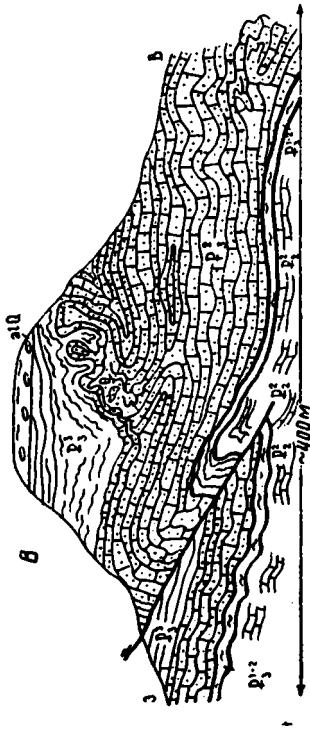


Рис. 2. Детали строения пакета покровов Шатского: а — вдоль долины р. Акташ, б — вдоль долины р. Булак, в — на левобережье р. Сулак к юго-западу от с. Миатли, г, д — у юго-восточной периклинали Хадумской антиклинали; е — западное продолжение надвигов Шатского (р. Гумс); жс — юго-восточное продолжение надвигов Шатского и более молодых нарушений (район с. Карабудахкент); з — принципиальная схема, иллюстрирующая механизм образования пакета покровов Шатского 1 — известняки, мергели; 2 — песчаники; 3 — слабдеформированные существенно глинистые породы; 4 — то же, интенсивно смятые; 5 — надвиги и направление относительного перемещения по ним.

Горизонты: P_2^1 — кумский, P_2^2 — белоглинский, P_3^1 — хадумский, P_3^2 — миатлинский, P_3^3 — нижний глинистый, P_3^4 — муцидакальский, P_3^5 — рики, F_3^6 — N_1^1 — зурамакентский



В бассейне правых притоков р. Акташ система аллохтонных пластин налегает на хадумский горизонт автохтона или на песчаники миатлинского горизонта. На самой р. Акташ прослеживается параавтохтонная пластина, образованная несколькими чешуями из перемешанных пород хадумского и миатлинского горизонтов, налегающих на мергели палеоцена. К западу от Сулакского участка в целом интенсивнее деформирована нижняя часть аллохтона, в то время как верхняя представлена крупными пластинами (реки Саласу 3-я, Булак, Акташ — см. рис. 2, а, б). Западнее р. Акташ аллохтонный пакет постепенно выклинивается, пластины эоценовых мергелей разлинзованы и заключены в хаотически смятой массе песчано-глинистых отложений низов майкопской серии.

К востоку от Сулакского участка основная полоса развития аллохтонного пакета протягивается под верхними горизонтами майкопской серии и среднемиоценовыми осадками к Кукурттауской антиклинали, где ряд пластин, образованных эоценовыми мергелями, широко развит на ее своде и южном крыле. Интересно, что большинство пластин сохраняет первоначальное северо-восточное падение даже на южном крыле этой антиклинали. На ее северном крыле мощность аллохтона, как и всей майкопской серии, сильно сокращена вследствие срезания надвигами, он перекрывает разные горизонты палеоцена — эоцена, а на южном крыле — низы хадумских глин, к которым многие пластины подходят почти под прямым углом. От Хадумской антиклинали в юго-восточном направлении аллохтонный пакет постепенно уменьшается в мощности, протяженные пластины сменяются мелкими чешуями. Вначале он ложится на мощную автохтонно залегающую толщу глин с редкими прослоями песчаников, видимо, соответствующую хадумскому, миатлинскому и отчасти нижнему глинистому горизонтам, затем на разные уровни хадумского и миатлинского горизонтов. Ниже основной поверхности шарьирования часто прослеживаются срывы, срезающие частично или полностью отдельные горизонты эоцена, иногда верхи палеоцена (район с. Верхнее Казанище). В районе Эльдамской антиклинали аллохтонный пакет практически выклинивается, а основная поверхность его скольжения приурочена к разным горизонтам палеоцена — эоцена, иногда верхнего мела.

Таким образом, в разных своих частях аллохтонный пакет тектонически перекрывает разновозрастные отложения — от верхнемеловых до олигоценовых, срезая толщу осадков, мощность которых достигает местами 500—600 м.

Надвиги, выделенные Н. С. Шатским, продолжают и за пределами поля развития аллохтонного пакета. К западу от него последовательно срезаются разломом нижние горизонты майкопской серии, палеоцен-эоценовые отложения и частично верхнемеловые породы, с которыми приведены в контакт верхние глинистые горизонты, не входящие в состав аллохтонных образований и содержащие стратифицированные слои с обломками более древних пород. Характерный олистостромовый горизонт, имеющий тектонический контакт с верхнемеловыми известняками, обнажается на р. Гумс (см. рис. 2, е), где большинство обломков представлено конкрециями из глинистых толщ майкопской серии, песчаниками типа миатлинских или муцидакальских, мергелями эоцена и, возможно, известняками верхнего мела. Срыв, приуроченный к нижним горизонтам майкопской серии, прослеживается до р. Аргун на западе, за которой вся олигоцен-нижнемиоценовая толща, за исключением локальных участков, залегает согласно на эоценовых породах без сложных деформаций и без олистостромовых горизонтов.

Рис. 3. Зарисовки, иллюстрирующие характер взаимоотношений пород аллохтонного пакета с вышележащими песчаниками миатлинского горизонта (а — на левобережье р. Сулак к юго-западу от с. Миатли, б — на Миатлинской антиклинали у р. Сулак, в — на Муцидакальской антиклинали к северо-западу от с. Миатли) и расщепление слоев мергелей и песчаников при горизонтальном перемещении толщ (г, д — на р. Булак, е — на р. Акташ)

Условные обозначения см. на рис. 2

К юго-востоку от зоны распространения аллохтонного пакета надвигами срезаются миатлинский, нижний глинистый и муцидакальский горизонты и на хадумские глины налегает светлая глинистая толща с конкрециями (горизонт рики), что наблюдается в долине руч. Байкенец-Булак в районе с. Карабудахкент (см. рис. 2, ж), где ниже поверхности основного разрыва отмечена серия срывов по разным горизонтам палеогена. Местами известковистые глины хадума по пологой поверхности срыва перекрывают не только палеоцен-эоценовые, но и верхнемеловые породы. Между долинами рек Инче и Гамри-Озень майкопская серия полностью срезается надвигом и на палеоцен-эоценовые и верхнемеловые породы налегает песчаники чокракского горизонта [1, 2].

Верхний контакт аллохтонного пакета отличается местами чрезвычайно сложными взаимоотношениями с вышележащими толщами. На Сулакском участке на него налегают сорванные с основания массивные прихотливо смятые песчаники миатлинского горизонта, вскрывающиеся на крыльях Муцидакальской антиклинали. В западной части этой складки между дроблеными, местами перетертыми мергелями белоглинского горизонта аллохтона и песчаниками миатлинского горизонта наблюдается зона милонитизации мощностью до нескольких метров (рис. 3, в).

В районе с. Миатли породы аллохтона и миатлинского горизонта перемешаны и хаотически смяты (см. рис. 3, а, б). Отчетливо видно расщепление и будинирование миатлинских песчаников и линз эоценовых мергелей. Чаще всего будины мергелей встречаются внутри сложно перемешанных глин хадумского горизонта (см. рис. 3, г—е).

На правобережье Сулака массивные миатлинские песчаники вновь непосредственно налегают на аллохтонный пакет, контакт повсеместно представлен милонитами. За пределами Сулакского участка на аллохтон налегают или непосредственно песчаники муцидакальского горизонта, или верхи нижнего глинистого горизонта. В бассейне р. Акташ на контакте между аллохтонным пакетом и полого залегающими глинами прослеживаются перетертые мергели эоцена или слой песчаника, разлинзованный при надвигании надаллохтонной толщи, названной Н. С. Шатским Муцидакальским покровом.

Следовательно, в разных местах на аллохтонный пакет налегают разновозрастные отложения — в одних случаях массивные песчаники миатлинского горизонта, в других — верхи нижнего глинистого горизонта, в третьих — плитчатые песчаники муцидакальского горизонта; контакт повсеместно сорван. Следует еще раз подчеркнуть, что в строении аллохтонного пакета кроме эоценовых мергелей принимают участие хадумские глины, массивные миатлинские песчаники, глины нижнего глинистого горизонта и, вероятно, песчаники муцидакальского горизонта. Миатлинские и муцидакальские (?) песчаники представлены обломками, линзами и целыми пачками, т. е. в аллохтоне широко представлены породы, сплошным чехлом перекрывающие его на обширной территории. Кроме того, на р. Акташ в параавтохтонном, а на р. Булак в автохтонном (?) залегании вскрываются массивные песчаники типа миатлинских, подстилающие собственно аллохтонный пакет.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЛЛОХТОННОГО ПАКЕТА

Для выяснения происхождения аллохтонного пакета необходимо обсудить три возможных механизма его образования — гравитационный (олистостромовый), тектонический и комбинированный — учитывать следующие основные установленные факты. 1. Нижний и верхний его контакты тектонические, покров подстилается и перекрывается разновозрастными толщами. 2. Ни в автохтонно залегающих майкопских образованиях, ни в составе разновозрастных осадков аллохтонных пластин, ни в вышележащих толщах не содержатся крупные обломки более древних пород. Только в местах хаотического смятия происходит перемешивание разновозрастных толщ, т. е. в период накопления во всех толщах майкопской серии отсутствовали грубообломочные горизонты. Последние появляются западнее поля развития аллохтонного пакета (р. Гумс) и при-

урочены к глинистым отложениям верхов майкопской серии. 3. Полоса максимального распространения пластин эоценовых мергелей приурочена к северной части поля развития аллохтонного пакета и протягивается в восток — юго-восточном направлении от Хадумской антиклинали к Курттауской. Такое же простирание имеют и основные пластины, повсеместно наклоненные к север — северо-востоку. 4. Поверхность шарьирования аллохтонного пакета глубоко срезаются только северные крылья антиклинальных выступов, что свидетельствует о перемещении пластин (абсолютном или относительном) в юго-западном направлении. 5. Основными горизонтами скольжения служили битуминозные сланцы верхнего эоцена и граница между хадумской и миатлинской толщами.

Представление о чисто олистостромовом происхождении аллохтонного пакета базируется главным образом на внешнем сходстве тектонических деформаций в песчано-глинистых отложениях с подводно-оползновыми без учета характера взаимоотношений сложно смятых зон с выше и нижележащими толщами. Наличие тектонических контактов в подошве и кровле аллохтона, а также между всеми слагающими его пластинами полностью игнорируется. Не учитывается и то обстоятельство, что максимальная мощность крупнейших пластин не превышает 100—150 м и они не могли при гравитационном сползании срезать толщу пород автохтона, в 4—5 раз превышающую их собственную мощность. Не принимается во внимание отсутствие стратифицированных уровней; каждая пластина в разных своих частях налегает на разные горизонты и между ними нет «нормально-осадочных» слоев, отсутствуют также олистостромовые горизонты. И наконец, не находит удовлетворительного объяснения приуроченность аллохтонного пакета только к северной окраине Дагестанского клина.

Тем не менее гравитационные процессы проявлялись в целом ряде локальных участков в послехадумское время, о чем свидетельствуют мелкие конседиментационные складочки самых разных морфологических типов в миатлинских песчаниках кровли аллохтона, наличие зон хаотического смятия на западном и восточном флангах поля развития аллохтонного пакета (реки Ярыксу, Шура-Узень), где прослеживаются деформации, напоминающие типично подводно-оползневые. Но и эти зоны срезают подстилающие породы и с обеих сторон ограничены разрывами. Основным трудноразрешимым противоречием олистостромового способа образования аллохтонного пакета является присутствие в нем массивных и плитчатых песчаников, таких же, как подстилающие (реки Акташ, Булак) и перекрывающие его миатлинские и муцидакальские песчаники. Не привлекая тектонических деформаций, нельзя объяснить наличие одних и тех же сильно смятых и многократно повторяющихся в разрезе горизонтов, которые подстилаются одновозрастными породами и по пологой поверхности перекрываются ими же. Следовательно, гравитационные процессы не могли быть единственной причиной формирования пакета покровов Шатского.

В выводах Н. С. Шатского, описавшего аллохтонный пакет как ряд крупноамплитудных надвигов [11], нет неразрешимых противоречий, если не считать с упорным стремлением некоторых геологов любой ценой ликвидировать откартированные пологие нарушения и не допустить выделения новых. Противников тектонического происхождения аллохтонного пакета смущает его субсогласное залегание. Если же обратиться к ближайшим аналогам надвигов Шатского — Нараттюбинскому, Гилянскому и Губден-Сергокалинскому разломам, можно убедиться в их полной идентичности. Три последние зоны нарушений приурочены к мощной флекуре и являются на поверхности более крутыми, чем надвиги Шатского, но также представлены серией сближенных разломов, зачатую с хаотической структурой между разломами, ограничивающими зоны смятия. Кроме относительно крутого наклона и более молодого возраста деформированных осадков, они ничем не отличаются от надвигов Шатского. Примечательно, что Гилянский и Губден-Сергокалинский надвиги на значительной части проходят близко к границе глин майкопской

серии и песчаников чокракского горизонта, а в тех местах, где разрывы приурочены непосредственно к контакту, т. е. становятся согласными, они считаются безамплитудными или вообще не выносятся на геологические карты (Гилянский надвиг в долине р. Сулак, западное продолжение Губден-Сергокалинского надвига, разрыв у основания песчаников чокракского горизонта на р. Булак, многочисленные разрывы внутри среднемиоценовых пород).

По нашему мнению, все упомянутые однотипные нарушения имеют одинаковое происхождение и служат поверхностями относительного надвигания осадочных толщ на горное сооружение. Внутри аллохтонного пакета это доказывается северо-восточным наклоном пластин, образованием трубообразных складок — «катков» по мергелям в подошве пластин (см. рис. 3, з), сходных с аналогичными «катками» в подошве надвинутых к югу песчаников чокракского горизонта (см. рис. 3, д), а также подрезанием поверхностью шарьирования северных крыльев антиклинальных выступов. Разлинование же пластин мергелей и отрыв от них отдельных слоев и кусков, принимающихся иногда за включения в олистостромовой толще, могло происходить и при тектонических движениях, что видно на примере расслоения миатлинских песчаников (см. рис. 3, а, б) и особенно отчетливо на примере расщепления эоценовых мергелей (см. рис. 3, е).

Нами был предложен следующий механизм образования этих приповерхностных нарушений: по Северному фронтальному надвику Восточного Кавказа палеозойские и более молодые отложения зоны Известнякового Дагестана по пологой поверхности, падающей к югу, шарьированы на Терско-Каспийский краевой прогиб. Шарьирование происходило таким образом, что породы Известнякового Дагестана вклинивались в разрез осадков краевого прогиба, перекрывая их нижнюю часть и соскабливая верхнюю, которая оказалась надвинутой на покров Известнякового Дагестана (см. рис. 2, з). При этом срывы были приурочены к границе между сравнительно плотными карбонатными породами мела — палеогена и существенно глинистыми осадками майкопской серии, часто тяготея к битуминозным сланцам кумского горизонта, игравшим роль пластичной «смазки».

Северный фронтальный надвиг Восточного Кавказа, приведший к возникновению приповерхностных пологих разрывов, до вскрытия эрозией остается слепым (аналоги Ахтырский и Сиазанский, а также частично вскрытые денудацией Лагонакский и Кырызский надвиги). Он пробурен скважинами, заложеными в ядре Варандийской антиклинали, где мезозойские и верхнепалеозойские отложения тектонически перекрывают верхнеюрские известняки. Минимальная амплитуда надвига в этом месте 4—5 км. Судя по изгибу складок и величине перекрытия краевого прогиба, восточнее он может перейти в шарьяж с амплитудой порядка 30—50 км, что подтверждается сдвиговым характером северо-западной и северо-восточной границ Дагестанского клина, а также большой суммарной амплитудой порожденных этим нарушением приповерхностных надвигов, примерно соответствующей амплитуде основного нарушения. По самым скромным подсчетам, только амплитуда надвигов, приведших к многократному повторению в структурном разрезе аллохтонного пакета эоценовых и майкопских пород, составляет 30 км. Приповерхностные надвиги последовательно зарождались перед фронтом продвигавшегося на север покрова Известнякового Дагестана: надвиги Шатского — до основной фазы складкообразования в Известняковом Дагестане, Гилянский надвиг — в среднем плиоцене, Нараттюбинский — в конце среднего — начале позднего плиоцена.

Имеющийся фактический материал не противоречит представлениям Н. С. Шатского, объяснявшего возникновение аллохтонного пакета горизонтальными тектоническими движениями. Однако в дальнейшем они могут быть дополнены при рассмотрении комбинированного механизма его образования, учитывая наличие стратифицированных олистостромовых горизонтов на р. Гумс и в районе г. Грозный [9, 12]. При этом воз-

можно два варианта. По одному из них, аллохтонный пакет мог возникнуть путем гравитационного сползания крупных пластин и нагромождения их в пределах плоскодонной мульды, вытянутой в север — северо-западном направлении. Переместившийся дальше обломочный материал отложился в олистостромовых горизонтах. Позднее, в конце миоцена — начале плиоцена, весь этот комплекс отложений, входящих в поле развития аллохтонного пакета, совместно с перекрывающими его осадками был шарьирован на породы Известнякового Дагестана. Стратиграфические взаимоотношения, которые могли существовать в аллохтонном пакете, были утрачены, а входящие в него породы перемешаны с нижними горизонтами его кровли. Олистостромовые отложения, не подвергшиеся шарьированию (западная часть олигоценовой мульды), сохранили свои первоначальные взаимоотношения.

По второму варианту первоначальное (в олигоцене) тектоническое перемещение крупных пластин могло сопровождаться синхронными подводно-оползновыми явлениями перед их фронтом с образованием олистостромовых горизонтов. Этот вариант возможен лишь при условии существования в олигоцене помимо Северного фронтального надвига Восточного Кавказа его ветви, проходящей вдоль северного крыла Терской антиклинали (Терско-Дербентский надвиг), и на первый взгляд кажется маловероятным. Но исключить его нельзя, поскольку мало вероятно и появление олистостромовых горизонтов в майкопском морском бассейне, в котором за 10 000 лет накапливалось в среднем не более 1 м осадков. Тем не менее грубообломочные отложения имеются, и поставщиками их могли быть лишь относительно крутые уступы, возникавшие, безусловно, вследствие тектонических движений.

Подводя итог обсуждению, следует, во-первых, сказать, что фактически обоснованные выводы Н. С. Шатского (как и данные В. П. Ренгартена, Н. Б. Вассоевича и ряда других геологов) впоследствии были намеренно или по недоразумению искажены. Во-вторых, сложные природные явления могут иметь и сложное происхождение и, если даже наши более квалифицированные предшественники в чем-то ошибались, это не дает нам право полностью игнорировать их представления, к которым мы все-таки приходим спустя много десятилетий.

Список литературы

1. *Голубятников В. Д.* Геологические исследования в области третичных отложений Южного Дагестана. Л.: Изд. Геолкома, 1928. С. 837—860.
2. *Голубятников В. Д.* Результаты геологических исследований в области третичных отложений Дагестана между рр. Инче и Атчи-Су. Л.: Изд. Геолкома, 1929. С. 23—28.
3. *Голубятников В. Д.* Явление древних подводных оползней и внутриформационные нарушения//Тр. ВСЕГЕИ. Общая серия. 1946. Сб. VII. С. 48—53.
4. *Дотдугев С. И.* О покровном строении Большого Кавказа//Геотектоника. 1986. № 5. С. 94—106.
5. *Копп М. Л., Щерба И. Г.* История позднеальпийского развития Восточного Кавказа//Геотектоника. 1985. № 6. С. 94—108.
6. *Маркус М. А., Шарафутдинов В. Ф.* Оligоценовые олистостромы Восточного Кавказа и позднеальпийский тектогенез//Геотектоника. 1989. № 4. С. 87—98.
7. *Москвин М. М., Семихатов М. А.* Подводно-оползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 10. С. 67—84.
8. *Романов П. Г., Воцалевский В. С., Пчелинцев П. Е.* Новые данные о подводно-оползневых явлениях в олигоцене на территории Восточного Предкавказья//Сб. науч. трудов Сев.-Кав. НИПИНефть. Вып. 41. Грозный, 1984. Т. 78—84.
9. *Станулис В. А., Хлуднев В. Ф., Щерба И. Г.* Палеогеновые олистостромы Терско-Сунженского района//Докл. АН СССР. 1984. Т. 285. № 4. С. 971—974.
10. *Успенская Н. Ю.* Новые данные по стратиграфии и тектонике полосы нефтяных месторождений Дагестана//Тр. Сев.-Кав. конф. геологов-нефтяников. 1934. Вып. 6. С. 72—103.
11. *Шатский Н. С.* Геологическое строение восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым (Северный Дагестан). М.: Изд-во Научно-техн. управл. ВСНХ, 1929. С. 156—256.
12. *Щерба И. Г.* Олистостромы и проблемы кайнозойской тектоники Большого Кавказа//Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 191—200.

УДК 551.24(235.211)

© 1990

ПАШКОВ Б. Р., БУДАНОВ В. И.

**ТЕКТОНИКА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ЮГО-ВОСТОЧНОГО
И ЮГО-ЗАПАДНОГО ПАМИРА**

Складчатая область Южного Памира претерпела длительную структурную эволюцию. Мезозойские дислокации, существенно переработанные альпийскими движениями, образуют здесь ряд сложных нагромождений, в которых участвуют разновременные метаморфические серии и ассоциации гранитоидов, а также осадочные и вулканогенные образования фанерозоя.

Зона сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира занимает ключевое положение в структуре Южного Памира. В этой зоне расположен край обширной покровной массы, перекрывающей большую часть территории Юго-Восточного Памира. В западном направлении ее последовательно сменяют автохтонные структурные комплексы Юго-Западного Памира. Собственно автохтон вскрывается на крайнем юго-западе Памира, где выражен кварцитами, гнейсами и мраморами горанской серии архея (рис. 1). От предположительно также архейских пород шахдаринской серии (субавтохтон) он отделен тектонической пластиной пироксенитов, перидотитов и габброидов хорогского ортокомплекса [2, 3]. Выше залегают гнейсы и мраморы аличурской серии (архей?, средний палеозой?), включающие клинья метаморфизованных осадочных пород и базальтоидов триаса, прорванные поздне триасовыми гранитоидами (параавтохтон). Его граница с субавтохтоном условно проводится по северному краю Памирско-Шугнанского плутона, интрузирующего в древнюю зону бластомилонитов и метаморфизованных кластогранитных брекчий. В кровле параавтохтона размещаются сложно перемятые песчано-сланцевые и кремнисто-карбонатные серии карбона(?) — триаса, слагающие аллохтон. На них несогласно налегают юрские карбонатные отложения и третичные молассы, перекрывающие также и параавтохтонные образования. В этой связи они рассматриваются как неавтохтонные.

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ВОЗРАСТ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоидные тела распределены на юге Памира крайне неравномерно. Основная масса их концентрируется в западных районах, где не только насыщает метаморфический цоколь, но и участвует в тектонических покровах. Вещественный состав гранитоидов, прорывающих автохтонные и аллохтонные образования, позволяет объединить их в четыре разновременные ассоциации: поздне триасовую диорит-гранит-плагиогранитную гунтскую, меловую монцодиорит-гранодиоритовую аличурскую, эоцен-олигоценовую диорит-монцонитовую кызылрабатскую и олигоценовую гранит-лейкогранитную памирско-шугнанскую.

Гунтская ассоциация включает несколько интрузивных комплексов: диоритовый маломарджанайский, гранитные башгумбезский, джизевско-хиджисский и базардаринский, габбро-плагиогранитные абдуллаханский и глыксурдинский, существенно плагиогранитные яндартуасайский, дейринский, неозакский и чулактекинский. Интрузивные породы гунтской ассоциации прорывают триасовые и более древние образования, но нигде не проникают в отложения юры. Кроме того, валуны порфировидных

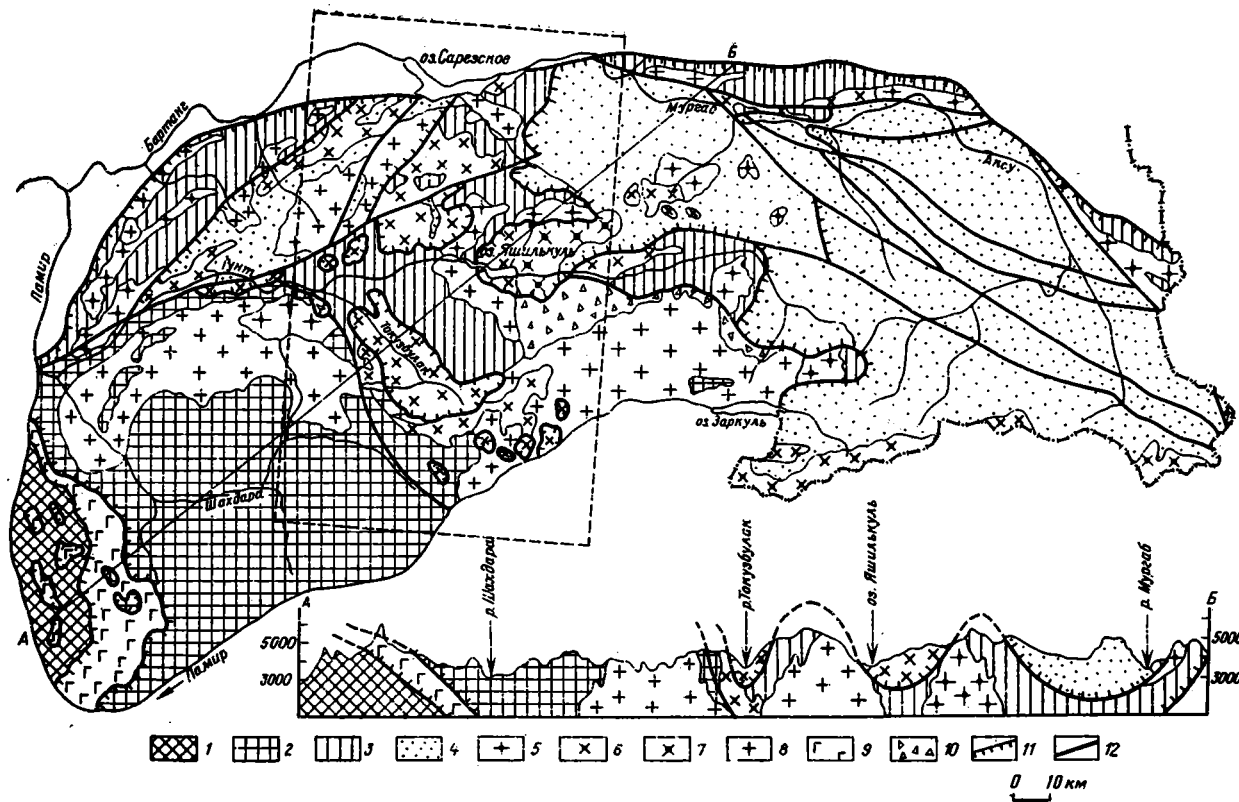


Рис. 1. Структурная схема Юго-Восточного Памира

1—4 — структурные комплексы: 1 — автохтон, 2 — субавтохтон, 3 — параавтохтон, 4 — аллохтон; 5 — гранитоиды гунтской ассоциации (T_3); 6 — монцодиориты и гранодиориты аличурской ассоциации (K); 7 — диориты и монциты кызылабатской ассоциации (P_{2-3}); 8 — граниты памирско-шугнанской ассоциации (P_3); 9 — амфиболиты и метгипербазиты хорогского ортокомплекса; 10 — милонитизированные граниты и кластогранитные брекчии; 11, 12 — региональные разломы; 11 — надвиги и шарьяжи, 12 — преимущественно сдвиги. Неоавтохтонный юрско-плейстоценовый чехол снят. Пунктиром показана граница исследованного района (см. рис. 2)

гранитов башгумбезского комплекса содержатся в подлейасовых конгломератах вблизи устья р. Гурумды [11], а гальки плагиогранитов одного из вышеуказанных комплексов встречаются в обломочно-олисто-стромовой толще позднего триаса на правом склоне долины р. Аличур в междуречье Яндартуасай — Дейре.

К аличурской ассоциации относятся интрузивные породы южно-аличурского, сереташского, акджилгинского и лянгарского комплексов. В среднем течении р. Мургаб и на южном побережье Сарезского озера кварцевые монцитоны и гранодиориты аличурской ассоциации прорывают юрские известняки, а в окрестностях оз. Яшилкуль на них с размывом залегают вулканогенные образования эквивалентов тешикташской свиты, которые, как теперь установлено [6], имеют позднеэоценовый — олигоценовый возраст. Данные К—Аг-датирования свидетельствуют о меловом возрасте этих пород.

К кызылрабатской ассоциации кроме кызылрабатского принадлежат базаррыкский и акджарский комплексы монцитонитов. На южных склонах Базардаринского хребта эти монцитониты прорывают монцодиориты и гранодиориты аличурской ассоциации, а на крайнем юго-востоке Памира они интродуцируют в вулканогенные породы тешикташской свиты, образуя с ними непрерывную комагматичную серию. На этом основании они также отнесены к позднему эоцену — олигоцену.

В памирско-шугнанскую ассоциацию объединены двуслюдяные граниты памирского, шугнанского и хуфского комплексов. В приосевой части Южно-Аличурского хребта эти граниты во многих местах (см. ниже) прорывают монцитониты аличурской ассоциации. Их верхнюю возрастную границу отмечают гальки гранитов, содержащиеся в конгломератах позднего олигоцена — раннего миоцена долины р. Едом. Эти данные позволяют исключить докембрийский возраст памирско-шугнанских гранитов, предполагавшийся рядом исследователей, и условно считать, что их становление, так же как и всех крупнейших гранитных батолитов Гиндукуша, Каракорума и Гималаев [14], произошло в олигоцене.

В структуре Южного Памира названные ассоциации гранитоидов занимают достаточно определенную структурную позицию. Интрузивные породы гунтской ассоциации размещаются преимущественно в параавтохтонном структурном комплексе, и лишь в приосевой части Базардаринского хребта они, возможно, проникают в аллохтон. Структурное положение монцитонитов и гранодиоритов аличурской и гранитов памирско-шугнанской ассоциаций менее однозначно. Однако установлено, что выходы монцитонитов и гранодиоритов связаны главным образом с аллохтонными массами, а наиболее крупные гранитные плутоны размещаются либо в параавтохтоне, либо на его границе с субавтохтоном. Монцитониты кызылрабатской ассоциации распространены локально и интродуцируют только аллохтонные образования.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ СЕРИИ АВТОХТОНА

С гранитоидами в автохтоне прихотливо сочетаются докембрийские метаморфические и фанерозойские вулканогенно-осадочные серии. В зоне сочленения структур Юго-Западного и Юго-Восточного Памира наиболее древней среди них (позднеархейской) является шахдаринская серия, образующая субавтохтон. Основание ее вскрыто в долине р. Ричив (правый приток р. Памир), где обнажаются крупнозернистые биотитовые плагиогнейсы, содержащие дистен, гранат и силлиманит. Среди этих пород присутствуют прослои (до 10 м) минерализованных мраморов, а также биотитовых и гранат-пироксеновых амфиболитов. Последние близки по составу к пироксеновым бластолитам или эклогитоподобным породам (гранатовым амфиболитам). В верховьях р. Шахдара на этих породах залегают биотитовые и биотит-гранатовые плагиогнейсы,

чередующиеся с плейчатыми инъекционными гнейсами, мраморами и мигматитами.

Более высокий структурный уровень занимают метаморфические породы аличурской серии, слагающие совместно с вулканогенно-осадочными образованиями триаса (см. ниже) параавтохтон. Они обнажаются в междуречье Гунт — Токузбулак, в окрестностях оз. Яшилькуль в долине р. Аличур (рис. 2). В верховьях р. Тупон (левый приток р. Токузбулак) среди пород аличурской серии доминируют биотит-кордиеритовые и гранат-кордиеритовые плагиогнейсы, в которых гранат и кордиерит, возможно, замещают гиперстен. У слияния р. Гунт с р. Токузбулак среди кордиеритсодержащих гнейсов присутствуют горизонты минерализованных мраморов. В долинах рек, впадающих с юга в оз. Яшилькуль, вскрываются гранат-биотитовые плагиогнейсы, включающие иногда прослойки биотитовых амфиболитов. На северном побережье оз. Яшилькуль в низах разреза аличурской серии располагаются биотит-кордиеритовые гнейсы и кварцито-гнейсы, содержащие иногда гиперстен и силлиманит (1000—1400 м). Реже встречаются пироксен-амфиболовые гнейсы. Верхи разреза серии слагают минерализованные мраморы и кальцифиры (100—400 м), включающие прослойки (до 20—25 м) метаморфизованных лав и туфов дацитов, риодацитов, пироксеновых и базальтовых коматитов, толеитовых базальтов, изредка андезитов [10 и др.].

Возраст метаморфических пород аличурской серии, перекристаллизованных в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма [9], твердо не установлен. Г. А. Дуткевич и М. А. Калмыкова [8] отнесли метаморфические образования долины р. Аличур к триасу и юре. Б. П. Бархатов [1] причислял эти породы к позднему палеозою и триасу, а С. В. Руженцев [15—16] считал, что аличурскую серию в этом районе образуют не только контактово метаморфизованные породы палеозоя и мезозоя, но и докембрийские гнейсы. Для части пород, распространенных в долине р. Гапарджилга, В. И. Дронов [5, 6] предполагал кембрийско-девонский возраст. В дальнейшем укоренилось мнение о раннепротерозойском [13] или даже архейском [9] их возрасте. Между тем в мраморизованных известняках, условно относимых к аличурской серии, в междуречье Дейре — Гапарджилга найдены стебли криноидей *Cupressocrinites sp.* и фавозитид? раннего — среднего девона. О возможной принадлежности метаморфических пород аличурской серии к палеозою, кроме того, свидетельствуют радиологические измерения возраста очковых мигматитов (280—350 млн. лет), выполненные свинцово-изотопным методом по ортиту, рубидий-стронциевым — по мусковиту и калий-аргоновым — по биотиту и калишпату [18]. Таким образом, совершенно очевидно, что вопрос о возрасте метаморфических пород аличурской серии требует дополнительного изучения.

Вулканогенно-осадочные отложения триаса имеют с метаморфическими образованиями аличурской серии тектонические взаимоотношения. Они обнажаются в истоках рек Карадемур и Каттамарджанай и в долине р. Аличур (см. рис. 1, 2). В этих районах разрез триаса слагают несколько прерывисто наплаивающихся толщ [5, 7 и др.], которые можно расположить в следующей восходящей последовательности. В низах разреза размещаются кварцево-сланцевые сланцы, металевролиты и метапесчаники с прослоями метабазальтов, метабазальтовых туфов, кремней и мраморизованных известняков (около 1000 м). В верховьях р. Карадемур эти породы заключают окатанные обломки известняков с фузулинидами ранней и поздней перми (находки В. И. Дронова и В. П. Новикова). Выше согласно залегают вулканогенно-карбонатные брекчии с горизонтами пестрых сланцев, кремней и известняков (170—190 м), содержащие обильные окаменелости верхов ладинского и низов карнийского ярусов [13]. Еще выше без перерыва располагаются миндалекаменные базальты, их лавовые брекчии и туфы (800 м), перекрытые известняками (150—200 м) и контактово метаморфизованными порфиробластическими сланцами (300—500 м). В кровле описанная последовательность увенчана залегающими несогласно известняковыми конгло-

мератами, алевролитами и песчаниками с редкими прослоями красных яшм и риолитовых туфов (500 м). На востоке в горах Карадунг среди этих пород присутствуют олистолиты и олистоплаки известняков с карнижскими кораллами [13]. Завершают приведенную стратиграфическую последовательность нижнеюрские (в основании геттангские) красноватые песчаники и конгломераты, перекрывающие различные горизонты подстилающих пород с разрывом и резким угловым несогласием.

Приведенный разрез триасовых отложений имеет определенные черты сходства с изученным в Пшартском хребте [12]. Во всяком случае в сопоставляемых разрезах уверенно коррелируются мощные покровы средне-позднетриасовых базальтов и вулканогенно-карбонатных брекчий, что позволяет объединить их в единый параавтохтонный структурно-вещественный комплекс.

АЛЛОХТОННЫЕ И НЕОАВТОХТОННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Литофациальный состав аллохтонного структурного комплекса резко отличен от автохтонного. Низы и верхи его повсеместно выражены песчано-сланцевыми, часто ритмично слоистыми сериями карбона(?) — нижней перми (до 2000 м) и верхнего триаса (до 1300 м). В средней части разреза залегает фациально изменчивая толща карбонатно-кремнистых пород, характеризующаяся частыми внутриформационными разрывами. Пермские отложения этой толщи включают единичные покровы базальтов, спилитов, андезито-базальтов и их туфов. Среди триасовых отложений продукты вулканизма отсутствуют. Максимальную мощность (до 1100 м) толща имеет в центральной части Юго-Восточного Памира, где преобладают в разрезе мелководные рифогенные известняки, минимальную — в окраинных зонах, где в разрезе доминируют пелагические известняки и кремни.

В кровле аллохтона залегает структурно обособленная позднеюрская терригенная моласса (до 750 м), несогласно подстилающая нижнеюрские известняки.

Верхний структурный уровень на Юго-Восточном Памире выражен существенно карбонатной серией юры (600—2000 м) и вышележащим орогенным комплексом (2200—2350 м). Юрская серия несогласно залегает как на автохтонных, так и аллохтонных образованиях и, таким образом, перекрывает предъюрские (индосинийские) тектонические покровы. В связи с этим она рассматривается авторами как неоавтохтонная. Фациально эта серия довольно выдержана, хотя ее возрастной объем и вещественный состав несколько варьируют по простиранию. Эти второстепенные латеральные неоднородности позволяют различать на Юго-Восточном Памире разрезы мынхаджирского, истыкского и гурумдинского типов [15 и др.]. Разрез серии непрерывен, хотя не исключено, что в нем имеется несколько внутриформационных перерывов. Однако резкие структурные несогласия, предполагаемые иногда в основании верхнеюрских известняков, безусловно, исключены.

Вышележащий орогенный комплекс образуют несколько толщ, разделенных поверхностями угловых несогласий [6, 12, 13 и др.]: кимеридж-титонская, нижнемеловая, верхнеэоценовая — олигоценовая, верхнеолигоценовая — нижнемиоценовая и плиоцен-плейстоценовая. Одна из них (верхнеэоценовая — олигоценовая тешикташская) сложена продуктами субаэрального существенно андезитового вулканизма и дацит-ли-

14 — ассоциации гранитоидов: 11 — поздне триасовая гунтская, 12 — меловая аличурская, 13 — эоцен-олигоценовая кызылрабатская, 14 — олигоценовая памирско-шугнанская; 15 — милонитизированные и катаклазированные граниты; 16 — четвертичные отложения; 17—18 — региональные разломы: 17 — надвиги и шарьяжи, 18 — преимущественно сдвиги; 19 — прочие разрывные нарушения; 20 — разломы, перекрытые четвертичными отложениями; 21 — граница несогласного стратиграфического залегания; 22 — интрузивные контакты

паритового экструзивного магматизма с субшелочным уклоном. Другие толщи выражены красноцветными и пестроцветными грубообломочными континентальными отложениями.

СТРУКТУРНЫЕ СООТНОШЕНИЯ АВТОХТОННЫХ И АЛЛОХТОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Южный Памир многими исследователями [1, 4 и др.] рассматривается в качестве области позднемезозойской складчатости. В. А. Швольман [19] относит этот регион к альпийскому складчатому поясу. Популярна и другая точка зрения [11, 16 и др.], согласно которой решающую роль при формировании складчатой структуры Южного Памира сыграли раннекиммерийские (индосинийские) движения. С этой точки зрения отчасти согласуется мнение О. С. Вялова [4], полагавшего, однако, что структурные формы Южного Памира сформировались в процессе двух главных этапов тектонического сжатия — индосинийского и позднеальпийского. Современное выражение они приобрели в эпоху альпийского диастрофизма, причем именно в последние его фазы. Основными среди этих движений были те, которые происходили на границе плиоцена и четвертичного времени. К аналогичным выводам можно прийти, анализируя структурные особенности зоны сочленения Юго-Восточного и Юго-Западного Памира, где расположен край обширного тектонического покрова и особенно четко видны соотношения автохтонных структурных комплексов с аллохтонными (см. рис. 2). Фронтальная часть покрова представляет собой систему пространственно разобщенных тектонических останцов. Наиболее крупный из них, сложенный монцонитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами аличурской ассоциации, прослеживается в долине р. Токузбулак. На северо-востоке, в верховьях правых притоков р. Токузбулак (Актайяк, Гармачашма, Аксай и др.), этот останец перекрывает биотит-кордиеритовые плагиограниты, включающие ксенолиты гнейсов и мраморов. На юго-западе он налегает на гнейсы аличурской серии, а также поздне триасовые и меловые гранитоиды. Плоскость надвига, окаймляющего останец, наклонена к его центру. На значительном протяжении она сопровождается белесыми зонами расланцевания и брекчирования, особенно мощными (сотни метров) на северо-западе, где в покровных дислокациях помимо меловых монцонитоидов участвуют и плиоцен-плейстоценовые молассы (см. рис. 2). В верховьях р. Тупон (левый приток р. Токузбулак) к зоне пограничного надвига тяготеют обширные выходы рудных пироксенитов, пикритов и габбро.

Другой останец тектонического покрова установлен в нижнем течении р. Токузбулак (междуречье Дузахдара — Варшидз). Основание его слагают интенсивно перемятые мраморы аличурской серии, вмещающие силлы порфириовидных гранитов. Останец состоит из двух тектонических пластин. Нижняя сложена красноватыми расланцованными мусковитовыми гранитами. От подстилающих пород она отделена тектонической линзой биотитовых пироксенитов, переходящих по простиранию в габброиды. Верхнюю пластину образуют песчаники и филлиты, среди которых в средней части разреза залегает горизонт обохренных брекчированных известняков и известняковых брекчий. Песчаники и филлиты органических остатков не содержат, в известняках С. И. Клуникову удалось обнаружить остатки пелеципод предположительно среднеюрского возраста [1]. Наиболее молодыми отложениями, вовлеченными в покровные дислокации, являются красноцветные песчаники и конгломераты верхнего олигоцена — нижнего миоцена, обнажающиеся на левом склоне р. Дузахдара.

Несколько крупных останцов тектонического покрова имеется в верхнем течении р. Гунт. Все они построены однообразными кварцевыми монцонитами и гранодиоритами аличурской ассоциации. Наиболее крупный из них отделен от подстилающих параавтохтонных образований пологой наклоненной к северу плоскостью Яшилькульского надвига.

В подошве других останцов зоны дробления имеют практически горизонтальное расположение. Плутоно-метаморфический субстрат, выступающий в основании тектонических останцов, представляет собой сложную смесь из гнейсов и мраморов аличурской серии и превалирующих по объему гунтских гранитоидов.

Группа особенно примечательных останцов тектонического покрова издавна известна у пер. Харгуш и в долинах правых притоков р. Памир — Ичкилик, Юлмазар и др. В основании их располагаются четко выраженные субгоризонтальные зоны милонитов, отделяющие олигоценовые граниты от надвинутых на них гранодиоритов, монцодиоритов и тоналитов мела.

Не менее специфична структура района, расположенного между озерами Сарезским и Яшилкуль. Структурное основание в этом районе слагают метаморфические образования аличурской серии и вулканогенные породы триаса, расслоенные на серию тектонических чешуй и прорванные поздне триасовыми и меловыми гранитоидами. Граница автохтонных масс с аллохтонными имеет прихотливые фестончатые очертания и совпадает с линией Сарез-Яшилкульского шарьяжа. В приводораздельной части Базардаринского хребта эта линия образует вдающийся к востоку «залив», расчленяющий фронтальную часть тектонического покрова на два «языка». Северный «язык» слагают флишоидные песчано-сланцевые и кремнисто-карбонатные серии карбона(?) — триаса, южный — диориты и гранодиориты кызылрабатской ассоциации, интрузивные характеризируется близким к меридиональному простираем тектонических структур. Все складки в тылу покрова сильно сжаты и относятся к линейным. Как правило, они собраны в протяженные, дугообразно изогнутые пучки, выпуклые части которых обращены к западу или востоку. Осевые плоскости складок западных пучков наклонены обычно к западу, восточных — к востоку. Комбинации противоположно изогнутых пучков складок иногда образуют структурные узлы, обладающие концентрическим строением. Наличие этих узлов свидетельствует, вероятно, о вращении отдельных блоков при горизонтальных перемещениях.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Структурные особенности Юго-Восточного Памира и вещественный состав распространенных в его пределах структурных комплексов позволяют считать, что в триасе между кристаллическим массивом Юго-Западного Памира, примыкающим на юге к Евразийскому континенту, и северной периферией собственно Гондваны существовал бассейн субокеанического типа. В конце триаса в результате конвергенции литосферных плит этот бассейн (Мезотетис) замкнулся и континентально-склоновые и шельфовые фации Юго-Восточного Памира были шарьированы на офиолитовый комплекс океанического дна, а тот в свою очередь — на кристаллический массив Юго-Западного Памира. На Юго-Восточном Памире структурные перестройки раннекеммерийского этапа повлекли за собой тектоническое скупивание, вызвали ареальный гранитоидный магматизм и региональную перекристаллизацию пород, обусловили возникновение тектонических поднятий и формирование в депрессионных зонах орогенных моласс. На Юго-Западном Памире эти перестройки предопределили расслоение метаморфического субстрата и совмещение метаморфических серий, образовавшихся в различной термодинамической обстановке (кордиеритовой аличурской и дистеновой шахдаринской). Вместе с тем определенно судить о тектонических формах, созданных в раннекеммерийский этап развития, сейчас достаточно трудно, так как последующие позднекеммерийские и ранне-позднеальпийские движения существенно переработали раннекеммерийские структуры и практически полностью уничтожили следы предшествовавших горизонтальных перемещений.

В юре тектонически расслоенные и дисгармонично смятые автохтонные массы были перекрыты чехлом юрских существенно карбонатных отложений, запечатавшим предъюрские тектонические покровы. Последующие позднекиммерийские перестройки внесли в структуру двух южных регионов Памира ряд кардинальных перемен. Они сопровождались смятием юрского платформенного чехла, монцодиорит-гранодиоритовым магматизмом и накоплением в межгорных впадинах кимериджитонских и раннемеловых орогенных моласс.

Раннеальпийский этап развития отмечен на юге Памира мощной тектономагматической активизацией и возникновением вулканотектонических структур. В позднем эоцене — раннем олигоцене в пределах этих структур проявился субщелочной дацит-андезитовый вулканизм и экстррузивный липарит-дацитовый и диорит-монцонитовый магматизм. С завершающими фазами раннеальпийского диастрофизма в олигоцене — раннем миоцене связано формирование крупных гранитных плутонов, горообразование и накопление в наложенных впадинах красноцветных орогенных моласс.

В позднеальпийский этап развития новый импульс горизонтального сжатия привел к возникновению тектонических поднятий, их размыву и отложению в пониженных участках грубофрагментарных сероцветных моласс. В позднем плиоцене или раннем плейстоцене эти молассы были вовлечены в крупномасштабные покровные дислокации.

Движения позднеальпийского этапа по своей интенсивности превзошли, вероятно, все предшествовавшие горизонтальные перемещения. Они существенно переработали как киммерийские, так и раннеальпийские структуры. С этими движениями, в частности, связано шарьирование пластин меловых монцонитоидов на олигоценовые граниты в западной части Южно-Аличурского хребта и надвигание флишондов позднего триаса на пестроцветные молассы позднего олигоцена — раннего миоцена в долине р. Аличур. В более восточных районах события позднеальпийского этапа вызвали тектоническое сдвигание юрского платформенного чехла и обусловили многокилометровые горизонтальные перемещения по сдвигам Оксу-Мургабской зоны [15].

В заключительную стадию позднеальпийского этапа образовались многие региональные разломы Памира, в том числе известный Гунтский разлом, ограничивающий с севера кристаллический массив Юго-Западного Памира. Все попытки доказать докембрийское заложение этого, как и многих других региональных разломов Памира [1 и др.], на наш взгляд, являются тщетными. Гунтский разлом сечет позднеальпийские тектонические покровы (см. рис. 1, 2) и сопровождается вытянутыми по удлинению плиоценовыми или плейстоценовыми дайками камптонитов. Сдвиги Оксу-Мургабской зоны, торцово сочленяющиеся на востоке с пограничным Рушанско-Пшартским надвигом, дислоцируют верхнеолигоценовые — нижнемиоценовые отложения. Последний на западе прерывает разломы северо-восточного простирания, смещающие олигоценовые граниты. Таким образом, можно считать, что современное выражение все вышеуказанные разломы Южного Памира получили в позднеальпийский этап развития.

К разрывным нарушениям более древнего (индосинийского) заложения на Южном Памире можно отнести только несколько дизъюнктивных структур. К ним относятся древняя, возможно, субдуктивная зона бластомилонитов и бластокатаклазитов в долине р. Аличур, пронизанная олигоценовыми гранитами, надвиг верхнетриасовых отложений на архейские гнейсы в долине р. Памир у с. Намангут, также «залеченный» олигоценовыми гранитами [17], и некоторые другие. Все остальные разломы Южного Памира строгих доказательств более древнего заложения не имеют.

Список литературы

1. Бархатов Б. П. Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 242 с.
2. Белов А. А., Книппер А. Л., Руженцев С. В. Историко-тектоническая и структурная интерпретация гранито-гнейсовых массивов Альпийской складчатой области//Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976. С. 117—136.
3. Буданова К. Т., Буданов В. И. Метамагматические формации Юго-Западного Памира. Душанбе: Ирфон, 1983. 276 с.
4. Вялов О. С. О взаимоотношении Памира и Алая//Изв. ТФАН СССР. 1943. № 2. С. 163—170.
5. Дронов В. И. Стратиграфия доюрских (Р—Т) вулканогенно-осадочных толщ в бассейнах рек Башгумбез, Ирикак, Седек, Ташджилга (Юго-Восточный Памир)//Докл. АН ТаджССР. 1986. Т. 29. № 9. С. 549—553.
6. Дронов В. И., Бронникова А. М. Стратиграфия и возраст тешикташской вулканогенной серии в Кызылрабатском районе (Юго-Восточный Памир)//Докл. АН ТаджССР. 1988. Т. 31. № 1. С. 54—57.
7. Дронов В. И., Буданова К. Т. Североаличурская серия в бассейнах рек Зурчерчек и Каттамарджанай (Юго-Восточный Памир)//Докл. АН ТаджССР. 1986. Т. 29. № 1. С. 41—44.
8. Дуткевич Г. А., Калмыкова М. А. Восточная часть хребта Базардара//Тр. ТПЭ. Л.: Изд-во АН СССР, 1936. Вып. 48. 72 с.
9. Карякин А. П. Высокотемпературные ассоциации аличурской серии//Докл. АН ТаджССР. 1982. Т. 25. № 12. С. 738—740.
10. Карякин А. П. Кислые metavулканыты в аличурской серии (Юго-Западный Памир)//Докл. АН ТаджССР. 1983. Т. 26. № 4. С. 236—239.
11. Николаев В. А. Геологическое строение северного склона Аличурского хребта//Таджикско-Памирская экспедиция 1933 г. Л.: ОНТИ—Госхимтехиздат, 1934. С. 375—384.
12. Пашков Б. Р., Швольман В. А. Рифтогенные окраины Тетиса на Памире//Геотектоника. 1979. № 6. С. 42—57.
13. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Доннш, 1976. 208 с.
14. Россовский Л. Н. Возраст редкометалльных пегматитов и пегматитоносных гранитов Альпийско-Гималайского складчатого пояса//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 8. С. 27—34.
15. Руженцев С. В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. М.: Наука, 1968. 203 с.
16. Руженцев С. В., Швольман В. А., Пашков Б. Р., Поспелов И. И. Тектоническое развитие Памиро-Гималайского сектора Альпийского складчатого пояса//Тектоника Тянь-Шаня и Памира. М.: Наука, 1983. С. 167—175.
17. Хорева Б. Я., Блюман Б. А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л.: Недра, 1974. 216 с.
18. Хорева Б. Я., Искандерова А. Д., Шергина Ю. П. Возраст субстрата метаморфических серий Юго-Западного Памира по данным свинцово-изохронного метода//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 8. С. 40—46.
19. Швольман В. А. Тектоническое развитие Памира в меловом и палеогеновом периодах. М.: Наука, 1977. 160 с.

Институт геологии ТаджССР,
Душанбе, 734063

Поступила в редакцию
20.III.1989

УДК 551.243.4(571.63)

© 1990

МЕЛЬНИКОВ Н. Г., ИЗОСОВ Л. А.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ УГЛЕНЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ ПРИМОРЬЯ

Считается, что палеоцен-среднемиоценовые угленосные отложения Приморья залегают в изолированных тектонических впадинах, северные и северо-западные борты которых ограничены сбросами. Авторами получен новый геологический материал, указывающий на то, что северо-западный борт наиболее крупной Угловской впадины ограничен не сбросом, а надвигом, вдоль которого триасовые породы борта надвинуты на угленосные отложения палеоцена — среднего миоцена. Делаются выводы о том, что палеоцен-среднемиоценовые отложения Приморья сформировались в обширных прогибах. В настоящее время они перекрыты аллохтонными пластинами палеозоя и мезозоя и вскрываются в тектонических окнах, принимаемых за впадины. Под такими аллохтонными пластинами могут находиться погребенные месторождения бурого угля, нефти и газа. Приводятся данные о наличии кайнозойских тектонических покровов и в других районах Восточной Азии.

Во второй половине 70-х и в 80-е годы в результате целенаправленных геолого-структурных, биостратиграфических и литологических исследований в Приморье были открыты и описаны позднеюрско-раннемеловые хаотические образования — микститы, генетически связанные с ними конседиментационные тектонические покровы, а также более поздние чешуйчато-надвиговые структуры. Благодаря этому была в значительной мере расшифрована внутренняя структура региона, уточнена в ней роль складчатых и разрывных (особенно горизонтальных) нарушений, а также определен характер структурного контроля целого ряда месторождений. Эти сведения отражены в целом ряде работ и научных публикаций, в том числе и авторов этой статьи [1, 3—5, 7—12 и др.]. В настоящее время нами получен новый фактический материал, указывающий на то, что по меньшей мере часть чешуйчато-надвиговых структур Приморья сформировалась в кайнозое. Это влечет за собой пересмотр существующих ныне представлений об условиях формирования кайнозойских угленосных отложений региона и его перспектив на уголь и некоторые другие полезные ископаемые.

Кайнозой в Приморье распространен широко и довольно хорошо изучен, поскольку включает промышленные пласты бурого угля. Продуктивным является палеоцен — средний миоцен (до 2300 м), представленный в основном слаболитифицированными тонкозернистыми терригенными породами. Что касается образованных ими тектонических структур и характера их контактов с более древними образованиями, то они все еще слабо исследованы. Причина в том, что последние всюду перекрыты мощными толщами верхнемиоценовых и плиоценовых галечников, покровами базальтов, либо четвертичными глинами. Считается, что отложения палеоцена — среднего миоцена залегают в небольших (до 15×60 км) изолированных тектонических впадинах северо-восточного и близширотного простираания (рис. 1). Впадины обычно асимметричны: юго-восточные борты пологие, противоположные — крутые, ограниченные разломами, которые условно рассматриваются как сбросы с амплитудами вертикальных перемещений до 1500 м.

В настоящее время нами проводится крупномасштабное геологическое доизучение окрестностей г. Артема, где расположена Угловская

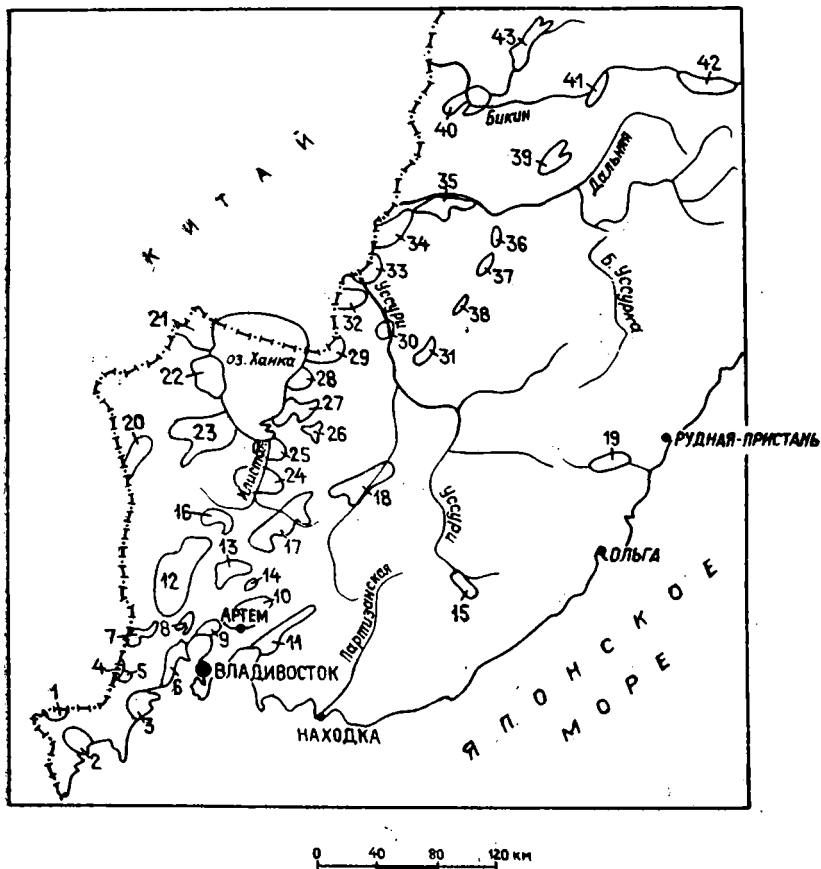


Рис. 1. Схема расположения кайнозойских угленосных впадин на территории Приморья
 Впадины: 1 — Хунчунская, 2 — Хасанская, 3 — Славянская, 4 — Черногоринская, 5 — Нарвская, 6 — Нижнемалютинская, 7 — Занадворовская, 8 — Проваловская, 9 — Гавричанская, 10 — Угловская, 11 — Шкотовская, 12 — Пушкинская, 13 — Глуховская, 14 — Комаровская, 15 — Березовская, 16 — Павловская и Лузановская, 17 — Ивановская, 18 — Арсеньевская, 19 — Зеркальнинская, 20 — Пограничная, 21 — Турьерогская, 22 — Ильинская, 23 — Жариковская, 24 — Вадимовская, 25 — Илстая, 26 — Вишневецкая, 27 — Спасская, 28 — Новосельская, 29 — Краснореченская, 30 — Уссурийская, 31 — Крыловская, 32 — Лесозаводская, 33 — Марковская, 34 — Филинская, 35 — Гоголевская, 36 — Новопокровская, 37 — Ореховская, 38 — Малиновская, 39 — Маревская, 40 — Контровод-Алчанская, 41 — Среднебикинская, 42 — Верхнебикинская, 43 — Алчанская

впадина — одна из наиболее крупных и хорошо изученных кайнозойских структур Приморья. Она выполнена палеоцен-нижеолигоценовыми угленосными (угловская свита) и олигоценовыми безугольными (надеждинская свита) отложениями, несогласно перекрытыми грубообломочной усть-давыдовской свитой нижнего — среднего миоцена суммарной мощностью до 1500 м. В прибортовых частях впадины эти отложения и граничащие с ними более древние породы перекрыты толщей своеобразных глыбово-глинистых накоплений, которые палеонтологически не охарактеризованы и условно датируются поздним миоценом — плиоценом. Мощность толщи непостоянна и колеблется в широких пределах, достигая максимумов над разломами, ограничивающими впадины. Так, у юго-восточного борта она оценивается в несколько десятков метров, а у противоположного — превышает 600 м.

Угловская свита содержит до 11 групп пластов бурого угля и залегает непосредственно под маломощной толщей валунно-глинистых накоплений у юго-восточного борта впадины. В северо-западном направлении отложения свиты полого, под углами 10—12°, погружаются под олигоценовые и нижне-среднемиоценовые отложения; в 3 км от северо-западного борта кровля угловской свиты вскрыта скважиной № 1 на глу-

бине 900 м. Кайнозойские отложения имеют здесь максимальную мощность (1500 м).

Северо-западный борт Угловской впадины ограничен разломом, перекрытым валунно-глинистыми отложениями. Прямых данных, полученных при бурении или геофизическими методами, о морфокинематическом типе этого дизъюнктива нет. Однако его можно установить, для чего необходимо проанализировать характер тектонической структуры северо-западного борта, а также состав и генезис валунно-глинистых накоплений.

Тектоническая структура северо-западного борта Угловской впадины. Северо-западный борт Угловской впадины сложен палеонтологически охарактеризованными терригенными и угленосными отложениями нижнего, среднего и верхнего триаса, в подчиненном количестве здесь развиты гранитоиды раннего (?) палеозоя (рис. 2). В основании борта вдоль контакта с третичными отложениями выходят на поверхность песчаники, алевролиты и конгломераты нижнего и среднего триаса, а водораздельная грива — гипсометрически наиболее высокая отметка борта — сложена песчаниками нижнего — среднего подъярусов норийского яруса. Последние являются наиболее молодыми породами, обнажающимися на северо-западном борту Угловской впадины и к тому же наиболее удаленными от контакта с третичными отложениями. Залегание слоев обычно пологое, с углами наклона 10—30°. Образованные ими тектонические структуры имеют в плане овальные очертания, поэтому принимались за брахиформные складки разных порядков.

Рассматриваемая территория, как и многие другие районы Приморья, очень плохо обнажена. Крупномасштабная геологическая съемка (Ю. Б. Евланов и др., 1960 г.), здесь велась в основном по свалам пород и сопровождалась проходкой весьма небольшого объема горных выработок. При геологическом доизучении района с помощью канав и скважин установлено, что при общем пологом залегании эти породы сильно тектонизированы: трещиноваты, а зачастую раздроблены и милонитизированы. При этом интенсивность катаклаза возрастает к границам разновозрастных свит и толщ, слагающих овальные структуры. Детальное изучение этих границ показало, что в большинстве случаев они являются зонами пологих (углы наклона до 30°) надвигов, выполненных тектоническими глинами мощностью до первых десятков метров. Наиболее мощная зона дробления триасовых пород установлена в междуречье Соловейцев Ключ — Кневичанка, в краевой части поля их развития вдоль контакта с перекрывающими валунно-глинистыми отложениями. Ширина выхода ее достигает 500 м, а мощность, по данным бурения (скв. 29), превышает 160 м.

Как выяснилось, «овальные структуры» ограничены надвигами, наклоненными к их центрам. Наличие зон дробления под такими структурами доказано бурением. В частности, скв. 28, пройденной в бассейне верхнего течения р. Кневичанки, на небольшой водораздельной гриве под толщей плитчатых песчаников нижнего подъяруса карнийского яруса на глубине 30 м вскрыты угленосные отложения верхнего подъяруса карнийского яруса. На границе между стратонами установлена зона милонитов и мелкообломочных брекчий мощностью 39 м. Причем дроблению и истиранию подвергнуты породы обоих подъярусов примерно в равной степени.

Таким образом, «овальные структуры» есть не что иное, как останцы тектонических покровов. Поскольку они перекрывают друг друга, в целом северо-западный борт Угловской впадины представляет собой пакет тектонических покровов.

Состав и генезис валунно-глинистых накоплений. Толща валунно-глинистых накоплений развита вдоль северо-западного борта Угловской впадины в виде полосы шириной до 4 км. Предшественниками они рассматривались как аллювий крупной палеореки и пролювий конусов выноса временных водотоков и помещались в основании угловской свиты либо относились к усть-давыдовской свите (см. рис. 2). Толща сложена

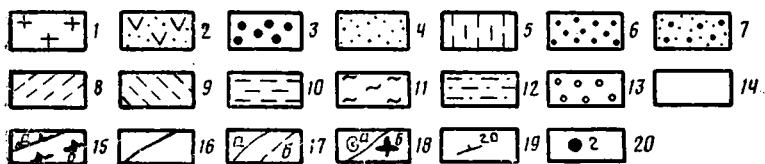
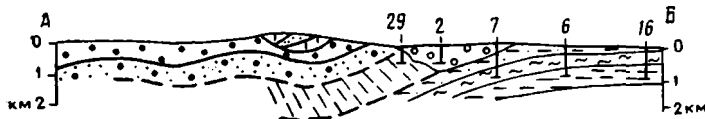
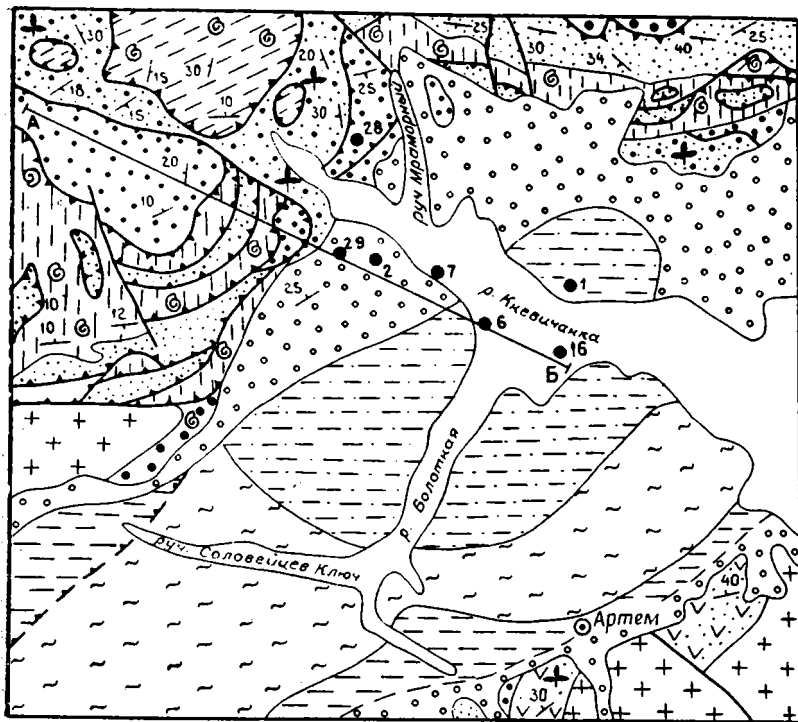


Рис. 2. Геологическая карта района. Угловой впадины

1 — раннепалеозойские (?) гранитоиды; 2 — средне- и верхнедевонские песчаники, алевролиты, порфириды и их туфы (люторгская свита); 3 — нижнетриасовые песчаники, алевролиты и конгломераты; 4 — анизийские песчаники; 5 — ладинские алевролиты и песчаники (спутниковская свита); 6 — нижнекарнийские песчаники (кипарисовская свита); 7 — верхнекарнийские песчаники, алевролиты, углисто-глинистые сланцы и угли (садгородская свита); 8 — ниже- и средненорийские песчаники (песчанкинская свита); 9 — верхненорийские песчаники (первознинская свита); 10 — палеоцен-нижеолигоценные песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли (угловская свита); 11 — олигоценные аргиллиты, алевролиты и песчаники (надеждинская свита); 12 — ниже- и среднемиоценовые конгломераты, песчаники и алевролиты (усть-давыдовская свита); 13 — верхнемиоцен-плиоценовые (?) тектоногравитационные микститы; 14 — современные аллювиальные накопления; 15—16 — разрывные нарушения: 15 — пологие надвиги установленные (а) и предполагаемые (б), 16 — крутые разломы; 17 — геологические границы установленные (а) и предполагаемые (б); 18 — места находок фауны (а) и флоры (б); 19 — элементы залегания пород; 20 — буровые скважины и их номера

в основном желто-бурыми супесями, суглинками или глинами, в которых в переменных количествах (до 50% объема) присутствуют валуны и гальки мезозойских пород размером до 60—80 см в поперечнике.

Весьма примечателен состав кластики. На отдельных протяженных участках он однообразен и отвечает составу пород борта, граничащих с валунно-глинистыми накоплениями. В одних случаях обломочный мате-

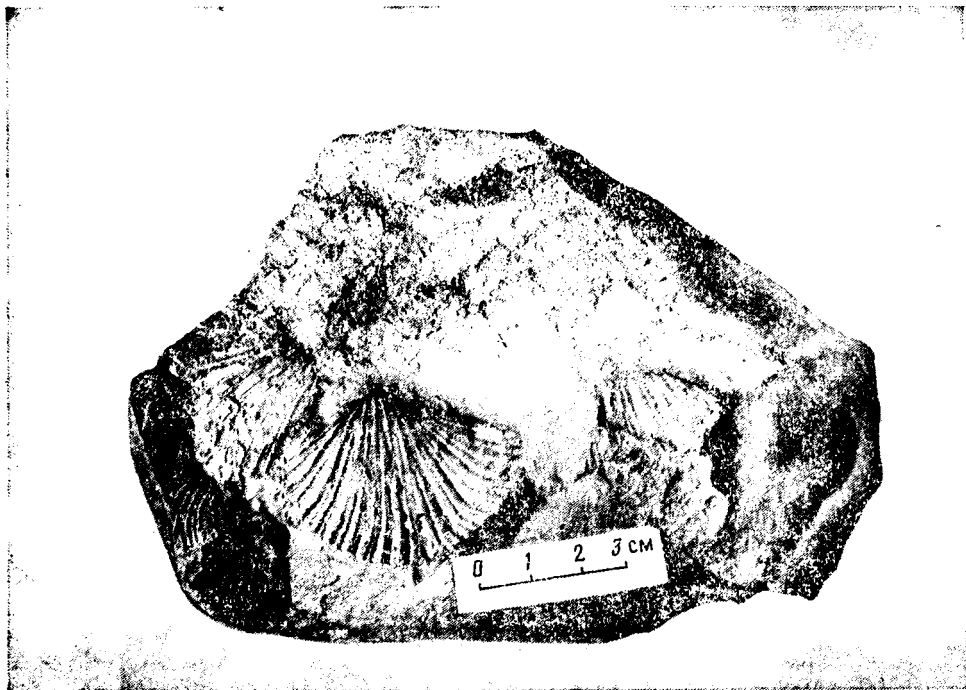


Рис. 3. Глыба песчаника с отпечатками раковин позднеюрских монотид

риал представлен весьма характерными, легко диагностирующимися аркозовыми песчаниками анизийского яруса, в других — породами верхнего подъяруса карнийского яруса. Иногда же кластика состоит из пород, которые на борту впадины не обнажены. Так, на водоразделе руч. Соловейцев Ключ и Мраморного на протяжении 8 км кластический материал валунно-глинистых накоплений почти полностью представлен песчаниками верхнего подъяруса норийского яруса. Детальное изучение обломков производилось в трех пунктах данного участка, в каждом из которых исследовалось по 100 галек и валунов. Результат показал, что 99% из них представлены желтовато-, пепельно- или темно-серыми среднезернистыми полимиктовыми песчаниками. В 50% из них обнаружены остатки позднеюрских монотид. Отпечатки раковин в песчаниках обычно многочисленны, отдельные обломки, по сути, представляют собой ракушечник (рис. 3), но видовой состав фауны весьма беден. По определению Н. К. Жарниковой и Э. А. Доруховской, она представлена позднеюрскими *Monotis ochotica* Keys. В отдельных случаях в виде обломков переотложены отпрепарированные окаменевшие раковины размером до 4×7 см с практически нестертыми ребрами. Нестерты и хорошо различимы ребра и в отпечатках, выступающих на поверхности отдельных глыб песчаников. Те обломки, в которых окаменелости не обнаружены, имеют небольшие размеры (2—3 см) и по составу неотличимы от маркированных фауной.

Окатанность обломочного материала подсчитана по 5-балльной системе; при этом окатанность остроугольных обломков оценивалась в 0 баллов, а округлых и отшлифованных — в 4 балла. Оказалось, что остроугольные обломки составляют 6%, 1 балл окатанности — 38%, 2 — 48, 3 — 6, 4 — 1%. Выраженная в % и подсчитанная по формуле

$$P = \frac{(OP_0 + 1P_1 + 2P_2 + 3P_3 + 4P_4) 25}{\Sigma P}$$

(P_0 — количество обломков (%)) с окатанностью в 0 баллов, P_1 — с ока-

танностью в 1 балл, ... P_4 — с окатанностью в 4 балла) окатанность обломочного материала составляет 49%.

Таким образом, однообразие состава, довольно крупные размеры и слабая степень окатанности кластики определенно указывают на то, что описанные валунно-глинистые накопления сформировались в водных условиях, в непосредственной близости от источника сноса. Но, как отмечалось, на северо-западном борту Угловской впадины верхненорийские песчаники не обнажены, а непосредственно на контакте с валунно-глинистыми накоплениями на поверхность выходит пакет тектонических пластин более древних пород. Следовательно, этот стратон перекрыт или и также залегает в виде тектонической пластины, фронтальная часть которой размыта и переотложена. Продуктами ее размыва и сложен обломочный материал валунно-глинистых накоплений рассмотренного участка. Таким образом, валунно-глинистые накопления северо-западного борта Угловской впадины являются образованиями типа тектоногравитационных микститов, описанных М. Г. Леоновым [6].

Анализ материала и выводы. Северо-западный борт Угловской впадины фиксируется выходами на поверхность тектоногравитационных микститов, которые залегают на палеоцен-среднемиоценовых отложениях впадины и более древних породах, выступающих в ее борту. Известно, что тектоногравитационные микститы формируются перед фронтом движущихся тектонических покровов. В данном случае такой покров, состоящий из серии тектонических пластин, расположен северо-западнее Угловской впадины и вскрывается в ее борту. Движение этого покрова происходило в послесреднемиоценовое время, поскольку продукты его размыва перекрывают средний миоцен. Причем скорость движения покрова была меньше скорости эрозии, ибо продукты его размыва перекрывают и фронтальную часть этого покрова, представляющую собой своеобразную зону «шелушения». Следовательно, по разлому, ограничивающему северо-западный борт Угловской впадины, триасовые породы надвинуты на палеоцен-среднемиоценовые отложения.

Кайнозойские тектонические покровы, на наш взгляд, существуют и во многих других районах Приморья. Они, вероятно, выходят в северо-западных бортах Шкотовской, Ивановской, Даниловской и других третичных впадин, вдоль которых также развиты еще мало изученные глыбово-глинистые накопления, напоминающие тектоногравитационные микститы. В пользу данного предположения можно привести и другие более конкретные материалы. Наиболее показателен в этом отношении северный борт Лузановской впадины, где под сланцами нижнекембрийской лузановской свиты скв. 3075 на глубине 60 м вскрыты угленосные отложения нижнего — среднего миоцена (В. П. Коковин и др., 1985 г.).

Другой такой пример дают борта недавно выявленной нами третичной «впадины», расположенной в бассейне верхнего течения р. Илстой. Структура представляет собой узкую (250 м), длинную (3 км) щель в нижнедевонских вулканитах, перекрытых плиоценовыми базальтами. Борты ее высокие, крутые, перекрытые незакрепленными осыпями, либо скалистые, у основания обводненные. Днище плоское, с поверхности сложенное уплотненными аргиллитоподобными глинами с углистыми примазками. Естественно, возникают вопросы: как могли в такой узкой впадине накопиться глинистые, а не грубообломочные породы, и почему она не была залита плиоценовой базальтовой лавой? Ответ может быть только один: в миоцене эта впадина не существовала, а возникла позднее, в четвертичное время, в тылу сползшей пластины нижнедевонских вулканитов, перекрытой плиоценовыми базальтами. Значит, здесь, под вулканогенной толщей, должны существовать третичные отложения, по которым и произошло скольжение. Таким образом, в этом месте можно уверенно наметить аллохтон кайнозойского возраста.

Подобное строение характерно и для многих других давно известных кайнозойских впадин. Например, северо-восточный фланг Шкотовской впадины имеет весьма небольшую (до 1 км) ширину, а мощность разви-

тых там третичных преимущественно алевропелитовых отложений довольно значительна (300—500 м).

Весьма актуален вопрос и о конкретном времени формирования кайнозойских тектонических покровов. Представляется, что они возникли в конце миоцена или в более позднее время и явились следствием активизации тектонических движений, которое отчетливо документируется мощными, широко развитыми в Приморье накоплениями верхнемиоценовых и плиоценовых галечников усть-суйфунской (до 125 м) и суйфунской (до 160 м) свит, а также базальтоидов шуфанской свиты (до 300 м).

Выделение кайнозойских тектонических покровов в других районах Приморья — перспективная задача будущих исследований, имеющая важное практическое и научное значение. Но уже сейчас можно утверждать, что палеоцен-среднемиоценовые отложения Приморья сформировались не в локальных впадинах, а в обширных прогибах. В настоящее время они перекрыты аллохтонными пластинами палеозоя и мезозоя и вскрываются в тектонических окнах, принимаемых за впадины. Значит, под выходами палеозойских и мезозойских пород могут находиться погребенные месторождения бурого угля. Наиболее перспективна в этом отношении огромная площадь, простирающаяся от северо-восточной оконечности Угловской впадины до истоков р. Партизанской, которая большей частью бронирована плиоценовыми базальтами и выделяется в гравитационном поле относительно низкими значениями аномалий силы тяжести.

Особый интерес представляет юго-восточный борт Угловской впадины, который еще слабо изучен. Если, как и противоположный борт этой структуры, он ограничен пологим надвигом, то для ныне действующих здесь предприятий угольной промышленности могут быть выявлены дополнительные запасы бурого угля.

Наличие кайнозойских тектонических покровов повышает перспективы Приморья и на некоторые другие полезные ископаемые, и в первую очередь на нефть и газ, проявления которых в крае известны, но их генезис не установлен. Можно полагать, что они образуют промышленные скопления в мезозойских и кайнозойских толщах, подстилающих тектонические покровы. Месторождения нефти и газа такого типа известны [13].

Следует отметить, что позднемезозойские и кайнозойские горизонтальные движения весьма активно проявлены во многих регионах Юго-Восточной Азии и оказали решающее воздействие на формирование тектонических структур. Например, А. Гансер [2], говоря о необычайно бурной новейшей тектонике Гималаев, указывает, что это горное сооружение возникло из активизированной области Индийского щита в результате надвигообразования, которое началось в миоцене и достигло наибольшего размаха в конце раннего плейстоцена. При этом почти половина молассового прогиба, расположенного в форланде и выполненного отложениями сивилинской системы (средний миоцен — ранний плейстоцен), оказалась скрытой под покровом древних толщ (перм-триас и др.).

В недавних публикациях приводятся еще более определенные сведения по этому вопросу. В частности, развитие позднекайнозойских шарьяжей и меланжа отмечается в пределах юго-восточного азиатского континентального обрамления, в районе моря Банда [15]. В соседней с нами Японии, в ее юго-восточной части, описана [17] позднеюрско-раннемеловая олистострома, аналогичная развитой в Сихотэ-Алине [5, 10], которая рассматривается автором как коллизионно-аккреционный комплекс. Очень интересны в этом плане и следующие две работы японских геологов. Так, К. Окумура [18] сообщает о четвертичной коллизионной тектонике на Хоккайдо, где им выявлена субмеридиональная зона конвергенции Ишикари — Тишио как границе Евразийской и Северо-Американской плит. При этом перемещение геомасс происходило начиная со среднего миоцена до позднечетвертичного времени с востока на запад

и Евразийская плита была субдуцирована. Сходные данные приводят М. Кояма и др. [16], отмечая мощные современные деформации (ранний — средний плейстоцен) в центральной Японии в зоне столкновения аллохтонного блока п-ова Ицу, принадлежащего плите Филиппинского моря, и о-ва Хонсю, являющегося частью Евразийской плиты.

Сходные с нашими данные, касающиеся угленосных бассейнов Северо-Восточного Китая, приводят китайские геологи [14]. Они настолько интересны, что лучше всего будет привести две цитаты: «В раннем кайнозое, в результате восточного и юго-восточного крипа мантийного материала, открылось Японское море, а Тихоокеанская плита удалялась на восток от Евразийской плиты» [с. 186]. «В позднем палеогене региональное поле напряжений изменялось от растягивающегося к сжимающемуся, которое привело к недоразвитию (разрядка наша) грабенообразных позднепалеогеновых угленосных бассейнов типа дива; структурной особенностью является то, что более древние слои были надвинуты на грабен с обеих сторон бассейнов» [14, там же]. На наш взгляд, дело здесь не столько в недоразвитии угленосных бассейнов, сколько в их существовании тектоническом перекрытии.

Итак, многие важные черты геологии Приморья могут быть поняты лишь с позиций покровной тектоники. Они обусловлены крупномасштабными горизонтальными тектоническими движениями, которые привели к формированию надвигов и тектонических покровов, имеющих региональное значение и вызванных, вероятно, развитием аккреционных процессов в зоне перехода от Евразийского материка к Тихому океану в позднем мезозое — кайнозое.

Список литературы

1. Врублевский А. А., Мельников Н. Г., Голозубов В. В., Шевелев Е. К., Юшманов Ю. П., Изосов Л. А. Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1988. 111 с.
2. Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 351 с.
3. Голозубов В. В., Мельников Н. Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 128 с.
4. Елисеева В. К., Липман Р. Х., Святогорова Н. Н. Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня//Геология и геофизика. 1976. № 11. С. 30—43.
5. Изосов Л. А., Василенко Н. Г., Мельников Н. Г., Петрищевский А. М. Вольфрамосная олистострома Центрального Сихотэ-Алиня//Геотектоника. 1988. № 3. С. 76.
6. Леонов М. Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. М.: Наука, 1981.
7. Мазарович А. О. Структура Южного Приморья//Тихоокеан. геология. 1984. № 5.
8. Мазарович А. О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 101 с.
9. Мельников Н. Г. Консидиментационные тектониты Южного Сихотэ-Алиня//Информ. сб. ПГУ. Владивосток, 1971. № 7. С. 56—81.
10. Мельников Н. Г., Голозубов В. В., Олейник Л. М. О возрасте маляновской и самаркинской свит Приморья//Стратиграфия Дальнего Востока. Тез. докл. III Дальневост. стратиграф. совещ. Владивосток, 1978. С. 85—86.
11. Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистоостромовые толщи и консидиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине//Геотектоника. 1980. № 4. С. 95—106.
12. Мельников Н. Г., Изосов Л. А. Структурно-формационное районирование Приморья//Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 53—61.
13. Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т., Постников Д. В. Шарьяжные и надвиговые структуры фундаментов платформ. М.: Наука, 1987. 184 с.
14. Тун Юймин, Ли Цзынзунь, Пэнъ Гэлинь, Хинь Кэ, Цинь Шубао. Тектоническая эволюция угленосных бассейнов Северо-Восточного Китая//Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. Тез. докл. I Советско-Китайского симпозиума. Находка, 1987. С. 185—187.
15. Hartono H. M. S. Late Cenozoic tectonic development of the SE Asian continental margin in the Banda Sea area//Tectonic of Eastern Asia and Western Pacific Continental Margin. Sixth Japan — U. S. S. R. Geotectonic Symposium. Tokyo, 1988. P. 66.
16. Koyama M., Kitazato H., Okada H. Collision of the Izu block with central Japan and related tectonic events in the early — middle Pleistocene//Ibid. P. 105—106.
17. Matsuoka A. Jurassic — early Cretaceous accretionary process of the southern Chichibu Terrano in southwest Japan//Ibid. P. 108—109.
18. Okumura K. Quaternary collision tectonics in Hokkaido, North Japan//Ibid. P. 94.

Приморское производственное геологическое объединение, Владивосток, 690010; Тихоокеанский океанологический институт ДВО АН СССР, Владивосток, 690032

Поступила в редакцию 25.IX.1989

УДК 551.24(262.13)

© 1990

КАЗЬМИН В. Г.

К ПРОБЛЕМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТИРРЕНСКОГО МОРЯ

Формирование глубоководной котловины Тирренского моря, вероятно, не связано со спредингом. Утонение континентальной литосферы произошло либо в результате «рассеянного спрединга» (пластическая деформация на глубине, внедрение даек в хрупкую кору), либо в результате смещения литосферной пластины по пологому разлому (разломам). Последняя модель хорошо объясняет структурные особенности котловины, а также присутствие остатков континентальной коры в центральной части бассейна. Предполагается, что Тирренское море можно рассматривать в качестве тектонотипа малых океанских бассейнов, в которых формировались офиолиты «лигурийского типа».

ВВЕДЕНИЕ

Образование Тирренского моря, несомненно, связано с процессом рифтогенеза. Об этом красноречиво свидетельствует структура Корсикано-Сардинской и Апеннинской окраин, а также северной части бассейна. В пределах этих регионов континентальная кора разбита многочисленными сбросами, разделяющими ее на моноклиналильные блоки, испытавшие большее или меньшее вращение (рис. 1). Моноклиналильные сбросовые блоки определяют также рельеф акустического фундамента глубоководной центральной части моря [12, 24]. Образование подобных структур, бесспорно, свидетельствует о режиме растяжения, приведшем к раскрытию Тирренского моря. При движении от континентальных блоков (Корсико-Сардиния, Апеннины) в сторону глубоководной котловины наблюдается постепенное утонение континентальной коры в 4—5 раз: с 32—35 до 6—8 км [11, 12], при этом происходит полное или почти полное исчезновение гранитного слоя [23]. В центральной котловине с глубинами от 3 до 3,4 км, по данным ГСЗ [11, 22] и МОВ ОГТ [12], развита очень тонкая (местами менее 5 км) кора, по скоростным характеристикам близкая к океанской. Глубоководное бурение [13, 14] установило, что под слоем верхнеплиоценовых — четвертичных осадков здесь залегают толеитовые базальты, близкие по типу к базальтам СОХ, но отличающиеся обогащенностью легкими редкими землями и литофильными элементами.

Изучение поверхностных волн при землетрясениях показало, что мощность литосферы под глубоководными котловинами Тирренского моря сокращается до 27 км или несколько менее, т. е. здесь располагается крупный выступ астеносферы [8, 20, 21]. Этому соответствуют высокие, хотя и неравномерно распределенные значения теплового потока, достигающие $200 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ [10] и совпадающие пространственно с положительными аномалиями силы тяжести в редукции Буге — до 250 мГал [17]. Совокупность этих данных позволяет большинству исследователей считать кору глубоководной котловины океанской, созданной в процессе спрединга [13, 14 и др.]. Как будет показано ниже, это положение далеко не бесспорно.

Очевидные признаки сильного растяжения: утонение коры, включая ее верхние горизонты, развитие листрических сбросов, базальтовый вулканизм, связанный с разломами растяжения, — не позволяют принять бытующие до сих пор представления об изостатическом погружении глубо-

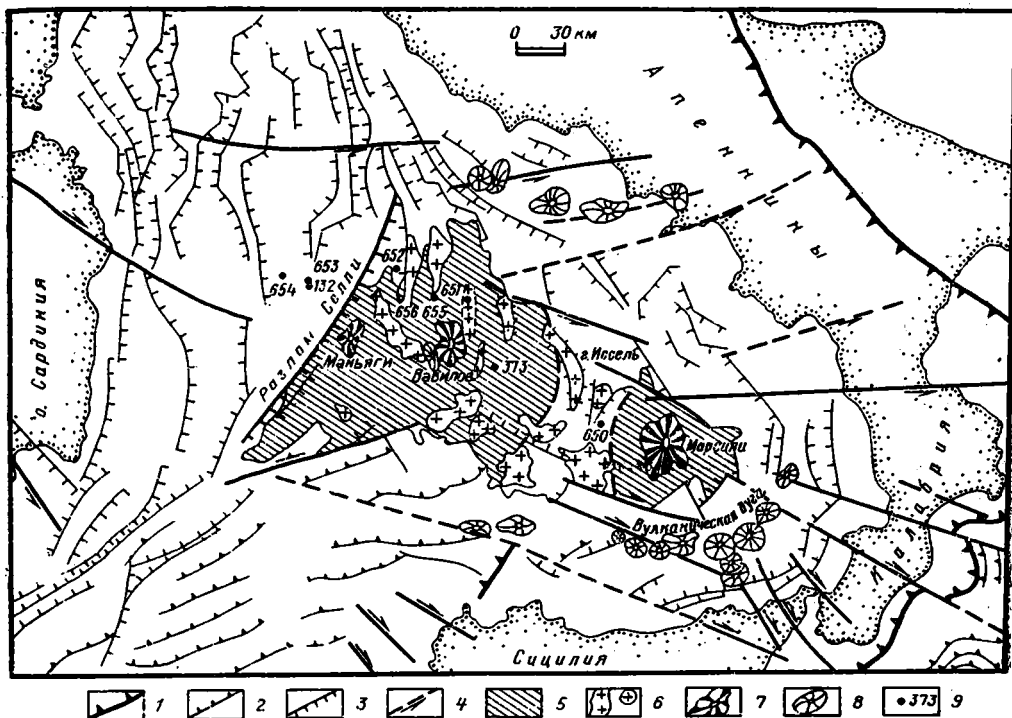


Рис. 1. Структурная схема Тирренского моря по [12]
 1 — фронт альпийских покровов; 2 — надвиги, взбросы; 3 — сбросы; 4 — сдвиги; 5 — тонкая кора в бассейнах Вавилова и Марсили; 6 — массивные коровые блоки в центральной части Тирренского моря; 7 — вулканы в глубоководной впадине; 8 — прочие вулканы; 9 — скважина глубоководного бурения

ководной котловины в результате «океанизации» континентальной коры [26, 27] или кальдерообразного проседания — «крикогенеза» [32]. Сейчас достаточно хорошо показано, что раскрытие бассейна определялось миграцией Апеннинско-Калабрийско-Магрибской дуги, начиная примерно с 7—8 млн. лет назад [6, 19, 23, 24]. Раскрытие глубоководной котловины происходило на позднем этапе в плиоцене, когда движение Апеннинского и Магрибского сегментов было блокировано коллизией, а подвижность сохранил лишь узкий (120 км) Калабрийский сегмент, перемещавшийся на юго-восток по азимуту 120°. Этим движением определяется геометрия разрывов в пределах котловины: трещины растяжения ориентированы на северо-восток 5—20°, а трансформные нарушения — на юго-восток 120—140° [19, 23].

ПРОБЛЕМЫ КОРЫ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ

Как было отмечено выше, геофизические и петрологические данные позволяют рассматривать кору глубоководной котловины как океанскую. Однако целый ряд наблюдений противоречит этому.

1. В котловине не выявлена рифтовая зона или зоны, с которыми можно было бы связать разрастание океанской коры. Отсутствуют также линейные магнитные аномалии, поддающиеся идентификации. Крупные удлиненные в северо-восточном направлении вулканы: Маньяги, Вавилов и Марсили, расположенные в центральных частях отдельных впадин, составляющих в совокупности глубоководную котловину, также вряд ли могут рассматриваться в качестве центров наращивания океанской коры. Как было установлено в 16-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш», все три подводные горы имеют однотипное строение. Основание построек сложено излившимися по трещинам пиллоу-лавами, перекрытыми более поздними пиллоу-базальтами, изливавшимися из аппаратов центрального

типа. Состав базальтов нижнего комплекса остается неустановленным. Верхние пиллоу-лавы имеют субщелочной характер и резко отличаются от глиноземистых обогащенных толеитов, слагающих базальтовое ложе бассейна [25]. Возраст лав верхнего комплекса вулкана Вавилова, установленный К/Аг-методом, 0,1—0,4 млн. лет [25], т. е. позднеплейстоценовый. Если развитие вулкана было более или менее непрерывным, то возраст нижнего комплекса должен отвечать раннему плейстоцену, возможно, верхам позднего плиоцена. Базальтовое основание в осевой части впадины (или бассейна) Вавилова, в скв. 651 глубоководного бурения (см. рис. 1), имеет возраст около 3 млн. лет [14, 15]. Оно разбито системой крупных падающих на запад листрических сбросов с большим вращением блоков [12]. Вулканическая постройка затронута лишь небольшими сбросами с восточным падением [25]. Таким образом, ясно, что между формированием базальтового ложа и образованием вулканов был перерыв, произошла значительная деформация. Судя по всему, вулканы представляют собой наложенные позднейшие сооружения, образование которых отражает повторное раскрытие трещин растяжения в осевых зонах бассейнов Вавилова и Марсили. О том, что растяжение возобновлялось неоднократно, свидетельствует широкое развитие открытых трещин, рассекающих лавовые потоки в приосевых частях всех трех больших вулканов. Резко отличаясь по морфологии и составу вулканитов от спрединговых центров, вулканы обладают большим морфологическим и петрологическим сходством с осевыми вулканическими хребтами континентальных рифтов, в первую очередь с осевыми вулканами Афара [2]. Как в Тирренском море, так и в Афаре образование осевых вулканов следует за периодом формирования базальтового ложа впадины и отражает позднюю и значительно более слабую стадию затухающего растяжения.

2. Скважина 373 глубоководного бурения (см. рис. 1, [13]) прошла около 200 м по толще базальтов, перекрытых верхнеплиоценовыми осадками. Возраст базальтовых покровов варьирует от 3,5 (кровля) до 7,5 млн. лет (основание разреза). Таким образом, время накопления базальтов — 4 млн. лет, а скорость накопления — 0,4 см/тыс. лет [5]. Эти данные не согласуются со спрединговым происхождением базальтов. Известно, что даже при минимальных скоростях спрединга (около 1 см/год) новообразованная кора отодвигается от осевой вулканической зоны океанского рифта уже в течение первых сотен тысяч лет. Если же сегмент коры оставался в пределах вулканической зоны в течение 4 млн. лет, то скорости развития должны были бы быть ничтожными — 0,1—0,2 мм/год. Но это уже не спрединг, а скорее раскрытие отдельных трещин. Да и с предполагаемой скоростью раскрытия Тирренского бассейна (3—4 см/год) это никак не согласуется. Вероятно, правильнее рассматривать базальты, вскрытые скважиной, как наслоение трещинных излияний, происходивших многократно в ходе рифтогенеза. Эта точка зрения подтверждается данными глубоководного бурения [14, 15]. Установлено, что рифтогенез на пассивной окраине Сардинии начался в тороне и закончился в низах плиоцена (7—5 млн. лет). Таким образом, излияния базальтов (во всяком случае ранние) совпадают с эпохой рифтогенеза континентального основания, предшествуют эпохе предполагаемого спрединга в бассейне Вавилова [15]. В этом плане также намечается определенное сходство со «стратоидными» базальтами, выстилающими дно Афарской депрессии. Они изливались в течение примерно 2—3 млн. лет в процессе растяжения и утонения континентальной коры Афара.

3. Площадь, занятая предполагаемой океанской корой в Тирренском море, оценивается по разному. Если во внимание принимаются только данные ГСЗ, то обычно к коре океанского типа относят всю центральную область моря с глубинами более 3000 м. Однако по тем же данным в пределах глубоководной области встречаются и более массивные коровые блоки, возможно, фрагменты континентальной коры. Прежде всего это касается системы блоков к югу от горы Иссель (см. рис. 1), обра-

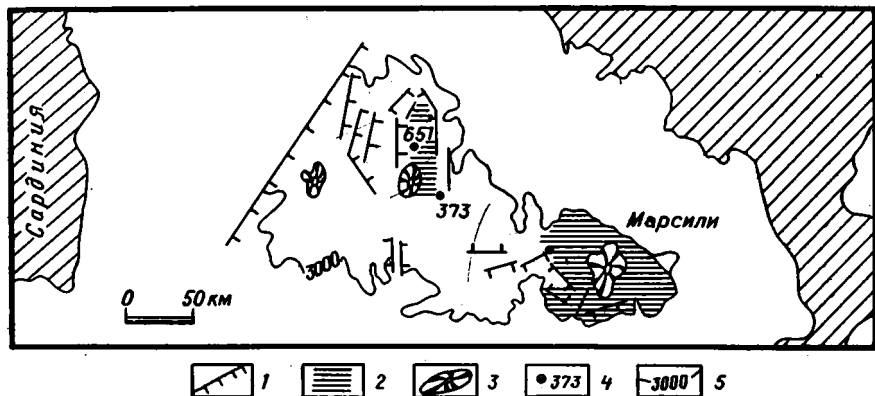


Рис. 2. Развитие океанской коры в центральной части Тирренского моря по [19, 29]
 1 — сброс; 2 — океанская кора; 3 — вулкан; 4 — скважина глубоководного бурения;
 5 — изобата — 3000 м

зующих в совокупности перемычку между впадинами (бассейнами) Вавилова и Марсили. Здесь, по данным ГСЗ, мощность коры достигает 15 км и ее континентальный характер достоверен [28]. В южной части перемычки драгированы известково-щелочные вулканиды средне-позднеплиоценового возраста. Не исключено, что Иссельская перемычка представляет собой фрагмент плиоценовой островной дуги. Как показали данные глубоководного бурения [14, 15], бассейны Вавилова и Марсили имеют разный возраст: первый раскрылся в основном в раннем плиоцене (ранее 2,5—3 млн. лет), второй начал раскрываться в позднем плиоцене (около 2 млн. лет назад). Можно, таким образом, рассматривать раскрытие бассейнов Вавилова и Марсили как последовательные стадии раскола островной дуги, сопровождавшиеся рифтогенезом ее континентального основания.

По данным И. Финнети [12], внутри бассейна Вавилова, имеющего ширину около 130 км, выделяются еще несколько массивных коровых блоков, возможно, континентальной природы (см. рис. 1). Более сложная картина вырисовывается при детальном анализе структуры и распределения осадков по сейсмическим данным. По мнению некоторых исследователей [19, 29], в полуграбенах, разделяющих моноклинальные блоки, местами распространены синрифтовые (мессиний — ранний плиоцен) и дорифтовые (древнее позднего тортона) осадки. Это указывает на континентальную природу основания. Недеформированные верхнеплиоценовые — четвертичные осадки, перекрывающие синрифтовый комплекс, отвечают, по мнению цитированных авторов, эпохе раскола континентальной коры и началу спрединга. Последний шел в узкой (около 15 км) полосе в осевой зоне бассейна Вавилова (рис. 2). По другой интерпретации [24] в бассейне Вавилова можно выделить несколько узких зон, заполненных образованиями «толеитовой формации» и разделенных блоками континентальной коры. Предполагается также развитие океанской коры в бассейне Марсили, имеющем ширину примерно 70 км. Однако никаких подтверждений этому пока нет. Данные ГСЗ по этому бассейну практически отсутствуют, а глубоководное бурение (скв. 650, см. рис. 1) вскрыло здесь базальты известково-щелочного типа, которые вряд ли могли формироваться в спрединговом центре [14].

4. Очень важны результаты бурения скважины 651 (см. рис. 1), [14]). Она была заложена в осевой зоне бассейна Вавилова как раз там, где развитие океанской коры казалось наиболее вероятным (см. рис. 2). Под слоем осадков скважина вскрыла толеитовые базальты и базальтовые брекчи мощностью 76 м. Ниже располагается хаотический комплекс мощностью 28 м, состоящий из блоков (?) различных пород: перидотитов, долеритов, доломитов, лейкократовых пород с калиевым полевым шпатом, базальтовых брекчий, песчаников, гравелитов. Встречаются также окатанные обломки метадолеритов. В верхней части толщи

в доломитовой брекчии найдены планктонные фораминиферы раннего плиоцена. Хаотический комплекс подстилается базальтами и базальтовыми брекчиями (30 м), еще ниже скважина вошла в серпентинизированные лерцолиты включающие обломки биотит-кварц-полевошпатовых пород. В лерцолитах видны следы высоко- и низкотемпературной деформации. Лерцолиты могут представлять собой либо остаток альпийского покрова, либо протрузию мантийных пород, внедрившуюся в тонкую континентальную кору. Так или иначе присутствие каких-то остатков континентальной коры даже в осевой зоне бассейна Вавилова очевидно [14].

Совокупность данных заставляет предполагать, что в глубоководной котловине широко, а может быть, и повсеместно распространен очень тонкий слой континентальной коры, включающий отдельные более массивные блоки.

Отметим еще один важный факт. В бассейне Вавилова пройдено более 10 профилей ГСЗ [11], в том числе и в осевой зоне бассейна Вавилова. Все они дают граничные скорости на поверхности М от 7,9 до 8,1 км/с. По данным И. Финетти [12], средняя скорость на границе М для всего Тирренского моря, включая глубоководную часть, 8 км/с, что близко к нормальной скорости для мантийных пород (8,2 км/с). В то же время как под континентальными, так и под океанскими рифтовыми зонами низкоплотные мантийные породы (скорости 7,1—7,5 км/с) залегают обычно непосредственно в основании коры. Эти данные свидетельствуют скорее всего о том, что в Тирренском море нет широких разрывов в утоненной континентальной литосфере, отвечающих спрединговым зонам.

МЕХАНИЗМ РАСКРЫТИЯ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ

В свете изложенного представления о спрединге в Тирренском море кажутся маловероятными. Формирование коры глубоководной котловины может быть объяснено в рамках по крайней мере двух моделей рифтогенеза континентальной литосферы.

Первая модель предполагает сильное растяжение, утонение и дробление континентальной коры, сопровождающееся внедрением многочисленных даек и силлов, а также излияниями покровных базальтов толеитового состава (рис. 3). Этот механизм, приводящий к формированию существенно базальтовой коры, был в свое время предложен для формирования коры Афара [1] и впоследствии получил название рассеянного спрединга [9]. При мощности литосферы менее 30 км очаги выплавления базальта должны располагаться в «толеитовом» интервале глубин (15—35 км), что и определяет состав базальтов ложа Тирренского моря. Очевидно, кора, сложенная в основном базальтами и габброидами, а также включающая протрузии серпентинитов, мало отличается по скоростным характеристикам от обычной океанской коры.

То, что континентальная кора может быть утонена до первых километров, подтверждается, кстати, данными ГСЗ в самом Тирренском море.

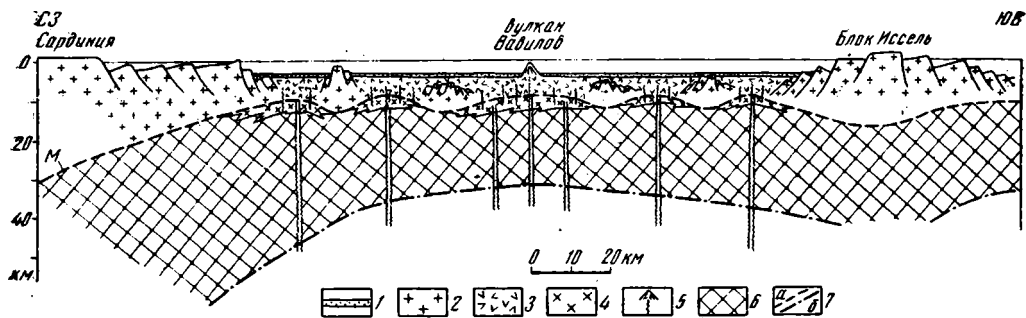


Рис. 3. Схема образования бассейна Вавилова (модель рассеянного спрединга)
1 — осадки (верхнеплиоценовые — четвертичные); 2 — континентальная кора; 3 — базальты; 4 — интрузии габбро; 5 — вулкан и подводный канал; 6 — мантийная часть литосферы; 7 — подошва: коры (а), литосферы (б)

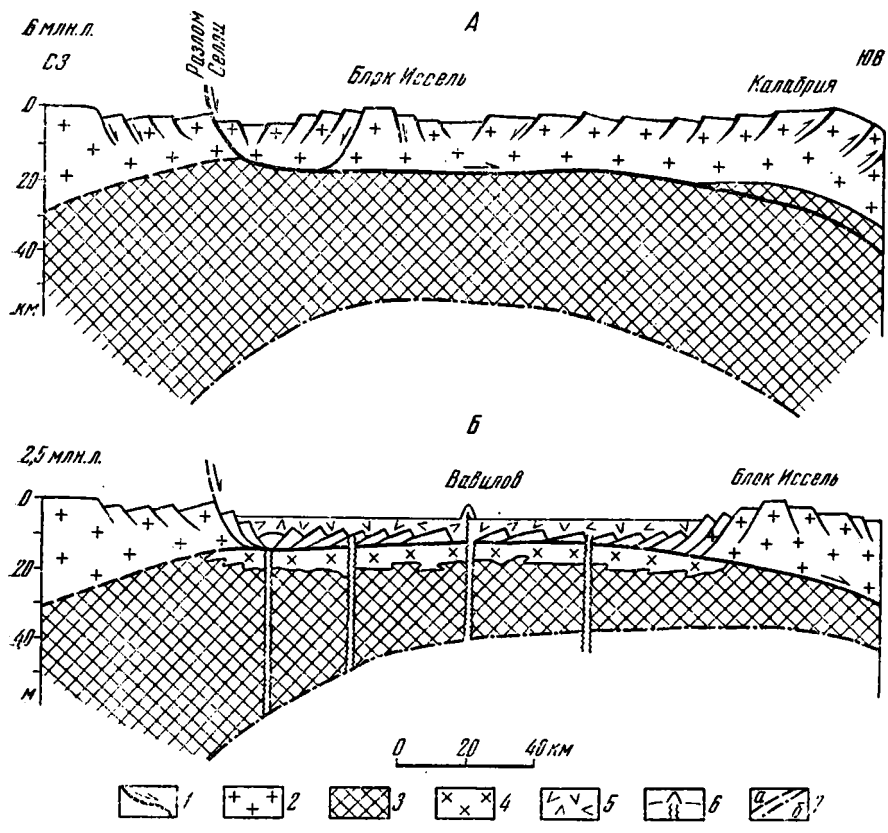


Рис. 4. Схема образования бассейна Вавилова (модель с пологим разломом): А — начальный этап, Б — конечный этап
 1 — пологий разлом; 2 — континентальная кора; 3 — мантийная часть литосферы; 4 — интрузии габбро; 5 — базальты; 6 — вулкан и подводный канал; 7 — подошва: коры (а), литосферы (б)

Так, профиль Т-2 в западной части глубоководной котловины пересекает раздел между корой с океанскими и континентальными скоростными характеристиками. При этом мощность коры (6—8 км) осталась неизменной [11].

Альтернативный механизм образования глубоководных котловин Тирренского моря базируется на представлениях о пологих разломах, пересекающих литосферу на всю ее мощность [31].

Согласно этим представлениям, раскрытие рифтов происходит в результате смещения верхней литосферной пластины относительно нижней по пологой поверхности срыва (рис. 4). При этом в фундаменте рифтовой зоны могут вскрываться глубокие горизонты коры, а по мнению некоторых исследователей, даже верхняя часть мантии [7]. Выход пологого разлома на поверхность маскируется крупноамплитудным сбросом («разломом отрыва»), для которого обычно устанавливается самый древний возраст в данной рифтовой зоне. Край отодвигающейся верхней плиты оказывается разбитым сбросами на многочисленные моноклинальные блоки. Шлейф таких блоков, испытавших вращение и выполаживание, залегает над поверхностью пологого срыва в виде «аллохтона растяжения» [31].

Можно предположить, что последовательное раскрытие двух глубоководных котловин Тирренского моря происходило в результате смещения по пологим разрывам сначала Калабрийского блока совместно с блоком Иссель, а затем только Калабрийского блока (рис. 5).

В этой схеме «разломом отрыва» следует считать Центральный сброс или разлом Селли. Последний представляет собой сброс с восточным

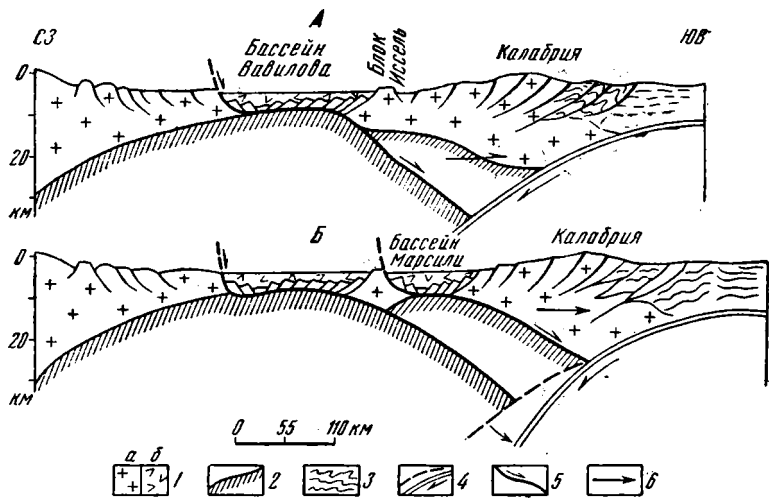


Рис. 5. Схема последовательного раскрытия котловин Тирренского моря: А — начальный этап (ранний плиоцен), Б — современная структура 1 — континентальная кора (а), базальты (б); 2 — кровля мантии; 3 — осадки; 4 — поверхность погружающейся плиты (пунктир — прошлое положение); 5 — пологий разлом; 6 — направление движения

падением и большой амплитудой, резко отделяющий область с относительно мощной континентальной корой (Корсикано-Сардинская окраина) от глубоководной котловины с тонкой корой. Имеются признаки ранних опусканий вдоль сброса — во впадинах вдоль подножия тектонического уступа, вероятно, есть морские отложения мессиния, отсутствующие в восточной части глубоководной котловины [12].

По данным МОВ ОГТ, структура фундамента бассейна Вавилова определяется системой моноклинальных блоков, ограниченных сбросами с западным падением [12]. Такая структура могла сформироваться при отодвижении верхней (Калабрийской) литосферной плиты, оставившей за собой шлейф блоков, наклоненных подобно книгам на полке. Одновременно тонкий коровый слой, образованный этими блоками, прорывался дайками долеритов и перекрывался экструзиями базальтов. Таким образом, и в этой модели необходимо допускать большую роль «рассеянного спрединга». При повторных импульсах растяжения сбросами оказались нарушены и покровы базальтов.

В центральной части бассейна Вавилова сохранился, по-видимому, лишь ультратонкий, возможно, прерывистый слой континентальной коры, из-под которого в отдельных окнах могут обнажаться мантийные породы. Перемещения по плоскости пологого разлома сопровождалась сначала высокотемпературной пластической деформацией, шедшей на глубинах 15—20 км и более, а затем, по мере удаления верхней части коры и приближения плоскости разлома к поверхности, — хрупкой деформацией, брекчированием. Поскольку одновременно шел базальтовый вулканизм, в брекчирование вовлекались также долериты и базальты. Брежированные породы, выведенные на поверхность дна, легко разрушались, образуя скопление полигенных брекчий, включающих обломки коровых и мантийных пород, долеритов, базальтов. Такого, вероятно, происхождение необычного хаотического комплекса, своеобразного «меланжа растяжения», пробуренного скв. 651.

Лерцолиты, вскрытые этой скважиной, представляют собой в этой интерпретации породы континентальной мантии, либо непосредственно обнаженные на поверхности пологого срыва, либо скорее формирующие протрузию в разрыве тонкой континентальной коры.

В предложенной интерпретации образование бассейна Вавилова связывается со смещением по одному пологому разлому. В таком случае приходится предполагать, что до начала движения по разлому литосфера уже была значительно утонена в процессе рифтогенеза, утонение бы-

ло симметричным и сопровождалось подъемом выступа астеносферы (см. рис. 4, А). Таким образом, удается хорошо объяснить положение выступа астеносферы прямо под глубоководной котловиной, а не восточнее, как это следовало бы из модели с пологим разломом [31]. Существует и несколько отличная точка зрения, по которой рифтогенез осуществлялся посредством смещения по нескольким пологим разломам, причем на ранней стадии (тортон) активным был разлом, разделявший верхнюю и нижнюю ступени сардинской пассивной окраины. Затем, по мере того как происходило снятие нагрузки при смещении верхней пластины, центральная часть рифта испытывала некоторое изостатическое воздымание. Смещения по первому пологому разлому прекращались (его плоскость приобретала наклон в сторону, противоположную смещению), а активным становился следующий к востоку пологий разлом. Эта модель [15] хорошо объясняет миграцию рифтогенеза и погружения в восточном направлении на сардинской пассивной окраине — факт, установленный глубоководным бурением. Хорошее объяснение в рамках этой модели находят и данные о резком утонении «гранитного» слоя на пассивной окраине [12]. Верхние горизонты коры могли быть частично удалены при смещении по пологим разломам. В данной интерпретации Центральный сброс следует считать пологим разломом более поздней генерации, образовавшимся после того, как смещения по более раннему (и расположенному западнее) пологому разлому прекратились.

Любая модель раскрытия глубоководной котловины должна объяснять следующее: 1) быстрое погружение дна Тирренского моря в позднем плиоцене — четвертичном периоде и 2) миграцию раздвижения из бассейна Вавилова в бассейн Марсили.

Имеются данные, говорящие об очень быстрых недавних погружениях дна в бассейне Вавилова. По данным К. Робэн с соавторами [25], характер пористости в пиллоу-лавах верхнего лавового комплекса вулкана Вавилова свидетельствует о глубине излияний, не большей чем 400 м. В настоящее время эти лавы, датированные 0,4—0,1 млн. лет, встречены на глубинах более 900 м. Таким образом, минимальное погружение за 0,4 млн. лет составляет 500 м, что в 5 раз больше, чем теоретически рассчитанная величина погружения океанской литосферы с возрастом 4 млн. лет за это же время. Частично темп погружения мог возрасти за счет тяжести самого вулкана, однако это не объясняет равномерности погружения дна всего бассейна. Можно предполагать что быстрое и почти полное удаление континентальной коры в процессе смещения по пологому срыву приводит к быстрым и большим по амплитуде изостатическим погружениям. До сих пор эффект механизма пологого срыва в этом плане не изучен.

Раскрытие Тирренского моря происходит в основном за счет миграции к юго-востоку Калабрийской дуги [6, 19, 23, 24]. Наиболее вероятной причиной такой миграции является отступление, откатывание подвигающейся плиты, погружающейся в менее плотное вещество астеносферы под действием силы тяжести [30]. При этом литосферный блок, слагающий тело дуги, оказывается как бы присосанным к отступающей плите и движется вместе с ней. Данный механизм хорошо подтвержден физическим моделированием [3]. В Тирренском море раздвижение было ограниченным, и в настоящее время оно либо прекратилось, либо затухает. Прекращение раздвижения связывают с тем, что мощная (90 км) литосфера Ионического моря не может дальше субдцироваться, в силу чего субдукция в Калабрийской дуге прекратилась. При этом поддвигающаяся плита начинает интенсивно погружаться, разъединяется с литосферным блоком дуги и движение последнего прекращается [4]. Очевидно, что в процессе погружения плиты разъединение должно идти снизу вверх, т. е. сначала плита разъединяется с нижней частью блока. При этом движение по первой поверхности срыва, определившей раскрытие бассейна Вавилова, прекращается и формируется новая поверхность срыва, менее глубинная, по которой смещается часть Калабрийского блока, оставляя в тылу раскрывающийся бассейн Марсили (см. рис. 5).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В глубоководной котловине Тирренского моря, по-видимому, нет океанской коры. Формирование коры котловин явилось следствием одного из двух процессов. Первый возможный вариант развития отвечает схеме рассеянного спрединга и заключается в симметричном растяжении, утонении континентальной коры до мощности в первые километры, внедрении даек в многочисленные трещины, экструзии базальтов. Происходит очень существенная модификация коры по мощности и составу, но она остается континентальной. Второй возможный механизм образования коры котловин связан со смещением по поверхности пологого срыва («модель Вернике»). Этот механизм хорошо объясняет ряд структурных особенностей котловин, а также данные, полученные при бурении скв. 651 [14]. Вероятно такая интерпретация позволит объяснить и аномально быстрое погружение дна бассейна в последние 2,5—3 млн. лет.

2. Особый интерес применение модели пологого срыва имеет в связи с проблемой офиолитов. Известно, что в Альпийском складчатом поясе имеются офиолиты двух типов [16]. К первому типу относятся офиолиты, в которых наблюдается непрерывный разрез от серпентинизированных гарцбургитов (рестит) через раслоенный комплекс, слой габбро и слой параллельных даек до толеитовых базальтов, причем весь комплекс пород формировался практически одновременно. Такие офиолитовые разрезы известны в Омане, Северо-Западной Сирии, в Анатолии, в Динаридах. Другой тип офиолитовых разрезов характеризуется отсутствием раслоенного и дайкового комплекса, спорадическим распространением базальтов. Самое существенное — между габбро-серпентинитовым комплексом и базальтами отмечается перерыв и деформация, с которой связано образование полигенных брекчий. Офиолиты этого типа известны в Лигурийских и Корсиканских покровах, в Альпах, в Севано-Акеринской зоне Кавказа. Предполагается, что офиолиты первого типа формировались в условиях спрединга, скорее всего в задуговых бассейнах (окраинных морях). Офиолиты второго типа связываются, напротив, с малыми бассейнами, раскрытие которых не сопровождалось спредингом и, возможно, происходило в результате раздвижения по поверхности пологого срыва [18]. В плане развития этих представлений изучение Тирренского моря приобретает особый интерес. Имеющиеся факты говорят о том, что этот «малый океанский бассейн» в плане механизма формирования коры может являться современным тектонотипом многих бассейнов геологического прошлого, таких как Лигурийско-Пьемонтский Севано-Акеринский и др.

Список литературы

1. Казьмин В. Г. Структурная эволюция рифтов Красноморско-Аденского региона// Бюл. МОИП. Отд. геол. 1975. № 3. С. 116—128.
2. Казьмин В. Г. Рифтовые структуры Восточной Африки — раскол континента и зарождение океана. М.: Наука, 1987. 206 с.
3. Шеменда А. И. Моделирование механизма раскрытия некоторых типов краевых морей//Океанология. 1985. Т. 25. Вып. 2. С. 265—273.
4. Anderson H., Jackson J. The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea//Geophys. J. Roy Astron. Soc. 1987. V. 91. P. 613—637.
5. Barberi F., Bizouard H., Capaldi G. et al. Age and nature of basalts from the Tyrrhenian abyssal plain//Init. Rept. DSDP. V. 42. Pt 1. Wash.: US Govern. Printing Office, 1978. P. 509—514.
6. Boccaletti M., Guazzone G. Gli archi appenici il Mar Ligure ed il Mar Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco//Mem. Soc. Geol. Ital. 1972. V. 11. № 2. P. 201—216.
7. Boillot G., Bacq M., Winterer E. L. et al. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model on drilling results (ODP leg. 103, western Galicia margin, Spain)//Tectonophysics. 1987. V. 132. P. 335—342.
8. Calcagnile G., Panza G. F. The main characteristics of the lithosphere-asthenosphere system in Italy and surrounding regions//PAGEOPH. 1980. V. 119. P. 865—879.
9. Cochran J. R. Pre-seafloor spreading development of the Gulf of Aden//Oceanologica Acta. Collique C3 (Geol. Continent. margins). 1981. Suppl. to v. 4. P. 155—165.
10. Della Vedova B., Pellis G., Foucher J. P., Rehanlt J. P. Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea//Mar. Geol. 1984. V. 55. P. 271—289.

11. *Dusehenes J., Sinha M. C., Louden K. E.* A seismic refraction experiment in the Tyrrhenian Sea//Geophys. J. Roy Astron. Soc. 1986. V. 85. P. 139—160.
12. *Finetti I., Del Ben A.* Geophysical study of the Tyrrhenian opening//Bol. Geofisica: Teorica ed Applicata. 1986. V. XXVIII. № 110. P. 75—156.
13. *Hsü K., Montader L., Garrison R. E. et al.* Init. Rep. DSDP. 1978. V. 42. Pt 1. Wash.: US Government Printing Office, 1978. 1249 p.
14. *Kastens K. A., Mascle J., Auroux C. et al.* Proc. Init. Repts. (Pt A). ODP. 1987. V. 107. 1013 p.
15. *Kastens K., Mascle J., Auroux C. et al.* ODP Leg. 197 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc evolution//Geol. Soc. Amer. Bull. 1988. V. 100. P. 1140—1156.
16. *Knipper A., Ricou L. E., Dercourt J.* Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan Ocean//Tectonophysics. 1986. V. 123. P. 213—240.
17. *Lavecchia G.* The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis//Tectonophysics. 1988. V. 147. P. 263—296.
18. *Lemoine M., Tricart P., Boillot G.* Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Liguria Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model//Geology. 1987. V. 15. P. 622—625.
19. *Moussat E.* Evolution de la Mer Tyrrhénienne centrale et orientale et de ses marges septentrionales en relation avec la néotectonique dans l'Arc Calabrias. Thèse 3-e Cycle. Paris: Université P. et M. Curie, 1983. 122 p.
20. *Panza G. F.* Lateral variations in the European lithosphere and seismic activity//Phys. Earth and Planet. Inter. 1982. V. 33. P. 194—197.
21. *Panza G. F.* Structure of the lithosphere-asthenosphere system in the Mediterranean region//Ann. Geophysical. 1984. V. 2. № 2. P. 137—138.
22. *Recq M., Rehault J. P., Steinmetz L., Fabbri A.* A mincissement de la croûte et accretion au centre du bassin Tyrrhenian d'après la sismique refraction//Mar. Geol. 1984. V. 55. P. 411—428.
23. *Rehault J. P., Mascle J., Fabbri A. et al.* The Tyrrhenian sea before leg. 107//Proc. Init. Repts. (Pt A), ODP. 1987. V. 107. P. 9—28.
24. *Rehault J. P., Moussat E., Fabbri A.* Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin//Mar. Geol. 1987. V. 74. № 1—2. P. 123—150.
25. *Robin C., Colantoni P., Gennesseaux M., Rehault J. P.* Vavilov seamount: a mildly alkaline Quaternary volcano in the Tyrrhenian Basin//Mar. Geol. 1987. V. 78. P. 125—136.
26. *Selli R.* Tectonic evolution of the Tyrrhenian Sea//Geological evolution of Mediterranean Basin. N. Y.: Springer, 1985. P. 131—151.
27. *Selli R., Fabbri A.* Tyrrhenian a Pliocene deep Sea//Rend. Atti. Accad. Naz. Linceii. 1971. V. 50. № 5. P. 580—592.
28. *Steinmetz L., Ferruci F., Hirn A. et al.* A 550 km long Moho traverse in the Tyrrhenian sea from O. B. S. recorded Pn waves//Geophys. Res. Lett. 1983. V. 10. № 6. P. 428—431.
29. *Trincard F., Zitellini N.* The rifting of the Tyrrhenian Basin//Geo-Marine Lett. 1987. V. 7. P. 1—6.
30. *Uyeda S., Kanamori H.* Back-arc opening and the mode of subduction//J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B3. P. 1049—1061.
31. *Wernike B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere//Canad. J. Earth. Sci. 1985. V. 22. P. 108—125.
32. *Wezel F. C.* Structural features and basin tectonics of the Tyrrhenian Sea//Geological evolution of the Mediterranean Basins. N. Y.: Springer, 1985. P. 153—194.

Институт океанологии
АН СССР, Москва, 117218

Поступила в редакцию
30.I.1989

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.248.2(517)

© 1990

ЛУКИНА Н. В.

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА ДАРХАТСКОЙ КОТЛОВИНЫ МОНГОЛИИ

Дархатская котловина находится на севере Монгольской Народной Республики, к западу от Хубсугульской впадины, заполненной одноименным озером (рисунок). Обе эти депрессии вытянуты в субмеридиональном направлении под прямым углом к субширотным структурам Тункинской впадины, Байкало-Мондинскому и Тункинскому разломам [4, 5]. Вместе с этими структурами обе названные котловины составляют юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны. (Расположенная западнее также субмеридиональная Белоно-Бусийнгольская впадина представляет собой хотя и морфологически похожую, но, по-видимому, самостоятельную структуру.)

Дархатская котловина протягивается с севера на юг на 160 км при максимальной ширине 50 км. Днище ее располагается на абсолютных отметках 1534—1600 м, а окружающие горные хребты воздымаются до 2800—3200 м. В плане депрессия имеет форму близкую к ромбу, с узким «аппендиксом» на юге. С востока она ограничена ломаным в плане крупным новейшим Дархатским разломом, с запада — второстепенными, как правило, малоамплитудными разрывами (см. рисунок). К северной оконечности Дархатской котловины с востока примыкает субширотный Байкало-Мондинский левосторонний сбрососдвиг [4, 5], с юга ее ограничивает ветвь Цэцэрлэгского левого сдвига с вертикальной составляющей движений на отдельных участках [3, 6] (см. рисунок, врезку).

По данным Н. С. Зайцева и А. В. Ильина [2], новейшая Дархатская депрессия образовалась на месте центральной антиклинальной зоны субмеридионально ориентированного Прихубсугульского позднекембрийского прогиба. Современные границы новейшей депрессии приурочены в основном к ослабленным зонам, отвечающим боковым ограничениям древних структур [7].

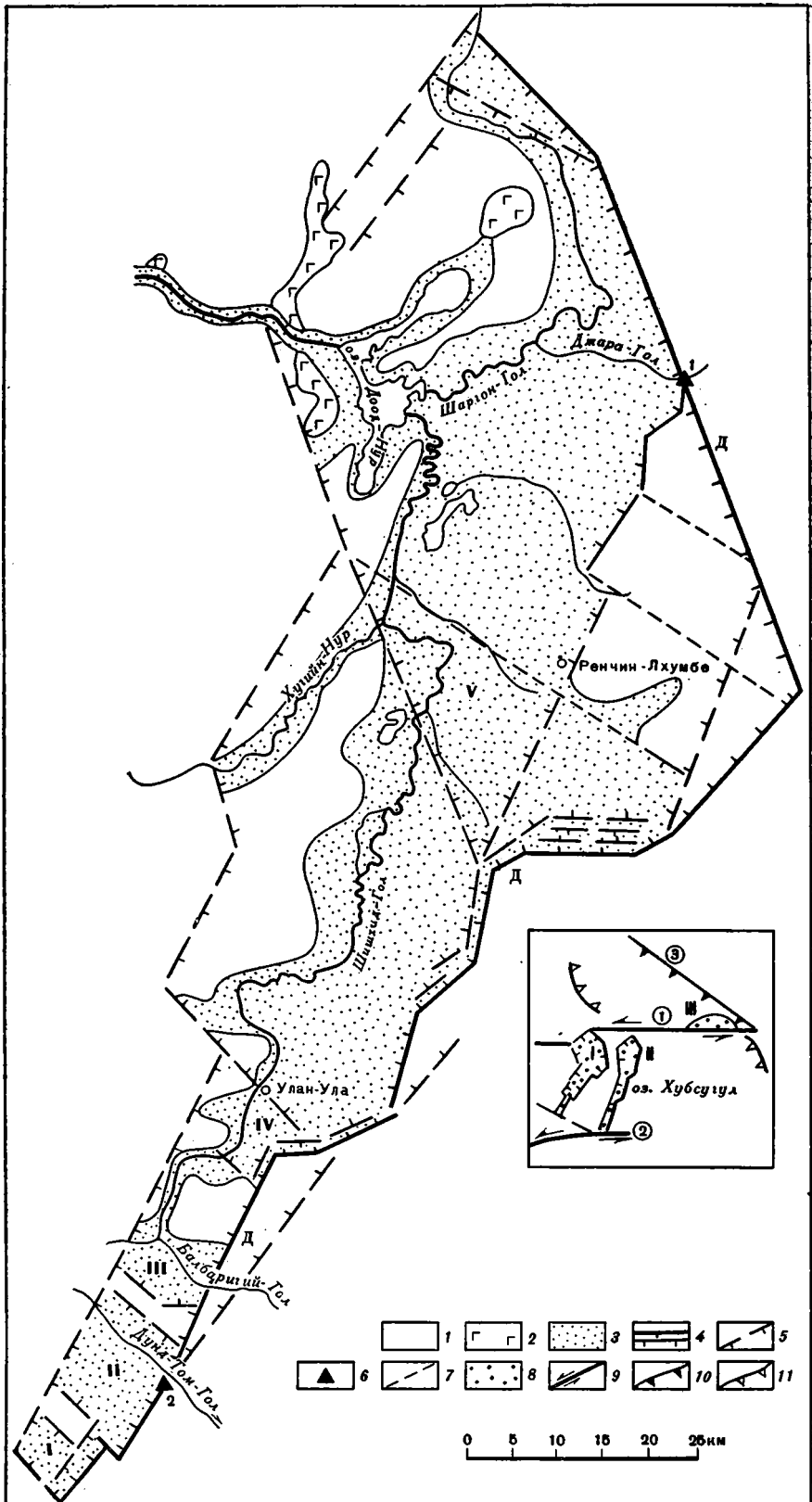
В настоящей статье излагаются результаты изучения неотектонической структуры Дархатской котловины и главным образом морфологии Дархатского разлома, полученные автором во время полевых работ в составе Советско-монгольской научно-исследовательской экспедиции в 1985 г. Использование материалов космических съемок в комплексе с наземными геолого-геоморфологическими наблюдениями позволило уточнить конфигурацию этого активного в позднеплиоцен-четвертичное время тектонического шва и выявить закономерности изменения морфологии в зависимости от простирания его отдельных отрезков. Удалось подсчитать скорости позднеплейстоцен-голоценовых смещений на отдельных участках разлома.

Дархатская депрессия как неотектоническая структура состоит из двух частей: собственно Дархатской впадины на севере и узкого прогиба на юге, который в свою очередь распадается на четыре самостоятельные микровпадины: Алтаргангольскую, Дундомгольскую, Балбаригийнгольскую и Улануланскую. Эти впадины отделены одна от другой поперечными межвпадинными поднятиями-перемычками, а Улануланская от собственно Дархатской — тектоническим уступом. Наиболее погружена собственно Дархатская впадина (см. рисунок).

Дархатская депрессия асимметрична в поперечном сечении: имеет более пологий, местами осложненный разрывами западный борт и крутой, оборванный Дархатским разломом восточный [7]. В плане ее морфология практически определяется конфигурацией и изменением простирания Дархатского разлома, который состоит из отрезков северо-северо-восточного, северо-восточного, восток-северо-восточного, широтного, субмеридионального, северо-северо-западного и северо-западного простираний. В направлении с юга на север Дархатский разлом дважды кулисно смещается на восток, а затем приобретает ориентацию в западных румбах. Поэтому на юге микровпадины Дархатской котловины узкие, вытянутые в северо-северо-восточном направлении, а собственно Дархатская впадина — широкая, ромбовидная в плане, имеющая уже субмеридиональную ориентацию (см. рисунок).

Алтаргангольская впадина имеет в длину 7 и в ширину 4 км. С юго-запада она замыкается выходами коренных палеозойских пород, с северо-востока ограничена межвпадинной перемычкой. Западный ее борт пологий, осложненный разрывом; восточный — крутой, ограниченный южным окончанием Дархатского разлома, ориентированного на северо-северо-восток (аз. пр. 20°). Он выражен в рельефе резким уступом высотой порядка 200 м и представляет собой молодой активный сброс.

Дундомгольская впадина подобна Алтаргангольской, но несколько большего размера: она вытянута в длину примерно на 12 км при ширине около 10 км. Дархатский сброс в пределах впадины имеет то же простираение и большую вертикальную ампли-



туду смещения — до 300—400 м. О современных и позднеголоценовых смещениях по нему свидетельствуют дислокации предгорного шлейфа и оползневые явления вдоль молодой тектонической ступени в зоне разлома высотой 35 м, возможно, сейсмогенного происхождения. Здесь же совсем свежей субширотной трещиной длиной 10 м, глубиной и шириной 0,5 м смещен средневековой (кыргызский?) могильник XI—XII вв. Активное позднелейстоцен-голоценовое опускание днища Дунд-Томгольской впадины подтверждает отсутствие террас (кроме I) в долине р. Дунд-Том-Гол, а также значительным снижением высоты этой террасы, заболачиванием поймы реки, расширением ее русла от 1,5 до 5 м и его меандрированием (вплоть до поворота вспять) в направлении к Дархатскому разлому. Изгибов долины р. Дунд-Том-Гол и русел других водотоков, могущих свидетельствовать о сдвиговых смещениях по Дархатскому разлому, не наблюдается, что заставляет рассматривать его здесь как крутой сброс.

Балбаригийгольская впадина располагается между двумя межвпадинными перемычками и имеет длину и ширину порядка 7—10 км. Дархатский разлом здесь сохраняет те же простираание и морфологию, что и на юго-западе, но вертикальная амплитуда смещений по нему увеличивается до 600 м.

Улануланская впадина отделена от Балбаригийгольской поднятием пер. Улийн-Даба и снижается в сторону собственно Дархатской котловины, которая ступенчато опущена по отношению к Улануланской. Западный, более пологий борт Улануланской впадины осложнен разломами, на что уже указывали предыдущие исследователи [7]; восточный борт ограничен Дархатским сбросом. Простираание его здесь резко меняется с северо-северо-восточного на восток-северо-восточное и субширотное (аз. пр. 65—70 и 270°); он как бы «отступает» на восток. Вертикальная амплитуда разлома, имеющего на субширотном участке также характер сброса, осложненного приразломными грабенами, достигает 800—900 м.

Собственно Дархатская впадина наиболее обширная и глубоко опущенная. Она имеет в длину 120 и ширину 50 км. Впадина состоит как бы из нескольких сегментов, разделенных предполагаемыми разломами, зоны которых разрабатываются руслами водотоков. Пологий западный борт впадины, видимо, осложнен разрывами северо-восточного и северо-западного простирааний; восточный, крутой борт оборван Дархатским разломом. На юге он имеет восток-северо-восточное (аз. 65—70°), северо-восточное (аз. 30—40°), субмеридиональное и широтное простираание; на севере — северо-северо-западное (аз. пр. 340°) и северо-западное (аз. пр. 315°). Вертикальная амплитуда смещений по Дархатскому разлому увеличивается с юга на север до 1400—1600 м. Разлом представляет собой сброс, возникший, по-видимому, в позднелийстоцен-четвертичное время, активные движения по которому продолжались вплоть до голоцена. Описанная в зоне Дархатского разлома Джарагольская сейсмогенная структура [3] (см. рисунок) нарушает в виде уступа высотой от 1 до 2,5 м среднеплейстоценовые моренные образования. Прислоненные к плоскости сместителя разлома озерные и речные террасы сильно деформированы. Так, на одном из участков, по нашим наблюдениям, на расстоянии 600 м по направлению к разлому относительная высота высокой поймы безмянного ручья увеличивается от 0 до 0,8 м, I террасы — от 0 до 1,5 м, II — от 0 до 3 м, III — от 2,5 до 6 м, IV — от 5 до 40 м. Предположив по аналогии с датированными террасами рек близлежащих территорий [4—6] позднелийстоценовый возраст I, II и III террас и среднеплейстоценовый IV, получим возможность рассчитать средние вертикальные скорости движений по Дархатскому разлому. Они равны для этого отрезка времени 0,13—0,15 мм/год.

Морфология Дархатского разлома тесно связана с его простираанием; с ним же связана и ширина зоны разлома, меняющаяся от нескольких десятков метров до первых километров. Как правило, она максимальна на участках северо-восточного простираания, где появляются системы кулис и где по деформациям террас и продольных профилей водотоков, пересекающих разлом, нами устанавливается существование нескольких, по-видимому, не слишком крутых (60—70°) сбросовых уступов. Для субширотных отрезков разлома типичны более крутые углы падения главной плоскости сместителя (75—80°) и наличие молодых приразломных, ограниченных сбросовыми уступами грабенов. Наиболее узкими и крутопадающими (с углами 82—88°) являются субмеридиональные участки Дархатского сброса. Одну плоскость сместителя имеет разлом и на участках северо-западного и запад-северо-западного простирааний.

Неотектоническая схема Дархатской котловины Монголии (по дистанционным и наземным геолого-геоморфологическим наблюдениям). На врезке — структурное положение Дархатской котловины

1 — протерозойско-палеозойские породы; 2 — неогеновые и четвертичные базальты; 3 — неоген-четвертичные рыхлые осадки; впадины: I — Алтаргангольская, II — Дунд-Томгольская, III — Балбаригийгольская, IV — Улануланская, V — собственно Дархатская; 4, 5 — активные разломы (сбросы): достоверные (4), предполагаемые (5); Д — Дархатский разлом; 6 — палеосейсмодислокации (1 — Джарагольская [3], 2 — Дунд-Томгольская); 7 — разломы и трещины, разрабатываемые гидросетью; 8 — тектонические депрессии на врезке: I — Дархатская, II — Хубсугульская, III — Тункинская; 9 — крупные сдвиги, стрелкой показано направление смещения: 1 — Байкало-Мондинский, 2 — Цэцэрлэгский; 10 — Главный Саянский разлом (взброс); 11 — зоны сжатия во фронтальной части сдвигов

Тем не менее, несмотря на изменение морфологии Дархатского разлома в зависимости от простираия отдельных его отрезков, на всем своем протяжении он сохраняет характер сброса. При этом максимальную ширину и наименьшие углы падения плоскости сместителя разлом имеет на участках северо-восточной и субширотной ориентировки, а минимальную ширину и наибольшие углы падения плоскости сместителя — на участках субмеридионального и северо-западного простираий.

То есть вдоль всей Дархатской котловины сохраняются условия растяжения, в результате которого на разную высоту опустились блоки ее днища. Об этом же свидетельствует наблюдавшаяся нами «раскрытость» трещин как северо-западного и субмеридионального, так и восток-северо-восточного и субширотного простираий.

Строение таких впадин, как Дархатская котловина, имеющих вытянутую угловатомбовидную форму опустившегося днища и сбросовый характер обрамляющих разломов независимо от их простираия, описал А. В. Лукьянов [1]. Им же обоснованы причины их происхождения, а именно — растяжение в тылу крупных сдвигов. В данном случае структурное положение Дархатской депрессии между двумя левосторонними сдвигами, Байкало-Мондинским и Цэцэрлэгским, усиливает эффект растяжения [6]. Эта геодинамическая ситуация и определяет морфологические особенности Дархатской котловины.

Список литературы

1. Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения//Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 5—33.
2. Зайцев Н. С., Ильин А. В. Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР)//Геотектоника. 1970. № 5. С. 3—11.
3. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука, 1985. 224 с.
4. Лукина Н. В. Использование аэрокосмических средств при изучении морфологии и кинематики новейших движений по некоторым разломам Байкальской рифтовой зоны//Аэрокосмическое изучение современных и новейших тектонических процессов. М.: Наука, 1988. С. 45—52.
5. Лукина Н. В. Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны//Геотектоника. 1989. № 2. С. 89—100.
6. Неотектоника и геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988, 366 с.
7. Уфлянд А. К., Ильин А. В., Спиркин А. И. Впадины байкальского типа Северной Монголии//Бюл. МОИП. Отд. геол. 1969. Т. 44(6). С. 5—22.

Геологический институт АН СССР,
Москва, 109017

Поступила в редакцию
13.IV.1988

РЕЦЕНЗИИ

УДК 551.24

ЧЕКУНОВ А. В.

НА ПУТЯХ РАЗВИТИЯ ГЕОТЕКТОНИКИ

(ПО ПОВОДУ СТАТЬИ Ю. М. ПУЩАРОВСКОГО, В. Л. НОВИКОВА,
А. А. САВЕЛЬЕВА, В. Е. ФАДЕЕВА «ГЕТЕРОГЕННОСТЬ
МАНТИИ И КОНВЕКЦИЯ»)

В общепризнанных отечественных руководствах по геотектонике она обозначается сейчас как «...наука о строении земного шара, об истории, закономерностях и движущих силах его развития, объединяющая данные, полученные геологическими, геохимическими и геофизическими методами» [1, с. 8]; или как «...наука о структуре, движениях, деформациях и развития земной коры и верхней мантии (тектоносферы) в связи с развитием Земли в целом» [5, с. 4].

Нельзя не признать, однако, что эти определения скорее обозначают будущее геотектоники, ставят перед ней цели, чем отражают ее нынешнее состояние, ибо она все же остается пока наукой преимущественно о верхней оболочке литосферы — земной коре, прежде всего ее доступной непосредственному изучению части.

Чтобы продвинуться дальше и привести геотектонику в соответствие с поставленными целями, необходимо еще проделать большую и сложную комплексную работу. Решение основных причинно-генетических проблем геотектоники невозможно сейчас без увязки геологических структур, наблюдаемых на поверхности или вблизи нее, геофизических данных о глубинных неоднородностях в коре и мантии, без создания количественных моделей возможных глубинных процессов и, добавим, их петрологической и геохимической «начинки». Понимание этого охватывает все более широкие круги геологов самых разных направлений, что находит отражение в глобальных и региональных литосферных и геодинамических проектах и программах последних лет.

Реализация такого комплексного подхода является, однако, не простым делом. Еще недостаточно разработана теоретическая и методическая основа комплексирования разнородных материалов геологии, геофизики, геохимии, а также моделирования с соблюдением принципов подобия. Часто не схватывает необходимых данных в том или ином звене цепочки исследования. Даже высококлассные специалисты, в силу профессиональной специфики восприятия и осмысления материала, например, геологии и математики, не всегда могут достигнуть взаимопонимания и желаемого результата, и т. д.

Поскольку эффективные исследования в указанном направлении пока не стали ординарными и, в существенной степени, находятся в стадии конструирования, а развивать и углублять их, несомненно, нужно, представляется уместным обратиться к только что вышедшей работе [4].

Это — обстоятельное исследование взаимосвязи неоднородностей мантии, конвекции и их приповерхностных проявлений во времени и пространстве. Рассмотрена совокупность геологических и геофизических данных, применено лабораторное и математическое моделирование. И хотя круг использованных материалов, вероятно, мог бы быть расширен, это выгодно отличает работу от односторонних подходов к решению затронутых проблем. В итоге открылась возможность получения новых весьма интересных результатов. Авторы формулируют концепцию и методические подходы в исследовании мантийных неоднородностей. Историко-геологический подход в рамках этой концепции позволяет реконструировать крупные палеонеоднородности мантии и анализировать их эволюцию.

Исходя из геологических материалов и особенностей распределения геофизических параметров, авторы справедливо отмечают, что неоднородность мантии по структуре и составу не может быть описана лишь простыми сферическими распределениями. При этом неоднородности очень различны: они как активны (магмогенерирующие), так и пассивны, разномасштабны, разобшенно-мозаичны в пространстве, разновременны и различны по составу. Такая наложенная на сферическую зональность мозаично-ячеистая ткань неоднородностей очень характерна, она прослеживается и в других, не рассматриваемых авторами, регионах [6]. По существу тектоносфера, представляющая собой область проявления и суперпозиции самых различных по природе, масштабу, скорости действия физических и химических процессов, полностью состоит из создаваемых ими неоднородностей. Глубинные неоднородности определяют основные закономерности строения и динамики тектоносферы, сейсмичности, вулканизма, генерации и размещения полезных ископаемых.

Как и в более ранних работах [3 и др.], авторы отмечают, что наряду с глобальной ритмичностью тектонической активности (что хорошо согласуется с общей геотермической эволюцией планеты), существуют некоррелируемые или, как они их называют, «провинциальные» пульсации, не вписывающиеся в общую ритмику, проявляющиеся с разной интенсивностью в разрозненных местах, хаотичные и разномасштабные, во времени и пространстве. Таким образом, наблюдается неоднородность не только строения и состава мантии, но и ее эволюционной геодинамики во времени.

Существование крупных неоднородностей на больших глубинах с особой очевидностью выявлено сейчас сейсмической томографией. Она позволяет оконтурить эти тела, образующие на соответствующих разрезах весьма прихотливые сочетания, мало вписывающиеся в какие-то простые соотношения. Далеко не все из них имеют прямую корреляцию с приповерхностными геологическими структурами, скорее наоборот, на фоне общей сферичности оболочек они расположены, как правило, хаотично, нерегулярно, без систематической ориентировки и очертаний.

Такое неупорядоченно-мозаичное строение свойственно, очевидно, и более высоким этапам тектоносферы, включая нижнюю часть земной коры. Во всяком случае, оно выявляется в ряде регионов при попытках увязать приповерхностные тектонические структуры с распределением сейсмических скоростей на глубине, при которых уже с отметок 10—20 км, а тем более глубже, часто наблюдается «расползание» контуров, несовпадение простираний и ориентировки векторов сейсмической анизотропии [2].

Итак, по мере увеличения информации о больших глубинах, геология все более отходит от первоначально простой сферически однороднослойной модели строения планеты к моделям все более сложным, детерминированно-стохастическим, вероятностно-статистическим.

По созданной геолого-геофизической модели мантии были выполнены интересные лабораторные и численные эксперименты конвективных процессов [4]. Они показали, что какая бы исходная модель ни была принята — первоначально квазиоднородная или, наоборот, значительно дифференцированная по плотности — в процессе эволюции неизбежно возникает расслоение на оболочки с появлением хорошо выраженной границы между мантией и ядром. Расслоение сопровождается конвективными движениями (вероятно, преимущественно адвективным). От неустойчивого по своему состоянию пограничного слоя тепловой конвекции могут периодически отделяться порции легкого материала, устремляющегося вверх и образующего мантийные диапиры (плюмы), все более беспорядочные по мере уменьшения размеров. Они могут смешаться один относительно другого по латерали, взаимодействовать между собой и более крупномасштабной циркуляцией. Когда запас термохимической плавучести глубинного потока, подошедшего к подоше верхней мантии велик, в ней возникает наведенное конвективное возмущение и возможен отрыв отдельных капель и струй от основного телломассопотока. Математически промоделированы различные состояния тектоносферы: активного формирования, вырождения, метастабильного покоя, и явления, предшествующие и сопровождающие переход от одного к другому.

Представляется, что приведенные результаты моделирования в принципе не противоречат следующему сценарию. Земля представляет собой самоорганизующуюся динамическую систему, стремящуюся к упорядочению неоднородностей и энергетическому минимуму. Движущей причиной развития системы является дифференциация вещества, обеспечивающая основную энергетику тектогенеза. В результате образуется стратифицированная по плотности и другим физическим параметрам тектоносфера. Между ее оболочками происходит постоянное взаимодействие и обмен материалом, в котором ведущим является подъем более легких компонент к поверхности. Он осуществляется по каналам первичной делимости или более поздним ослабленным зонам разного ранга.

По мере достижения определенных термодинамических уровней в мантии и низах коры поднимающийся глубинный материал подвергается дополнительной сепарации и распределяется латерально по субгоризонтальным и полого наклоненным ослабленным зонам с образованием производных ячеек адвекции, глубинных силл и литопластин. Комплексы тектоносферы испытывают при этом различные по амплитуде и скорости преимущественно латеральные перемещения, а на их границах происходят срывы и проскальзывание материала. Подобные взаимные трансформации вертикальных и горизонтальных движений разного масштаба происходят неоднократно на разных уровнях.

По глубине зарождения, масштабу и значимости поднимающиеся глубинные тела очень разнообразны: от сравнительно немногочисленных гигантских потоков, рождающихся на границе ядра и мантии, до отдельных магматических диапиров и элементарных интрузий в верхних зонах литосферы. По мере продвижения вверх процесс дробится, а астенолитные (диапировые) тела становятся все менее крупными.

Мегаастенолиты, отделяющиеся от ядра, расходящиеся вверх латеральными струями в стороны и создающие тем самым океанические впадины со спредингом и рифтовыми хребтами, генерируют по периферии менее крупные астенолиты окраинных морей и тыльных прогибов. По-видимому, подобного же ранга астенолиты создают впадины внутренних морей и крупные синеклизы с рифтами в основании внутри континентов. Градации уменьшаются пропорционально глубине генерации, энергетическому потенциалу астенолитов и величине вовлекаемых в процесс масс.

Характер проявления мантийных астенолитов в приповерхностных зонах очень зависит от толщины и физических свойств перекрывающего литосферного панцыря, особенно мощного и прочного на континентах. Этот панцырь слагают этажи с различными реологическими характеристиками, он состоит из множества блоков и пластин различных размеров, конфигурации и массы, разделенных разломами всевозможных

рангов и ориентировки. Проникая вверх, пластичные астенолиты в большей степени приспособляются к неоднородностям литосферы, обтекая их, ветвясь, создавая апофизы.

Астенолиты являются основными носителями тектонической активности и эндогенного оруденения. По их периферии во многих случаях происходит сжатие с образованием утолщений земной коры, покровно-надвиговых комплексов, аккреционных линз, «реликтовой» сейсмичности и т. д.

Экспериментальные данные показывают, что размах рельефа геофизических границ быстро нарастает с глубиной вплоть до мезосферы. Это свидетельствует об определяющей роли астеносферы в тектогенезе литосферных этажей. Начальный тектонический импульс, по мере продвижения вверх, рассредоточивается и дисперсно рассеивается. Совокупность всех этих процессов и явлений обуславливает образование «разноэтажной» тектоносферы.

Следует заметить, что структурные соотношения границ на упомянутых геофизических разрезах, освещающих глубины до 200—220 км, очень схожи с полученными в [4] моделями «каскадной» конвекции в мантии. Это подобно также рисунку внутренних волн в океане и атмосфере, что позволяет предполагать существование генетических аналогий [7].

Известно, что наиболее благоприятной для генерации внутренних волн является стратифицированная по плотности среда, особенно когда эта стратификация неустойчива. В рассмотренных в [4] разрезах мантии особое внимание в этом отношении привлекает заметная плотностная неоднородность между внешним ядром и нижней мантией (переходный слой D''), где наблюдается снижение скоростей сейсмических волн.

Литосфера, которую обычно принято рассматривать как инертную твердую оболочку планеты, состоящую из мантийных «шлаков» и лишь пассивно реагирующую на внешние воздействия из мантии или космоса, также потенциально способна генерировать внутренние волны. В ней многочисленны сейсмические волноводы, а как показало сверхглубокое бурение, неустойчивая плотностная стратификация вообще дисперсно-рассеяна по всему разрезу кристаллических пород.

К сожалению, в [4] литосфере уделено не так много внимания и она не моделировалась. Однако авторы, логически замыкая цепь исследования и вновь, после анализа мантии, вернувшись к приповерхностной геологии, обнаружили определенные корреляции с глубинами, которые могут иметь прогнозные следствия.

Рассмотренная работа может быть ориентиром для исследователей, стремящихся на современном уровне познать причинно-генетические закономерности геотектоники. Она напоминает также о необходимости резкого усиления работ по комплексному геолого-геофизическому изучению земной коры и верхней мантии, тем более, что за рубежом им сейчас придается очень большое значение и они быстро разворачиваются.

Список литературы

1. Белоусов В. В. Основы геотектоники//М.: Недра, 1989. 382 с.
2. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Восточно-Европейская платформа// Киев: Наукова Думка, 1989. 187 с.
3. Пуцаровский Ю. М. Актуальные проблемы советской геотектоники//Геотектоника. 1986. № 1. С. 5—16.
4. Пуцаровский Ю. М., Новиков В. Л., Савельев А. А., Фадеев В. Е. Гетерогенность мантии и конвекция//Геотектоника. 1989. № 5. С. 3—13.
5. Хаин В. Е., Михайлов А. Е. Общая геотектоника//М.: Недра, 1985. 326 с.
6. Чекунов А. В. Принципы строения и эволюции тектоносферы юга Европейской части СССР//Геотектоника. 1987. № 5. С. 25—41.
7. Чекунов А. В. Внутренние волны в тектоносфере//Докл. АН УССР. Серия Б. 1988. № 11. С. 22—26.

Институт геофизики АН УССР,
Киев, 252142

Поступила в редакцию
19.XII.1989

О ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДИСЛОКАЦИЯХ ПОДВИЖНЫХ И ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Издательство «Недра» выпустило в 1986 г. монографию Р. Б. Крапивнера¹, посвященную актуальной проблеме генезиса деформационных структур, относящихся к категории бескорневых. Следует отметить, что автор понимает этот термин шире, чем обычно принято в геологической литературе, относя к бескорневым «различные деформационные структуры, не имеющие адекватного выражения в более глубоких горизонтах осадочного чехла или в фундаменте» (с. 15), в том числе пологие и крутые разрывные нарушения, не проникающие в фундамент или даже в нижние горизонты осадочного покрова. Такое понимание диктуется доказываемой в монографии генетической и парагенетической связью бескорневых складок с разрывами некоторых типов.

Автор ограничивается рассмотрением приповерхностных бескорневых дислокаций, по поводу генезиса которых существуют наибольшие разногласия. При этом тектони-

¹ Крапивнер Р. Б. Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.

ческие гипотезы до сих пор сталкивались с трудностями объяснения следов интенсивного бокового сжатия в верхних горизонтах плитного комплекса (включая существенное субгоризонтальное перекрытие молодых пород древними), а гравитационно-тектонические — поверхностного характера дислокаций и нередко отсутствия инверсии плотностей. Все это привело к тому, что приповерхностным бескорневым (в понимании Р. Б. Крапивнера) дислокациям обычно приписывается экзогенное происхождение, а в северных районах Евразии они чаще всего связываются с деятельностью плейстоценовых ледников. Кстати, в рецензируемой работе ощущается необходимость вводной главы с кратким изложением истории вопроса, выделением основных типов дислокаций и обоснованием необходимости принятия новой теоретической концепции, тогда как Р. Б. Крапивнер эту концепцию рассматривает сразу после введения.

В монографии принят региональный принцип изложения фактического материала, позволяющий показывать неразрывную связь деформационных структур разных порядков (а иногда и разного генезиса) в единых геодинамических системах. Проводя читателя от районов, где тектоническая природа дислокаций устанавливается достаточно легко (Восточная и Западная Камчатка), к районам, где это не столь очевидно (северная часть бассейна р. Оби, п-ов Ямал, о-в Колгуев), и показывая идентичность развитых в них приповерхностных структурных парагенезисов, автор усиливает убедительность принятой им теоретической концепции. Вместе с тем такой метод изложения несколько затушевывает общие классификационные признаки различных деформационных структур, тем более, что текст местами сильно перегружен детальным фактическим материалом.

Представляется, что автор нашел необходимую теоретическую модель условий формирования приповерхностных дислокаций слабо литифицированных и рыхлых отложений, характеризующихся интенсивным боковым сжатием. Ее отсутствие являлось главным препятствием к признанию тектонической гипотезы образования рассматриваемых структур. Эта модель базируется на разрабатываемой в последние 20—25 лет теории о зонах динамического влияния разломов (особенно сдвигов). Теория имеет серьезное аналитическое обоснование, проверена многочисленными экспериментами и апробирована полевыми наблюдениями.

Заслугой автора является доказательство ее приложимости и при изучении некоторых типов мелких складок и разрывов в плитном комплексе. Благодаря этому находят естественное объяснение причины и механизм возникновения структур горизонтального сжатия в верхних горизонтах осадочного чехла и их соседство в некоторых случаях со структурами латерального растяжения. Идея о роли латеральных перемещений блоков жесткого основания платформенных областей или орогенных впадин вдоль крутых разломов сдвигового типа в деформировании вышележащих относительно мягких пород, по-видимому, очень плодотворна.

Тщательные полевые наблюдения в сочетании с плодотворной геологической теорией позволили убедительно показать, что кажущееся на первый взгляд беспорядочным сочетание разнообразных складок (иногда сильно сжатых или запрокинутых) и разрывов разного кинематического типа, в том числе небольших шарьяжей, обладает вполне закономерной геометрией, характеризующей эти дислокации как вторичные структуры сдвиговой зоны, возникшей над тектоническим сдвигом (или системой сдвигов) в породах жесткого основания. При этом интересно, что одни и те же структурные парагенезисы образуются как в современной орогенной области (Восточная Камчатка), где жесткое основание расположено на глубине нескольких сотен метров, так и в плитном комплексе эпибайкальской платформы (о-в Колгуев), где такое основание погружено на несколько километров.

Несколько новых положений в теории развития сдвиговых зон внес Р. Б. Крапивнер на основе обширного эмпирического материала. Так, он показал, что многие вторичные разрывные нарушения сдвигового типа, характеризующиеся крутым смещением, возникают вследствие пологого межслоевого скольжения внутри пачек переслаивания пластов с разными механическими свойствами. На участках крутого падения таких нарушений плоскость сместителя совпадает с подошвой одного из пластов обычно наиболее компетентного). Этот факт можно использовать как один из диагностических признаков вторичных разрывов. Еще более важен установленный автором факт выполаживания плоскостей сдвигов (со взбросовой компонентной перемещения крыльев) по направлению к современной или ископаемой дневной поверхности, подобные же факты были выявлены американскими геологами в зоне разлома Сан-Андреас. Приводится теоретическое обоснование (по нашему мнению, неполное) этого феномена, исходящее из так называемого принципа Андерсона. Важным практическим следствием приповерхностного выполаживания вторичных разрывных нарушений является возникновение тонких (обычно мощностью несколько метров) тектонических покровов с амплитудой горизонтального перекрытия, измеряющейся десятками и сотнями метров, хотя это отнюдь не свидетельствует о горизонтальных перемещениях такой амплитуды. Трение и фронтальная блокировка служат причиной возникновения в породах аллохтона довольно крупных складок продольного сжатия, ориентировка которых позволяет восстановить направление перемещения покрова: оно всегда происходит не по восстанию или падению пологой плоскости разрыва, а вдоль его простирания на отрезке крутого падения. Приведенные в монографии факты подобного типа показывают необходимость переоценки сведений о наличии в разрезах верхних горизонтов осадочного чехла многочисленных надвигов, «глицишарьяжей» и т. п. Вместе с тем надвиги, в том числе чешуйчатые в сдвиговых зонах, могут формироваться у продольных окончаний вторичных сдвигов, в секторах сжатия, как это показано автором на конкретных примерах.

Вторая группа широко развитых бескорневых дислокаций, рассмотренных в монографии Р. Б. Крапивнера, связана со складчатостью нагнетания и сопровождающими ее структурами: складками поперечного изгиба, гравитационного течения, покровами гравитационного скольжения и пр. Заслугой автора является иллюстрация на конкретных примерах генетической и парагенетической связи между всеми этими структурами и установление их соподчиненности. Р. Б. Крапивнер рассматривает складчатость нагнетания как одно из структурных проявлений областей динамического влияния разломов. В этом отношении вполне оправдано включение района известного Самаровского отторженца в устье р. Иртыш вместе с районом развития дислокаций четвертичных отложений так называемого Белогорского материка и полосой широко известных Атлымских дислокаций в единую структурно-тектоническую зону, характеризующуюся развитием складчатости нагнетания. Конфигурация зоны и приуроченность к ней протяженного линейного отрезка долины р. Оби указывает на ее связь с разломом. Другие данные о существовании такого разлома не приводятся. Между тем их можно было бы найти в работах Н. В. Шаблинской, обобщившей результаты геофизических исследований фундамента Западно-Сибирской и Печорской плит.

Принципиально новым является разработка представлений о складчатости нагнетания, в которой активную роль играют слои водонасыщенного песка, образующие структурные формы, морфологически подобные структурам соляного или глиняного диапиризма. Наличие определенной зависимости между механическими (в том числе реологическими) свойствами некоторых пород и глубиной, на которой они становятся активным материалом, давая начало складчатости нагнетания, приводит Р. Б. Крапивнера к выводу о том, что инверсия плотностей не является необходимым условием развития структур этого типа. Главное здесь, по его мнению, — деформационные свойства материала активного слоя, подстилающих и перекрывающих пород, в сочетании с характером поля тектонических нарушений. Следует отметить, что указанный вывод, чрезвычайно интересный и важный сам по себе, на наш взгляд, недостаточен для отрицания роли фундаментального процесса гравитационного всплывания масс, особенно залегающих на большой глубине.

В заключение отметим, что монография Р. Б. Крапивнера является одной из первых в отечественной геологии попыток применения тектонофизического анализа для расшифровки морфологии и генезиса неотектонических деформационных структур. Попытку эту следует признать в целом удачной, а использованную автором методику изучения приповерхностных дислокаций следовало бы широко внедрить в практику геолого-съемочных и геологоразведочных работ. К сожалению, исследования в этом направлении не получили в нашей стране должного развития, хотя они имеют большое научное и практическое значение и могут быть использованы для восстановления современной геодинамической обстановки различных регионов, структурного анализа при геологической съемке, поисках и разведке месторождений полезных ископаемых, а также при инженерно-геологических изысканиях.

Н. И. Николаев

ХРОНИКА

ПУЧКОВ В. Н.

О ВСЕСОЮЗНОЙ ШКОЛЕ-СЕМИНАРЕ «ТЕКТОНИКА, ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ УРАЛО-ТЯНЬ-ШАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ»

Всесоюзная школа-семинар, состоявшаяся 6—19 июня 1989 г. в г. Свердловске («турбаза «Черданцево») и на полевой базе геодинамической партии Южно-Киргизской геологоразведочной экспедиции (Ошская область), была задумана в развитие традиции ежегодных совещаний по геотектонике, организуемых Межведомственным тектоническим комитетом. Обычно такие совещания проводились в Москве зимой (январь — февраль) и включали трехдневную программу научных докладов. В данном же случае мероприятие лишь начато было трехдневными заседаниями, вслед за которыми состоялись две пятидневные параллельные геологические экскурсии (на выбор) на Среднем и Южном Урале и затем трехдневная экскурсия на Алайском хребте, после чего было проведено заключительное заседание.

К школе-семинару были выпущены сборник тезисов докладов и путеводитель экскурсий [1, 2].

В начале пленарных заседаний, на которых присутствовало около 150 человек, было заслушано несколько теоретических докладов. В докладе В. Е. Ханна и К. Б. Сеславинского был проведен глобальный анализ тектонической активности Земли в палеозое, выделены главные эпохи формирования офиолитовых комплексов, продуктов известково-щелочного вулканизма, вулканических и интрузивных поясов, связанных с коллизией, складчато-надвиговых деформаций и др. Отмечено, что эти процессы проявлялись на фоне мегаэтапа развития Земли, охватившего поздний рифей и палеозой, — от распада Пангеи-I до образования Пангеи-II.

В докладе С. Н. Иванова были рассмотрены некоторые проблемы тектоники, связанные с реологией литосферы. Докладчик пришел к выводу, что на континентах, обычно на глубине 9—12 км, при переходе от зоны хрупких деформаций к зоне пластичных кора находится в уплотненном состоянии и флюиды из нее отжаты вверх. В условиях растяжения литосферы в переходной зоне возникает сдвиговый разрыв, названный автором отделителем.

Наибольшее количество докладов было посвящено региональным проблемам. Следует особо отметить, что в ряде докладов ставились вопросы сравнительной характеристики Урала и Тянь-Шаня, связи и автономности их структур и тектонических процессов в них. В докладе Н. П. Лаверова и А. С. Перфильева, посвященном этим проблемам, основное внимание было уделено анализу различий в тектоническом развитии Урала и Тянь-Шаня; показано, что с этих позиций получают естественное объяснение разительные различия в металлогении этих территорий (так, широкое развитие внутриокеанических зон субдукции на Урале и отсутствие их на Тянь-Шане привело к значительному распространению колчеданных месторождений лишь в первой из складчатых областей). В. Н. Пучков, не отрицая рассмотренных в предыдущем докладе различий Урала и Южного Тянь-Шаня, большое внимание уделил тому, что их объединяет. В частности, он показал, что общим флангом вышеуказанных мегаструктур, начиная с ордовика, служил Казахстано-Киргизский континент; в докладе была поэтапно рассмотрена история континента с момента его формирования в ордовике до коллизии с Евразийским и Афгано-Таримским континентами в позднем палеозое.

Общий обзор тектоники Урала и его металлогении был дан в докладе К. К. Золоева, Б. А. Попова, М. С. Рапопорта и др., которые трактуют Урал в рамках традиционных понятий геосинклиальной теории, хотя в то же время признают значение рифтогенеза в его развитии и различают в структуре Урала «эвгеосинклиальные зоны с корой океанического типа». По многим пунктам этому докладу противостояли доклады С. Н. Исванова, В. А. Коротева, В. Н. Пучкова и К. С. Иванова — о развитии Урала в рифее и палеозое, И. В. Серавкина — о геодинамике палеовулканизма и металлогении Южного Урала и В. М. Нечеухина — о геодинамических режимах рудообразования в Урало-Тяньшанской системе; в основу этих докладов были положены представления тектоники литосферных плит. Вывод о значительных горизонтальных перемещениях блоков земной коры в процессе эволюции Урало-Тяньшанской системы приводит авторов к признанию необходимости дополнять металлогеническое поэтапное районирование в рамках современной структуры реставрацией геодинамических режимов рудообразования.

Некоторые доклады были целиком посвящены реставрации и описанию отдельных геодинамических режимов (доклад С. А. Куренкова о спрединге в истории Урало-Тяньшанской области; доклад Р. Г. Язевой, Ю. А. Полтавца, В. В. Бочкарева о режиме и металлогенической зональной активной палеоокраины Урала). В ряде докладов (В. И. Ленных, А. А. Ефимов, А. И. Русин) было показано большое индикационное значение метаморфизма в реставрации геодинамических обстановок прошлого.

Достаточно полно и разносторонне были изложены современные представления о глубинном строении Урала. На эту тему было сделано три доклада: В. С. Дружинин, С. А. Кашубин, В. М. Рыбалка и В. П. Рыжий охарактеризовали глубинное строение Урала по данным ГСЗ, трактуя его с позиций фиксизма; в докладе Н. Г. Берлянд приведена характеристика типов коры в разных зонах Урала по данным комплексного анализа геофизических материалов, дающая (по автору) возможность реконструировать характер исходной коры в этих зонах. В. Б. Соколов, исходя из данных МОВ, обосновывающих обилие наклонных разломов в структуре Урала, попытался нарисовать динамическую картину формирования уральских структур в условиях продолжительного и интенсивного сжатия. К сожалению, сопоставимые геофизические материалы по глубинному строению Тянь-Шаня представлены не были.

Доклады по тектонике Тянь-Шаня в целом отличались более однородной направленностью: в семи из них характеризовалась тектоническая история, геодинамика, металлогения преимущественно Южного Тянь-Шаня в целом или отдельных его сегментов (доклады А. А. Бакирова, М. Д. Геся и Е. В. Христова; А. К. Бухарина, И. М. Голованова, А. А. Землянова; Н. А. Мухина, Х. К. Каримова и Ю. С. Савчука; С. С. Шульца; М. Г. Леонова; Ю. С. Биске и Г. С. Поршнякова; С. М. Белова, Л. В. Кузнецова, С. А. Куренкова, В. Н. Лыточкина, В. М. Ненахова и А. С. Перфильева). Два из этих докладов (П. А. Мухина и др.; С. М. Белова и др.) были посвящены последним результатам исследований на Кызыл-Кумском и Киргизском геодинамических полигонах. При общей мобилистской направленности докладов нельзя не отметить больших разногласий в существенных деталях трактовки истории геодинамического развития Южного Тянь-Шаня (время заложения океанического бассейна, наличие и положение микроконтинентов, направление шарьирования и др.).

Существенные успехи в изучении геологии и истории развития Северного Тянь-Шаня, в частности установление кембрийских и ордовикских офиолитов и островодужных формаций в его сутурных зонах нашли отражение в докладе А. Б. Бакирова, М. Д. Геся и Е. В. Христова, посвященном домезозойской палеогеодинамике всего Тянь-Шаня; в докладе В. Л. Клишевича, Д. Г. Васильева и С. А. Семилеткина о тектонике раннего палеозоя западной части Северного Тянь-Шаня и др.

Всего было заслушано 26 пленарных докладов; кроме того, более 30 докладов было представлено методом демонстрационной графики.

После совещания были проведены геологические экскурсии.

1. Свердловская экскурсия продолжалась с 9 по 13 июня, руководитель — В. Н. Пучков.

Участники экскурсии ознакомились с наиболее характерными структурными элементами и формациями Среднего Урала. В пределах Нязепетровской покровно-надвиговой зоны были продемонстрированы батнальные и щельфовые комплексы пассивной континентальной окраины; в Дегтярско-Полевском рудном районе — дайковый комплекс горы Азов и Серавско-Маукская сутурная зона. Участники экскурсии посетили полигон Уральской сверхглубокой скважины. В Режевском районе им была показана зона серпентинитового меланжа; микроконтинентальные, океанические, островодужные комплексы и шарьяжи, характерные для геологического окружения недавно открытого Сафьяновского медноколчеданного месторождения.

2. Южноуральская экскурсия: срок 5 дней, 9—13 июня, руководитель — М. А. Камалетдинов. Экскурсия предусматривала ознакомление с платформенными разрезами палеозоя автохтона и эвгеосинклинальными аллохтонными сериями (районы турбазы Агидель, деревня Узья и Катарыш), с характером контакта гипербазитов и осадочных образований позднего девона, зонами тектонитов и меланжа (деревни Магадеево, Яумбаево, долины рек Кайнуй, Апшак, Мамбет-Елга и др.); осмотр флишево-олистоотромовой формации позднего девона в районе с. Вятского и ряда надвиговых структур Магнитогорского синклиория в районе г. Эюка, озер Карабалыкты и Банного. К сожалению, экскурсия была очень немногочисленной.

После проведения двух параллельных уральских экскурсий участники совершили перелет в г. Ош и переезд в район Киргизского геодинамического полигона, где состоялась третья экскурсия. Срок экскурсии — три дня (16—18 июня), руководители — А. С. Перфильев и В. М. Ненахов. Участники были ознакомлены с основными структурно-вещественными комплексами Алайского хребта: щельфовыми комплексами Алайского микроконтинента, комплексами континентального склона и подножия и комплексами палеоокеанической структуры. Показаны их тектонические взаимоотношения, деформации и специфические тектониты (терригенный меланж), формирующиеся в процессе шарьирования. В экскурсии приняло участие 35 человек.

После проведения экскурсий состоялась заключительная дискуссия (19 июня). В принятом решении участники совещания констатировали, что содержание докладов и ход обсуждения показали, с одной стороны, значительный прогресс в накоплении фактического материала по геологии рассматриваемых регионов. С другой стороны, очевидна все возрастающая сложность и глубина проблем, возникающих при тектонической интерпретации этих материалов. Большая часть докладов была посвящена оценке истории, структуры и металлогении Урала и Тянь-Шаня с позиций мобилизма. Высказывались и иные, альтернативные, фиксистские представления. И все же практиче-

ски все исследователи в том или ином виде следовали идеям о значительной роли коры океанического типа в раннепалеозойской истории регионов.

В качестве недостатков указывалось недостаточное внимание докладчиков к выявлению конкретных примеров связей тектонических закономерностей и особенностей размещения полезных ископаемых. Высказывалась также мысль о необходимости в дальнейшем обеспечить более представительный характер подобных совещаний за счет более широкого приглашения геологов других регионов.

Участники совещания с одобрением отнеслись к первому опыту проведения межрегиональной школы-семинара на всесоюзном уровне. Во-первых, накопление огромного фактического материала требует не только современных обобщений, но и межрегиональных увязок с современными теоретическими позициями. Проведение экскурсий помогает иллюстрировать и обсуждать, проверять на природных объектах высказываемые мнения и идеи. Во-вторых, такие мероприятия способствуют быстрейшему привлечению разнообразного нового геологического материала к прогнозированию полезных ископаемых.

В принятом решении содержатся также следующие рекомендации организационного характера: 1) регулярно проводить подобные мероприятия, ориентировочно раз в два года; 2) просить ОГГГГ АН СССР в дальнейшем обеспечить их целевое финансирование; 3) опубликовать пленарные доклады.

Список литературы

1. Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тянь-Шанской складчатой системы: Информационные материалы/Отв. ред. Коротеев В. А., Пучков В. Н. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 184 с.
2. Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тянь-шанской складчатой системы: Путеводитель геологических экскурсий Всесоюзной школы-семинара/Отв. ред. Коротеев В. А., Пучков В. Н. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 96 с.

Институт геологии УрО АН СССР,
Свердловск, 620644

Поступила в редакцию
18.I.1990г



ВАСИЛИЙ ДМИТРИЕВИЧ НАЛИВКИН

(К 75-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

30 апреля 1990 г. исполнилось 75 лет члену-корреспонденту АН СССР, профессору, доктору геолого-минералогических наук, лауреату Ленинской премии, члену редколлегии журнала «Геотектоника» В. Д. Наливкину — одному из виднейших ученых страны в области геологии нефти и газа и тектоники нефтегазоносных бассейнов.

Сын выдающегося геолога академика Д. В. Наливкина Василий Дмитриевич пошел по стопам отца, окончил в 1938 г. Горный институт в Ленинграде и начал свою научно-производственную деятельность во Всесоюзном нефтяном научно-исследовательском геологоразведочном институте (ВНИГРИ), в котором работает и по настоящее время.

Первые исследования В. Д. Наливкина были посвящены изучению геологического строения и нефтегазоносности Башкирского Приуралья. В дальнейшем он был назначен главным геологом, а затем и руководителем крупной Уральской экспедиции ВНИГРИ, где проявились его отличные организаторские способности. В результате этих работ были опубликованы известные монографии «Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии» (1949) и «Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрюзано-Сылвенской депрессии» (1950). Они легли в основу докторской диссертации, которую В. Д. Наливкин успешно защитил в 1950 г. Практические рекомендации экспедиции увенчались открытием ряда нефтяных месторождений на северо-востоке Башкирии.

Далее исследования Василия Дмитриевича и его коллег распространились на всю Волго-Уральскую область, что вылилось в крупную коллективную монографию «Волго-Уральская область. Тектоника» (1956), авторы которой были удостоены премии имени акад. И. М. Губкина.

В. Д. Наливкин как инициатор и основной руководитель принял участие в большой коллективной работе по составлению фациальных и литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления (1962), а затем и «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» (1969), сопровождавшегося серией монографий — объяснительных записок к атласу. Важно подчеркнуть, что в них широко использовались палеотектонические данные.

Будучи руководителем сектора Западной Сибири (1955—1965 гг.), В. Д. Наливкин провел большую работу по изучению тектоники и перспектив нефтегазоносности этого обширного и в то время чрезвычайно слабо изученного региона. За научное обоснование и участие в открытии нового нефтегазоносного района в Западной Сибири он вместе с группой геологов был удостоен Ленинской премии.

В это же время В. Д. Наливкин много внимания уделил сравнительно-тектоническому анализу Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирской, Туранской и Скифской плит. Особенно детально он рассмотрел проблему морфологической классификации платформенных структур, которую он широко обсудил на специальном всесоюзном совещании (Ленинград, 1963). Принятая классификация до сих пор используется многими геологами-нефтяниками.

С 1966 г. В. Д. Наливкин руководил отделом формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений, а затем отделом научных основ прогноза нефтегазоносности. Совместно с коллективом он рассмотрел вопросы разработки критериев и методов оценки перспектив нефтегазоносности различных тектонических элементов — от крупных бассейнов осадконакопления до локальных структур; создал принципиаль-

ные модели формирования месторождений нефти и газа; выявил основные факторы, контролирующие нефтегазонакопление; создал автоматизированную систему прогноза нефтегазоносности. Важно подчеркнуть, что в основу названных проблем В. Д. Наливкин в первую очередь ставит тектонический и геодинамический факторы.

Василий Дмитриевич в качестве члена редколлегии и соавтора активно участвовал в создании многих тектонических карт, в частности таких известных изданий, как Международная тектоническая карта Европы (1964, 1981), Тектоническая карта нефтегазоносных территорий СССР (1983), Международная тектоническая карта мира (1984) и др.

В. Д. Наливкин — автор более 200 научных работ. Он руководил подготовкой около 50 кандидатов и докторов наук. В. Д. Наливкин ведет большую научно-организационную работу. Он активный участник многих международных и всесоюзных геологических и нефтяных конгрессов, симпозиумов и совещаний. Он входит в состав многих советов, комитетов, комиссий, редколлегий, в частности в Комиссию по международным тектоническим картам, Междуведомственный тектонический комитет, редколлегию журнала «Геотектоника».

Такие высокие человеческие качества Василия Дмитриевича, как чувство нового, деликатность, интеллигентность, скромность, доброжелательность делают общение с ним всегда приятным и полезным. Желаем дорогому Василию Дмитриевичу крепкого здоровья и новых творческих успехов.

*Междуведомственный тектонический комитет
Редколлегия журнала «Геотектоника»*

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Редакция журнала просит соблюдать следующие правила представления статей в журнал «Геотектоника».

1. Работа должна быть представлена на русском языке в окончательном виде. В конце статьи приводится полное название учреждения, где работа была выполнена, его почтовый адрес, а также адрес и номер телефона автора.

2. Объем статей не должен превышать 20 страниц и кратких сообщений — 8 страниц, включая машинописный текст, список литературы и иллюстрации.

3. К статье необходимо приложить аннотацию (не более 100 слов), в которой должны быть изложены главные выводы.

4. Текст рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

5. Требования к тексту рукописи.

а). Рукопись необходимо печатать на машинке с нормальным шрифтом через 2 интервала, оставляя слева чистые поля шириной 4 см. Обязательно предоставление первого экземпляра машинописи.

б). Список цитируемой литературы составляется по алфавиту: сначала — русскому, затем латинскому. В списке литературы приводятся фамилии и инициалы авторов, название статьи и журнала, год издания, том, выпуск, номера страниц; для книг — название работы, издательство, место и год издания, количество страниц.

в). Ссылки на литературу в тексте даются в квадратных скобках, где указывается номер работы в списке литературы.

г). Формулы вписываются черными чернилами или тушью. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные буквы двумя черточками снизу, а строчные — сверху; делать четкое различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем). Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

д). Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции. В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

6. Требования к рисункам.

а). Первый экземпляр рисунков необходимо представить вычерченным черной тушью на чертежной бумаге, пригодным к непосредственному типографскому воспроизведению. Рисунки нельзя перегибать, при персылке по почте необходимо позаботиться об упаковке, предохраняющей рисунки от деформации. Редакция имеет возможность изготовить издательские оригиналы рисунков за счет организации, представляющей статью. В случае необходимости такой работы следует приложить гарантийное письмо об оплате изготовления издательских оригиналов рисунков.

б). Второй экземпляр рисунков представляется в виде фотокопий.

в). Фотографии, иллюстрирующие текст, должны быть отпечатаны на глянцевой бумаге.

г). На рисунках (картах, профилях, зарисовках) должны быть указаны линейный масштаб и ориентировка. Сейсмические профили должны иметь масштаб в км. На обзорной схеме или карте необходимо отметить положение других рисунков.

а). Необходимо позаботиться о том, чтобы статья была понятна не только специалистам по описываемому району: на рисунках обозначить упоминаемые в тексте тектонические структуры, пункты, свиты. Не следует нагружать рисунки ненужными названиями.

е). Максимальный размер рисунков в журнале 12×23 см. Можно предоставить более крупные рисунки (до 50 см по диагонали), которые будут уменьшены при воспроизведении; размер шрифта и нагрузка на рисунках должны допускать уменьшение до указанного выше размера.

ж). На обороте каждой иллюстрации подписывается номер рисунка, фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях.

з). Список подрисуночных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях рукописи. В тексте обязательны ссылки на все рисунки.

7. Редакция высылает авторам отредактированный текст для проверки. Дальнейшее прохождение рукописи контролируется редакцией, которая оставляет за собой право при необходимости проводить незначительное сокращение текста.

8. После выхода статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Технический редактор *Л. В. Кожина*

Сдано в набор 07.03.90 Подписано к печати 14.05.90 Т-09311 Формат бумаги 70×109/16

Высокая печать Усл. печ. л. 9,8 Усл. кр.-отт. 15,2 тыс. Уч.-изд. л. 11,7 Бум. л. 3,5

Тираж 1512 экз. Зак. 4197

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука».

103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21.

2-я типография издательства «Наука», 121099, Москва, Шубинский пер., 6.

В издательстве «Наука» готовятся к печати:

А. А. Белов, В. С. Буртман, В. П. Зинкевич и др. «ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ». М.: Наука, 1990. 28 п. л.

В монографии содержится теоретическое обоснование тектонической расчлененности литосферы, излагаются разнообразные методы ее изучения (картирование покровно-складчатых комплексов разного возраста и состава, аэрокосмические, неотектонические и структурные методы), даются региональные примеры тектонически расчлененных горно-складчатых сооружений различных геодинамических областей СССР (Урал, Казахстан, Тянь-Шань, Памир, Кавказ, Корякия, Камчатка, Сахалин, Приморье, а также Анабарский и Балтийский щиты). Текст хорошо иллюстрирован и снабжен образцами средне- и крупномасштабных геологических карт и профилей.

Ответственные редакторы — академик Ю. М. Пушаровский, доктор геолого-минералогических наук В. Г. Трифонов. Монография рассчитана на широкий круг научных работников геологического и геофизического профиля и особенно на геологов-практиков и может служить методическим руководством при проведении геологосъемочных и поисковых работ.

Б. Г. Лутц, В. С. Оксман. «ГЛУБОКОЭРОДИРОВАННЫЕ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ АНАБАРСКОГО ЩИТА». М.: Наука, 1990. 20 п. л.

Рассмотрено строение, состав, условия метаморфизма и структурные особенности зон диафтореза, рассекающие гранулитовые комплексы Анабарского щита. Такие зоны располагаются на стыках древних структурно-фациальных областей. В них оказываются совмещенными продукты трехкратного наложенного метаморфизма: высокотемпературных диафторитов амфиболитовой фации, средне- и низкотемпературных диафторитов эпидоамфиболитовой и зеленосланцевой фации и поздних тектонитов — продуктов динамометаморфизма. К этим же зонам разломов приурочены более поздние магматические образования щита; дайки гипербазитов, плутоны аортозитов и диоритов, тела кальевых биотитовых гранитов и мигматитов, двуслюдяные граниты. Обсужден состав и генезис магматических образований. Определена тектоническая природа зон диафтореза и рассмотрена геологическая история Анабарского щита от раннего архея до нижнего протерозоя. Издание предназначено для тектонистов, петрологов, специалистов в области докембрийской геологии, структурного анализа, регионального метаморфизма и магматизма.

