

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТЕОТЕКТОНИКА

5

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1980

СОДЕРЖАНИЕ

Грачев А. Ф., Федоровский В. С. Зеленокаменные пояса докембрия: рифтовые зоны или островные дуги?	3
Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В. Восточно-Забайкальская древняя глыба и ее роль в формировании региональной структуры	25
Киселев А. Е., Кульчицкий Я. О. Особенности развития конседиментационных поднятий — высокоперспективных унаследованных ловушек нефти и газа (на примере Лено-Виллюйской и Карпатской провинций)	38
Буров В. С., Глушко В. В., Досин Г. Д. Об амплитуде горизонтального перемещения флишевого комплекса юго-восточной части Украинских Карпат	51
Масляев Г. А. Платформенные и орогенные формации осадочного чехла Предкавказья и их палеоструктура	59
Байков А. А., Голиков-Заволженский И. В., Седлецкий В. И. О поперечных структурах Известнякового Дагестана (Восточный Кавказ)	69
Гуляев П. В. Об эвгеосинклинальных образованиях в зоне между Момским и Арга-Тасским хребтами (Северо-Восток СССР)	81
Рихтер А. В. Строение и тектоническое положение Прибрежного гранитоидного массива (хребет Джугджур)	94
Филатова Н. И., Маженштейн Ф. А., Кузнецова И. А., Смеловская М. М. Структуры зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей по данным «Метеора-25»	105
Дмитриева Б. И. Об одном количественном методе анализа характера вертикальных (колебательных) движений	119
Хроника	
Проблемы тектонического анализа геологических формаций	130

G E O T E C T O N I C S

SEPTEMBER — OCTOBER

MOSCOW

№ 5, 1980

CONTENTS

Grachev A. F., Fedorovsky V. S. Greenstone belts of Precambrian: rift zones or island arcs?	3
Misnik Yu. F., Shevchuk V. V. East-Transbaikalian old block and its role in formation of the regional structure	25
Kiselev A. E., Kul'chitsky Ya. O. Peculiarities of development of consedimentary uplifts—highly perspective inherited oil-and gas traps (on the example of the Lena-Vilyui and Carpathian provinces)	38
Burov V. S., Glushko V. V., Dosin G. D. On amplitude of horizontal displacement of the flysh complex of the south-eastern part of the Ukrainian Carpathians	51
Maslyayev G. A. Platform and orogenic formations of the sedimentary cover of the Forecaucasus and their paleostructure	59
Baikov A. A., Golikov-Zavolzhensky I. V., Sedletsy V. I. On transverse structures of Limestony Daghestan (East Caucasus)	69
Gulyaev P. B. On eugeosynclinal complexes in the zone between the Momsky and Arga-Tassky ridges (USSR North-East)	81
Rikhter A. V. Structure and tectonic position of the Prybrezhny granitoid massif (Dzhungdzhur ridge)	94
Filatova N. I., Mazhenshtein F. A., Kuznetsova I. A., Smelovskaya M. M. Structure of the zone of joint of the Verkhoyano-Chukotsk and Koryak-Kamchatka areas according to the data of «Meteor-25»	105
Dmitrieva B. I. On a quantitative method of analyzing the character of vertical (oscillating) movements	119

Chronicles

Problems of tectonic analysis of geological formations	130
--	-----

УДК 551.242.3 : 551.713.72

А. Ф. ГРАЧЕВ, В. С. ФЕДОРОВСКИЙ

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ПОЯСА ДОКЕМБРИЯ: РИФТОВЫЕ ЗОНЫ ИЛИ ОСТРОВНЫЕ ДУГИ?

В статье обсуждается проблема происхождения зеленокаменных поясов докембрия. На примерах зеленокаменных поясов СССР, Южной Африки, Западной Австралии, Канады рассмотрены общие черты их строения. Формирование поясов происходило в течение четырех этапов: 3,6—3,0; 3,0—2,6; 2,6—1,9; 1,9 млрд. лет и моложе. Сравнительный анализ структур, формаций, особенностей вулканизма зеленокаменных поясов и современных рифтовых зон, островных дуг, зон вторичного растяжения в краевых морях показывает, что формирование зеленокаменных поясов докембрия происходило в условиях режима рифтогенеза.

Проблема происхождения и развития зеленокаменных поясов докембрия выдвинулась в число одной из наиболее актуальных и дискуссионных проблем современной геологии. Об этом красноречиво свидетельствует лавинообразно нарастающий рост публикаций во многих странах.

До появления концепции тектоники плит зеленокаменные пояса рассматривались либо как аналоги альпинотипных складчатых областей, либо как особый тип геосинклиналей, свойственный только раннему докембрию и в фанерозое неизвестный. После того как тектоника плит получила широкое распространение, зеленокаменные пояса сопоставлялись с островными дугами (эта точка зрения сейчас преобладает), рифтовыми структурами, зонами вторичного растяжения в краевых морях. Каждая из этих моделей принималась различными авторами достаточно условно, так как многие специфические черты строения зеленокаменных поясов не всегда соответствовали тектонотипам тех или иных современных геодинамических режимов.

Решение данной проблемы требует проведения сравнительного анализа структур, формаций, вулканизма, а также гранитного магматизма и метаморфизма, сопровождавших развитие зеленокаменных поясов. Накопленный к настоящему времени материал по геологии зеленокаменных областей докембрийских щитов позволяет провести такой анализ.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

В формировании поясов намечаются четыре этапа развития, которые укладываются в следующие интервалы: 3,6—3,0; 3,0—2,6; 2,6—1,9, 1,9 млрд. лет и моложе (Grachev, Fedorovsky, 1979). По-видимому, указанные рубежи, так же как и само количество этапов, отражают лишь современное состояние изученности докембрия геохронологическими методами. Очевидно, число этапов будет со временем возрастать, и в первую очередь следует ожидать обнаружения зеленокаменных поясов более древних, чем пояса первого этапа. Мы ограничиваемся рассмотрением первых трех этапов развития ввиду того, что структурная позиция самых молодых докембрийских поясов не вызывает сомнений.

Зеленокаменные пояса первого этапа. Тектонотип — Барбертонский зеленокаменный пояс, расположенный в пределах щита Каапваал в Юж-

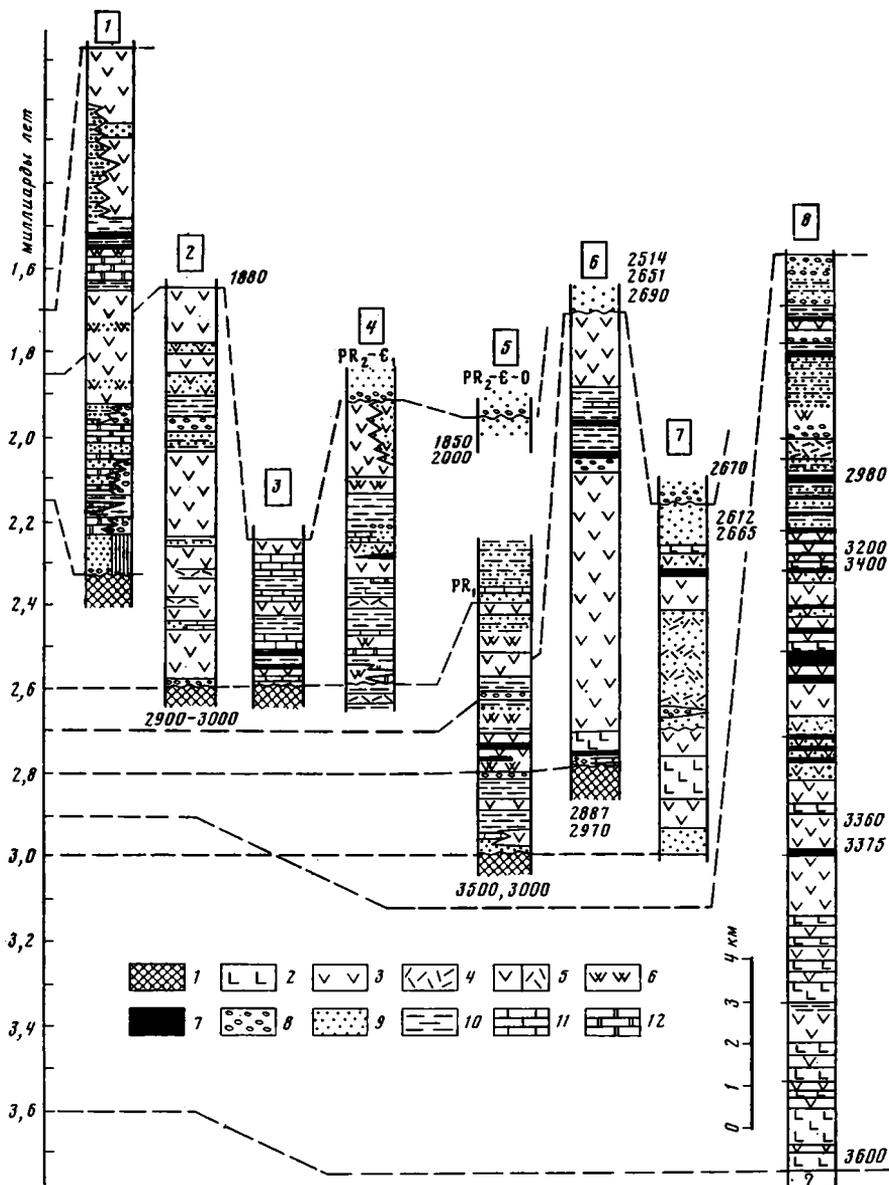


Рис. 1

ной Африке и детально изученный М. и Р. Вильюнами (Viljoen, Viljoen, 1969). Породы Барбертонского пояса относятся к системе Свазиленд и подразделяются на нижнюю вулканогенную серию Онвервайт и перекрывающие ее преимущественно осадочные образования серий Фиг-Три и Модис. Суммарная мощность 21 км (рис. 1). При ширине в плане 15—30 км все эти толщи протягиваются в северо-восточном направлении на 120 км.

Серия («группа») Онвервайт представлена лавами ультраосновного и основного состава. Пирокластические образования хорошо развиты, а осадочные породы, преимущественно кремнистые, имеют подчиненное значение. Выше согласно залегают породы серии Фиг-Три, в нижней части состоящие из граувакк, сланцев и кремнистых пород, а в верхней — из трахитовых и трахиандезитовых туфов. Разрез завершается образо-

Рис. 1. Схема, иллюстрирующая стратиграфию и возраст некоторых раннедокембрийских зеленокаменных поясов

1 — фундамент (гранулитовые и гнейсовые комплексы, тоналиты); 2 — лавы ультраосновного состава; 3 — лавы основного состава, в том числе базальтовые коматииты, пиллоу-лавы; 4 — лавы среднего и кислого состава; 5 — пирокластические образования основного (а) и среднего — кислого состава (б); 6 — кварциты, кремнистые породы; 7 — железистые кварциты, железистокремнистые породы (железорудная формация); 8 — конгломераты; 9 — песчаники; 10 — алевролиты, графитистые сланцы, слюдястые сланцы; 11 — известняки и кальцитовые мраморы; 12 — доломиты и доломитовые мраморы. Схематизированные стратиграфические колонки составлены по данным: 1 — Лабрадор, Северная Америка (Dimroth et al., 1970); 2 — Печенга, Кольский полуостров (Загородный и др., 1964); 3 — Приольхонье, Западное Прибайкалье (Федоровский, Риле, 1979) (с использованием материалов А. С. Ескина, Л. Н. Кукляя, Н. А. Мироновой, Ю. А. Морозова, Е. В. Павловского, В. В. Эза); 4 — Олоkit-Сынныр, Северо-Байкальское нагорье (Риле, 1979); 5 — хребты Кодар и Удокан, Олекмо-Витимская горная страна (Федоровский, 1972); 6 — Белингве, Южная Африка (Wilson et al., 1978); 7 — Йакабинди, Западная Австралия (Naldrett, Turner, 1977), 8 — Барбертон, Южная Африка (Viljoen, Viljoen, 1969); Цифры возраста (в млн. лет): к колонке 2 — 1880 (основные и ультраосновные породы, прорывающие печенгскую серию); 2900—3000 — возраст метаморфизма фундамента; к колонке 5 — 1850—2000 — возраст метаморфизма торгового комплекса и перекрывающей его удоканской серии и ее аналогов; 3000, 3500 — возраст метаморфизма фундамента; к колонке 6 — 2514 — возраст Великой дайки Родезии; 2651, 2690 — возраст гранитов, прорывающих породы зеленокаменного пояса Белингве; 2884, 2970 — возраст гнейсов и тоналитов фундамента; к колонке 7 — 2670 — возраст гранитов из гальки конгломератов; 2612 — возраст гранитов, прорывающих комплекс Йакабинди; 2665 — возраст метаморфизма; к колонке 8 — 2980 — возраст глинистых сланцев серии Фиг-Три; 3200—3400 — возраст гранитов, прорывающих серию Онвервахт; 3360 — возраст лав серии Онвервахт; 3375 — возраст маркирующего слоя кремнистых сланцев Мидл в серии Онвервахт; 3600 — возраст основных лав нижней части разреза серии Онвервахт

ваниями серии Модис, залегающими с разрывом на подстилающих породах серии Фиг-Три. В составе верхней серии присутствуют конгломераты, кварциты и сланцы с отдельными горизонтами джеспилитов и лав, участвующие в строении трех циклов.

Особенность вулканитов серии Онвервахт — излияние лав в водных условиях (пиллоу-лавы) с образованием скелетной текстуры, что дало основание М. и Р. Вильюнам выделить особый тип базальтов — базальтовые коматииты вместе с лавами ультраосновного состава (перидотитовыми коматиитами). Характерно ритмичное строение вулканогенной толщи (лавы — пирокласты). Особенности состава пород серии Фиг-Три, ритмичность ее строения и такие седиментационные признаки, как градационная и конволютная слоистость, знаки ряби, следы течения — все это свидетельствует об образовании серии в глубоководных условиях при активном участии мутьевых потоков (Kuonen, 1963).

Возраст пород нижней части разреза серии Онвервахт более 3,6 млрд. лет, маркирующий горизонт кремнистых пород в средней части разреза датируется в 3,37 млрд. лет, а прорывающие всю серию Онвервахт граниты I фазы (тоналиты) имеют возраст 3,4—3,2 млрд. лет (Viljoen, Viljoen, 1969; Anhaeusser, 1972).

Для Барбертонского пояса характерно преобладание широких хорошо развитых синклиналей при отсутствии разделяющих их антиклиналей. Сочленение синклиналей происходит по зонам разрывных нарушений. Эти и другие данные указывают на незначительную роль сжатия в формировании структуры Барбертонского пояса. Лишь на его периферии, в зоне контакта с гранитными куполами, отмечаются признаки кливажа, сплющивания, линейности, сланцеватости, свидетельствующие о локальном характере сжатия.

Толщи Барбертонского пояса в центральной его части практически неметаморфизованы. Только для вулканитов серии Онвервахт отмечается метаморфизм, отражающий, возможно, условия зеленокаменного перерождения пород. Вместе с тем все исследователи указывают на ло-

кальный, но интенсивный метаморфизм пород всех серии вблизи их контакта с гранитными куполами. Эти данные служат дополнительным аргументом, подтверждающим вывод об отсутствии общего сжатия.

Другие представители первого этапа развития зеленокаменных поясов немногочисленны. Кроме Барбертонского пояса к ним относятся зеленокаменные породы района Селукве (Родезийский щит), прорванные гранитами с возрастом 3,4 млрд. лет (Wilson et al., 1978) и метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы гор Исуа (Гренландия), возраст которых достигает 3,75—3,8 млрд. лет (McGregor, Mason, 1977; Moorbath, 1977; Moorbath et al., 1972, 1975, 1977). Важно отметить, что гнейсы Амйтсок, вмещающие осадочно-вулканогенные породы Исуа, в свою очередь содержат включения метабазальтов, по составу отвечающих толентам срединно-океанических хребтов (McGregor, Mason, 1977; Smith, Williams, 1978). По-видимому, это может свидетельствовать о существовании еще более древних зеленокаменных поясов, чем рассмотренные Барбертонский, Селукве и Исуа.

Зеленокаменные пояса второго этапа широко распространены на всех континентах. В Восточной Сибири, в центральной части Байкальской горной области, зеленокаменные толщи давно известны и объединялись здесь в эвгеосинклинальный комплекс нижнего протерозоя (Салоп, 1964). В фундаменте Сибирской платформы сходные вулканогенно-обломочные толщи, заключенные среди кристаллических образований Алданского щита, были выделены в качестве трогового комплекса (Федоровский, Лейтес, 1968), возникшего в условиях рифтогенеза (Грачев, Федоровский, 1970; Тектоническая карта Северной Евразии, 1980). Зеленокаменный пояс Восточной Сибири протягивается на 2000 км — от Байкала до Охотского моря.

По своей морфологии, составу и строению образующих их комплексов сибирские трогии очень похожи на зеленокаменные пояса докембрия других щитов. Однако исторически так сложилось, что «поясами» их здесь не называли, а обозначали как «шовные прогибы», «шовные структуры», «грабены», «эвгеосинклинали», «трогии», «палеоавлакогены». Между тем сейчас стало ясно, что все они принадлежат к типу структур, выделяемых на других щитах как зеленокаменные пояса. Не обсуждая здесь вопрос о том, насколько удачно это последнее название, мы считаем целесообразным для целей данной работы употреблять при описании этих структур термин «трог», а для всей системы трогов региона — термин «зеленокаменный пояс». Это позволит, с одной стороны, сохранить традиционную региональную терминологию, а с другой — избежать двусмысленности при определении их природы.

Корреляция стратиграфических разрезов позволяет выделить два этапа становления пояса. В течение раннего этапа формируется широкая система трогов, охватившая всю или большую часть зеленокаменного пояса, картируемого в современном срезе. Структуры позднего этапа локализованы в средней части пояса. На его периферии в это время накапливались обломочно-карбонатные толщи шельфового типа (Лейтес, Федоровский, 1977, 1978; Тектоническая карта Северной Евразии, 1980). Эти осадочные толщи, хотя они и не отделены от трогового комплекса несогласием, тектонически никак не связаны с режимом формирования зеленокаменного пояса. По существу на рубеже раннего и позднего этапов процессы растяжения, в результате которых на всей периферии пояса возникали многочисленные трогии-рифты, полностью прекратились, и эта территория стала ареной спокойной седиментации в морских условиях, лишенных каких-либо следов вулканизма. Анализ распределения фаций осадочных пород показывает, что эти бассейны не были замкнутыми: они открывались в сторону осевой зоны зеленокаменного пояса, где в течение позднего этапа продолжалось интенсивное тектоническое растяжение, сопровождавшееся мощным вулканизмом.

В составе трогового комплекса раннего этапа присутствуют разнообразные метаморфизованные вулканитные и осадочные (обломочные и карбонатные) породы, которые образуют две основные группы формаций — осадочно-вулканогенную и железистокремнистую. В пределах наиболее крупных структур обнаруживаются определенные закономерности в строении разреза. В Усть-Гилуийском трого — самом южном в системе трогов зеленокаменного пояса — нижнюю часть образующего его комплекса, по данным Е. В. Ялынычева, слагают базальтоиды, превращенные в амфиболовые кристаллические сланцы (спилит-диабазовая формация) и подчиненные граувакки (2500 м); средняя часть разреза (3000 м) представлена тонкослоистыми первично-обломочными отложениями при подчиненном значении вулканитов (метаморфические эквиваленты: биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, кварциты, железистые кварциты, мраморы, глиноземистые графитосодержащие гнейсы с пиритом). В целом средняя свита представляет собой граувакковую формацию (с флишoidalным строением) и подчиненные железистокремнистую и кремнисто-карбонатную формации. Верхняя часть разреза (2000 м) сложена метаморфизованными вулканитами основного состава, которые перемежаются с метаосадочными породами (спилит-диабазовая и граувакковая формации).

В группе трогов, развитых в хребтах Кодар и Удокан (Федоровский, 1972), разрез комплекса представляет собой многократно повторяющиеся циклы, в нижней части которых располагаются амфиболиты по основным лавам, а в средней и верхней частях — пачки разнообразных метаморфических сланцев, образованных по основным пирокластическим и исходным глиноземистым породам, а также кварцитов и железистых кварцитов. Редкие горизонты слагают конгломераты и мраморы. Мощность таких циклов колеблется от первых сотен метров до километра. Железорудная формация достигает 100—150 м при мощности отдельных горизонтов железистых кварцитов от 1 до 30 м. В более западных и юго-западных районах (Патомское нагорье и Прибайкалье) троговый комплекс отличается резкими колебаниями в соотношениях обломочных и вулканических пород. Если на востоке Патомского нагорья троговый комплекс (ходоканская свита) отличается преобладанием в его разрезе обломочных пород при резко подчиненном участии метадиабазов, то в западной части нагорья на долю амфиболитов приходится до 50% мощности свиты. Аналог ходоканской свиты в западном Прибайкалье иликтинская свита — отличается пестрым по сравнению с другими районами составом эффузивов, среди которых выделяются метадиабазы и метадациты.

В центральной зоне зеленокаменного пояса развиты толщи позднего этапа. По данным Г. В. Риле, в разрезе трогового комплекса района Олокит-Сыннур (Северо-Байкальское нагорье) в нижней части располагается толща кварцитов, железистых кварцитов, доломитовых мраморов, сланцев и метавулканитов основного и кислого состава (базальты, кварцевые и фельзитовые порфиры). Выше залегают еще две толщи, для которых характерно чередование мраморов, сланцев, графитистых сланцев, туфосланцев, гравелитов и песчаников. Разрез завершается толщей недифференцированных метадиабазов, в том числе пиллоулав, лавобрекчий, среди которых заключены пачки черных кремнистых сланцев, метаконгломератов и метапесчаников, мраморов. Указанный комплекс, по наблюдениям Г. В. Риле, с размывом залегают на вулканогенно-обломочном троговом комплексе раннего этапа.

Структура троговых комплексов сложна: она возникла в результате проявления нескольких этапов деформаций. Вместе с тем многие факты свидетельствуют о том, что все эти деформации происходили гораздо позже накопления вулканогенно-осадочных и железорудных толщ — после того, как они были перекрыты нижнепротерозойскими осадочными

ми породами. В узких шовных трогах чаще всего картируются линейные синклинали, но по мере приближения к массивам гранито-гнейсов, которые повсеместно отделяют троговые комплексы от кристаллических сланцев раннеархейского фундамента, структура резко усложняется. Гранито-гнейсы образуют многочисленные купола; они концентрируются в полосы, простирающиеся вдоль трогов. В экзоконтакте куполов, повторяя их очертания, развиты пакеты тесно сжатых и изогнутых складок, образованных троговым комплексом.

Полностью синхронно со складчатостью происходит и метаморфизм, который относится к силлиманит-кианитовому (западный фланг пояса) и силлиманит-андалузитовому (восточный фланг) типам. Вместе с тем во всех частях пояса метаморфизм троговых комплексов и перекрывающих их нижнепротерозойских осадочных серий проявлен одноактно и в одинаковых *PT*-условиях. Метаморфизм имеет ярко выраженный зональный характер; при этом зональность метаморфизма троговых комплексов и перекрывающих их осадочных толщ нижнего протерозоя совпадает на всей обширной периферии пояса. (Кориковский, 1979). Имеющиеся материалы убеждают, следовательно, в том, что и складчатость и региональный метаморфизм — явления, никак не связанные с этапами формирования самого зеленокаменного пояса. В совокупности эти факты указывают на отсутствие признаков тектонического сжатия.

Троговые комплексы залегают на раннеархейских кристаллических сериях, метаморфизованных в гранулитовой фации, а также на архейских анортозитах и чарнокитах с возрастом 3,5—3,0 млрд. лет. Вулканогенно-обломочные толщи трогов раннего этапа перекрыты терригенными и карбонатными породами нижнепротерозойской удоканской серии (хребты Кодар и Удокан) и ее аналогов в Патомском нагорье и Прибайкалье. Все эти толщи перекрывают троговые комплексы согласно и метаморфизованы одноактно и совместно с ними. Возраст метаморфизма, по многочисленным данным, оценивается в 2,0—1,8 млрд. лет (Федоровский, 1972). В свою очередь метаморфические толщи с резким несогласием перекрыты неметаморфизованными лавами (1,7—1,8 млрд. лет) и грубообломочными пестроцветными позднеорогенными молассами (акитканская серия в Прибайкалье, кебектинская свита в Олекмо-Витимской горной стране, улканская серия на востоке Алданского щита). Граница между ранним и поздним этапами формирования зеленокаменного пояса, несмотря на то, что геологически она хорошо выражена, радиометрическими данными не обоснована. В достаточной мере условно этот рубеж можно оценить в 2,6—2,5 млрд. лет.

К структурам второго этапа формирования зеленокаменных поясов принадлежат пояса Карелии в восточной части Балтийского щита, примером которых являются шовные трого Парандовский и Хаутоваарский. Они обладают общими чертами строения и разреза с трогами Восточной Сибири (Конкин и др., 1975; Робонен и др., 1978).

В южном полушарии хорошим примером структур второго этапа являются зеленокаменные пояса Йакабинди (Западная Австралия) и Белингве (Южная Африка).

В разрезе пояса Йакабинди устанавливается двучленное строение. Нижняя часть представлена вулканогенными породами ультраосновного и основного состава (более 90%) и кислого состава (менее 10%), в то время как в верхней части преобладают кислые породы, переслаивающиеся с базальтами, вулканомиктовыми породами и кремнистыми сланцами. Возраст фундамента неизвестен, а время внедрения гранитов (2612 млн. лет) и возраст метаморфизма (2665 млн. лет) свидетельствуют об окончании развития зеленокаменного пояса ранее этого времени. Несогласно перекрывающие толщи этого пояса конгломераты Джон-Крик, содержат гальку гранитов с возрастом 2670 млн. лет (Naldrett, Turner, 1977).

Разрез зеленокаменного пояса Белинге в нижней части представлен маломощными конгломератами, железистыми кварцитами, мраморами со строматолитами, перекрытыми ультраосновными и основными лавами массивной и подушечной текстур. Верхняя часть разреза повторяет нижнюю (за исключением ультраосновных лав). Подстилающие разрез гнейсы (2884 млн. лет) и толеиты (2970 млн. лет) определяют нижнюю возрастную границу. Верхний возрастной предел устанавливается по времени внедрения гранитов (2651, 2690 млн. лет), а также на основании того, что апофизы Великой дайки Родезии (2514 млн. лет) прорывают строматолитовые метаморфизованные известняки верхней части Белинге (Wilson et al., 1978).

Развитие зеленокаменных поясов второго этапа, как показывают примеры хорошо изученных в геохронологическом отношении районов Южной Африки и Западной Австралии, охватывает промежутки времени 200—300 млн. лет, а зеленокаменных поясов Канады — менее 200 млн. лет.

В целом можно видеть, что зеленокаменные пояса второго этапа во многом похожи на пояса первого этапа. Различие заключается, возможно, лишь в меньшей длительности развития отдельных зеленокаменных поясов и в меньшей роли ультраосновного магматизма.

Зеленокаменные пояса третьего этапа. В качестве примера рассмотрим Печенгско-Имандра-Варзугскую зону на Балтийском щите (Кольский полуостров) и Лабрадорский трог на Канадском щите.

Первая протягивается через весь Кольский полуостров на расстоянии 600 км при ширине до 40—50 км; она разделяется на Печенгскую и Имандра-Варзугскую ветви. В пределах печенгской части зоны в строении разреза участвуют четыре вулканогенно-осадочных толщи (см. рис. 1). Первая толща сложена конгломератами, гравелитами, филлитами, перекрытыми мощными покровами диабазов и диабазовых порфиритов. Вторая толща начинается с кварцитов, кварцито-песчаников, доломитов и доломитизированных известняков, а заканчивается туфолавами кислого и среднего состава и диабазами (пиллоу-лавы). В строении третьей толщи принимают участие конгломераты, песчаники, кварциты и доломиты, перекрытые диабазами с прослоями агломератовых туфов. Четвертая толща состоит из нескольких пачек ритмично переслаивающихся конгломератов, песчаников, алевролитов, филлитов и пирокластических образований, которые сменяются туфами основного и кислого состава, образующими прослои среди пиллоу-лав, диабазовых и липаритовых порфиритов. Таким образом, к нижней части разреза приурочены мелководные отложения (терригенные красноцветы и доломиты), подушечные лавы редки, а пирокластическая фация не характерна; в верхней части (начиная с лав третьей толщи) появляются турбидиты, вулканы представлены пиллоу-лавами, среди которых встречаются и пикриты. Такой характер разреза указывает на постепенное увеличение степени тектонического раскрытия в процессе формирования печенгской серии.

Структура Печенгской зоны выражена крупной асимметричной синклиналью, юго-западное крыло которой опрокинуто в зоне контакта с гранитизированными породами фундамента. Для внутреннего строения характерно присутствие лишь синклинальных складок, сопряжение которых происходит, как и в Барбертонском поясе, вдоль зон тектонических нарушений. Лишь по периферии, в зоне контакта с фундаментом (главным образом в юго-западной части территории) широко развиты изоклинальные складки, свидетельствующие о сжатии, изменившем характер первичной структуры Печенгской зоны.

Вся толща пород метаморфизована в условиях зеленосланцевой фации, а повышение степени метаморфизма до амфиболитовой фации (кианит-силлиманитовый тип) отмечается по периферии пояса, главным об-

разом в его юго-западной части. Здесь вулканогенно-осадочные породы по мере приближения к гранито-гнейсовым и мигматитовым куполам подвергаются резким метаморфическим изменениям, интенсивно деформированы, все крыло крупной структуры опрокинута, а общий структурный рисунок резко изгибается, повторяя очертания куполов — ситуация, типичная для всех зеленокаменных поясов.

Интрузии основных и ультраосновных пород, внедрившихся в толщу Печенгской зоны, имеют возраст 1880—1860 млн. лет, пегматоидных гранитов — 2150 млн. лет; габбро-норитовые интрузии в районе Варзуги датируются в 2090—1960 млн. лет. Нижняя граница точно не установлена; известно лишь, что базальные горизонты печенгской серии залегают на полиметаморфических породах кольской серии, возраст которых оценивается в 2660 млн. лет (данные И. М. Горохова; Пушкарев и др., 1978) и в 2900—3000 млн. лет (Земная кора..., 1978).

Разрез Лабрадорского трога в Канаде отличается сильной изменчивостью в разных частях (Dimroth et al., 1970). В западной части трога в разрезе преобладают метаосадочные породы, в восточной — магматические. Приведенный на рис. 1 разрез иллюстрирует строение восточной части Лабрадорского трога. Характерной чертой разреза является развитие мелководных отложений (конгломераты, песчаники, сланцы, доломиты) и лав основного состава в нижней части толщи (1 цикл, по Э. Димроту) и граувакк, песчаников, кварцитов и сланцев, вмещающих железородную формацию Сокоман в ее верхней части (2 цикл). Разрез заканчивается чередованием лав основного состава и пирокластическими образованиями риолитового состава.

Структура Лабрадорского трога подобна Печенгской; она имеет форму асимметричной синклинали, северо-восточное крыло которой опрокинута в зоне контакта с гнейсами и гранито-гнейсами, где метаморфизм достигает силлиманитовой зоны. В юго-западной части трога, где залегание пород нормальное, метаморфизм не превышает биотитовой зоны. Формирование Лабрадорского трога происходило в интервале 2150 млн. лет (диабазовые дайки в фундаменте) — 1700 млн. лет (возраст метаморфизма) (Dimroth, 1972).

В целом зеленокаменные пояса третьего этапа по всем признакам подобны поясам второго этапа, за исключением отсутствия лав ультраосновного состава.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНИЗМА

Зеленокаменные пояса раннего докембрия по характеру строения вулканогенных комплексов подразделяются на две основные группы. К первой относятся пояса Барбертонского типа (Белингве, Селукве и др. в Южной Африке; Шобандован, Какаги-Лейк, Сторми-Лейк и др. в Канаде, Йакабинди, Монгер, Шкошия, Калгурли в Западной Австралии). Во вторую группу входят пояса Печенгского типа (пояса Кодаро-Удоканского региона и Олокит-Сыннырского района в Восточной Сибири; Парандовский и Хаутоваарский и подобные им в Карелии; Лабрадор, Йеллоунайф, Гренвилл в Северной Америке и др.). Первый тип преимущественно развивался в раннем архее (до 3,0 млрд. лет), второй охватывал поздний архей — ранний протерозой (до 1,8—2,0 млрд. лет).

Пояса первой группы характеризуются типом разреза, который мы называем полным. Он включает три комплекса пород: 1) ультраосновной — основной, 2) основной (толеитовый) с подчиненным количеством пирокластических пород кислого состава и 3) контрастный базальт — (риодацит) риолитовый. В поясах второй группы развиты разрезы, в которых нижний, ультраосновной — основной комплекс отсутствует, а третий не всегда присутствует. Эти разрезы мы относим к неполному типу.

Ультраосновной — основной комплекс в значительной степени представлен ультраосновными лавами, переслаивающимися с лавами базальтового состава, роль которых вверх по разрезу возрастает. Основной комплекс сложен преимущественно толеитовыми базальтами, сменяющимися в верхней части разреза кислыми лавами и пирокластическими образованиями.

Следует отметить цикличность в строении вулканогенных формаций зеленокаменных поясов. В нижнем комплексе она заключается в последовательной смене лав перидотитовых коматиитов лавами базальтовых коматиитов и кислыми туфами. Во втором комплексе цикл представлен толеитовыми базальтами — риолитами (риодацитами) — кремнистыми сланцами — полосчатыми железистокремнистыми породами.

Начиная с М. и Р. Вильюнов, подавляющее большинство исследователей обращали внимание на специфику вулканизма раннего докембрия. Это исключительно большая мощность вулканогенных пород (до 10—15 км), наличие неизвестных в более поздних комплексах своеобразных лав ультраосновного и основного состава, получивших название перидотитовых и базальтовых коматиитов и обладающих скелетной структурой «спинифекс», высокая величина отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 1$, низкое содержание K_2O и TiO_2 . Считается, что эти признаки свойственны только раннедокембрийскому вулканизму (Viljoen, Viljoen, 1969). И действительно, во многих поясах мощность только ультраосновного — основного комплекса составляет 5—10 км, а вместе со вторым достигает 10—19 км. Между тем исключительность приведенных мощностей вулканогенных образований раннего докембрия можно поставить под сомнение: она не намного больше мощности современной океанической коры (5—7 км: 2-й и 3-й слои) или коры в Исландии (до 11 км), образовавшихся за очень короткий отрезок времени. Если же принять во внимание длительность процесса вулканизма в раннедокембрийских поясах, измеряемую, как это вытекает из известных сегодня датировок, десятками миллионов лет, то приходится прийти к заключению как раз о низкой вулканической активности в раннем докембрии.

Поскольку значительная часть разреза вулканических комплексов раннего докембрия сложена базальтами, рассмотрим особенности их химизма. В табл. 1 приведены средние значения окислов базальтов из первого и второго комплексов полного и неполного типов. Из них следует, что, за исключением выборок с номерами 1 и 18, состав базальтов достаточно ровный. Отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ обнаруживает вариации от 0,5 до 0,8 для толеитов второго комплекса, в коматиитовых базальтах оно варьирует от 0,9 до 1,35. По нормативному составу изученные выборки близки; все они содержат нормативный кварц (от 0,3 до 5,3%). Однако средние составы выборок не дают возможности представить реальное различие между базальтами различных зеленокаменных поясов. На диаграммах АФМ (рис. 2, а, б), где представлены все анализы рассматриваемых групп, хорошо видно, что между базальтовыми коматиитами и толеитами не существует разрыва: фигуративные точки тех и других перекрывают друг друга. Видно также, что и составы толеитовых базальтов различных поясов не образуют локализованного скопления точек и их поля на диаграмме АФМ различны. Вместе с тем нельзя не обратить внимания на то, что рои точек базальтовых коматиитов образуют эллипс, ось которого фиксирует направление линии дифференциации, которая отличается от тренда как Гавайской толеитовой серии, так и от толеитовой серии срединно-океанических хребтов (врезка на рис. 2, а; рис. 2, б).

Диаграмма $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 2, в) отражает другую важную закономерность рассматриваемых базальтов, заключающуюся в существовании двух главных направлений фракционирования первичных расплавов. Первое направление (фракционирование оливина) отража-

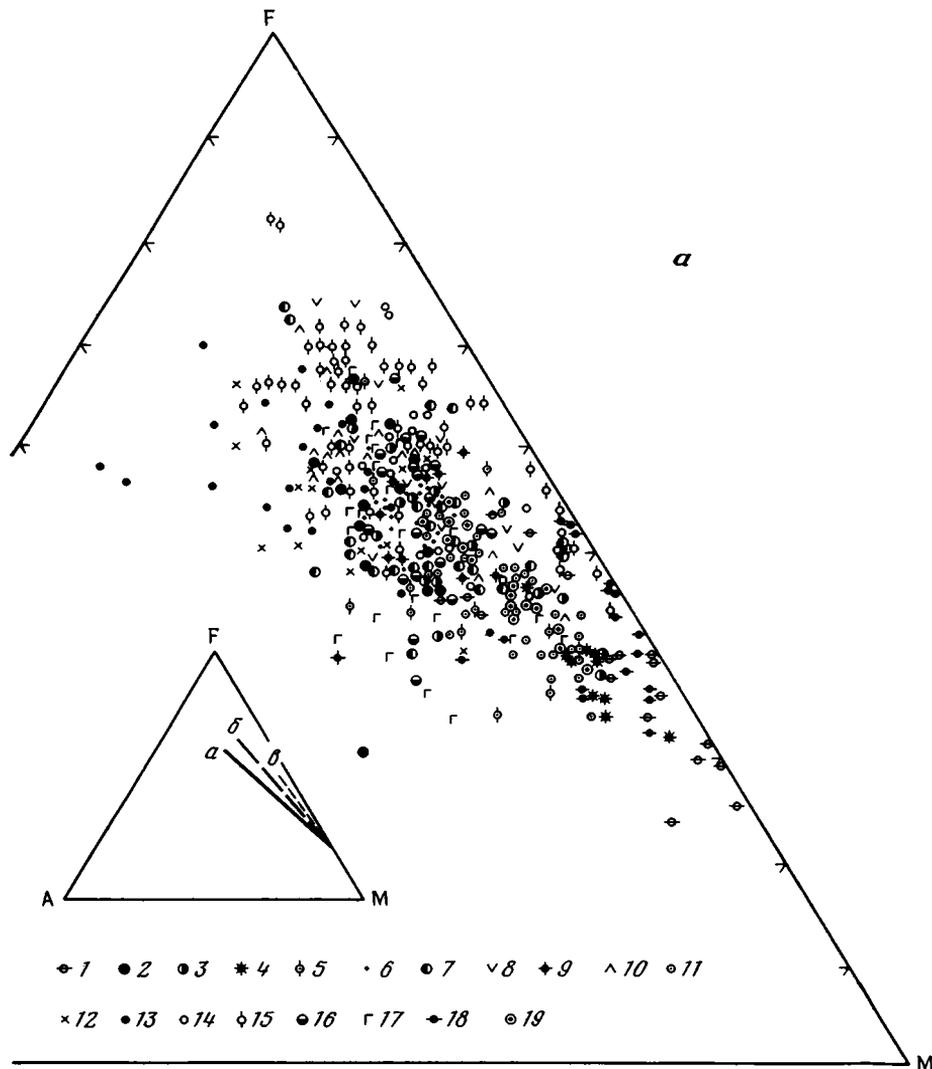


Рис. 2. Составы базальтов раннего докембрия на диаграммах AFM и CaO—MgO—Al₂O₃: а — диаграмма AFM для базальтов раннего докембрия (условные обозначения 1—19 соответствуют номерам в табл. 1; на диаграмме-врезке линии а, б, в показывают направление дифференциации толеитов Гавайских островов (Jrvine, Baragar, 1971), толеитов срединно-океанических хребтов и коматитовых базальтов раннего докембрия (по данным авторов); б — диаграмма AFM, показывающая расположение полей составов коматитовых и толеитовых базальтов раннего докембрия (1 и 2), толеитов срединно-океанических хребтов (3), закалочных стекол абиссальных базальтов Атлантического (4), Тихого (5) и Индийского (6) океанов; Melson et al., 1977); в — диаграмма CaO—MgO—Al₂O₃ для базальтов раннего докембрия. Условные обозначения те же, что на рис. 2, а. Линии а, б, в отражают направление фракционирования вулканитов зеленокаменных поясов Восточной Финляндии (Blais et al., 1977), Ботсваны, Южная Африка (Key et al., 1977) и Якабинди, Западная Австралия (Naldrett, Turner, 1977)

ется линией, идущей почти вертикально из угла MgO, второе соответствует изгибу в сторону Al₂O₃ и связано с влиянием фракционирования клинопироксена. Эта закономерность, по-видимому, присуща вулканическим сериям всех зеленокаменных поясов раннего докембрия, что видно из сравнения линий фракционирования базальтов Австралии, Восточной Финляндии, Южной Африки (рис. 2, в).

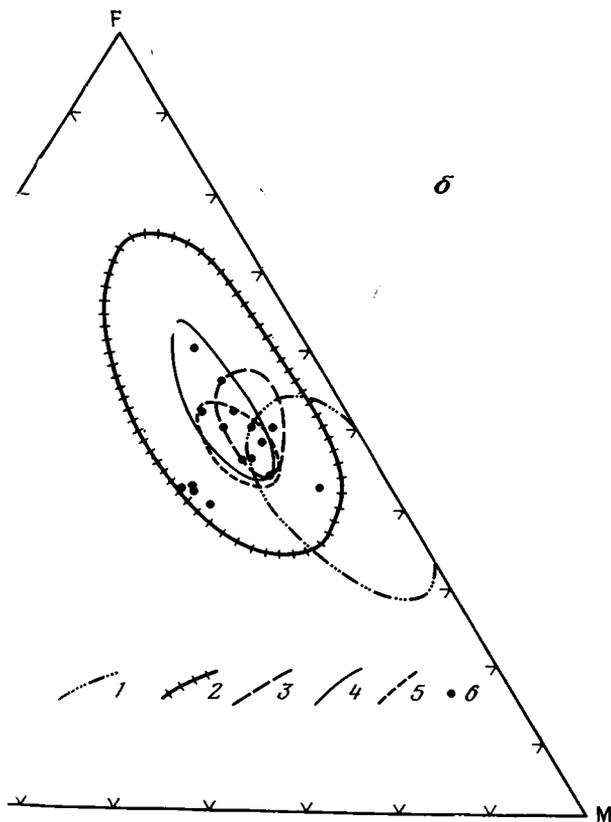


Рис. 25

Следует остановиться на рассмотрении петрохимической специфики базальтовых коматиитов. Насколько уникален этот тип пород, выделенный М. и Р. Вильюнами? Сомнительность выделения базальтовых коматиитов в особый тип базальтов была впервые показана Д. Вильямсом (Williams, 1972). Сравнивая коматииты Барбертонского пояса с базальтами архейского зеленокаменного пояса р. Монгер (Западная Австралия), идентичного по характеру разреза Барбертонскому, Д. Вильямс обратил внимание на широкую дисперсию в величине отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, как в пределах самого Барбертонского пояса (три типа базальтовых коматиитов «Гелук», «Бадплас», «Барбертон»), так и в районе горы Монгер. Предложение Д. Вильямса использовать термин «высокомагнезиальные базальты» вместо «базальтовые коматииты» представляется нам совершенно справедливым. С этой точки зрения нельзя признать базальтовые коматииты спецификой вулканизма раннего докембрия, ибо высокомагнезиальные базальты характерны для многих хорошо изученных ассоциаций фанерозоя, в том числе и для кайнозойских рифтовых комплексов Баффиновой Земли (Clarke, 1970) и Исландии. Положение последних на диаграмме АФМ среди коматиитов Барбертона подтверждает это. Что касается специфической текстуры спинифекс, то скелетные формы выделения оливина и пироксена также достаточно часто встречаются и в фанерозойских комплексах базальтов.

Для выявления основных петрохимических типов базальтов раннего докембрия мы отобрали 1880 анализов базальтов различных вулканических зон (до 2,0 млрд. лет), включая и рассматриваемые в табл. 1 группы. Кластерный анализ выявил наличие двух основных типов базальтов, средние составы и нормативные характеристики которых приведе-

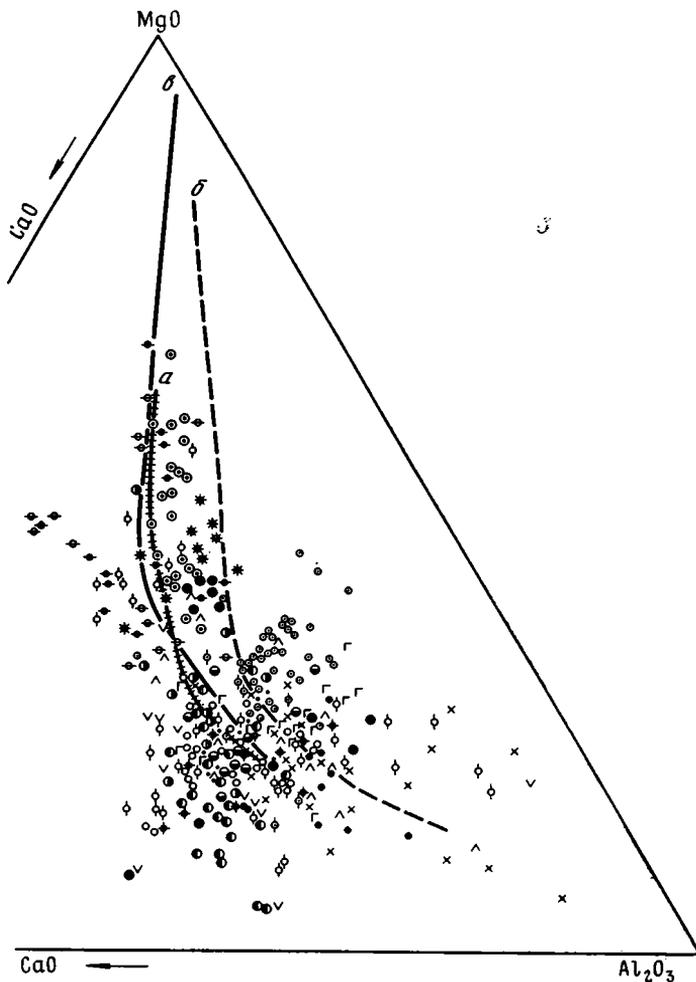


Рис. 2в

ны в табл. 2. Различие между этими типами достаточно ясно по содержанию TiO_2 , K_2O и нормативного кварца. Первый тип может быть отнесен к гиперстеновым толеитам, второй — к кварцевым толеитам. Наблюдается различие и в факторизованных переменных. Важно подчеркнуть, что среди изученных групп отсутствуют нефелин-нормативные базальты, широко развитые в фанерозое и позднем докембрии, что, по-видимому, действительно отражает специфику раннедокембрийского вулканизма.

Проявление кислого вулканизма в раннем докембрии составляет особую проблему, ибо с ней связана дискуссия о природе вулканизма зеленокаменных поясов в целом. Как указывалось, уже в самом начале развития зеленокаменных поясов отмечается деятельность вулканов центрального типа, выраженная в появлении пирокластических образований кислого состава в конце вулканических циклов. По мере развития зеленокаменных поясов роль кислого вулканизма увеличивается, и в заключительную стадию он доминирует. На этом основании Г. Уилсон и М. Моррис (Wilson, Morriss, 1977) предложили эту часть разреза выделить в особую формацию, которую они назвали «Upper Diverse Group».

Действительно, во многих зеленокаменных поясах пирокластические образования кислого состава достигают очень большой мощности — до

Таблица 1

Средние составы базальтов раннего докембрия

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	50,40	50,84	49,85	47,99	49,38	48,86	50,92	49,09	49,83	46,12	49,44	53,10	50,29	47,80	47,09	48,80	48,57	46,08	46,52	47,12
TiO ₂	0,63	1,05	0,76	0,50	0,87	0,95	0,62	1,01	0,90	2,17	0,98	1,04	1,73	1,54	1,61	1,07	1,14	1,65	2,50	1,25
Al ₂ O ₃	7,59	13,21	12,96	10,50	14,99	14,50	15,14	14,47	14,48	13,44	14,14	14,01	13,55	12,77	12,30	14,05	13,96	7,16	8,21	14,26
Fe ₂ O ₃	4,10	4,20	1,96	3,22	2,70	3,09	1,35	2,81	2,50	7,05	2,35	3,68	6,76	3,26	3,58	2,36	3,24	3,01	3,36	2,30
FeO	6,68	7,41	8,71	8,92	8,36	9,39	8,67	10,02	7,32	7,39	9,52	8,13	7,13	10,42	10,84	9,78	9,02	10,65	12,51	8,49
MgO	14,84	6,45	8,52	15,20	7,94	7,49	6,19	6,50	6,35	6,92	10,89	5,53	5,53	7,17	7,02	7,28	7,36	15,82	14,69	12,58
CaO	10,27	9,09	10,57	9,00	9,99	10,48	12,47	11,02	10,57	8,27	7,21	8,19	6,47	10,26	9,21	10,07	9,67	9,75	7,78	11,70
Na ₂ O	1,32	3,00	2,30	1,20	2,06	2,33	2,04	2,16	1,84	2,55	1,96	3,12	3,47	2,15	2,25	2,52	2,74	0,66	2,05	1,80
K ₂ O	0,16	0,28	0,24	0,70	0,63	0,62	0,56	0,39	0,48	0,50	0,34	0,92	0,97	0,18	0,34	0,10	0,77	0,12	0,94	0,22
CaO/Al ₂ O ₃	1,35	0,65	0,80	0,89	0,66	0,71	0,81	0,77	0,71	0,61	0,51	0,57	0,48	0,70	0,75	0,78	0,69	1,35	0,94	0,82

Примечание. Южная Африка, Барбертон: 1 — коматитовые базальты, 2 — толеитовые базальты (Viljoen, Viljoen, 1969); 3 — Южная Африка, базальты Булавайо и Кве-Кве (Hawkesworth, O'Nions, 1977); эфен: каменные пояса Центральной Карелии: 4 — коматитовые базальты, 5 — метадиабазы р. Суна-Самчь и Остерозера, 6 — метадиабазы Палая Ламба — Железные ворота (Кратц, 1978); Индия, Дхарвар: 7 — базальты Дхарьяра (Srinivasan, Sreenivas, 1972), 8 — базальты Хиталдуг (Nagvi, 1972); Восточная Сибирь, Олоkit-Сыннырский трог: 9 — базальты нижнего и среднего покровов, 10 — базальты верхнего покрова Сынныра; 11 — базальты Парандоо и Хаутоваара (коллекция Г. В. Ручкина), 12–15 — базальты первого, второго, третьего и четвертого покровов Печенги, Кольский полуостров (петрохимический банк данных ЦЛ СЗТГУ); Канада, Лабрадорский трог: 16 — базальты, 17 — габбро (Dimroth et al., 1970), 18 — высокомагнезиальные базальты Печенги (петрохимический банк данных ЦЛ СЗТГУ), 19 — оливиновое габбро Печенги (петрохимический банк данных ЦЛ СЗТГУ), 20 — высокомагнезиальные базальты Исландии (Поляков, 1978).

Таблица 2

Средние составы и нормы CIPW основных типов базальтов раннего докембрия и базальтов океанического дна и островных дуг
(по данным кластерного анализа)

	Раннедокембрийские базальты						Океанические базальты					Базальты островных дуг				
	I					II	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
	1	2	3	4	Среднее											
SiO ₂	49,57	49,04	47,76	51,57	49,64	48,57	49,98	49,30	48,35	49,89	48,58	49,88	49,14	48,21	49,06	48,68
TiO ₂	0,96	1,09	1,38	1,26	1,05	2,28	2,21	1,46	1,93	1,49	2,49	1,02	1,23	0,95	1,34	2,25
Al ₂ O ₃	14,28	14,34	13,00	14,29	14,22	13,21	13,78	15,63	14,70	15,22	14,27	16,77	16,16	17,99	15,34	14,34
Fe ₂ O ₃	2,64	2,77	2,82	2,61	3,18	5,89	5,45	2,42	2,90	7,48	2,37	4,47	2,48	3,26	8,30	4,48
FeO	8,90	9,58	11,18	8,58	8,40	8,67	7,30	8,11	8,55	2,97	10,86	5,55	6,83	6,40	1,70	7,68
MgO	7,30	6,87	7,75	6,69	7,80	6,23	6,28	7,89	8,14	7,61	6,49	6,17	7,07	6,28	8,23	5,74
CaO	10,35	9,97	10,34	8,69	9,33	7,87	8,29	10,67	11,14	10,96	10,88	9,60	8,70	6,16	9,57	8,29
Na ₂ O	8,36	2,68	2,05	2,90	2,57	2,89	2,82	2,74	2,39	2,54	2,40	2,84	3,62	2,11	3,47	3,34
K ₂ O	0,46	0,39	0,26	0,91	0,50	1,09	1,47	0,34	0,39	0,34	0,54	1,31	0,46	4,40	0,23	0,97
Q	0,57	—	—	1,70	0,57	2,34	1,92	—	—	4,51	—	0,39	—	—	—	0,48
Or	2,81	2,38	1,59	5,52	3,06	6,66	9,02	2,04	2,34	2,04	3,22	7,93	2,84	27,03	1,39	5,99
Ab	20,63	23,44	17,97	25,17	22,49	25,29	25,68	23,62	20,53	21,82	20,53	24,62	32,01	17,35	30,17	29,51
An	27,90	26,82	26,42	23,88	26,67	20,53	21,32	29,98	28,66	29,57	26,86	29,86	27,68	30,22	26,83	22,21
Di	20,55	19,95	21,97	16,62	17,23	16,04	17,04	19,55	22,23	19,95	22,81	15,15	14,09	1,08	17,04	16,75
Hy	21,72	18,07	23,54	21,77	23,15	15,83	13,48	14,62	13,39	9,09	16,00	13,42	8,65	—	12,55	13,81
Ol	—	2,02	1,56	—	—	—	—	3,79	4,85	—	2,31	—	8,52	16,98	0,41	—
Mt	3,95	4,15	4,24	3,88	4,77	8,83	8,18	3,58	4,27	5,33	3,48	6,64	3,76	4,88	1,64	6,78
Hm	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,92	—	—	—	—	7,39	—
Ilm	1,88	2,14	2,71	2,45	2,06	4,48	4,34	2,83	3,72	2,87	4,79	1,98	2,44	1,86	2,61	4,46

Примечание. Докембрийские базальты: I тип — 1, 2, 3, 4 — подтипы по результатам кластерного анализа; океанические базальты: 1 и 2 (Грачев, 1977); 3 и 4 (эта статья), 5 — Исландия (Грачев, 1977); островные дуги: 1, 2, 3, 4, 5 — основные типы базальтов по результатам кластерного анализа (эта статья).

3—4 км (Какаги-Лейк, Сторми-Лейк, Шебандован в Канаде, Барбертон в Южной Африке и др.). Однако при этом оказывается, что в одних частях пояса пирокластические образования хорошо развиты, а в других отсутствуют. Примером такого пояса является район оз. Шебандован в Канаде, где к югу от озера пирокластические породы есть, а к северу и западу от него они полностью отсутствуют (Smith, 1978). Аналогичная ситуация типична для зеленокаменных поясов Южной Африки, Западной Австралии и Карелии.

Характерной чертой пирокластических образований верхней части разреза зеленокаменных поясов является исключительно широкое разнообразие пород, среди которых преобладают лапиллиевые и псаммитовые туфы, агломераты, лахаровые брекчии. Как правило, толщи ритмично построены. Основание ритма слагают потоки лав основного состава, сменяющиеся вверх по разрезу пирокластической фацией с редкими и маломощными потоками лав кислого состава.

Другая важная черта пирокластических образований заключается в их резкой латеральной изменчивости, когда субаэральные фации на небольшом расстоянии сменяются субаквальными, вплоть до глубоководных (Walker, 1976). Дж. Холберг (Hallberg, 1972, 1977), Д. Джи (Gee et al., 1976) отмечают, что формирование верхней, преимущественно пирокластической части разреза зеленокаменных поясов связано с деятельностью либо отдельных вулканов, либо групп вулканов центрального типа. Такой вывод представляется справедливым и делает понятным отмеченный выше факт исчезновения пирокластических образований в отдельных частях одного и того же пояса.

Поддаляющиеся число исследователей считают, что деятельность таких вулканов в раннем докембрии происходила в условиях, аналогичных современным островным дугам. При этом предполагается, что состав лав вулканов отвечает известково-щелочной серии, типичной для островных дуг или активных материковых окраин. Основанием для такого заключения явилось присутствие в разрезе вулканитов зеленокаменных поясов пород андезитового и дацит-риолитового состава. Однако сравнительный анализ частоты встречаемости и химизма этих пород показал, что они не имеют ничего общего с вулканитами островных дуг. Можно отметить следующие главные различия.

1. В подавляющем большинстве зеленокаменных поясов породы среднего состава (собственно андезиты) отсутствуют, а там, где они есть, составляют небольшую часть разреза (не более первых процентов). Более того, в ряде случаев, например в вулканическом поясе оз. Старджен, Канада (Franklin, 1978), к андезитам отнесены породы с содержанием SiO_2 51—53%, в других (Барбертон, Булавайо и др. в Южной Африке) породы, описываемые как андезиты (Harrison, 1970), в действительности относятся к дацитам ($\text{SiO}_2 > 63\%$) или к андезитобазальтам ($\text{SiO}_2 < 57\%$). Настоящие андезиты встречаются крайне редко, в то время как в островных дугах андезиты составляют более 60% общего объема пород. Важно отметить, что для островных дуг, как известно, кислые породы (SiO_2 более 69%) вообще не характерны (Эрлих, 1966). Следует также обратить внимание и на то, что андезиты в небольшом количестве встречаются в рифтовых зонах (Исландия, Байкальский, Эфиопский рифты).

2. Кислые породы зеленокаменных поясов по составу отвечают риолитам и дацит-риолитам и в сочетании с базальтами, обычно слагающими нижнюю часть вулканических ритмов, образуют контрастную бимодальную базальт-риолитовую ассоциацию. Эта ассоциация характерна для всех известных на сегодня зеленокаменных поясов раннего докембрия, где кислый вулканизм проявлялся. Так, например, С. С. Голдич и Ц. Е. Питерман (Goldich, Peterman, 1978, p. 231) пишут, что «это бимодальное распределение — общая проблема как для архея, так и для более молодых пород».

Сравнение бимодальной базальт-риолитовой ассоциации с молодыми вулканическими комплексами показывает, что ее аналогом может быть базальт-трахит (риолитовая) формация современных океанических островов с хорошо выраженным разрывом Дэли, соответствующим по составу андезитам. Эти вулканы относятся к центральному типу и наращивают разрез океанической коры. На этом основании мы можем сделать вывод о том, что и в раннем докембрии базальт-риолитовая ассоциация была связана с вулканами центрального типа, также располагавшимися на океанической коре. Различие между современными и раннедокембрийскими вулканами заключается в том, что базальты первых относятся к щелочным оливиновым базальтам, которые, как отмечалось,

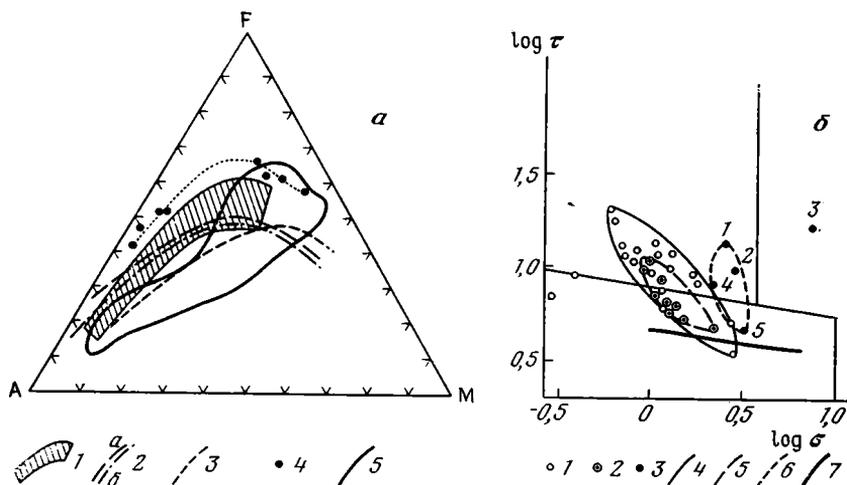


Рис. 3. Поля и тренды дифференциации вулканических серий современных островных дуг, рифтов и докембрийских зеленокаменных поясов на диаграммах AFM (а) и Готтини — Ритмана (б):

а) 1 — Курило-Камчатская зона (Эрлих, 1966), 2 — дифференцированная серия: а — хр. Удокан, Байкальский рифт (данные авторов), б — Азорских островов (White et al., 1979); 3—5 — зеленокаменные пояса: 3 — Булавайо и Кве-Кве (Hawkesworth, O'Nions, 1977), 4 — Рейни-Лейк, Канада (серия киватин), 5 — Вермилион, Миннесота (Goldich, Peterman, 1978); б) 1 — средние составы лав докембрия (табл. 1), 2 — средние составы лав (оливин-гиперстеновых и кварцевых толеитов) и закалочных стекол базальтов океанического дна; 3 — средние составы основных типов базальтов современных островных дуг (цифры те же, что и на табл. 2); 4, 5 и 6 — поля фигуративных точек средних составов базальтов раннего докембрия, океанического дна и современных островных дуг; 7 — направление дифференциации толеит — щелочной базальт — гавайит (Ритман, 1975)

на ранней стадии развития Земли не возникали. Вероятная причина — небольшая глубина генерации базальтовых магм в раннем докембрии как общая черта вулканизма той эпохи.

Расположение линий дифференциации базальт-риолитовой ассоциации на диаграмме AFM (рис. 3) отличается от поля типичной известково-щелочной серии Курило-Камчатской зоны. Нельзя не отметить в этой связи, что линии дифференциации вулканических серий трех поясов, рассматриваемых как пример типичных аналогов современных островных дуг, вообще не обнаруживают никакой закономерности.

3. Сравнение составов базальтов зеленокаменных поясов раннего докембрия и базальтов современных островных дуг обнаруживает сильное различие. В табл. 2 приведены средние составы четырех основных типов базальтов островных дуг, выделенных нами на основе кластерного анализа более 1400 химических анализов. Из табл. 2 следует, что составы базальтов зеленокаменных поясов и островных дуг существенно различаются по содержанию глинозема, кальция и щелочей. Диаграмма

Готтини — Ритмана (см. рис. 3) еще нагляднее иллюстрирует это различие.

К. Хауксворс и Р. О' Найонс (Hawkesworth, O'Nions, 1977) на основе сравнения распределения редкоземельных и литофильных элементов в базальтах раннего докембрия и современных островных дуг пришли к выводу об их существенном различии.

4. И, наконец, последнее по порядку, но не по значению отличие вулканитов зеленокаменных поясов раннего докембрия от известково-щелочной серии островных дуг заключается в том, что в строении первых нет никаких признаков, указывающих на существование поперечной зональности. Наличие такой зональности — важнейшая черта вулканизма современных островных дуг.

При сравнении зеленокаменных поясов с островными дугами обычно подразумеваются дуги зрелой стадии развития с хорошо выраженным андезитовым вулканизмом. Можно было бы думать, что примитивные островные дуги (Тонга, Марианская и др.) с характерным для них низкокальциевым толеитовым вулканизмом являются более подходящим аналогом раннедокембрийских зеленокаменных поясов. Однако в примитивных дугах бимодальные вулканические ассоциации отсутствуют; здесь преобладают базальты и андезито-базальты с модалным значением SiO_2 — 55% (Ringwood, 1974).

Кластерный анализ более 9000 химических анализов базальтов различных современных геодинамических режимов и раннедокембрийских зеленокаменных областей показал, что базальты как примитивных, так и зрелых островных дуг образуют обособленную группу, отличающуюся как от абиссальных толеитов, так и от раннедокембрийских толеитов (средние составы пород приведены в табл. 2). В то же время абиссальные толеиты и толеиты раннего докембрия на кластерной диаграмме объединяются в одну группу. Аналогичные результаты были получены Т. Пирсом (Pearce et al., 1977), показавшим, что вулканиты архейских зеленокаменных поясов существенно отличаются как от островодужных, так и от орогенных вулканогенных образований.

В целом приведенные данные со всей очевидностью показывают, что вулканизм зеленокаменных поясов раннего докембрия может сопоставляться только с вулканизмом современных рифтовых зон. В поясах первого и второго этапов он развивался преимущественно по океаническому типу, а в поясах третьего этапа (Печенга-Имандра-Варзугская зона и др.) намечаются признаки вулканизма переходной стадии рифтогенеза (Грачев, 1977).

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОЯСОВ

Прежде чем приступать к сравнительному анализу обстановок формирования зеленокаменных поясов и их возможных аналогов, необходимо, по-видимому, определить, по какому признаку или комплексу признаков можно проводить такое сопоставление. И возможно ли такое сопоставление вообще? На последний вопрос следует ответить положительно. Накоплено громадное число фактов, указывающих на то, что в глубоком докембрии, так же как и в фанерозое, существовали атмосфера и гидросфера, что происходил седиментогенез в водной среде, что с той или иной степенью интенсивности проявлялся вулканизм. В то же время изучение и сравнение осадочных формаций не всегда дает возможность сделать достаточно четкие выводы ввиду значительной конвергенции, присущей самим осадочным породам. Например, в пределах таких резко контрастных современных геодинамических структур, как шельфы и склоны материков, краевые моря, островные дуги, внутриматериковые и океанические рифты нередко встречаются одни и те же осадочные породы. При анализе полных стратиграфических разрезов и фор-

мационных рядов различия таких осадочных комплексов становятся, конечно, очевидными, но если мы сталкиваемся лишь с фрагментами таких разрезов (а геологическая практика, как правило, именно такова), то надежность решения, основанного на анализе осадочных формаций, объективно снижается. Вместе с тем хорошо известно, что вулканизм различных современных геодинамических зон различается весьма резко. Представляется очевидным поэтому, что любые попытки отождествления зеленокаменных поясов с современными структурами должны в первую очередь базироваться на сравнительном анализе древнего и молодого вулканизма.

С позиций геодинамики можно, по-видимому, говорить только о двух главных типах вулканогенных формаций. Первый тип — вулканогенные формации областей растяжения литосферы, второй тип — формации областей сжатия. Иными словами, первый тип охватывает вулканиды материковой, переходной и океанической стадий рифтогенеза, а второй — вулканиды переходной и континентальной стадий процесса формирования континентальной коры¹, включающие вулканиды раннеорогенной стадии (островные дуги) и позднеорогенной стадии складчатых областей. К какому из них принадлежат вулканиды зеленокаменных областей?

Факты, приведенные в предыдущем разделе, результаты сравнительного анализа вулканидов всех современных реально существующих тектонических режимов, а также различных вулканидов более раннего возраста (в том числе и докембрийских), не оставляют сомнений в том, что вулканиды зеленокаменных поясов принадлежат к формациям рифтового типа. Вместе с тем характер и особенности вулканизма заставляют прийти к выводу о том, что сейчас не имеется никаких оснований для сравнения зеленокаменных поясов ни с островными дугами, ни с позднеорогенными краевыми поясами областей сжатия. Представляются несостоятельными и попытки трактовки зеленокаменных поясов как аналогов современных зон вторичного растяжения в краевых морях. Это и понятно, так как отсутствие в зеленокаменных поясах признаков существования островодужных геодинамических обстановок лишает смысла обсуждение модели вторичного рифтогенеза, проявляющегося, как известно, только в тылу островных дуг. Что касается представлений о глубокой специфике тектонического стиля и необратимости геологического развития в раннем докембрии, отстаиваемых рядом геологов (Павловский, 1979 и др.), то основной вывод данной статьи — о сходстве зеленокаменных поясов и современных рифтов — таким представлениям прямо противоречит. И все же определенные черты специфики раннедокембрийского развития вполне очевидны и хорошо известны. Однако они не настолько кардинальны, чтобы отказаться от мысли о глубоком единстве тех процессов, которые определяют последовательность событий геологической истории.

Можно утверждать, что режим рифтогенеза существует на протяжении всего этого времени. В наиболее полном виде этот процесс охватывает три стадии: материковую, когда подвергается растяжению созданная ранее кора континентального типа, переходную и океаническую, когда при максимальном раскрытии формируется новая океаническая кора. Между тем континентальная кора не оставалась постоянной — с течением геологического времени менялись ее состав и мощность, наращивались свойства «континентальности». Главные массы и объемы континентальной коры, свойственной современным материкам, были со-

¹ В концепции стадийного формирования континентальной коры (А. В. Пейве и соавторы) термин «переходная стадия» относится к промежуточному этапу превращения океанической коры в континентальную. Вместе с тем в литературе по геологии рифтовых областей этот термин уже использовался для обозначения промежуточной стадии процесса перехода материковых рифтов в океанические.

зданы уже в результате докембрийского тектогенеза, в итоге тектонических процессов и процессов метаморфизма, гранитизации, гранитного магматизма, завершившихся к рубежу 2,0—1,8 млрд. лет. Геодинамические обстановки рифтовых зон, существовавших до и после этого рубежа, не были абсолютно подобными. Состав и мощность коры, естественно, должны были как-то отражаться на режиме рифтогенеза, должны были оказывать заметное влияние на рифтовые структуры, которые закладывались на этой коре в процессе ее растяжения. И действительно, рифтовые структуры, возникшие до рубежа 2,0—1,8 млрд. лет, отличаются от своих более молодых аналогов некоторыми особенностями. Наиболее четко это выражено в характере вулканизма.

а) В составе вулканитов раннедокембрийских рифтов отсутствуют щелочные оливиновые базальты (с нормативным нефелином), породы щелочного ряда, которые типичны для фанерозойских, в том числе и для современных материковых рифтов. Это находит естественное объяснение в существенных различиях мощности и состава коры, на которой развивался рифтогенез: только при условии существования мощной коры континентального типа можно ожидать появления в рифтах пород щелочного ряда. Фундаментом раннедокембрийских рифтов служила маломощная кора былых «материков» (гранулит-базитовые комплексы, серые гнейсы), резко отличающаяся от континентальной коры современных материков. Сколько-нибудь заметных масс щелочных пород в древних рифтах не могло возникнуть.

б) В составе вулканитов древних рифтовых зон отсутствует ассоциация трахибазальтов — трахитов с разрывом Дэли, типичная для вулканов центрального типа, развивающихся на коре современных океанов. Их возможным аналогом в раннем докембрии является ассоциация толеитовых базальтов — риолитов (дацит-риолитов), также связанная с деятельностью вулканов центрального типа. Мы видим, следовательно, что и в пределах зон океанической коры в результате одного и того же процесса рифтогенеза возникали вулканические продукты однопипных извержений, которые не были одинаковыми до и после рубежа 2,0—1,8 млрд. лет. По-видимому, и мантия с течением геологического времени не оставалась постоянной. Можно предположить, что ее изменения, в какой-то степени отразившиеся в составе вулканитов древних и молодых рифтовых зон, были неизбежным следствием процесса, приведшего к отделению той составляющей, которая ушла на формирование континентальной коры, огромные объемы которой возникли к концу раннего докембрия (Лейтес, Федоровский, 1978).

В совокупности все эти и многие другие данные, казалось бы, указывают на отчетливо необратимый характер геологического развития. Это следует хотя бы из того очевидного факта, что те порции, объемы континентальной коры, которые непрерывно возникают в результате геологических процессов, уже никогда не исчезают. Иными словами, свойства «континентальности» верхней части литосферы непрерывно нарастают. Вместе с тем ясно и то, что режим рифтогенеза никак не зависит от существования или отсутствия самой континентальной коры, так как этот режим — отражение процессов глобального характера, его причины глубинные, он не «привязан» ко времени. Следовательно, в целом геологическое развитие в течение любого отрезка времени диктуется одними и теми же причинами — и в этом смысле такое развитие есть процесс обратимый, повторяющийся, на фоне которого отчетливо прослеживаются явления локальной необратимости.

Показательна в этом отношении еще одна особенность раннедокембрийского рифтогенеза — широкое развитие железорудных формаций. Большинство авторов сходятся на том, что «докембрийские железорудные формации... всего мира являются уникальными продуктами, которые больше не повторялись» (Leith et al., 1935, p. 23). Причина этого,

по-видимому, связана с необратимой эволюцией атмосферы и биосферы, кульминационным моментом которой был рубеж 2,0—1,8 млрд. лет, когда «...безвозвратно изменились те особые условия, которые существовали в период докембрийского осадконакопления» (Эйгстер, Ай Минчжоу, 1975). Это верно, но очевидно также и то, что изменение условий осадконакопления не могло влиять на глубинные причины, вызывающие рифтогенез, а является лишь его весьма отдаленным следствием в поверхностной сфере.

В развитии большинства зеленокаменных поясов выделяются два этапа. В течение первого из них, когда в условиях растяжения формируется преимущественно вулканогенный комплекс, зеленокаменные пояса развиваются как типичные прогибы, в которых осадконакопление происходит преимущественно за счет размыва лавовых покровов, локализованных в самом прогибе. Присутствие кремнистых пород указывает на значительные глубины осадконакопления, что сближает разрезы зеленокаменных поясов с разрезами коры океанов. Во втором этапе состав осадочных пород меняется. В связи с ростом гранито-гнейсовых куполов, развивающихся по периферии пояса, осадки верхней части разреза нередко представлены конгломератами, гравелитами и песчаниками, которые содержат значительные количества дезинтегрированного гранитного материала (эта часть разреза многими исследователями рассматривается как моласса) (Viljoen, Viljoen, 1969; Anhaeusser, 1972).

Аналогичные этапы выявлены и в развитии кайнозойских материковых рифтов. Известно, что нижняя часть их разреза обычно сложена тонкозернистыми породами, а верхняя является типичной грубообломочной молассой. В океанических рифтах на ранней стадии раскрытия второму этапу соответствует образование турбидитов, формирующихся за счет разрушения поднимающихся плечей рифтов. Такое сходное строение верхней части разрезов зеленокаменных поясов и кайнозойских рифтов связано с образованием горного рельефа в течение второго этапа развития. В зеленокаменных поясах причиной роста гранито-гнейсовых куполов является их изостатическое всплывание за счет разности плотностей (Рамберг, 1977), в кайнозойских рифтах поднятие их плечей также обусловлено изостатическим механизмом, действие которого связано с аномальной мантией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение структуры, формаций и вулканизма зеленокаменных поясов докембрия и рифтовых областей Земли показывает, что все они имеют много общих черт. Можно заключить, следовательно, что рифтогенез является основным процессом, приводившим к образованию океанической коры не только в фанерозое, но и в раннем докембрии.

Бросается в глаза очевидная разница в результатах этого процесса в разное время. В течение фанерозоя следствием рифтогенеза является формирование громадных по размеру бассейнов с корой океанического типа. Между тем строение разрезов зеленокаменных поясов и морфология этих структур убеждают в том, что в раннем докембрии рифтогенез никогда не приводил к образованию структур, соизмеримых с современными океанами. Однако число зеленокаменных поясов, установленных в пределах докембрийских щитов, настолько велико, что их суммарная ширина не уступает, скажем, размерам Атлантического океана. Этот вывод, хотя он и не согласуется с представлениями А. и Ц. Энгелей (1972) о громадном едином океане, существовавшем в период 3,5—2,5 млрд. лет, свидетельствует о весьма значительных масштабах рифтогенеза и в раннем докембрии.

Поскольку новообразование океанической коры в докембрии не сопровождалось ее уничтожением в зонах субдукции, ибо доказательства существования островных дуг отсутствуют, приходится прийти к выво-

ду о неприменимости концепции тектоники плит для расшифровки геодинамических обстановок раннего докембрия. В заключение хотелось бы еще раз обратить внимание на особое значение рубежа 2,0—1,8 млрд. лет, к которому приурочено окончательное формирование первой мощной континентальной коры фанерозойского типа (с «гранитным» и «базальтовым» слоями). С этого времени рифтогенез развивается на зрелой материковой коре, что и обусловило, как указывалось выше, некоторые особенности этого процесса (появление щелочных оливиновых базальтов и т. д.). По-видимому, только тогда литосфера приобрела жесткость, необходимую для реализации крупномасштабных горизонтальных перемещений, в результате чего могли появиться зоны субдукции с андезитовым вулканизмом.

Литература

- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. Л., «Недра», 1977.
- Грачев А. Ф., Федоровский В. С. О единой природе рифтов, авлакогенов и геосинклинальных трогов.— Сов. геология, 1970, № 12.
- Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сулова С. Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. Л.— М., 1964.
- Земная кора восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1978.
- Конкин В. Д., Ручкин Г. В., Федоровский В. С. Сравнительная характеристика шовных структур докембрия Карелии и северо-восточного Забайкалья.— Геотектоника, 1975, № 3.
- Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М., «Наука», 1979.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— Геотектоника, 1977, № 1.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М., «Наука», 1978.
- Павловский Е. В. Проблема «зеленокаменных поясов» раннего докембрия.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 4.
- Поляков А. И. Химический состав магматических пород.— В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет, Геохимия, 1978.
- Пушкарева Ю. Д., Кравченко Э. В., Шестаков Г. И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л., «Наука», 1978.
- Рамберг Х. Моделирование тектонических движений, вызываемых силой тяжести при помощи центрифуги.— В кн.: Сила тяжести и тектоника. М., «Мир», 1976.
- Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М., «Мир», 1975.
- Робонен В. И., Рыбаков С. И., Ручкин Г. В., Конкин В. Д., Светова А. И., Сергеева Н. Е. Серноколчеданные месторождения Карелии. Л., «Наука», 1978.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Стратиграфия. М., «Недра», 1964.
- Тектоническая карта Северной Евразии (гл. ред. А. В. Пейве, А. Л. Яншин). М-б 1 : 5 000 000. Л., «Недра», 1980.
- Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., «Наука», 1972.
- Федоровский В. С., Лейтес А. М. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, 1968, № 4.
- Эйгстер Х. П., Ай Минчжоу. Условия отложения железорудных формаций докембрия.— В кн.: Докембрийские железорудные формации мира. М., «Мир», 1975.
- Энгель А. Э. Дж., Энгель Ц. Г. Происхождение континентов.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1973.
- Эрлих Э. Н. Петрохимия кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции. М., «Наука», 1966.
- Anchausser C. R. The geology of Jamestown Hills area of the Barberton Mountain Land, S. Africa.— Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1972, v. 75, pt 3.
- Blais S., Auvray B., Capdevila R., Hameurt I. Les séries komatiïques et tholéïtiques des uintures archéennes de roches vertes de Finlande orientale.— Bull. Soc. geol. France, 1977, t. XIX.
- Clarke D. B. Tertiary basalts of Baffin Bay, possible primary magma from the mantle.— Contr. Miner. Petrol., 1970, v. 25.
- Dimroth E. The Labrador geosyncline revisited.— Amer. J. Sci., 1972, v. 272.
- Dimroth E., Baragar W. R. A., Bergeron R., Jackson G. D. The filling of the Circum-Ungava geosyncline.— In: Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield, Geol. Surv. Can. Paper 70—40, 1970.
- Franklin J. M. Petrochemistry of the South Sturgeon Lake volcanic belt. Archaean Geochemistry Conf. University of Toronto Press, Toronto, 1978.
- Gee D. R., Groves D. J., Fletcher C. J. Archaean geology and mineral deposits of the Eastern Goldfields. Guidebook excursion 42A, 25th Int. Geol. Congress, Sydney, 1976.
- Goldich S. S., Peterman Z. E. Geology and geochemistry of the Rainy Lake area. Archaean Geochemistry Conference, Toronto Univ. Press, Toronto, 1978.

- Grachev A. F., Fedorovsky V. S.* On the nature of greenstone belts in the Precambrian. Abstracts of the XVII Assembly of IUGG, Canberra, 1979.
- Hallberg I. A.* Geochemistry of Archaean volcanic belts in the Eastern Goldfields region of Western Australia.—*J. Petrol.*, 1972, v. 13, pt I.
- Hallberg I. A.* Acid/intermediate volcanism in the Jilgarn block, Western Australia. Proc. 1978. Archaean Geochemistry Conference. Toronto University Press, Toronto, 1978.
- Harrison N. M.* The geology of the country around Que Que.—*Bull. geol. Surv. Rhodesia*, 1970, v. 67.
- Hawkesworth C. I., O'Nions R. K.* The petrogenesis of some Archaean volcanic rocks from Southern Africa.—*J. Petrol.*, 1977, v. 18, pt 3.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A.* A Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.—*Canad. J. Earth Sci.*, 1971, v. 8.
- Leith C. K., Lund R. J., Leith A.* Precambrian rocks of the Lake Superior region.—*U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 1935, t. 184.
- Key R. M., Litherland M., Hepworth I. V.* The evolution of the Archaean crust of northern Botswana.—*Precambrian Research*, 1976, v. 3.
- Kuenen Ph. H.* Turbidities in South Africa.—*Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1963, v. 66.
- McGregor V. R.* The Early Precambrian gneisses of the Gothaab district, West Greenland.—*Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 1973, Ser. A, v. 273.
- McGregor V. R., Mason B.* Petrogenesis and geochemistry of metabasaltic and metasedimentary enclaves in the Amitsoq gneisses, West Greenland.—*Amer. Mineralogist*, 1977, v. 62.
- Melson W. G., Byerly G. R., Nelen J. A., O'Hearn T., Wright Th. J., Vallier T.* A catalog of the major element chemistry of abyssal volcanic glasses.—In: *Mineral Sciences Investigations 1974—1975* (B. Mason, ed.), Smithsonian contributions to the Earth sciences, v. 19, 1977.
- Moorbath S.* The Oldest Rocks and the growth of continents. *Sci. Amer.*, 1977.
- Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. I., Gale N. H., McGregor V. R.* Further rubidium—strontium age determinations on very early Precambrian rocks of the Gothaab district, West Greenland.—*Nature Physic. Sci.*, 1972, v. 240.
- Moorbath S., O'Nions R. K., Pankhurst R. I.* The evolution of early Precambrian crustal rocks at Isua, West Greenland—geochemical and isotopic evidence.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 27.
- Moorbath S., Allaart I. H., Bridgwater D., McGregor V. R.* Rb—Sr ages of early Archaean supracrustal rocks and Amitsoq gneisses at Isua.—*Nature*, 1977, v. 270.
- Naldrett A. I., Turner A. R.* The geology and petrogenesis of a greenstone belt and related nickel sulfide mineralization at Yakabindie, Western Australia.—*Precambrian Research* 1977, v. 5, No. 1.
- Naqvi S. M.* The Precambrian and significance of Lugimardi Traps, Chitalding Schist belt, Mysore.—*Bull. Volcanol.*, 1972, t. XXXV, No. 4.
- Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C.* The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks.—*Earth Planet. Sci. Lett.*, 1977, v. 36.
- Ringwood A. E.* The petrological evolution of island arc System.—*J. Geol. Soc. London*, 1974, v. 130.
- Smith I. E. M.* Volcanic and plutonic rocks of the Lake Sheobandowan area. Proc. 1978. Archaean Geochemistry Conference. Toronto University Press, Toronto, 1978.
- Smith I. E. M., Williams I. G. (ed.)*. Proceedings of the 1978 Archaean Geochemistry Conference. Toronto University Press, Toronto, 1978.
- Srinivasan R., Srinivas B. L.* Flood Basalts from Dharwass of Mysore, India.—*Bull. Volcanol.*, 1972, t. XXXV, No. 4.
- Viljoen M. I., Viljoen R. P.* Introduction to the geology of the Barberton Granite—Greenstone Terrain.—*Geol. Soc. South Africa Spec. Publ.*, 1969, No. 2.
- Walker R. C.* Contribution of sedimentology to Archaean geology—a review.—*GAC/ MAC Prog. Abstracts*, 1976, v. 1, No. 62.
- White W. M., Tapia M. P. M., Shilling J. G.* The petrology and Geochemistry of the Azores islands.—*Contrib. Miner. Petrol.*, 1979.
- Williams D. A. C.* Archaean ultramafic, mafic and associated rocks, Mt. Monger, Western Australia.—*J. Geol. Soc. Australia*, 1972, v. 19, pt 2.
- Wilson I. F., Bickle M. I., Hawkesworth C. I., Nisbet E. G., Orpen I. L.* Granite—greenstone terrain of the Rhodesian Archaean craton.—*Nature*, 1978, v. 271.
- Wilson H. B. D., Morrice M. G.* The volcanic sequence in Archaean shields.—*Geol. Assoc. Canad. Spec. Paper*, 1977, No. 16.

УДК 551.243.18 (571.55)

Ю. Ф. МИСНИК, В. В. ШЕВЧУК

**ВОСТОЧНО-ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ ДРЕВНЯЯ ГЛЫБА И ЕЕ РОЛЬ
В ФОРМИРОВАНИИ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ**

В работе на основании новых геологических материалов показано широкое распространение к югу от Шилкинского звена Монголо-Охотского глубинного разлома нижнедокембрийских образований, составляющих единый структурный элемент древней континентальной коры — Восточно-Забайкальскую глыбу. Отделение глыбы в позднем докембрии от Алданского щита вызвано сдвиго-раздвиговыми движениями ее блоков, зафиксированными в структурном парагенезисе шовной зоны глубинного разлома и куллисно сопряженных с ней офиолитовых зон. Палеотектонические реконструкции выявляют определяющую роль латеральных и радиальных движений различных частей глыбы в формировании многоярусной складчатой структуры, интрузивных и палингенно-метасоматических образований.

Восточное Забайкалье является звеном Монголо-Охотской складчатой области и как складчатое сооружение окончательно сложилось в процессе мезозойского тектогенеза (Козеренко, 1956; Красный, 1958; Нагибина, 1958; Билибин, 1961; Мушников, 1968, и др.). С севера оно отделено Монголо-Охотским глубинным разломом от раннедокембрийских структур Становой зоны — окраинного элемента Алданского щита (Горжевский, Лазько, 1961; Нагибина, 1958; Кирилук, 1964; Шульдинер, Озерский, 1967; Мисник, Шевчук, 1975). В пределах Восточного Забайкалья нижний докембрий до недавнего времени не выделялся; глубокометаморфизованные образования обычно относились к нерасчлененному докембрию и не отделялись от разреза верхнего докембрия — нижнего палеозоя. Их роль в структуре региона оставалась неясной. В некоторых тектонических построениях докембрий вообще исключался из анализа (Билибин, 1961).

С середины 60-х годов изучение древнейших пород Восточного Забайкалья стало проводиться путем корреляции с нижнедокембрийскими комплексами Становой зоны. Аналоги нижнедокембрийских курультино-гонамского и станового комплексов были выделены в бассейнах рек Онон, Шилка, Аргунь, Газимур (Шашкин, 1964; Озерский и др., 1970; Смирнов и др., 1970; Милькевич и др., 1967; Мисник, Шевчук, 1973, 1975). На новых геологических картах Восточного Забайкалья, составленных под редакцией В. В. Старченко и И. Г. Рутштейна, они показаны в тесном структурном сопряжении с широкими полями раннепротерозойских гранитоидов, ранее включавшихся в состав палеозойских интрузий.

Все эти данные позволяют судить о широком распространении на территории Шилка-Аргунского междуречья раннедокембрийских метаморфических и ультраметаморфических образований, составляющих фундамент для позднедокембрийских и фанерозойских структур. Сходство с нижнедокембрийскими комплексами Становой зоны, очевидно, указывает на их первоначальное вхождение в состав южной окраины Алданского щита с древней, дорифейской континентальной корой (Пейве и др., 1976; Лейтес, Федоровский, 1977). В позднем докембрии в про-

цессе деструкции этой коры на юге Сибирской платформы произошло раскалывание окраинной части щита и отторжение от него крупных фрагментов, один из которых назван авторами Восточно-Забайкальской глыбой. Структурами ограничения глыбы являются зона позднедокембрийских тектонитов в пределах Шилкинского звена Монголо-Охотского глубинного разлома и несколько узких офиолитовых зон того же возраста, интерпретируемых как реликты ископаемой океанической коры (Пейве, 1969). По одной из таких зон названная глыба граничит на западе с Центрально-Забайкальской глыбой, другая зона отделяет ее с юга от Заурульонгуевской глыбы. Восточное ограничение глыбы, возможно, проходит на территории Северо-Восточного Китая; не исключено впрочем, что она является составным элементом Буреинского массива (Косыгин и др., 1976).

Палеотектонические реконструкции и анализ палеодинамических обстановок показывают, что в позднем докембрии, палеозое и мезозое Восточно-Забайкальская глыба вовлекалась в закономерно менявшиеся во времени латеральные и радиальные движения, которые определили эволюцию региональной структуры и магматизма и привели к преобразованию древней континентальной коры в новую гетерогенную, с усиленными свойствами континентальности.

ГЛЫБА В ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКОЙ — РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ

Северо-западной границей глыбы служит шовная зона Шилкинского звена Монголо-Охотского глубинного разлома (рис. 1), в пределах которой выделяется узкая (первые километры) полоса северо-восточного простирания, сложенная позднедокембрийскими сланцеватыми бластомилонитами и бластокатаклазитами (Мисник, Шевчук, 1972; Шульдинер, 1966). Они возникли по породам станового комплекса в процессе дислокационного диафтореза, который, судя по устойчивому парагенезису новообразованных минералов, соответствовал фации зеленых сланцев. Первичные породы комплекса обогащены в шовной зоне амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, амфиболитами, пластовыми телами пироксенитов и габбро, регионально метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации и мигматизированными. По совокупности признаков они могут считаться характерными для меланократового фундамента Алданского щита (Лейтес, Федоровский, 1977).

К юго-востоку от шовной зоны расположены два ряда кулисных зон (шириной 10—25 км), которые сложены верхнедокембрийской существенно зеленосланцевой толщей (Амантов, 1975), получившей в разных частях региона различные местные наименования (кулиндинская, урульгинская, джорольская, никольская, глубокинская свиты). Западный ряд (среднее и верхнее течение р. Шилки) представлен Джорольской, Урульгинской и Восточно-Агинской зонами, отходящими от шовной зоны под острым углом в юго-западном направлении. Все они имеют сигмообразную форму в плане. Первые две зоны постепенно выклиниваются внутри глыбы. Лучше изученная Джорольская зона (протяженностью до 100 км) состоит из эпидот-актинолит-альбитовых и других зеленых ортосланцев, амфиболитов (метагабброидов), кремнистых сланцев и кварцито-сланцев, с которыми переслаиваются сероцветные кварц-биотит-альбитовые сланцы и линзы мраморизованных известняков. Структура представлена веерообразным пучком тектонических пакетов, заключающих фрагменты моноклинальных и складчатых форм. Согласно с ними залегают многочисленные тектонические пластины альпинотинных серпентинитов, составляющие сигмоидно изогнутый пояс (Мисник, Шевчук, 1977). Вся ассоциация пород зоны, очевидно, может рассматриваться как офиолитовая. Также к офиоли-

там (без серпентинитов) отнесены зеленосланцевые комплексы остальных упомянутых зон.

Особый интерес имеют данные о структурном парагенезисе Джорольской офиолитовой зоны с полосой сланцеватых blastsмилонитов и blastокатаклизитов шовной зоны глубинного разлома на участке среднего течения р. Шилки (Мисник, Шевчук, 1979). Прогрессивный метаморфизм пород офиолитовой ассоциации в условиях фации зеленых сланцев здесь логично поставить в связь с изофациальным диафторезом и динамометаморфизмом, создавшим шовные тектониты, что, очевидно, свидетельствует об одновозрастности этих образований.

Крайняя в западном ряду Восточно-Агинская офиолитовая зона отделяет рассматриваемую глыбу от смежной Центрально-Забайкальской. Зеленосланцевая толща зоны в виде сигмоиды огибает с запада выходы нижнего докембрия в бассейне р. Онон (Озерский и др., 1970), образуемые ею изоклиналильные складки отчетливо опрокинуты на восток (Миллер и др., 1973), т. е. в сторону Восточно-Забайкальской глыбы. В районе ст. Оловянная зона расщепляется на узкие клинья и в южном направлении постепенно скрывается под существенно зеленокаменными толщами девона и нижнего карбона.

Офиолитовые зоны восточного ряда (Никольская, Нижнешилкинская) отходят от шовной зоны глубинного разлома в юго-восточном направлении и обрамляют выходы нижнего докембрия в нижнем течении рек Шилки, Аргунь и Газимура (Шашкин, 1964; Озерский и др., 1970). Никольская зона по простиранию выклинивается внутри глыбы, тогда как Нижнешилкинская, представленная цепочкой блоков, сложенных зеленосланцевой глубокинкой свитой, прослеживается до р. Аргунь и принимается за северо-восточную граничную структуру глыбы.

В южном ограничении глыбы выступает, по мнению авторов, субширотная Быркинская офиолитовая зона, сложенная одноименной верхнедокембрической существенно зеленосланцевой свитой (Князев и др., 1961; Анашкина и др., 1977). Она отделяет основную часть Приаргунья от Заурулюнгуевской глыбы и, очевидно, является северным звеном эшелонированной системы зеленосланцевых зон субширотного — северо-восточного простирания (Керуленская, Ундуршилсинская), расчленяющих древние структуры Восточной Монголии (Геология МНР, 1973). Разбитый на блоки западный фланг Быркинской зоны, возможно, имел структурные связи с южным звеном Восточно-Агинской зоны.

Восточно-Забайкальская глыба по распределению верхнедокембрических и нижнепалеозойских формаций может быть разделена на две

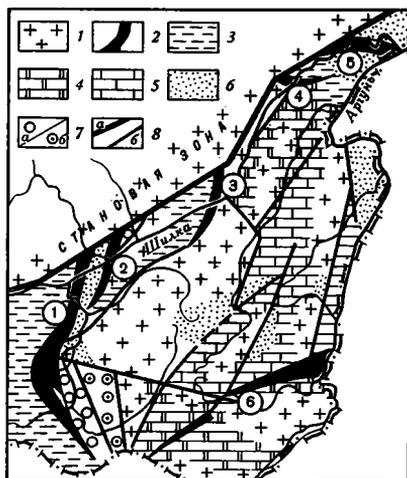


Рис. 1. Палеотектоническая схема Восточного Забайкалья. Поздний докембрий — средний палеозой

1 — раннедокембрический фундамент; 2—4 — верхний докембрий: 2 — офиолиты (зоны: Восточно-Агинская — 1, Урульгинская — 2, Джорольская — 3, Никольская — 4, Нижнешилкинская — 5, Быркинская — 6), 3 — сероцветная сланцевая формация, 4 — терригенно-карбонатная формация; 5 — венд — нижний палеозой, терригенно-карбонатная формация; 6—7 — средний палеозой: 6 — офиолиты (а — нижне- и среднедевонские, б — нижнекаменноугольные), 7 — терригенная и терригенно-карбонатная формации; 8 — шовная зона Монголо-Охотского глубинного разлома (а), важнейшие граничные разломы (б)

части, условно принимаемые в качестве массивов. Северо-западный массив характеризуется широкими выходами пород раннедокембрийского фундамента. В среднем течении р. Шилки авторами (Мисник, Шевчук, 1975) описаны крупные блоки, сложенные аналогичной стантовому комплексу толщей роговообманковых, биотит-роговообманковых и биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов, амфиболитов с прослоями мраморов и графитистых сланцев. В средней части разреза толщи отмечены силлиманит-гранат-биотитовые, андалузит-, дистен- и пироксенсодержащие кристаллические сланцы. В низах разреза породы (часто повышенной основности) интенсивно гранитизированы с развитием гранито-гнейсов и мигматитов разных типов.

Сходные образования выделены в верхнем течении р. Шилки и прилегающей части Борщовочного хребта (Милькевич и др., 1967).

В бассейне р. Онон установлены многочисленные блоки, состоящие из диафторированных в условиях амфиболитовой фации гранулитоподобных гранито-гнейсов и гиперстенсодержащих кристаллических сланцев, которые сопоставляются с породами архейского курультиногонамского комплекса (Озерский и др., 1970). Раннедокембрийские образования теперь выявлены и закартированы во многих пунктах внутренней части северо-западного массива (бассейны рек Унда и Куренга). С ними сопряжены широкие поля ультраметаморфических пород, ранее необоснованно включавшихся в удинский комплекс позднепалеозойских гранитоидов.

На северо-западной окраине рассматриваемого массива нижнедокембрийские породы тектонически контактируют с блоками сложно дислоцированных терригенных отложений, регионально метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев, которые относятся к верхнедокембрийской ононской свите (Амантов, 1975). Она распространена в обрамлении офиолитовых зон и нередко связана с зеленосланцевой толщей единым структурным планом.

Отсутствие в пределах северо-западного массива терригенно-карбонатных отложений верхнего докембрия — нижнего палеозоя отличает его от юго-восточного массива. Граница массивов, маркируемая контуром развития этих отложений, намечается в среднем течении р. Шилки, где она под острым углом отходит к юго-западу от шовной зоны, затем почти под прямым углом пересекает Борщовочный хребет (между селами Боты-Батакан) и вновь приобретает юго-западное простирание в Среднем Пригазимурье и бассейне р. Борзи. Параллельно границе ориентированы оси основных складок, образуемых терригенно-карбонатными отложениями.

В юго-восточном массиве достоверный нижний докембрий установлен по среднему и нижнему течению р. Шилки, в Нижнем Пригазимурье и ряде пунктов Борщовочного хребта. С блоками этих пород контактируют широкие поля верхнедокембрийской терригенно-карбонатной кактолгинской серии (Шульдинер и др., 1977). В более южных районах массива (Среднее и Верхнее Пригазимурье, Среднее Приаргунье) древнейшие образования выделяются пока условно из состава гнейсированных гранитоидов условно палеозойских комплексов, так как возраст их не может считаться доказанным. Здесь широкое развитие получает венд-нижнепалеозойская терригенно-карбонатная аргунская серия (Стецюк, 1977), возможно, надстраивающая кактолгинскую. Породы обеих серий сложены в широкие брахиформные складки, развитые на мозаику блоков.

На северо-восточной окраине массива по периферии Нижнешилкинской офиолитовой зоны вместо терригенно-карбонатной кактолгинской серии появляется существенно терригенная алгаканская свита (Шульдинер и др., 1977), которая считается возрастным и формационным

аналогом ононской свиты и подобно ей обнаруживает структурную сопряженность с зеленосланцевой толщей.

Изложенным материалам можно дать следующую интерпретацию. Полоса позднедокембрийских тектонитов северо-восточного простирания в шовной зоне глубинного разлома и ряды одновозрастных с ними офиолитовых зон юго-западной и юго-восточной ориентировки составляют структурный парагенезис, напоминающий модель левых и правых трещин отрыва, возникающих в зоне простого сдвига (Гзовский, 1975). Шовные тектониты соответствуют осевой зоне сдвига, офиолитовые зоны отвечают кулисным рядам левого и правого сдвига. Сигмообразная форма офиолитовых зон дополнительно свидетельствует об их возникновении в процессе сдвиговых деформаций.

В свете этих построений шовная зона глубинного разлома может рассматриваться как позднедокембрийский региональный сдвиг между устойчивой окраиной Алданского щита и активной Восточно-Забайкальской глыбой древней континентальной коры. Офиолитовые зоны маркируют участки новообразованной океанической коры, возникшей в условиях раскалывания и раздвигания краевых фрагментов глыбы. По ориентировке офиолитовых зон можно судить о направлении максимальных растягивающих усилий, которые, как известно, ортогональны по отношению к краевым (неизогнутым) частям сигмоидальных структур. Отсюда следует, что раздвиговые зоны западного ряда вызвали перемещение северо-западных фрагментов глыбы в юго-восточном направлении, а раздвижки восточного ряда придали ее северо-восточной части движение к юго-западу. Суммарный эффект перемещения выразился в отодвигании глыбы к юго-востоку от щита и ее обособлении от соседних глыб. Краевые, «приофиолитовые» блоки глыбы оказались опущенными и обусловили накопление мощной сероцветной сланцевой формации миогеосинклинального типа. Внутренние фрагменты глыбы благодаря их встречному движению испытали сучивание и торошение. При этом северо-западный массив определился как поднятый выступ древнего фундамента, очевидно, не покрывавшийся осадками верхнего докембрия — нижнего палеозоя. Расчлененный на блоки юго-восточный массив был вовлечен в неравномерные проседания, более устойчивые и длительные в южной части, на что указывают различия возрастных диапазонов терригенно-карбонатных серий в разных участках массива. Формационная характеристика и умеренные мощности этих отложений, их брахиформная складчатость и блоковое строение делают их похожими на формации чехла срединного массива (Муратов, Яншин, 1976).

По южному краю глыбы развивалась самостоятельная офиолитовая зона, очевидно, входящая в эшелонированную систему крупных раздвигов субширотного — северо-восточного простирания, которые вызвали раскалывание и обособление фрагментов древней континентальной коры в Южном Забайкалье и Восточной Монголии.

ГЛЫБА В СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ

Среднепалеозойские стратифицированные образования имеют ограниченное развитие как в пределах консолидированных офиолитовых граничных структур, так и внутри глыбы. Сравнительно широкое распространение они получили в южном звене Восточно-Агинской офиолитовой зоны, где существенно зеленокаменные породы (метаэффузивы спилит-кератофирового ряда), яшмоиды, кремнистые сланцы, известняки охарактеризованы фауной нижнего — среднего девона (устьборзинская свита) и нижнего карбона (уртуйская свита). Они образуют широкий (до 50 км) субмеридиональный синклиорий (Амантов, 1975), который к югу от ст. Оловянная тектонически контактирует с клиньями

части, условно принимаемые в качестве массивов. Северо-западный массив характеризуется широкими выходами пород раннедокембрийского фундамента. В среднем течении р. Шилки авторами (Мисник, Шевчук, 1975) описаны крупные блоки, сложенные аналогичной стантовому комплексу толщей роговообманковых, биотит-роговообманковых и биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов, амфиболитов с прослоями мраморов и графитистых сланцев. В средней части разреза толщи отмечены силлиманит-гранат-биотитовые, андалузит-, дистен- и пироксенсодержащие кристаллические сланцы. В низах разреза породы (часто повышенной основности) интенсивно гранитизированы с развитием гранито-гнейсов и мигматитов разных типов.

Сходные образования выделены в верхнем течении р. Шилки и прилегающей части Борщовочного хребта (Милюкевич и др., 1967).

В бассейне р. Онон установлены многочисленные блоки, состоящие из диафорированных в условиях амфиболитовой фации гранулитоподобных гранито-гнейсов и гиперстенсодержащих кристаллических сланцев, которые сопоставляются с породами архейского курультиногонамского комплекса (Озерский и др., 1970). Раннедокембрийские образования теперь выявлены и закартированы во многих пунктах внутренней части северо-западного массива (бассейны рек Унда и Куренга). С ними сопряжены широкие поля ультраметаморфических пород, ранее необоснованно включавшихся в удинский комплекс позднепалеозойских гранитоидов.

На северо-западной окраине рассматриваемого массива нижнедокембрийские породы тектонически контактируют с блоками сложно дислоцированных терригенных отложений, регионально метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев, которые относятся к верхнедокембрийской ононской свите (Амантов, 1975). Она распространена в обрамлении офиолитовых зон и нередко связана с зеленосланцевой толщей единым структурным планом.

Отсутствие в пределах северо-западного массива терригенно-карбонатных отложений верхнего докембрия — нижнего палеозоя отличает его от юго-восточного массива. Граница массивов, маркируемая контуром развития этих отложений, намечается в среднем течении р. Шилки, где она под острым углом отходит к юго-западу от шовной зоны, затем почти под прямым углом пересекает Борщовочный хребет (между селами Боты-Батакан) и вновь приобретает юго-западное простирание в Среднем Пригазимурье и бассейне р. Борзи. Параллельно границе ориентированы оси основных складок, образуемых терригенно-карбонатными отложениями.

В юго-восточном массиве достоверный нижний докембрий установлен по среднему и нижнему течению р. Шилки, в Нижнем Пригазимурье и ряде пунктов Борщовочного хребта. С блоками этих пород контактируют широкие поля верхнедокембрийской терригенно-карбонатной кактолгинской серии (Шульдинер и др., 1977). В более южных районах массива (Среднее и Верхнее Пригазимурье, Среднее Приаргунье) древнейшие образования выделяются пока условно из состава гнейсированных гранитоидов условно палеозойских комплексов, так как возраст их не может считаться доказанным. Здесь широкое развитие получает венд-нижнепалеозойская терригенно-карбонатная аргунская серия (Стецюк, 1977), возможно, надстраивающая кактолгинскую. Породы обеих серий сложены в широкие брахиформные складки, развитые на мозаику блоков.

На северо-восточной окраине массива по периферии Нижнешилкинской офиолитовой зоны вместо терригенно-карбонатной кактолгинской серии появляется существенно терригенная алгаканская свита (Шульдинер и др., 1977), которая считается возрастным и формационным

аналогом олонской свиты и подобно ей обнаруживает структурную сопряженность с зеленосланцевой толщей.

Изложенным материалам можно дать следующую интерпретацию. Полоса позднедокембрийских тектонитов северо-восточного простирания в шовной зоне глубинного разлома и ряды одновозрастных с ними офиолитовых зон юго-западной и юго-восточной ориентировки составляют структурный парагенезис, напоминающий модель левых и правых трещин отрыва, возникающих в зоне простого сдвига (Гзовский, 1975). Шовные тектониты соответствуют осевой зоне сдвига, офиолитовые зоны отвечают кулисным рядам левого и правого сдвига. Сигмообразная форма офиолитовых зон дополнительно свидетельствует об их возникновении в процессе сдвиговых деформаций.

В свете этих построений шовная зона глубинного разлома может рассматриваться как позднедокембрийский региональный сдвиг между устойчивой окраиной Алданского щита и активной Восточно-Забайкальской глыбой древней континентальной коры. Офиолитовые зоны маркируют участки новообразованной океанической коры, возникшей в условиях раскалывания и раздвигания краевых фрагментов глыбы. По ориентировке офиолитовых зон можно судить о направлении максимальных растягивающих усилий, которые, как известно, ортогональны по отношению к краевым (неизогнутым) частям сигмоидальных структур. Отсюда следует, что раздвиговые зоны западного ряда вызвали перемещение северо-западных фрагментов глыбы в юго-восточном направлении, а раздвиги восточного ряда придали ее северо-восточной части движение к юго-западу. Суммарный эффект перемещения выразился в отодвигании глыбы к юго-востоку от щита и ее обособлении от соседних глыб. Краевые, «приофиолитовые» блоки глыбы оказались опущенными и обусловили накопление мощной сероцветной сланцевой формации миогеосинклинального типа. Внутренние фрагменты глыбы благодаря их встречному движению испытали скупивание и торошение. При этом северо-западный массив определился как поднятый выступ древнего фундамента, очевидно, не покрывавшийся осадками верхнего докембрия — нижнего палеозоя. Расчлененный на блоки юго-восточный массив был вовлечен в неравномерные проседания, более устойчивые и длительные в южной части, на что указывают различия возрастных диапазонов терригенно-карбонатных серий в разных участках массива. Формационная характеристика и умеренные мощности этих отложений, их брахиформная складчатость и блоковое строение делают их похожими на формации чехла срединного массива (Муратов, Яншин, 1976).

По южному краю глыбы развивалась самостоятельная офиолитовая зона, очевидно, входящая в эшелонированную систему крупных раздвигов субширотного — северо-восточного простирания, которые вызвали раскалывание и обособление фрагментов древней континентальной коры в Южном Забайкалье и Восточной Монголии.

ГЛЫБА В СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ

Среднепалеозойские стратифицированные образования имеют ограниченное развитие как в пределах консолидированных офиолитовых граничных структур, так и внутри глыбы. Сравнительно широкое распространение они получили в южном звене Восточно-Агинской офиолитовой зоны, где существенно зеленокаменные породы (метаэффузивы спилит-кератофирового ряда), яшмоиды, кремнистые сланцы, известняки охарактеризованы фауной нижнего — среднего девона (устьборзинская свита) и нижнего карбона (уртуйская свита). Они образуют широкий (до 50 км) субмеридиональный синклиорий (Амантов, 1975), который к югу от ст. Оловянная тектонически контактирует с клиньями

древних офиолитов и отсюда протягивается вдоль юго-западного края глыбы к низовьям р. Ульдза (Геология МНР, 1973).

Близкая по составу зеленокаменная толща описана одним из авторов (Мисник, 1962) по нижнему течению р. Куэнга — левому притоку р. Шилки. Возможный ее возраст: верхи девона — низы карбона (Котляр, Попеко, 1963). Она приурочена к западной части шовной зоны глубинного разлома и, по-видимому, наращивает с северо-востока позднедокембрийскую структуру Урульгинской офиолитовой зоны.

В контуре самой глыбы среднепалеозойские отложения представлены морскими терригенными и терригенно-карбонатными осадками умеренной и малой мощности, реже субаэральными кислыми вулканитами. Их простая брахиформная структура сильно нарушена разломами. В пределах северо-западного массива отложения девона (средний — верхний отделы, макаровская свита) и нижнего карбона (аргальская свита) территориально разобщены и выходят в тектоническом контакте с архейскими кристаллическими породами и верхнедокембрийскими сероцветными сланцами в краевой части глыбы, в бассейне р. Онон. Внутри массива (верхнее течение р. Унда) в небольших участках присутствуют только терригенно-карбонатные и вулканогенные образования нижнего карбона, непосредственно залегающие на породах раннедокембрийского фундамента.

Юго-восточный массив отличается большей полнотой разрезов среднего палеозоя. В среднем Пригазимурье и Среднем Приаргунье известны сравнительно небольшие участки, где в сближенных тектонических блоках выходят отложения всех или двух отделов девона и нижнего карбона (Тихомиров, 1960). В контакте с ними обычно выступают терригенно-карбонатные породы венд-нижнепалеозойской аргунской серии, от которых они отделены крупным стратиграфическим перерывом и несогласием. Однако на северо-восточной окраине массива, вблизи Нижнешилкинской офиолитовой зоны мощные морские терригенные отложения с фауной всех отделов девона непосредственно соседствуют с блоками нижнедокембрийских пород (Шашкин, 1964).

Приведенные данные позволяют наметить некоторые важные черты дальнейшей тектонической эволюции Восточно-Забайкальской глыбы.

Принимая зеленокаменные толщи девона и нижнего карбона в качестве новой генерации офиолитов, можно прийти к выводу, что в отдельных участках позднедокембрийских офиолитовых зон вновь образуются локальные очаги растягивающих напряжений, которые реализуются путем возобновления латеральных перемещений небольших фрагментов глыбы. Такая динамическая обстановка, по-видимому, возникла в южном звене Восточно-Агинской офиолитовой зоны, где растягивающие усилия, ориентированные ортогонально к субмеридиональной полосе среднепалеозойских офиолитов, вызвали дробление консолидированной позднедокембрийской офиолитовой структуры и примыкающей части глыбы и обусловили движение дезинтегрированных блоков в восточном направлении. Одним из результатов торшования перед фронтом раздвига, возможно, явилось сильное разрушение позднедокембрийской структуры Быркинской офиолитовой зоны, расчлененной в западной своей части на разобщенные блоки.

В связи с этим относительно более широкое раскрытие южного звена Восточно-Агинской офиолитовой зоны (см. рис. 1) можно объяснить суммарным эффектом латеральных перемещений в течение двух этапов. Среднепалеозойский раздвиг в отличие от позднедокембрийского утратил структурную связь с шовной зоной глубинного разлома; другой же парагенной с раздвигом сдвиговой структуры пока не установлено. Не исключено, что сдвиговые усилия могли быть приложены к субширотному краю глыбы в районе ст. Оловянная, где в юрскую эпоху тектогенеза возник крупный субширотный Оловянинский надвиг.

На локальное подновление сдвиговых движений в западном звене шовной зоны глубинного разлома и вызванные этим небольшие раздвиговые перемещения на северо-западной окраине глыбы, очевидно, указывают среднепалеозойские офиолиты на северо-восточном продолжении позднедокембрийской структуры Урульгинской офиолитовой зоны.

Главную роль в формировании среднепалеозойской структуры в пределах глыбы, видимо, следует отнести радиальным слабодифференцированным движениям. Основная часть северо-западного массива унаследовала от предшествующего этапа тенденцию к устойчивому поднятию раннедокембрийского фундамента, преодолеваемую на короткое время в локальных участках северо-западной окраины и на границе с юго-восточным массивом. В этих пунктах на раннедокембрийском основании, местами на позднедокембрийской миогеосинклинальной структуре закладываются тектонические впадины, которые отличаются непродолжительным и неодновременным накоплением морских терригенно-карбонатных и наземных вулканических толщ. В юго-восточном массиве блоковые проседания проявились несколько шире. Тектонические впадины здесь развивались более длительное время, что нашло отражение в стратиграфической полноте некоторых разрезов девонских и нижнекаменноугольных отложений. Характерно, что в основании этих впадин обычно выходят венд-нижнепалеозойские толщи. В целом среднепалеозойские структуры также обнаруживают сходство с чехлом срединного массива. Очевидно, составляет исключение северо-восточная окраина глыбы, испытывавшая в среднем палеозое более глубокие и устойчивые проседания, которые можно поставить в связь с развитием крупного Верхнеамурского прогиба.

ГЛЫБА В ПОЗДНЕПАЛЕЗОЙСКОЙ — РАННЕМЕЗОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ

Структура определяет основные черты мезозойской складчатости региона. В ее строении участвуют разделенные несогласиями мощные терригенные формации верхней перми, верхнего триаса, нижней (местами и средней) юры, закономерно приуроченные к различным частям глыбы (рис. 2). На ее юго-западной и северо-западной окраинах выходят нижние ярусы структуры: позднепермский Борзинский брахисинклиорий (Мушников, 1968), субмеридионально вытянут вдоль южного звена Восточно-Агинской офиолитовой зоны, познетриасовая Пришилкинская приразломная впадина брахисинклинального строения размещена в западной части шовной зоны глубинного разлома (Мисник, Шевчук, 1975). Слагающие их отложения большой мощности принадлежат граувакковой формации. В основании выходят породы раннедокембрийского фундамента, верхнедокембрийские офиолиты и терригенные осадки, редко среднепалеозойские офиолиты.

Похожая закономерность отмечается в строении восточной окраины соседней Центрально-Забайкальской глыбы. Вдоль ее границ, которые маркируются шовной зоной глубинного разлома и Восточно-Агинской офиолитовой зоной, протягиваются Чиронский брахисинклиорий, сложенный мощной терригенной серией среднего карбона — нижней перми, и цепочка познетриасовых впадин, расположенных на продолжении Пришилкинской впадины.

Ранне- и среднеюрские складчатые структуры имеют более широкое распространение. В центральном звене шовной зоны глубинного разлома расположен узкий приразломный Чачинский синклиорий северо-восточного простирания, сложенный мощными аспидной и сероцветной молассовой (шлировой) формациями. Близкие к линейным, сильно сжатые складки синклиория круто опрокинуты к северо-западу, т. е. в сторону окраины шита. Гетерогенное основание синклиория вклю-

чают кроме выступов раннедокембрийского фундамента офиолиты и сероцветные сланцы верхнего докембрия, терригенные толщи среднего палеозоя, перми и верхнего триаса (Мисник, Шевчук, 1975).

На значительной части северо-западного массива размещается Центральная (Ононо-Ундинская) система раннеюрских синклиналий и антиклиналей общего северо-восточного простирания (Мушников, 1968). От шовной зоны глубинного разлома она отделена крупным Борщовочным поднятием той же ориентировки.

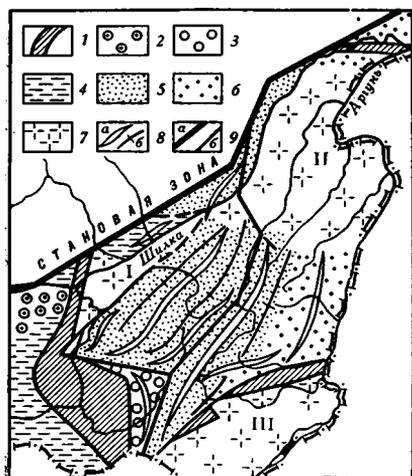


Рис. 2. Палеотектоническая схема Восточного Забайкалья. Поздний палеозой — ранний мезозой

1 — стабилизированные структуры офиолитовых зон в обрамлении Восточно-Забайкальской глыбы; 2—6 — формации прогибов Восточно-Забайкальской и смежной глыб: 2 — средний карбон — нижняя пермь, граувакковая формация, 3 — верхняя пермь, граувакковая формация, 4 — верхний триас, граувакковая формация, 5 — нижняя юра, преимущественно аспидная и флишевая формации, 6 — нижняя — средняя юра, граувакковая (в Ольдойском прогибе флишевая) формация; 7 — глыбовые поднятия (Борщовочное — I, Шилка-Аргунское — II, Заурулунгуйское — III), 8 — оси синклиналий (а), антиклиналей (б), 9 — шовная зона Монголо-Охотского глубинного разлома (а), важнейшие граничные разломы (б)

Несмотря на линейнообразность системы, составляющие ее складки обычно несут отчетливые признаки брахиформности. В ядрах антиклиналей выходят кристаллические породы древнего фундамента, гранитоиды условно палеозойского возраста, иногда отложения среднего палеозоя. В юго-западном направлении, в сторону субширотного края глыбы все складки замыкаются, слои изгибаются и приобретают субширотное простирание, крылья опрокидываются на северо-восток. Характерные для основной части складчатой системы аспидная и флишевая формации в этом направлении замещаются сначала граувакками, а возле края глыбы — грубообломочными прибрежно-континентальными фациями; при этом мощность отложений здесь достигает максимальных значений — до 7 тыс. м (Анашкина, Рутштейн, 1969). В направлении на северо-восток мощности нижней юры постепенно сокращаются, что сопровождается редуцированием синклиналий и разрастанием антиклиналей. Последние сходятся в крупное поперечное поднятие, контур которого повторяет древний сигмоидный изгиб глыбы в обрамлении Джорольской офиолитовой зоны. С приближением к Чачинскому синклинорию поднятие приобретает северо-восточное простирание и постепенно выклинивается.

В юго-восточном массиве ниже- и среднеюрские отложения с резким неогласием залегают на терригенно-карбонатной аргунской серии, местами надстроенной среднепалеозойской тол-

щей. Вдоль границы с северо-западным массивом протягивается раннеюрский Алгачинско-Газимурский синклинорий, по морфологии и формационной характеристике подобный складкам Центральной системы. Его кулисным продолжением в среднем течении р. Шилки является Чалбучинская брахисинклиналь, также расположенная на границе массивов. На восток от синклинория отходит почти поперечная к нему Савво-Борзинская брахисинклиналь, сложенная преимущественно грубообломочными прибрежно-континентальными отложениями умеренной мощности верхов нижней — низов средней юры. Она приурочена к южному краю массива и простирается параллельно субширотной Быркин-

ской офиолитовой зоне. В Среднем Приаргунье складка кулисно поддается небольшими близкими ей по возрасту и составу отложений брахисинклиналями, вытянутыми в северо-восточном направлении согласно контуру граничной линии этой части массива. Они отделены от синклинория антиклинорием Нерчинского хребта, который раскрывается к северо-востоку и переходит в крупное Шилка-Аргунское поднятие.

Северо-восточный край глыбы характеризуется развитием мощного непрерывного разреза морских терригенных отложений нижней — средней юры, которые протягиваются в Верхнее Приамурье, в целом выполняя крупный Ольдойский прогиб (Нагибина, 1958).

Палеотектоническую обстановку на данном этапе можно представить следующим образом. На рубеже среднего и позднего палеозоя в пределах глыбы, возможно, произошло становление некоторых массивов гранитоидов, традиционно объединяемых в ундинский комплекс (Тихомиров и др., 1964). В последние годы значительная их часть обоснованно переведена в раннедокембрийские образования, для части массивов доказан позднемезозойский возраст. Как выяснилось, в серьезном уточнении нуждаются данные, положенные в основу выделения ундинского комплекса. В связи с этим масштабы развития последнего пока определить затруднительно.

Закономерности развития и размещения складчатой структуры определены радиальными движениями составных фрагментов глыбы. В поздней перми и позднем триасе основная ее часть была вовлечена в поднятие. Опускания, сопровождаемые развитием небольших морских бассейнов, отмечались вначале на юго-западном, затем северо-западном краях глыбы, где по фронту они контролировались консолидированными граничными структурами Восточно-Агинской офиолитовой зоны и шовной зоны глубинного разлома. Опускания имели значительную амплитуду, на что указывают большие мощности граувакковых накоплений.

В раннеюрское время большие участки глыбы испытали сильно дифференцированные движения, вызвавшие развитие крупных прогибов и поднятий. В их размещении ясно усматривается контролирующая роль различных элементов глыбы. На западе и юге прогибы ограничены краями глыбы на стыке с консолидированными офиолитовыми зонами (Восточно-Агинская, Быркинская), на юго-западе и северо-западе они обрамлены соответственно позднепермской и поздне триасовой складчатыми структурами, а также шовной зоной глубинного разлома. Внутри глыбы прогибы и поднятия разделены конседиментационными разломами, унаследовавшими направление ее древних расколов, в частности, имевших сигмоидный рисунок. Максимальные опускания проявились на западном выступе глыбы, он же вызвал общее замыкание всей раннеюрской структуры. Ослабление амплитуды опусканий отмечалось в двух направлениях: в северо-восточном, вдоль генерального простиранья структуры, и вкрест простиранья. В связи с этим крупные участки на северо-западе и северо-востоке глыбы представляли области преимущественного поднятия, а юго-восточная часть, Среднее Приаргунье, была вовлечена в мало контрастные слабые движения позже, чем центральная часть, — в конце ранней — начале средней юры.

Преобладающее развитие в структуре брахиформных складок, быстрая смена мощностей и фаций по ее простиранью и вкрест простиранья, наличие конседиментационных продольных и поперечных поднятий, очевидно, свидетельствуют о ведущей роли радиальных движений в формировании позднепалеозойской — раннемезозойской складчатости Восточного Забайкалья. По своим признакам она не является типичной геосинклинальной структурой, и вопрос о ее месте в классификации структурных элементов нуждается в дальнейшем изучении.

От основной части глыбы отличается ее северо-восточная окраина, которая в ранней и средней юре вовлекается в интенсивные непрерывные прогибания, распространившиеся как на граничную Нижнешилкинскую офиолитовую зону, так и расположенные восточнее участки Верхнего Приамурья (Ольдойский прогиб).

ГЛЫБА В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЕ

Существенное преобразование предшествующей складчатости под воздействием радиальных и латеральных движений и активное проявление вулcano-плутонических процессов создают структуру орогенного типа. Определяющее значение в этом имеют подвижность и магмоконтролирующая способность различных частей глыбы (рис. 3).

В среднеюрскую эпоху складчатая структура расчленяется многочисленными разломами на «клавишную» систему грабенов и горстов. На месте Центральной складчатой системы возникает Центральный

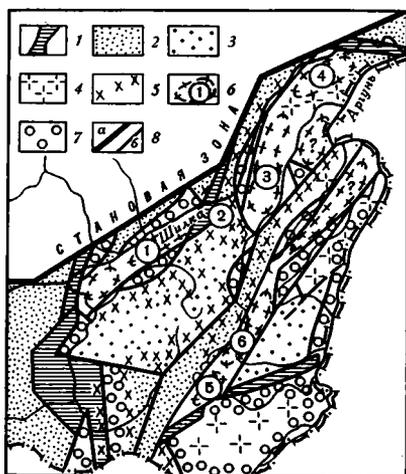


Рис. 3. Палеотектоническая схема Восточного Забайкалья. Поздний мезозой

1 — новообразованные пакетные структуры офиолитовых зон в обрамлении Восточно-Забайкальской глыбы; 2—4 — структуры «клавишного» типа: 2 — грабены, 3 — мегагорсты, 4 — глыбовые поднятия; 5 — вулcano-плутонические пояса, 6 — гранито-гнейсовые купола (Борщовочный — 1, Пологинский — 2, Междуреченский — 3, Аникинский — 4, Цаган-Олуевский — 5, Кутомарский — 6), 7 — компенсационные впадины с континентальной молассой и наземными вулканитами, 8 — шовная зона Монголо-Охотского глубинного разлома (а), важнейшие граничные разломы (б)

мегагорст с краевыми и вершинным грабенами, заключающими расчлененные раннеюрские складки. Некоторые грабены надстраиваются наложенными впадинами со среднеюрской континентальной молассой (верхнегазимурская свита). Наиболее крупная впадина образуется на сочленении Центрального мегагорста с Алгачинско-Газимурским грабеном. Другой мегагорст создается в восточной части глыбы, на месте ранне- и среднеюрских складок Среднего Приамурья. В шовной зоне глубинного разлома формируются узкие «ломтевидные» грабены, в которые включены поздне триасовые и раннеюрские складки.

На северо-восточной окраине глыбы сложная блоковая структура развивается на ранне- и среднеюрских складках Ольдойского прогиба. В его северном и южном обрамлении (в низовьях рек Шилки и Аргуни) возникают крупные наложенные впадины, выполненные верхнеюрской континентальной молассой (холоджиканская свита).

Системы расколов глыбы, создавшие структуру «клавишного типа», контролируют размещение средне- и позднеюрских вулcano-плутонических комплексов. Они представлены трещинными интрузивами — массивами, штоками и дайками сиенито-диорит-гранодиорит-гранитового состава (шахтаминский, сретенский комплексы) и комагматичными им субаэральными вулканитами андезито-базальт-трахиандезит-дацитовой формации (шадаронская серия). Повышенные концентрации интрузий и вулканитов отмечаются в Центральном мегагорсте и прилежащем звене шовной зоны глубинного разлома, где парагенетически связанные цепочки «грабен — интрузив — вулканоструктура» образуют несколько поясов (Ундинский, Кукульбейский, Сретенско-Карийский, Боты-Куларкин-

ский), повторяющих контур краевых и внутренних расколов глыбы. Рисунок дополняется крупными поперечными гранитными массивами (Джероньский, Удирингинский), маркирующими сигмоидный раскол глыбы. Штоки и рои «параллельных» даек гранитоидов сретенского комплекса отмечены внутри Джорольской офиолитовой зоны.

К позднеюрским образованиям относятся крупные автохтонные гранитоидные плутоны (борщовочный комплекс), структурно выраженные в виде зональных гранито-гнейсовых куполов (Синица, 1965, 1975; Мисник, Шевчук, 1975). Купола преимущественно приурочены к краевым частям глыбы: на северо-западе расположены Борщовочный, Пологинский, Междуреченский и Аникинский купола, на юго-востоке — Цаган-Олуевский и Кутомарский. В ряде мест установлено активное воздействие куполов на гранитоиды сретенского комплекса и вулканы шадаронской серии (Мисник, Шевчук, 1975; Шевчук, 1979). С куполами синхронны штоки кислых гранитов кукульбейского комплекса, развитые как в их обрамлении, так и по активным краям глыбы и ее фрагментов (зона субширотного краевого разлома в районе ст. Оловянная, зона сочленения массивов в Среднем Пригазимурье и др.).

В структурах обрамления гранито-гнейсовых куполов формируются мощные зоны смятия с широким развитием наложенного расщепления и взбросо-надвиговых дислокаций. Эти процессы создают чешуйчато-пакетную структуру грабенов и горстов, линейные полосы сланцеватых тектонитов в гранитоидах сретенского комплекса, системы пологих надвигов, сильно нарушивших структурные соотношения кристаллических пород фундамента, зеленосланцевых, терригенных и карбонатных толщ верхнего докембрия и фанерозоя. Характерным примером новообразованных структур в зоне смятия является веерообразная система тектонических пакетов Джорольской офиолитовой зоны, которая круто надвинута на грабены Чачинского синклинория и гранитоиды сретенского комплекса, содержит внутри штоки и «параллельные» дайки расщепленных пород этого комплекса, а также пластины серпентинитового меланжа с обломками тех же гранитоидов (Мисник, Шевчук, 1977).

Купола и мегагорсты окаймлены позднеюрскими — раннемеловыми компенсационными впадинами, выполненными континентальной молассой и вулканитами базальт-липаритовой серии (Писцов, 1966; Козеренко, Мисник, 1969).

В заключение подчеркнем некоторые особенности палеотектоники орогенного этапа развития региональной структуры. Очевидно, высокой контрастностью восходящих движений можно объяснить раскалывание складчатой структуры на «клавишную» систему грабенов и горстов. Наиболее значительные по темпу и контрастности поднятия проявились в Центральном мегагорсте, т. е. на месте самых глубоких и дифференцированных прогибаний в ранней юре. Примерно в осевой части мегагорста проходит вершинный Куренгинский грабен, имеющий характерные для рифтовых форм раздвоенные окончания. Вместе с поперечными гранитными массивами и роями «параллельных» даек он образует специфическую сигмоидную систему, которую можно считать индикатором раздвиговых движений в обстановке растяжения.

Такой палеодинамический режим, возможно, обусловлен региональным «возмущением» подкоровых слоев, резким усилением их энергоемкости и магматической активности. В этой обстановке развитие тафrogenных расколов могло сопровождаться декомпрессией мантийного вещества и выплавлением больших объемов базальтоидной магмы. Одновременно создавалась наиболее проницаемая среда для восходящих глубинных флюидов, которые, вероятно, воздействовали на частично раскристаллизованную магму и дебазифицировали ее (Коржинский, 1972). В результате формировались метамагматические гранитоиды сретенского комплекса (Шевчук, 1974) и комагматичные вулканы.

Вулкано-плутонические пояса превращают зоны тафrogenных расколов в «запечатанные» структуры. В связи с этим активность флюидов проявляется в краевых частях глыбы, которые характеризуются высокой дезинтеграцией раннедокембрийского фундамента. Его блоки, «сцементированные» позднедокембрийскими и фанерозойскими комплексами, служат субстратом для автохтонного гранитообразования, приводящего к формированию зональных гранито-гнейсовых куполов. Объемные эффекты зонального метаморфизма, калий-кремниевое метасоматоза и локального плавления приводят к дифференцированному распределению напряжений по всей колонне воздействия глубинных флюидов. Разрядка напряжений реализуется в деформационной структуре куполов и фиксируется тектонитами их краевых зон.

Предполагается, что процессы куполообразования вызывают горизонтальные перемещения блоков в структурах обрамления куполов, развитие зон смятия, меланжа и т. п.

Позднемезозойский орогенный магматизм, по-видимому, отражает дифференциацию мантийного вещества, наиболее значительную за всю фанерозойскую историю развития Восточно-Забайкальской глыбы. Ее результатом было вовлечение в состав древней континентальной коры крупных масс метамагматического и палингенно-метасоматического материала диорит-гранитного ряда. Характерные проявления поздне-мезозойского орогенеза: вулкано-плутонические пояса, автохтонные гранито-гнейсовые купола и компенсационные впадины с мощным заполнением континентальной молассой и субаэральными вулканитами служат надежными показателями становления новой континентальной коры (Пейве и др., 1976). Она является гетерогенным сооружением, включающим фрагменты древней континентальной коры и значительные массы магматических и осадочных новообразований, приведшие к увеличению мощности коры и ее латеральных размеров за счет консолидации и приращения структур ограничения глыбы.

Динамическая обстановка позднемезозойского орогенеза определялась сложным сочетанием и чередованием вертикальных, раздвиговых и надвиговых движений, обусловивших принципиальную перестройку ранее созданной складчатости и оформление новой сводово-глыбовой структуры со значительным развитием магматогенных форм.

Литература

- Амантов В. А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. Л., «Недра», 1975.
- Анашкина К. К., Афанасов М. Н., Писцов Ю. П. Верхний докембрий Южного Приаргунья.— В сб.: Протерозойские комплексы восточной части Забайкалья. Владивосток, 1977.
- Анашкина К. К., Рутштейн И. Г. К палеогеографии и тектонике юры Восточного Забайкалья.— *Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья*, вып. 6, ч. 1. Чита, 1969.
- Билибин Ю. А. Избранные труды, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Геология Монгольской Народной Республики, т. I. М., «Недра», 1973.
- Гзовский М. В. Основы тектонофизики. М., «Наука», 1975.
- Горжеский Д. И., Лазько Е. М. Монголо-Охотский глубинный разлом.— *Докл. АН СССР*, 1961, т. 137, № 5.
- Кирилюк В. П. Докембрийские образования юго-западной части Алдано-Витимского щита.— *Вестн. Львовск. ун-та, сер. геол.*, вып. 2, 1964.
- Князев Г. И., Федоровская Л. И., Крузин С. П., Протопопов Н. А. Сводный стратиграфический разрез нижнего палеозоя и докембрия юго-востока В. Забайкалья.— *Тр. Читинск. фил. ЦНИГРИ*, вып. 1. Чита, 1961.
- Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд-во Львовск. ун-та, 1956.
- Козеренко В. Н., Мисник Ю. Ф. О верхнемезозойских континентальных комплексах Центрального и Восточного Забайкалья.— *Сб. трудов Всес. заочн. политехн. ин-та, сер. Геология и геофизика*, вып. 38. М., «Недра», 1969.
- Коржинский Д. С. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— *Тр. Всес. петрограф. совещ.*, т. I. М., «Наука», 1972.
- Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М., Попеко В. А. Сравнительный анализ вулканизма Буурейского массива и смежной части Монголо-Охотского пояса.— В сб.: *Тектоника срединных массивов*. М., «Наука», 1976.

- Котляр Г. В., Попеко Л. И. О среднепалеозойском возрасте отложений района с. Верхняя Куэнга.— Зап. Забайкальск. отдела Географ. о-ва СССР, вып. XXI. Чита, 1963.
- Красный Л. И. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структуре Восточной Азии.— Бюл. ВСЕГЕИ, № 1, М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— Геотектоника, 1977, № 1.
- Миллер Ю. В., Милькевич Р. И., Глебовицкий В. А., Давыдов Г. В. Структура северо-восточной части Агинского массива (Восточное Забайкалье).— Геотектоника, 1973, № 2.
- Милькевич Р. И., Неелов А. Н., Седова И. С. Метаморфические комплексы западной части Борщовочного хребта.— Вопр. геол. Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2(4), Чита, 1967.
- Мисник Ю. Ф. Пермские отложения в Пришилкинском районе (Восточное Забайкалье).— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1962, № 1.
- Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В. Домезозойские blastsмилониты шовной зоны Монголо-Охотского глубинного разлома.— Вопр. геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 9, Чита, 1972.
- Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В. Основные черты докембрийской и раннепалеозойской структуры Пришилкинской зоны Монголо-Охотского глубинного разлома.— Геол. сб. Львовск. геол. о-ва, № 14, 1973.
- Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В. Пришилкинская зона Монголо-Охотского глубинного разлома.— Пробл. тектоники и магматизма глубинных разломов, т. 3. Львов, Изд-во «Вища школа», 1975.
- Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В. Позднемезозойский серпентинитовый меланж в Пришилкинской зоне (Восточное Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 6.
- Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В. Кулисные ряды офиолитов в системе Монголо-Охотского глубинного разлома (Пришилкинское звено).— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 3.
- Муратов М. В., Яншин А. Л. Особенности строения срединных массивов различного возраста и межостровных массивов дна океанов.— В сб.: Тектоника срединных массивов. М., «Наука», 1976.
- Мушников А. Ф. О тектонике Восточного Забайкалья.— В сб.: Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Тр. Ун-та дружбы народов, т. 39, вып. 2, 1968.
- Нагибина М. С. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, т. 33, вып. 3.
- Озерский А. Ф., Рутштейн И. Г., Смирнов А. М., Шульдинер В. И. Выходы архея в Восточном Забайкалье.— В сб.: Вопр. геол., геохимии и металлогении сев.-зап. сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты).— Геотектоника, 1976, № 5.
- Писцов Ю. П. Стратиграфия верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Восточного Забайкалья.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Читинск. обл., вып. II. М., «Недра», 1966.
- Синица С. М. Мезозойские окаймленные гнейсовые купола в Юго-Восточном Забайкалье.— Докл. АН СССР, 1965, т. 160, № 4.
- Синица С. М. Гнейсовые купола Нерчинского хребта в Восточном Забайкалье. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Смирнов А. М., Шульдинер В. И., Фалькин Е. М. Архей юго-востока Сибири и прилегающих районов и некоторые закономерности развития земной коры на ранних этапах.— Тектоника Сибири, т. III. М., «Наука», 1970.
- Стецюк М. И. Верхний докембрий и кембрий Аргунь-Газимурского междуречья.— В кн.: Протерозойские комплексы восточной части Забайкалья. Владивосток, 1977.
- Тихомиров И. Н. Стратиграфия девонских отложений междуречья Шилки и Аргуни. Информ. сб., № 38, ВСЕГЕИ, 1960.
- Тихомиров И. И., Козубова Л. А., Тихомиров И. Н. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964.
- Шацкин К. С. К характеристике движений по разломам Монголо-Охотской системы (на примере западной части Верхнего Приамурья).— Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанск. рудн. пояса. М., «Наука», 1964.
- Шевчук В. В. К генезису пород сретенского интрузивного комплекса (Восточное Забайкалье).— В сб.: Магматические и метаморфические комплексы Вост. Сибири, 1974.
- Шевчук В. В. Возрастные соотношения гранито-гнейсовых куполов Борщовочного хребта с позднемезозойскими вулкано-терригенными впадинами (Восточное Забайкалье). ВИНТИ, 1979.
- Шульдинер В. И. О возрастных соотношениях метаморфических комплексов низовьев Шилки.— Вестник научн.-техн. информ. Забайкальск. филиала, Географ. о-ва СССР, № 7, 1966.
- Шульдинер В. И., Озерский А. Ф. Геология нижнего докембрия Шилко-Олекминского междуречья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 8.
- Шульдинер В. И., Стецюк М. И., Синица С. М. Верхний докембрий и кембрий на востоке Борщовочного хребта.— В кн.: Протерозойские комплексы восточной части Забайкалья. Владивосток, 1977.

УДК 551.86(571.56)

А. Е. КИСЕЛЕВ, Я. О. КУЛЬЧИЦКИИ**ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПОДНЯТИЙ — ВЫСОКОПЕРСПЕКТИВНЫХ УНАСЛЕДОВАННЫХ ЛОВУШЕК НЕФТИ И ГАЗА (НА ПРИМЕРЕ ЛЕНО-ВИЛЮЙСКОЙ И КАРПАТСКОЙ ПРОВИНЦИИ)**

Рассмотрена закономерная связь залежей нефти и газа с долгоживущими унаследованными конседиментационными поднятиями, которые генетически связаны с движениями отдельных блоков кристаллического фундамента бассейна и развивались пульсационно-направленно, особенно в трансгрессивные периоды развития региона. На основе сравнительного анализа Лено-Вилюйской и Карпатской нефтегазоносных провинций установлен ряд общих закономерностей и отличительных особенностей конседиментационной складчатости, а также выданы научно обоснованные рекомендации повышения эффективности поисков нефти и газа на структурах конседиментационного происхождения.

Образование палеоподнятий конседиментационного типа одна из характернейших особенностей тектонического развития областей сопряжения древних платформ и молодых геосинклиналей. Возникновение таких структур обусловлено длиннопериодными колебательными движениями, вызывающими погружение и воздымание отдельных блоков кристаллического фундамента осадочных бассейнов в процессе седиментогенеза. В настоящее время никаких сомнений не вызывает наличие определенной генетической приуроченности ряда крупных залежей нефти и газа к долгоживущим конседиментационным поднятиям, в связи с чем выявление и изучение последних является одной из важнейших предпосылок возможного повышения эффективности поисково-разведочных работ.

Несмотря на то что в отечественной и зарубежной литературе этим интересным структурам, именуемым то конседиментационными, то унаследованными, то прерывистыми складками, посвящен ряд работ (Бакиров А., Бакиров Э., Мелик-Пашаев и др., 1968; Белоусов, 1954; Высоцкий, 1959; Гурари, 1958; Доленко, Китык, 1959; Доленко, 1962; Зуев, 1966; Иванов, 1950; Косыгин, 1969; Пушаровский, 1959, 1969; Рассел, 1958; Рухин 1962; Хаин, 1973; Шатский, 1951, и др.), многие вопросы продолжают оставаться недостаточно изученными. Ниже остановимся на рассмотрении материалов Лено-Вилюйской и Карпатской нефтегазоносных провинций.

**ОБЩАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ ПРОЦЕССА РАЗВИТИЯ
КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПОДНЯТИЙ И КРИТЕРИИ ОЦЕНКИ
ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ**

Конседиментационная природа структур (поднятий, складок) может быть выявлена разными методами, но наиболее надежными и результативными среди них кажутся данные изучения литофаций и коллекторских свойств с построением серии количественных литофациальных карт с изопакхитами и карт размещения поровых коллекторов с анализом эф-

фективных мощностей. А. Е. Киселевым в 1975 г. в результате комплексного применения подобных методических приемов на территории Лено-Виллюйской нефтегазоносной провинции не только было установлено широкое распространение антиклинальных структур конседиментационного происхождения, но также выявлена приуроченность к ним всех известных газоконденсатных месторождений (шесть в пределах Виллюйской синеклизы и два в Приверхоянском прогибе).

В мезозойский этап развития рассматриваемого региона хорошо выраженные палеоподнятия в подводном рельефе седиментационного бассейна зародились и развивались на Средневиллюйской, Толонской, Мاستахской, Соболахской, Неджелинской, Бадаранской, Усть-Виллюйской и Собохаинской площадях. Характерной является общая закономерная приуроченность этих структур к сравнительно узкой линейной зоне, вытянутой вдоль правобережья нижнего течения р. Виллюя (от Виллюйской до Промышленного), на стыке наиболее мобильных частей платформы (резонансно-тектонических структур земной коры по Ю. М. Пушаровскому, 1969) — Виллюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба. Конседиментационные поднятия и соответственно сформировавшиеся на них современные антиклинальные ловушки газоконденсатных залежей расположены в виде «цепочки», внутри которой структуры ориентированы кулисообразно, образуя несколько разобщенных узлов, отличающихся простираанием, размером и амплитудой подъема.

Конседиментационная природа структур Виллюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба устанавливается по трем главным критериям: а) общему сокращению мощности литофациальных и стратиграфических комплексов от крыльев к сводам антиклинальных структур; б) «кольцевому» размещению литофаций над антиклиналями, выраженному постепенным укрупнением гранулометрического состава терригенных осадков и замещением более глинистых фаций песчаными от крыльев к сводам структур; в) улучшению емкостно-фильтрационных свойств алеврито-песчаных коллекторов от крыльев к сводам структур и приуроченности к последним газоконденсатных залежей. В целом это убедительно подтверждается «коэффициентами конседиментационности», вычисленными по предложенной Ф. Г. Гурари (1958) и Ю. Н. Зуевым (1966) формуле $K = \frac{m-n}{n}$, где m и n — мощности соответственно на

крыле и своде структуры. Эти закономерности выявлены в итоге составления и изучения серии (более 200) литофациальных карт и карт коллекторов, построенных по каждому газоконденсатному месторождению с рассмотрением 14 литолого-стратиграфических комплексов. Относительная палеовысота конседиментационных поднятий (разность мощности отложений на крыльях и своде антиклинали) варьирует в широком диапазоне по простираанию региона и отдельным стратиграфическим подразделениям.

В триасе амплитуда палеоподнятий достигала 4—100 м во время накопления глинистых толщ-покрышек и 10—230 м — песчаных толщ-коллекторов, т. е. формирование песчаных литофаций сопровождалось более интенсивным ростом конседиментационных структур, особенно на Средневиллюйском и Неджелинском месторождениях. Суммарная амплитуда палеоподнятий рассматриваемых месторождений по стратиграфическим подразделениям колеблется от 84 до 820 м, в том числе для времени образования глинистых покрышек — от 84 до 275 м (среднее на месторождение 14—55 м), песчаных толщ-коллекторов — 310—820 м (среднее 62—137 м). Таким образом, на газоконденсатных месторождениях устанавливается общая закономерность — наибольший рост конседиментационных поднятий сопровождается накоплением песчаных толщ-коллекторов и по времени совпадает с этапом наиболее интенсивных воздыманий отдельных блоков бассейна.

Эту закономерность убедительно подтверждают также данные по коэффициентам конседиментационности, которые в глинистых покрышках составляют 0,05—1 с максимальными значениями на Средневилюйском и Неджелинском месторождениях; в песчаных толщах-коллекторах — 0,03—2,67 с наибольшими показателями на Мастахском, Неджелинском и Средневилюйском месторождениях. Суммарный коэффициент конседиментационности изученных месторождений по стратиграфическим подразделениям варьирует от 0,54 до 8,09, в частности в глинистых толщах-покрышках в пределах 0,54—3,35, в песчаных толщах-коллекторах — 1,27—8,09, т. е. наибольший коэффициент конседиментационности триасовых палеоподнятий, указывающий на самую высокую интенсивность колебательных движений морского дна бассейна, свойствен времени формирования песчаных толщ-коллекторов.

Триасовые алеврито-песчаные толщи-коллекторы обладают открытой пористостью 9—29% и газопроницаемостью 0,2—2446 мД с повышенными показателями в индских отложениях Средневилюйского, Мастахского и Неджелинского месторождений, а глинистые покрышки — соответственно 8—25% и 0,1—1980 мД с наилучшими свойствами песчаных прослоев оленекского яруса на Мастахском и Средневилюйском месторождениях.

В триасовых отложениях открыто 13 газоконденсатных залежей, восемь из которых приурочено к глинистым толщам-покрышкам, пять — к песчаным толщам-коллекторам. Анализ размещения промышленных залежей по разрезу показывает, что наиболее перспективными для поисков нефти и газа являются нижняя половина глинистых покрышек, включающая выдержанные по простиранию пористые песчаные пласты, и верхняя половина песчаных толщ-коллекторов, непосредственно подстилающая экранирующую покрышку.

В юрский период развития Вилюйской синеклизы и Верхоянской миогеосинклинали конседиментационные поднятия газоконденсатных месторождений продолжали свое формирование, но в условиях, несколько отличающихся характером тектонического режима. Амплитуда подъема их для времени накопления глинистых толщ-покрышек изменялась от 4 до 40 м, песчаных толщ-коллекторов от 10 до 340 м, т. е. так же как и в триасе, стадии стабилизации седиментационного бассейна, сопровождавшиеся формированием глинистых литофациальных комплексов, характеризовались меньшим ростом палеоподнятий, чем стадии трансгрессий и регрессий. Эту закономерную особенность стадийного развития палеоструктур убедительно подтверждает анализ суммарной амплитуды их роста по месторождениям, которая для глинистых толщ-покрышек варьирует в пределах 130—210 м (среднее на поднятие 16—26 м) и песчаных толщ-коллекторов — 245—740 м (среднее 30—105 м).

Коэффициент конседиментационности палеоподнятий для времени формирования глинистых толщ-покрышек варьирует от 0,01 до 0,75, песчаных толщ-коллекторов — от 0,03 до 0,50; суммарный коэффициент конседиментационности по месторождениям составляет соответственно 1,43—2,28 и 0,61—1,83. Все это бесспорно указывает на то, что юрские палеоподнятия конседиментационного происхождения росли медленнее, чем в триасе, характеризуясь наибольшей контрастностью для времени накопления глинистых толщ-покрышек.

Открытая пористость и газопроницаемость алеврито-песчаных пластов глинистых толщ-покрышек составляет соответственно 8—30% и 0,3—1139 мД, песчаных толщ-коллекторов — 11—34% и 0,2—3208 мД, т. е. наилучшей сохранностью и наибольшими емкостно-фильтрационными способностями обладают породы-коллекторы песчаных толщ.

В юрских отложениях Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба открыто 14 промышленных газоконденсатных залежей, восемь из

которых располагаются в глинистых толщах-покрышках и шесть — в песчаных толщах-коллекторах. Наибольшее количество залежей сосредоточено, как и в триасе, в нижней половине глинистых толщ-покрышек и в верхней половине песчаных толщ, контактирующих с экранами, где отмечается наилучшая выдержанность литологического состава, емкости и фильтрации поровых коллекторов.

Меловой период седиментации сопровождался существенной структурно-тектонической перестройкой региона — инверсией Верхоянской складчатой области, воздыманием Сибирской платформы, образованием Приверхоянского краевого прогиба и миграцией морского бассейна в северном направлении. Нижнемеловая тектоническая активность региона безусловно сказалась на дальнейшем развитии ранее образованных конседиментационных структур. Амплитуда подъема палеоантиклиналей во время формирования глинистых толщ-покрышек увеличилась и достигла 25—350 м (особенно в валанжине на Мастахском, Усть-Виллюйском, Соболахском, Средневиллюйском и Толонском месторождениях) и песчаных толщ-коллекторов — 55—600 м, особенно в готериве на Неджелинском, Соболахском и Усть-Виллюйском месторождениях. Раннемеловые конседиментационные движения некоторых структур (Средневиллюйской, Толонской, Мастахской и Собоханской) становятся настолько значительными, что в сводовых их частях вообще прекращаются процессы седиментации и даже имеют место незначительные локальные размывы. Суммарная амплитуда конседиментационных структур при накоплении глинистых толщ-покрышек достигла 1550 м (среднее на месторождение 194 м), песчаных толщ-коллекторов — 600—1000 м (среднее 150—250 м), т. е. раннемеловые конседиментационные движения существенно возросли и местами трансформировались в зоны «островоподобных» воздыманий. Об этом убедительно свидетельствует также коэффициент конседиментационности, который в глинистых толщах-покрышках варьирует от 0,1 до 200, песчаных толщах-коллекторах — от 0,2 до 600; суммарный коэффициент конседиментационности палеоподнятий во время формирования глинистых толщ-покрышек достигает 210, песчаных толщ-коллекторов — 604.

Емкостно-фильтрационные свойства нижнемеловых отложений на конседиментационных поднятиях характеризуются хорошими показателями: открытая пористость песчаных толщ-коллекторов варьирует в пределах 22—31%, газопроницаемость — 18—945 мД, глинистых покрышек — соответственно 26% и 53 мД. В этом комплексе осадков открыта непромышленная газовая залежь на Усть-Виллюйском месторождении.

Анализ конседиментационных движений в мезозое по газоконденсатным месторождениям и литолого-стратиграфическим толщам показывает, что пользующиеся широким распространением в Виллюйской синеклизе и Верхоянской многоэпизодности палеоподнятия достигали предельного роста до 340 м в трансгрессивно-регрессивные этапы развития и до 600 м — в инверсионную стадию. Особенно значительным он был на Неджелинском, Мастахском и Усть-Виллюйском месторождениях, а по частоте максимальных палеоподнятий — на Средневиллюйской, Неджелинской и Мастахской площадях.

О ЗАВИСИМОСТЯХ МЕЖДУ ХАРАКТЕРОМ РОСТА ПАЛЕОПОДНЯТИИ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ

Сопоставление суммарного конседиментационного роста поднятий в течение триаса, юры и мела по месторождениям и региону в целом показывает, что он преобладал на Неджелинском (1645 м — 25%), Мастахском (1000 м — 15%) и Средневиллюйском (946 м — 15%) месторождениях, варьируя в пределах 280—1640 м. Рост палеоподнятий на каждом месторождении составил в триасе 18—37%, юре — 4—29% и мелу —

40—77%, т. е. самыми интенсивными этапами развития конседиментационных движений в Вилюйской синеклизе и Верхоянской миогеосинклинали были триасовый и особенно раннемеловой отрезок времени. Об этом свидетельствует также широкое распространение триасовых и меловых аквагенных и пепловых туфов, туффитов, туфопесчаников и присутствие в разрезе некоторых месторождений пластовых тел основных пород — долеритов и базальтов (Неджелинская, Средневилюйская и Мастахская площади). Отсюда логичным кажется вывод, что периоды максимальной конседиментационной складчатости сопровождались интенсивными вулканическими выбросами и излияниями по региональным разломам глубокого заложения (Киселев, 1970, 1971).

В целом по региону выявлена существенная обособленность конседиментационной складчатости по стратиграфическим системам, наглядно выраженная суммарным коэффициентом конседиментационности: в триасе — 12,80, юре — 8,91 и мелу — 849,43. Как видим, самые сильные конседиментационные движения, сопровождавшиеся проявлениями вулканизма, свойственны триасовому и особенно меловому седиментогенезу. Среди газоконденсатных месторождений, на которых конседиментационный рост палеоподнятий постоянно достигал наиболее высоких показателей, достойны упоминания Неджелинское, Средневилюйское, Мастахское и Усть-Вилюйское. Газоконденсатные залежи преимущественно приурочены к литостратиграфическим комплексам с коэффициентом конседиментационности 0,05—1, открытой пористостью пород-коллекторов 7—34% и газопроницаемостью 5—2500 мД. Тесная взаимосвязь наблюдается также между физическими параметрами коллекторов палеоподнятий — преобладающее количество газоконденсатных залежей обусловлено открытой пористостью песчаников 17—29% и газопроницаемостью 100—1000 мД.

Интересная зависимость устанавливается между залежами нефти и газа, палеовысотой поднятия и коэффициентом конседиментационности. Оказывается, что залежи нефти и газа сосредоточены в основном в литостратиграфических комплексах палеоподнятий, амплитуда которых изменялась от 5 до 110 м, а коэффициент конседиментационности — от 0,05 до 1,1; в случае увеличения этих показателей промышленные залежи нефти и газа отсутствуют или встречаются редко.

Коэффициент конседиментационности и палеоамплитуда поднятий генетически связаны с региональными движениями по разломам глубокого заложения отдельных блоков фундамента морского бассейна. Конседиментационные складки одной и той же территории, но в разное время росли неравномерно вследствие периодического чередования трансгрессивных, стабилизированных и регрессивных этапов развития бассейна, в конечном итоге завершившихся региональной инверсией геосинклинальной области. Наибольшая частота встречаемости палеоподнятий (5—32) с относительно малыми показателями конседиментационности (0,05—1) и сравнительно небольшими палеоамплитудами (25—150 м) свойственны главным образом трансгрессивному этапу развития бассейна. Средние показатели конседиментационности (1,25—2,75) и амплитуды поднятий (150—200 м), а также меньшая частота их встречаемости (2—6) характерны для регрессивных этапов. Наконец, максимальные показатели конседиментационности (3—600) и амплитуды поднятий (200—600 м) при относительно редкой встречаемости (1—2) свойственны инверсионной стадии развития Верхоянской геосинклинали. Следовательно, максимальное количество долгоживущих структурных ловушек конседиментационного происхождения, благоприятных для скопления нефти и газа, существовало в трансгрессивный этап развития седиментационного бассейна. В регрессивные и инверсионные этапы эволюция палеоподнятий претерпевала существенные изменения — сокращалось их количество, но возрастала амплитуда, т. е.

количественный фактор трансформировался в качественный, свидетельствуя о гетерогенном строении фундамента и избирательной направленности тектонических движений более мобильных районов седиментационного бассейна.

Проведенные исследования позволяют выдвинуть постулат о том, что конседиментационные поднятия, генетически связанные с дифференцированными движениями фундамента бассейна, развиваются пульсационно-направленно, достигая наибольшей количественной и пространственной распространенности в трансгрессивные периоды развития.

Анализ простираний конседиментационных поднятий Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции по стратиграфическим уровням свидетельствует о том, что структуры подводного рельефа бассейна ориентированы в северо-восточном (38%), восточном (28%), юго-восточном (26%) и северном (8%) направлениях, т. е. в двух взаимоперпендикулярных направлениях, большая часть из которых совпадает с простиранием байкалитид и докембрийских разломов фундамента платформы. Таким образом, полученные результаты еще раз подтверждают взаимосвязь конседиментационных поднятий с блоками кристаллического фундамента, ограниченными глубинными разломами древнего заложения, и возобновившимися дифференцированными движениями в мезозойский седиментогенез.

С конседиментационными поднятиями тесно связаны оптимальные емкостно-фильтрационные зоны распространения промышленно-газоносных коллекторов. Открытая пористость пород составляет там 5—35%, преобладая по частоте встречаемости в диапазоне 25—30%, газопроницаемость — 1—3200 мД, доминируя в интервале 500—1000 мД. Детальное изучение продуктивных горизонтов показало, что наибольшее количество залежей газа приурочено к породам-коллекторам с открытой пористостью 15—20% и газопроницаемостью 100—500 мД, которые развиты на палеоподнятиях, с коэффициентом конседиментационности отдельных стратиграфических уровней от 0,1 до 1 и амплитудой подъема 25—100 м. Максимальное количество газовых залежей связано с коэффициентом конседиментационности поднятия 0,1 и амплитудой 25 м; минимальное — соответственно с коэффициентами в диапазонах 1,25, 2,5—2,75 и амплитудами 125, 150—175, 300—350 м. В антиклиналях с промежуточными значениями коэффициентов конседиментационности и амплитуд подъема газовые залежи пока не обнаружены. Отсюда вывод: среди структурных ловушек, являющихся главными резервуарами нефти и газа, наибольшей перспективностью обладают долгоживущие палеоподнятия с небольшим коэффициентом конседиментационности и сравнительно небольшой амплитудой роста в течение одного стратиграфического интервала.

Аналогичная закономерная приуроченность наиболее крупных залежей нефти и газа к унаследованным палеоподнятиям с относительно малыми коэффициентами конседиментационности установлена также в Карпатской нефтегазоносной провинции. В отличие от Лено-Вилюйской провинции здесь нефтегазоносные конседиментационные ловушки в стадию общей инверсии, орогенеза и мощного регионального надвижения Скибовой зоны на Предкарпатский прогиб были «скальпированы» с основания выступов фундамента и существенно перемещены в северо-восточном направлении.

ОБ ИМПУЛЬСАХ И «ЭПИЦЕНТРАХ» КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ДВИЖЕНИЙ ВО ВРЕМЕНИ И ПРОСТРАНСТВЕ

Последовательный рост газоносных палеоподнятий Вилюйской синеклизы и Приверхоянского прогиба установлен с помощью палеотектонических профилей, анализ которых позволяет говорить о том, что кон-

седиментационная складчатость во времени и пространстве проявлялась неравномерно. В мезозое наибольшая интенсивность роста палеоподнятий (по амплитуде) была свойственна Неджелинскому газоконденсатному месторождению, наименьшая — Средневиллюйскому; с последним связаны ныне максимальные запасы углеводородного газа. В отдельные периоды развития бассейна эпицентры максимального роста поднятий перемещались из одного района в другой, свидетельствуя об изменении характера дифференцированных движений блоков фундамента по разломам. Иногда интенсивные колебательные движения, достигая критической величины, сопровождались, например на Неджелинском месторождении, вулканическими излияниями и накоплением мощных осадочно-вулканогенных толщ, включающих пласты туфов, спилитов, долеритов и базальтов. Итак, интенсивность конседиментационного роста в истории развития палеоподнятий была существенно неодинаковой по стратиграфическим интервалам и доминирующим простираниям в изученных регионах.

Интересная картина интенсивности роста палеоподнятий вырисовывается при анализе сводного стратиграфического разреза провинции с учетом данных по каждому месторождению и суммарным воздыманиям по возрастным подразделениям (рис. 1). Характерные особенности региональной конседиментационной складчатости во времени позволяют выдвинуть следующие положения.

1. Мезозойский седиментогенез Верхоянской миогеосинклинали (ранний триас — поздний мел) сопровождался региональным развитием конседиментационных поднятий, особенно во время накопления песчаных толщ-коллекторов регрессивного и трансгрессивного этапов литогенеза. Формирование глинистых толщ-покрышек (стадия стабилизации бассейна) отличалось, как правило, некоторым спадом роста палеоподнятий.

2. Максимальная конседиментационная складчатость на территории Лено-Виллюйской нефтегазоносной провинции проявлялась дважды — в раннетриасовую (верхняя половина оленекского века) регрессивную эпоху формирования песчаной толщи-коллектора сыгынканской свиты (Средневиллюйское, Толонское, Мастахское, Соболахское, Неджелинское и Бадаранское месторождения) и особенно в раннемеловую инверсионную эпоху развития Верхоянской миогеосинклинали, сопровождавшуюся накоплением угленосной формации в Приверхоянском краевом прогибе. Относительно меньшие импульсы активизации конседиментационного роста палеоподнятий имели место во второй половине индского века раннего триаса (вулканогенно-осадочные пестроцветные фации), особенно на Неджелинском и Мастахском месторождениях, в среднем лейасе (Средневиллюйское, Соболахское и Собохаинское месторождения), в средней юре (Усть-Виллюйское, Неджелинское, Мастахское и Толонское месторождения), во второй половине поздней юры и валанжине (Усть-Виллюйское, Собохаинское, Средневиллюйское, Неджелинское и Мастахское месторождения).

3. Максимальная амплитуда и скорость роста конседиментационных поднятий, а также проявление региональной фазы складкообразования свойственны, как и на Западно-Сибирской плите (Тазовский свод и др.), готерив-барремскому интервалу развития Виллюйской синеклизы и Приверхоянского краевого прогиба.

4. Детальное изучение закономерностей пространственного размещения литофаций, изопахит и промышленно-гранулярных коллекторов на газоконденсатных месторождениях конседиментационного происхождения убедительно показало, что в течение мезозоя (170 млн. лет) большинство палеоподнятий характеризовалось унаследованным развитием, отличаясь в отдельные этапы лишь некоторым латеральным смещением и неодинаковой интенсивностью роста их сводовых частей.

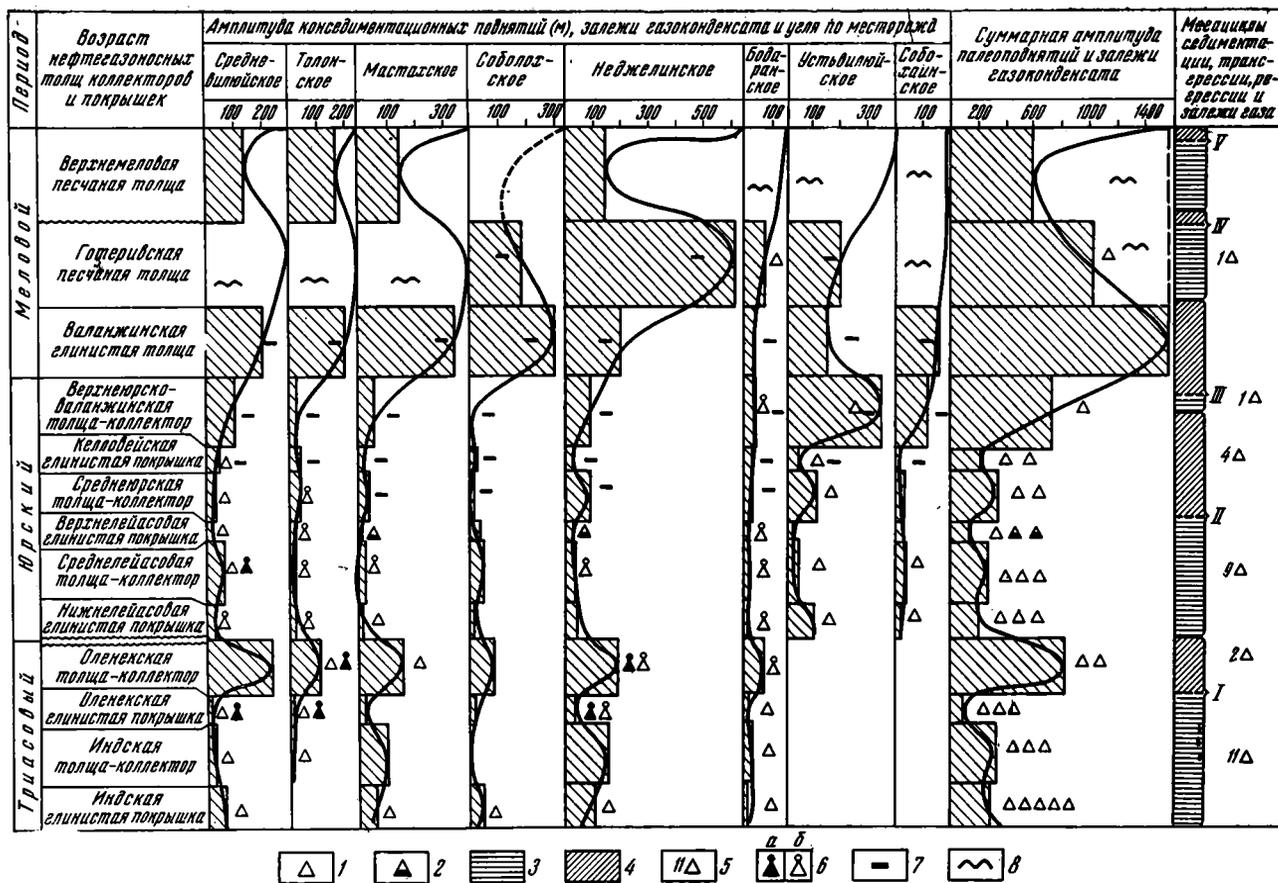


Рис. 1. Формирование конседиментационных поднятий и залежей нефти и газа во времени и пространстве Вилуйской синеклизы и Приверхоанского прогиба

1—2 — залежи: 1 — газоконденсатные, 2 — нефтяные; 3 — трансгрессивный комплекс осадков (прогибание), 4 — регрессивный комплекс осадков (воздымание), 5 — количество залежей газа в трансгрессивных и регрессивных гемициклах, 6 — нефте- (а) и газопроявления (б), 7 — угленосность, 8 — размывы и отсутствие осадков на интенсивно воздымавшихся конседиментационных поднятиях

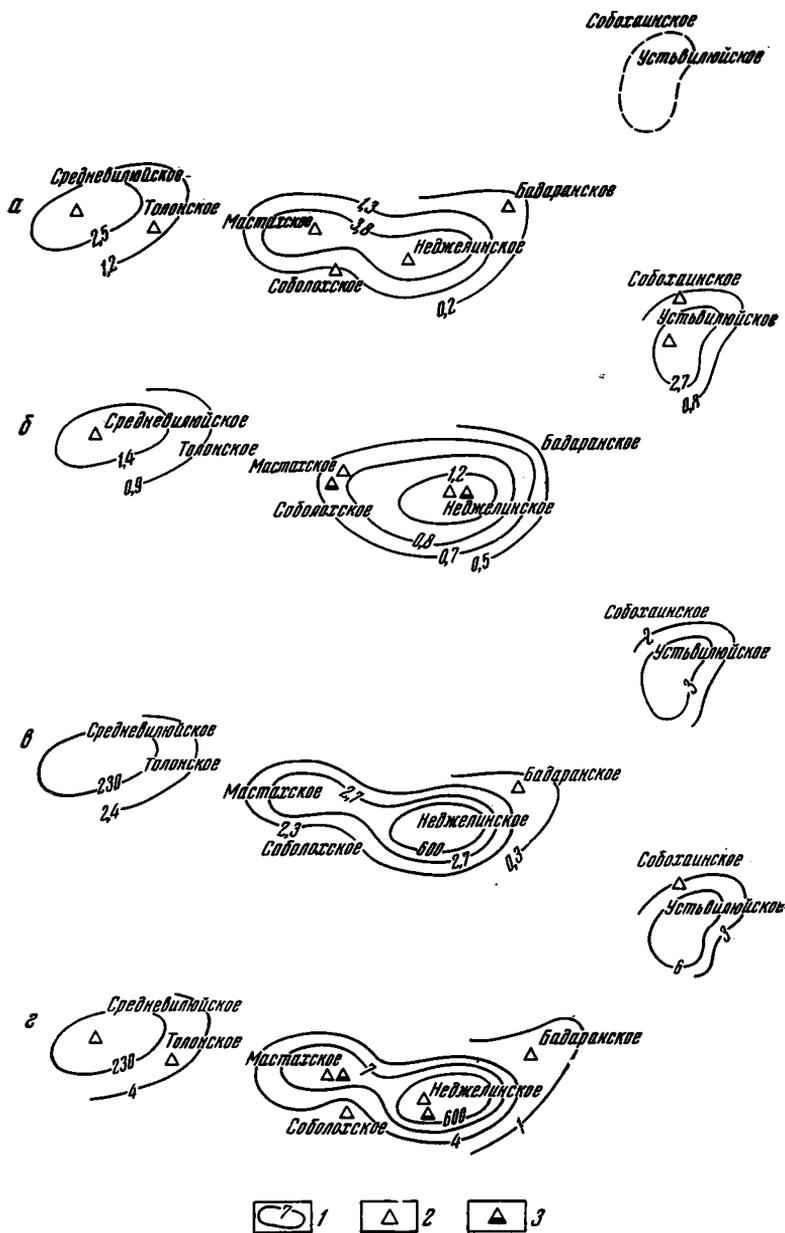


Рис. 2. Схема расположения «эпицентров» конседиментационной складчатости и газоконденсатных месторождений в Вилюйской синеклизе и Приверхоянском прогибе: а) в триасе; б) юре; в) нижнем мелу; г) в целом по мезозою

1 — изолинии коэффициента конседиментационности; 2—3 — залежи:
2 — газоконденсатные, 3 — нефтегазовые

5. Залежи нефти и газа конседиментационных поднятий связаны с литолого-стратиграфическими комплексами доинверсионного периода развития миогеосинклинали и сосредоточены главным образом в трансгрессивных осадках (9—11 залежей), в меньшей мере — регрессивных осадках (2—4 залежи). Региональная угленосность изученной территории свойственна, наоборот, инверсионному периоду развития Верхоянской миогеосинклинали.

Размещение, конфигурация и эволюция конседиментационных поднятий в Вилюйской синеклизе и Приверхоянском прогибе показаны на палеосхемах, построенных на количественной основе по отдельным этапам и в целом для мезозойского седиментогенеза (рис. 2).

В триасовый период, судя по распределению коэффициентов конседиментационности, существовало четыре эпицентра конседиментационной складчатости, расположенных в районах Средневилюйского, Мاستахского, Неджелинского и, по-видимому, Усть-Вилюйского месторождений, т. е. интенсивные тектонические движения были связаны, очевидно, с тремя подвижными крупными блоками кристаллического фундамента, разделенными крупными разломами и ориентированными в северо-восточном и широтном направлениях. Наибольшее воздымание в седиментационном бассейне (коэффициент до 3,8) было свойственно центральному Мастах-Неджелинскому блоку (включающему четыре месторождения), по разломам которого в индский век изливалась основная магма.

В юрский период произошли некоторые изменения — унаследованно существовало только три эпицентра конседиментационных движений: Средневилюйский, Неджелинский и Усть-Вилюйский, связанных с обособленными блоками фундамента. Степень интенсивности их воздымания с максимальными показателями на Усть-Вилюйском месторождении (коэффициент конседиментационности 2,7) соответственно уменьшилась на Средневилюйской (1,4) и Неджелинской (1,2) площадях. Остальные палеоподнятия (Толонское, Мастахское, Соболахское, Бадаранское и Собохаинское) в этот период времени располагались на периферии указанных конседиментационных эпицентров и их рост составлял несравненно меньшие величины.

Раннемеловой период ознаменовался существенно возросшими конседиментационными движениями, особенно в Вилюйской синеклизе, и характеризовался четырьмя эпицентрами складкообразования, главными из которых являлись Неджелинский (коэффициент 6,02) и Средневилюйский (2,34), относительно второстепенными — Усть-Вилюйский (3,4) и Мастахский (2,7). Остальные палеоподнятия (Толонское, Соболахское, Бадаранское и Собохаинское) по-прежнему располагались на периферии этих эпицентров.

Результаты общего анализа мезозойской конседиментационной складчатости изученной провинции дают основание полагать, что долгоживущие унаследованные палеоподнятия газоконденсатных месторождений генетически связаны с тремя крупными блоками кристаллического фундамента: западным — Средневилюйским (Средневилюйское, Толонское месторождения), центральным — Мастахско-Неджелинским (Мастахское, Соболахское, Неджелинское и Бадаранское месторождения) и восточным — Усть-Вилюйским (Усть-Вилюйское и Собохаинское месторождения). Каждый из этих блоков в свою очередь состоит из более мелких блоков, представлявших собой обособленные поднятия с различной амплитудой воздымания. Особенно хорошо заметно это на примере центрального Мастахско-Неджелинского блока, который развивался то как единый монолитный блок фундамента, то как сложное блочное сооружение с дифференцированными движениями отдельных его частей. Максимальной мобильностью и воздыманием в мезозое отличались Неджелинское и Средневилюйское палеоподнятия, где сосредоточены ныне главные разведанные запасы углеводородных газов.

Подобная картина дифференцированного развития во времени и пространстве конседиментационных поднятий, сгруппированных в крупные «блоки-эпицентры», выявлена и в Карпатской нефтегазонасной провинции, характеризовавшейся сравнительно большей «разбитостью» и сейсмичностью дофлишевого фундамента.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ОТЛИЧИЯ В ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕНО-ВИЛЮЙСКОЙ И КАРПАТСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Результаты сравнения таких казалось бы разных геологических регионов, как Вилюйская синеклиза, Приверхоянский и Предкарпатский прогибы, показывают, что между ними имеется много общего. В частности, терригенные осадочные комплексы в этих регионах накапливались в миогеосинклинальных условиях (Верхоянская и Карпатская миогеосинклинали) и сопровождалась широким региональным развитием процессов образования конседиментационных поднятий, явившихся в дальнейшем благоприятными ловушками для залежей нефти и газа. Разное простираение палеоподнятий в пределах каждого региона свидетельствует о блоковом строении кристаллических фундаментов и тесной генетической связи их с ориентировкой древних структурных элементов и глубинных разломов сопряженных тектонических областей. Отмечается одинаковый характер связи между коэффициентом конседиментационности и амплитудой палеоподнятий — с увеличением первого соответственно возрастает второе. Максимальная емкость и фильтрация нефтегазоносных коллекторов свойственна в основном палеоподнятиям с коэффициентом конседиментационности 0,1—0,5 в Сибири и 0,25—1 в Карпатах; при увеличении этого коэффициента свыше единицы емкостно-фильтрационные свойства промышленно-продуктивных коллекторов заметно ухудшаются.

В сравниваемых регионах установлена тесная положительная связь между физическими параметрами продуктивно-нефтегазоносных коллекторов — с возрастанием открытой пористости соответственно увеличивается газопроницаемость, но намечается одна отличительная особенность — линии регрессии ориентированы круче в Карпатах, чем в Сибири. При малой пористости коллекторов (5—10%) отмечается больший диапазон проницаемости в Карпатах (5—100 мД), чем в Сибири (0,5—10 мД), и, наоборот, при большей пористости (10—15%) — более широкий диапазон проницаемости в Сибири, чем в Карпатах. Эта примечательная характерная черта обусловлена регионально развитой микротрещиноватостью пород-коллекторов Карпатской миогеосинклинали.

В изученных регионах с возрастанием пористости и проницаемости продуктивных литолого-стратиграфических комплексов непременно увеличивается и количество залежей нефти и газа, причем в Карпатах это происходит при открытой пористости более 7,5% и проницаемости от 0,1 до 300 мД, в Сибири — соответственно более 13—14% и от 5—10 до 1000 мД. Эти различия предельных параметров также обусловлены наличием более интенсивной региональной микротрещиноватости, более сильной катагенетической преобразованностью порового пространства коллекторов и своеобразным складчато-надвиговым характером строения Внутренней зоны Предкарпатского прогиба.

Наибольшее количество залежей нефти и газа приурочено к палеоподнятиям с амплитудой 50—110 м и коэффициентом конседиментационности 0,1—2,5 в Карпатах и соответственно 5—100 м и 0,05—1,1 в Сибири. Очевидно, указанные критерии являются наиболее благоприятными при формировании в седиментационном бассейне пластов-коллекторов, толщ-покрышек и структурных ловушек. В обоих регионах мелкоамплитудные палеоподнятия (до 100 м), сформировавшиеся преимущественно в трансгрессивный период развития седиментационных бассейнов, обычно превалирует над крупноамплитудными. Большинство палеоподнятий (29—46%) характеризуется двумя преобладающими направлениями простираения.

Выявлена закономерная взаимосвязь частоты встречаемости залежей нефти и газа с определяющими факторами продуктивной толщи:

песчаностью 40—50%, минимальной мощностью 130—200 м и суммарной эффективной мощностью прод-коллекторов 35—70 м. Эти важные критерии перспективной нефтегазоносности осадочных комплексов определяют, очевидно, благоприятную систему равновесия при формировании и сохранении сообщающихся поровых пространств в продуктивных коллекторах на стадии диагенеза и катагенеза.

Проведенными исследованиями установлено несколько эпицентров конседиментационной складчатости в эволюции седиментационных бассейнов: в Верхоянском 3, Карпатском 6, которые, характеризуясь близкими размерами — соответственно 15—17×17—55 км и 8—18×14—36 км, несомненно обусловлены блоковым строением фундамента. Относительно меньшая площадь эпицентров Карпатского фундамента обусловлена, по нашему мнению, большей гетерогенностью строения и повышенной геосейсмичностью, особенно в период накопления флишевой формации. Эпицентры складчатости состояли обычно из нескольких палеоподнятий, суммарный коэффициент конседиментационности которых постепенно уменьшался к их периферии. В течение продолжительного времени сохранялся унаследованный характер развития конседиментационных структур.

Среди основных различий рассматриваемых нефтегазоносных регионов на первый план выдвигается существенно неодинаковая длительность формирования миогеосинклинальных седиментационных бассейнов. Верхоянский бассейн развивался на протяжении карбона — поздней юры (213 млн. лет), Карпатский — только на протяжении мела — палеогена (112 млн. лет), причем оба они были заложены на разновозрастных мобильных фундаментах с различным характером осадочного режима — соответственно нефлишевым и флишевым. Карпатский миогеосинклинальный комплекс осадков отличается широким распространением нефтяных и газоконденсатных залежей, Верхоянский — только газоконденсатных.

Конседиментационные поднятия сравниваемых провинций заметно различаются по коллекторским свойствам продуктивных горизонтов, в частности в Вилуйской синеклизе и Приверхоянском прогибе открытая пористость песчаников составляет 5—35% (преобладает 25—30%), газопроницаемость — 1—3200 мД (преобладает 500—1000 мД), а в Предкарпатском прогибе — соответственно 5—25% (преобладает 15—20%) и 1—500 мД (преобладает 1—50 мД). Неодинаковы в этих регионах и нижние емкостно-фильтрационные пределы промышленно-нефтегазоносных коллекторов — открытая пористость в Сибири 10—16% (средняя 13%), в Карпатах — 4—7%, газопроницаемость соответственно 1 и 0,15—0,5 мД. Общее ухудшение коллекторских свойств песчаников Предкарпатского прогиба обусловлено значительным преобразованием порового пространства во время регионального многокилометрового покровного (шарьяжного) перемещения Скибовой зоны Карпат на Предкарпатский прогиб, вызвавшего сравнительное уменьшение нижних пределов пористости и проницаемости в промышленно-нефтегазоносных коллекторах за счет повсеместно развитой в них микротрещиноватости. В целом в Вилуйской синеклизе и Приверхоянском прогибе основная часть газоконденсатных залежей приурочена к палеоподнятиям с меньшим коэффициентом конседиментационности по сравнению с Предкарпатским прогибом. Это лишний раз подтверждает вывод о том, что подстилающий кристаллический фундамент Предкарпатского прогиба был более мобильным, сильнее раздробленным на блоки и сейсмичным.

В заключение уместно подчеркнуть, что результаты подобных исследований с успехом могут быть использованы для оценки перспектив нефтегазоносности и при постановке разведочных работ на нефть и газ прежде всего на палеоподнятиях унаследованного конседиментацион-

ного развития, расположенных обычно в краевых сопряженных зонах платформ и геосинклиналей. Конседиментационное поднятие — это долгоживущая особо благоприятная структурная ловушка для аккумуляции углеводородов при их глубинной миграции, протекавшей в виде резонансных импульсов. В свою очередь постседиментационная антиклинальная складка — это сравнительно быстро сформировавшаяся ловушка в инверсионную стадию развития региона, в которой отмечается более значительно выраженное преобразование порового пространства коллекторов до прихода в них углеводородов нефтяного ряда.

Литература

- Бакиров А. А., Бакиров Э. А., Малик-Пашаев В. С. и др.* Теоретические основы и методы поисков и разведки скоплений нефти и газа. М., «Высшая школа», 1968.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Гостоптехиздат, 1954.
- Высоцкий И. В.* О Буковинском поперечном поднятии в Восточных Карпатах.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1959, № 3.
- Гурари Ф. Г.* О происхождении и классификации локальных структур мезо-кайнозоя Западно-Сибирской низменности.— Тр. ВНИГРИ. Л., вып. 124, 1958.
- Доленко Г. Н., Китык В. И.* Геология нефтяных родовищ Украины. Киев, Изд-во АН УССР, 1959.
- Доленко Г. Н.* Геология нефти и газа Карпат. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
- Зуев Ю. Н.* К методике палеотектонического анализа антиклиналей переходного типа.— Нефтегаз. геол. и геофиз., 1966, № 10.
- Иванов Б. А.* Структура и условия накопления осадков юго-восточной части Иркутского каменноугольного бассейна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 6.
- Киселев А. Е.* К количественному методу построения литофациальных карт на примере Сибирской платформы.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые Сибирской платформы. Новосибирск, Тр. СНИИГГИМС, 1969.
- Киселев А. Е.* Аквагенные и пепловые туфы Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции.— Сов. геол., 1970, № 3.
- Киселев А. Е.* Литология и коллекторские свойства мезозойских отложений Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции. М., «Недра», 1971.
- Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Пушаровский Ю. М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Пушаровский Ю. М.* Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, 1969, № 1.
- Рассел У. А.* Основы нефтяной геологии. Под ред. Н. Б. Вассоевича и М. К. Калинин. Л., Гостоптехиздат, 1958.
- Рухин Л. Б.* Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.
- Шатский Н. С.* О длительности складкообразования и фазах складчатости.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 1.

Институт геологии и геохимии
горючих ископаемых АН УССР
г. Львов
Львовский государственный
университет

Статья поступила
28 сентября 1979 г.

УДК 551.234(234.241.1)

В. С. БУРОВ, В. В. ГЛУШКО, Г. Д. ДОСИН

**ОБ АМПЛИТУДЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ПЕРЕМЕЩЕНИЯ
ФЛИШЕВОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
УКРАИНСКИХ КАРПАТ**

На территории юго-восточной части Украинских Карпат и прилегающих районов Предкарпатья выделяются Самборская зона и Покутские складки, причисляемые обычно к Предкарпатскому прогибу, и собственно Карпаты, отличающиеся сложным чешуйчато-складчатым строением. Глубоким бурением, проведенным на территории Покутско-Буковинских Карпат, установлено, что Самборская зона и Покутские складки представляют собой достаточно крупные и сложно дислоцированные, выклинивающиеся с глубиной чешуи, полностью сорванные со своего основания и надвинутые далеко к северо-востоку на тортон-сарматские отложения Бильче-Волицкой зоны. Флишевые Карпаты, Покутские складки и Самборский элемент, вместе взятые, ведут себя по отношению к автохтону — Бильче-Волицкой зоне — как единый очень крупный покров, или мегапокров, имеющий общую закономерно погружающуюся в юго-западном направлении поверхность надвигания. Горизонтальная составляющая амплитуды перемещения этого мегапорова составляет не менее 50—60 км.

Расшифровкой геологического строения юго-восточной части Украинских Карпат занимались такие исследователи, как К. Пауль, Р. Зубер, Б. Свицерский, К. Толвинский, А. А. Богданов, С. И. Субботин, М. В. Муратов и ряд других. Благодаря их усилиям в настоящее время достаточно подробно изучена стратиграфия и тектоника флишевой и молассовой формаций этой территории. Меловой и палеогеновый флишевый комплекс, выходящий здесь на дневную поверхность, образует сложно построенное чешуйчато-складчатое горное сооружение, в пределах которого выделяются Покутские складки, причисляемые обычно к Предкарпатскому прогибу, и собственно Карпаты, включающие ряд крупных тектонических элементов — литофациальных зон, подзон и «скиб», последовательно, с юго-запада на северо-восток, надвинутых друг на друга.

Покутскими, или Покутско-Буковинскими, складками называют по лосу сложно дислоцированного флиша, прослеживающуюся от долины р. Рушор на северо-западе до бассейна р. Путна (в Румынских Карпатах) на юго-востоке. Ширина этой полосы меняется от 15—16 км в пересечении по р. Рыбнице до 6—8 км в бассейне р. Сирет. Внутренняя структура Покутского элемента заметно меняется по простиранию. В бассейнах рек Пистынки и Рыбницы, отчасти до долины Черемоша, развита серия антиклинальных складок с круто падающими крыльями, иногда слегка запрокинутых или осложненных продольными разрывами типа надвигов или взбросов. В сводовых частях складок обнажаются верхнемеловые, палеоценовые и эоценовые отложения. Антиклинали разделены глубокими синклиналями, выполненными олигоцен-миоценовыми образованиями. В долине р. Рыбницы вслед за Б. Свицерским (Swiderski, 1927) выделяются (с северо-востока на юго-запад) антиклинали хребтов Каменистого, Карматуры, Брусного и чешуи Плоского и Максимца. Несколько юго-восточнее, в бассейне Черемоша, кроме перечисленных появляются складки Тюдова (между антиклиналями Кар-

матуры и Брусного) и Рожена (между антиклиналью Брусного и чешуей Плоского).

С юго-запада на полосу Покутских складок надвинута Оровская скиба, являющаяся здесь передовой частью Скибового покрова Карпат. По простирацию с северо-запада на юго-восток Оровским надвигом срезаются сначала чешуя Максимца, потом Плоского и, наконец, складка Брусного, также превратившаяся юго-восточнее р. Рыбницы в довольно крупную чешую. Этим объясняется отмеченное выше сужение полосы Покутских складок в юго-восточном направлении. К северо-востоку Покутские складки в свою очередь надвинуты на миоценовые образования Предкарпатского прогиба. Об амплитуде этого надвига существовали различные представления. Б. Свидерский (Swiderski, 1927), например, видел в Покутских складках единый сложно построенный структурный элемент, надвинутый на более молодые образования. Сходные представления развивались К. Толвинским (Tolwinski, 1950) и Н. Р. Ладыженским (1955). По мнению этих исследователей, горизонтальная составляющая амплитуды перемещения Покутских складок достигает 10—15 км.

А. А. Богданов (1949), считая Покутский элемент резко приподнятым, выведенным на дневную поверхность складчатым основанием Внутренней зоны Предкарпатского прогиба, ограничивал горизонтальную составляющую амплитуды перемещения несколькими километрами. Близких взглядов придерживались А. А. Максимов, В. Г. Корнеева и некоторые другие.

С. И. Субботин (1955) попытался решить этот вопрос путем анализа геофизических материалов. По его интерпретации осевая линия минимума силы тяжести, совпадающая в полосе Добромиль — Битков с зоной максимальных мощностей соленосных отложений Предкарпатского прогиба, на юго-востоке Украинских Карпат отклоняется к юго-западу, прослеживаясь через с. Верховину — южнее Селятина. Считая, что этот минимум обусловлен залеганием мощного комплекса соленосного миоцена под покровом флиша С. И. Субботин пришел к выводу, что амплитуда надвига Покутских складок достигает здесь 30—40 км.

Позднее И. И. Бородатый и Л. Е. Фильштинский по материалам площадной гравиметровой съемки на территории юго-восточной части Украинских Карпат выделили два минимума силы тяжести — Делятинский и Верховинский. Причем Делятинский минимум, по их мнению, является прямым продолжением минимума Добромиль — Битков С. И. Субботина. Он прослежен дальше на юго-восток примерно по линии Ростоки — Петровец. Верховинский же минимум в северо-западном направлении протягивается через все Украинские Карпаты. Между Делятинским и Верховинским минимумами силы тяжести располагается цепочка локальных максимумов, вызванных по мнению И. И. Бородатого и Л. Е. Фильштинского поднятиями фундамента, которые могут быть эрозионными останцами размытой кордильеры. Таким образом, сейчас нет оснований считать Верховинский минимум следствием дефекта масс, обусловленного залеганием под флишевым покровом соленосных отложений Предкарпатского прогиба. К этому следует добавить, что, согласно данным И. З. Гонтового (Глушко, Гонтовой, 1969), проводившего количественную интерпретацию гравиметрических данных, локальные аномалии силы тяжести первого порядка отображают строение преимущественно верхнего структурного этажа Карпат, а не их домелового фундамента, залегающего на больших глубинах. Следовательно, доказательства С. И. Субботина в общем правильной концепции о большой амплитуде надвига флишевого комплекса на Предкарпатский прогиб не являются безупречными.

По современным представлениям, обоснованным результатами геологических и геофизических исследований, а также материалами глубо-

кого бурения, Покутские складки представляют собой довольно мощную сложно дислоцированную толщу мелового и палеогенового флиша, сорванную со своего основания и надвинутую далеко к северо-востоку. О бескорневом характере Покутских складок свидетельствуют данные, полученные при бурении глубоких скважин: I-Бергомет, I-Лопушна и I-Сергии (рис. 1). Так, скважины I-Бергомет и I-Лопушна, заложенные в бассейне р. Сирет на территории Покутских складок, пересекли их и на глубинах соответственно 2835 и 2644 м вошли в миоценовые образования Самборского покрова, который в свою очередь надвинут на тортонские отложения Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба. В то же время скважина I-Сергии, пробуренная юго-западнее первых двух, уже в пределах Скибового покрова Карпат прошла по мел-палеогеновому флишу до глубины 4972 м и, не встретив Покутских складок и Самборского покрова, вошла непосредственно в автохтон (Бильче-Волицкую зону).

Подобные результаты были получены и при глубоком бурении в прилегающей части Румынских Карпат. Так, скв. 3251 и 3252 (Joja et al., 1966), пройденные примерно в 10 км юго-восточнее государственной границы СССР и в 3—6 км западнее края тектонического полуокна Путьна, на глубинах соответственно 1220 и 2800 м прошли Скибовый покров, сложенный меловым и палеогеновым флишем и вскрыли залегающие под ним, также сорванные со своего первоначального основания, нижнемиоценовые отложения юго-восточного продолжения Самборского покрова. Скважина 3251, кроме того, на глубине 1535 м, под аллохтонным нижним миоценом, встретила тортон-сарматские отложения автохтона. В этом плане примечательно и то, что на газоконденсатном месторождении Фразин в Румынских Карпатах (50 км юго-восточнее государственной границы СССР) скважины, пробуренные в 20 км западнее фронта флишевого покрова, под ним, на глубинах порядка 3000—3200 м вошли непосредственно в автохтонный тортон-сарматский комплекс осадков, не встретив структурных аналогов Покутских складок (Pağaschiv, 1975).

Приведенные материалы подтверждают представление о быстром тектоническом выклинивании к юго-западу как Самборского покрова, так и Покутского элемента. Такие же выводы следуют и из других материалов бурения на территории румынской части Предкарпатского прогиба и Карпат, опубликованных в печати (Hristescu et al., 1969).

Наиболее общей и весьма примечательной особенностью строения рассматриваемой территории является то, что все развитые здесь аллохтонные элементы — Флишевые Карпаты, имеющие покровно-чешуйчатое внутреннее строение, Покутские складки и Самборская единица — вместе взятые ведут себя по отношению к автохтону — Бильче-Волицкой зоне — как единый крупный покров, имеющий общую поверхность надвигания (см. рис. 1 и 2). В лобовой части этого крупного покрова или мегапокрова располагаются сильно редуцированная в этом районе Самборская зона и Покутские складки. Карта изогипс поверхности надвигания рассматриваемого покрова (см. рис. 1) свидетельствует о том, что на характер этой поверхности, главным образом на крутизну ее падения, оказывают влияние крупные продольные сбросы, развитые в автохтоне. Наиболее четко это видно на примере Калушского сброса: в полосе его простираения отмечается резкое сгущение изогипс, свидетельствующее об увеличении крутизны поверхности надвигания Карпатского мегапокрова.

Главной чертой тектоники Карпат, определяющей стиль их строения, является, как известно, наличие протяженных, прослеживающихся на десятки километров, чешуй — скиб. Типичная карпатская скиба представляет собой крупную чешую, достаточно широкую на поверхности и постепенно выклинивающуюся с глубиной. Внутренняя структура скиб часто характеризуется развитием вторичных складок и разрывов. По

своему строению и типу дислокаций Покутские складки в целом подобны крупной скибе, что отмечали еще Б. Свидерский и К. Толвинский (Swiderski, 1927; Tolwinski, 1950). На рис. 2 видно, что весь Карпатский мегапокров, включая Покутские складки и Самборскую зону, имеет единый стиль строения — это система крупных и более мелких чешуй, отличающихся, как правило, сложной складчатой внутренней структурой. Интенсивная линейная складчатость и наличие однонаправленных надвигов с большими амплитудами перемещения свидетельствуют о значительном сокращении первоначальной ширины области седиментации соответствующих осадков. Согласно достаточно осторожным оценкам (Swidziński, 1971, и др.), первоначальная ширина области распространения флишевых осадков в результате складчатости и надвигообразования сократилась по крайней мере в два с половиной — три раза. Иначе говоря, минимальная ширина области седиментации мелового и палеогенового флиша Карпат, по-видимому, достигала не менее 250—300 км. Этот бассейн в основной своей части был достаточно глубоководным, и в нем, вероятно, отсутствовали сколько-нибудь значительные по площади и протяженности внутритроговые области размыва — кордильеры. Под воздействием сильных тангенциальных давлений или по другим причинам ширина флишевой области сократилась до 80—100 км. Дислоцированность пластов, наличие разрывных нарушений типа надвигов и общее повсеместное движение масс к северо-востоку показывают, что амплитуда перемещения каждой отдельно взятой скибы или чешуи в тыльной (юго-западной) своей части должна быть, как правило, несколько большей, чем в лобовой части. Следовательно, амплитуда перемещения чешуй относительно первоначального своего положения в юго-западном направлении должна не уменьшаться, а систематически увеличиваться.

Подводя итоги изложенному, необходимо подчеркнуть, что чешуйчато-складчатое строение Флишевых Карпат, общая северо-восточная vergence складчатости, наличие достоверно установленного крупного надвига флишевого комплекса в северо-восточном направлении и, наконец, сильное сужение флишевой области Карпат в результате складчатости и надвигообразования по сравнению с исходной ее шириной — все это, вместе взятое, свидетельствует о том, что Флишевые Карпаты полностью сорваны со своего первоначального основания и в виде сложно построенного крупного покрова или мегапокрова, надвинуты далеко к северо-востоку.

Амплитуда надвига края флиша по материалам бурения скважины I-Сергии составляет как минимум 15—16 км, а по данным скважин на месторождении Фразин в Румынских Карпатах, — не менее 20 км (Raguschiv, 1975). Истинная же амплитуда перемещения покрова, очевидно, намного больше. Об этом свидетельствуют региональные геологические построения, выполненные с использованием результатов глубокого бурения и других материалов. Вскрытое скважиной I-Сергии основание Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба сложено маломощными песчаниками эоцена, меловыми и юрскими отложениями в платформенных фациях. Причем мощность верхнего мела составляет 324 м, а разрез его завершается верхним кампаном — маастрихтом, неизвестными в других районах.

Пространственное и структурное положение верхнемелового прогиба, развитого в краевой части платформы, достаточно хорошо изучено в северо-западной части украинского Предкарпатья (Обоснование..., 1977). Он имеет резко асимметричную форму и очень узкое юго-западное крыло. Ось прогиба протягивается примерно параллельно северо-восточному краю полосы развития рифейских отложений под неогеном, известной как Лежайский массив (Попов, Глушко, 1962; Глушко, 1968). Почти полный разрез мела, вскрытый скважиной I-Сергии, указывает

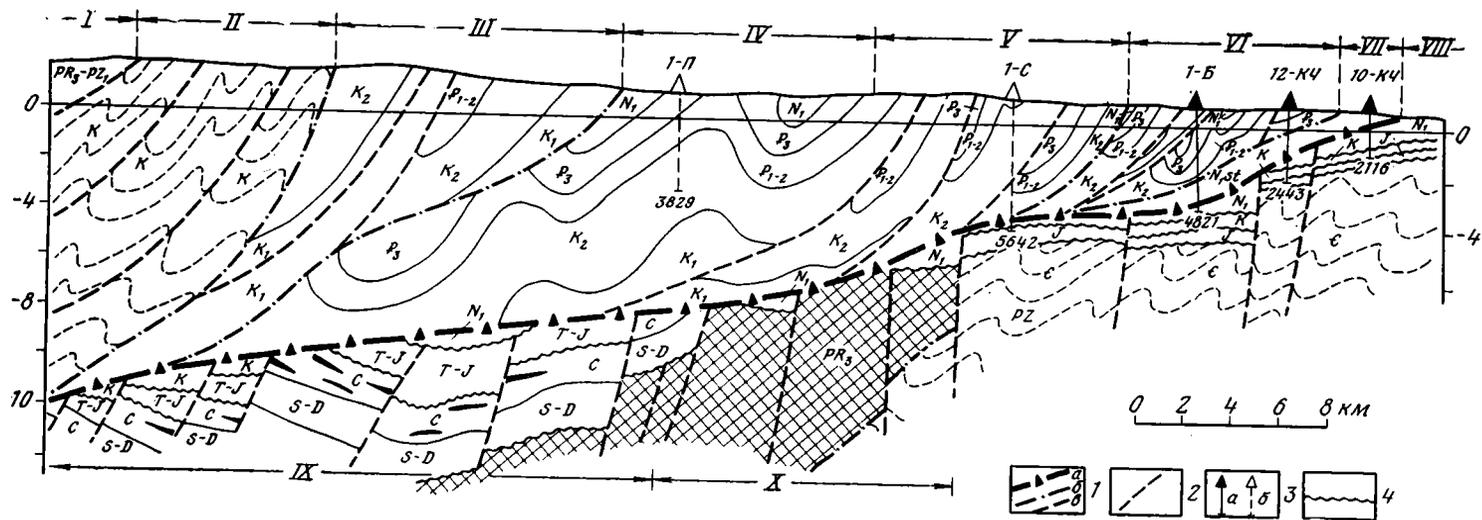


Рис. 2. Поперечный разрез через Покутско-Буковинские Карпаты

I — Мармарошский массив, II — Раховская и Поркулецкая зоны, III — Черногорская зона, IV — Верховинская впадина, V — Скибовая зона, VI — Покутско-Буковинские складки, VII — Самборская зона, VIII — Бильче-Волицкая зона, IX — Тарнувский прогиб, X — Лежайско-Добруджинский массив.

Автохтон Карпатского мегапояса: PR₃ — зеленые филлиты, кварциты, слабометаморфизованные песчаники; G — аргиллиты с прослоями кварцитовидных песчаников; S-D — песчаники, конгломераты, известняки, аргиллиты; C — аргиллиты, песчаники, конгломераты, пласты каменного угля; T-J — песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, доломиты, прослой ангидритов; J — песчаники, аргиллиты, мергели, доломиты, ангидриты; K — известняки и мергели в основании Бильче-Волицкой зоны и предполагаемый грубообломочный флиш в автохтонном залегании; N₁ — глины с прослоями песчаников, гипсы, местами соли

Карпатский мегапояс: PR₃-PZ₁ — слюдяные сланцы, кварциты, порфиroidы, туффойды (деловецкая серия); K₁ — аргиллиты кремнистые, песчаники мелкозернистые, часто стекловатые (шипотская свита); K — переслаивание песчаников, аргиллитов, алевролитов (раховская, белоти-

сенская, буркутская свиты); K₂ — ритмичное переслаивание песчаников, аргиллитов и, местами, мергелей (стрийская, скуповская, черногорская свиты); P₁₋₂ — грубослойные песчаники с пачками ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов (ямненская, маньявская, выгодская, быстрицкая, гнилецкая, топильчанская, пробийненская свиты); P₃ — аргиллиты темно-серые и серые, грубослойные песчаники (менилитовые и нижнекарпатские отложения); N₁ — аргиллиты, в верхней части разреза местами загипсованные, переслаивающиеся с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками (средне-, верхнекарпатские и поляницкие отложения); N_{1st} — переслаивание уплотненных, часто пестроцветных глин, местами засоленных, песчаников и конгломератов (стебникская свита)

1 — линии надвигов: а — Карпатского мегапояса, б — тектонических зон, в — скиб и чешуй; 2 — сбросы и взбросы в автохтоне; 3 — глубокие скважины, использованные при построении разреза; а — располагающиеся на линии разреза (Б — Бергомет, КЧ — Ковалевка — Черешенка), б — снесенные на разрез (П — Пляска, С — Сергии)

ние галек зеленых филлитов не только в неогене, но и в меловых и палеогеновых отложениях и даже в юрских известняках, например в районе с. Краснопугна. Ширина Лежайско-Добруджинского массива верхнепротерозойских пород на изученных его участках (Лежайск, Ходновичи, Добруджа) достигает 40—45 км. В районе Покутско-Буковинских Карпат, даже если допустить некоторое его сужение в этом направлении, она составит, вероятно, учитывая наличие огромной массы продуктов размыва в более молодых отложениях, не менее 25—30 км.

Кроме зеленых (рифейских) филлитов в меловых и палеогеновых отложениях присутствуют многочисленные обломки палеозойских и мезозойских пород, в том числе каменного угля, триасовых и юрских доломитов и известняков. Это позволяет предполагать, что в основании Карпат под тектоническими покровами протягивается далеко на юго-восток Тарнувский прогиб, выходящий из-под флишевого покрова на территории Польши к юго-западу от Лежайского массива (Глушко, 1968). В меловое и палеогеновое время этот прогиб, превратившийся в приподнятую выше уровня моря полосу суши, служил наряду с Лежайско-Добруджинским массивом областью питания Карпатской флишевой геосинклинали терригенным материалом. Об этом свидетельствует упоминавшийся выше специфический состав грубообломочного материала, встречающегося на различных стратиграфических уровнях в флишевом комплексе северо-восточного склона Карпат, в частности присутствие в его составе галек и глыб каменного угля карбонового возраста, что отмечали многие исследователи, в том числе В. Вуйчик, Я. Новак, П. И. Калугин и целый ряд других (см. Глушко, Досин, 1978). Наличие обломков каменного угля карбонового возраста свидетельствует также о том, что Карпатская геосинклиналь во время накопления в ней флишевой формации, располагалась юго-западнее Тарнувского верхнепалеозойского прогиба. Ширина разрушавшейся части этого прогиба, для того чтобы оставить после себя заметный след в разрезе флиша, должна была, по-видимому, достигать десятков километров. Для наших построений мы условно принимаем ее равной 10—15 км. Таким образом, учитывая материалы глубокого бурения и палеогеографию времени накопления мелового и палеогенового флиша и нижнемиоценовых моласс, можно утверждать, что горизонтальная составляющая амплитуды перемещения Карпатского мегапорова составит не менее 50—60 км.

Представление о Карпатах как о покровно-складчатом сооружении сейчас общепринято. Все исследователи, занимающиеся этим регионом, видят здесь систему тектонических покровов, перемещенных к внешней стороне Карпатской дуги, в сторону краевого прогиба (автохтонной его части). Вместе с тем при более внимательном рассмотрении опубликованных работ становится очевидным, что авторами большинства из них допускаются в сущности лишь ограниченные горизонтальные перемещения. Так, очень многими геологами и геофизиками предполагается, что так называемый Предкарпатский глубинный разлом, отделявший в меловое и палеогеновое время Карпатскую флишевую геосинклиналь от суши, служившей северной областью сноса, трассируется ныне примерно вдоль современного положения северо-восточного края Флишевых Карпат. К юго-западу от этого разлома на некоторой глубине ими предполагается наличие автохтонного, не сорванного со своего основания, флиша, представленного грубообломочными породами, вплоть до валунных конгломератов («дикий флиш»). Такие построения допускают, следовательно, что область флишевого осадконакопления, в которой зарождались карпатские покровы, располагалась в непосредственной близости от современного залегания этих покровов. Иными словами, сторонники этих взглядов предполагают, что карпатские флишевые покровы перемещены на относительно небольшие расстояния от своих «корней». Нередко на региональных профилях показывается также переход поверх-

ностей перемещения тектонических покровов в их тыльной части в разломы основания.

Приведенные выше данные глубокого бурения и палеогеографические реконструкции свидетельствуют, однако, о том, что взаимоотношения флишевого пояса с автохтоном в виде мегашарьяжа, очевидно, являются общим региональным явлением. Этот мегашарьяж образовался, по-видимому, в процессе развития складчатости во флишевом поясе, сопровождавшемся одновременным общим движением масс к северо-востоку. При этом были захвачены и вовлечены в передовую часть мегапокрова и неогеновые образования краевого прогиба (воротыщенские и стebníкские отложения). В свете изложенного выше Предкарпатский глубинный разлом, трассируемый обычно вдоль внешнего борта флишевой геосинклинали, на рассматриваемом пересечении может располагаться не ближе 50—60 км от нынешнего северо-восточного края Карпатского мегапокрова. И только юго-западнее этой линии можно предполагать наличие дикого флиша в автохтонном залегании, но на весьма значительной глубине (около 10—12 км), под мощным сложно дислоцированным автохтонным комплексом.

Литература

- Богданов А. А.* Основные черты тектоники Восточных Карпат.— Сов. геология, 1949, № 40.
- Глушко В. В.* Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., «Недра», 1968.
- Глушко В. В., Гонтовой И. З.* Геологическое истолкование локальных гравитационных аномалий Предкарпатского прогиба.— В сб.: Вопросы методики и техники геофизических исследований, вып. 1. Бюл. НТИ. Серия: Региональная, разведочная и промысловая геофизика, № 20. М., ОНТИ ВИЭМС, 1969.
- Глушко В. В., Досин Г. Д.* Об угленосном карбоне в фундаменте Восточных Карпат и его значении для оценки перспектив нефтегазоносности.— Геол. ж., 1978, т. 38, № 5.
- Ладыженский Н. Р.* Геология и нефтегазоносность Советского Предкарпатья. Киев. Изд-во АН УССР, 1955.
- Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубоко залегающих горизонтах Украинских Карпат. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Попов В. С., Глушко В. В.* Некоторые новые данные о геологическом строении Украинских Карпат по итогам геологоразведочных работ.— В кн.: Материалы V съезда Карп.-Балк. геол. ассоциации. Киев, Изд-во АН УССР, 1962.
- Субботин С. И.* Глубинное строение Советских Карпат по данным геофизических исследований. Киев. Изд-во АН УССР, 1955.
- Hristescu E., Coman V., Marinescu J.* Asupra unor complicatii structurale in Carpatii Orientali la contactul cu vorlandes' Petrol si gaze, 1969, v. 20, No. 1.
- Joja T., Jancu G., Popovici M.* Principale rezultate de ordin stratigrafic si tectonic ale forajelor Komitetului geologic de la Putna (regiunea Suceava).— Dări de Sedintelor, vol. 52/2 (1964—1965). București, 1966.
- Paraschiv D.* Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România.— Inst. de Geol. si Geofiz. Studii techn. si econom. Ser. A, No. 10, București, 1975.
- Swiderski B.* Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w Karpatach Pokuckich i na uch Przedgórz w latach 1925—1926.— Sprawozd. P. I. G., 1927, t. 4, z. 1—2.
- Swidziński H.* O rozmiarach przesunięć poziomych w północnych Karpatach Fliszowych.— Roczn. Pol. Tow. Geol., 1971, t. 41, z. 1.
- Totwiński K.* Karpaty Pokuckie.— Acta geol. polon., 1950, v. 1, No. 3.

Украинский научно-исследовательский
геологоразведочный институт, Львов

Статья поступила
7 мая 1979 г.

УДК 551.263.1 : 551.248.1 (470.6)

Г. А. МАСЛЯЕВ

ПЛАТФОРМЕННЫЕ И ОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПРЕДКАВКАЗЬЯ И ИХ ПАЛЕОСТРУКТУРА

В истории геологического развития структуры осадочного чехла Предкавказья выделяются два этапа — платформенный и орогенный. Этим этапам развития в разрезе осадочного чехла соответствуют различные формации. На основании результатов сравнительного анализа палеоструктуры пород, слагающих формации, делается вывод о времени заложения и завершения формирования основных морфологических черт современных структурных элементов осадочного чехла Предкавказья.

Изучение истории геологического развития современной структуры осадочного чехла платформ чрезвычайно важно для решения ряда георетических и практических вопросов, связанных с поисками различных полезных ископаемых. В связи с этим особое значение приобретает изучение геологических формаций, которые являются основными критериями, позволяющими выявить историю развития структуры осадочного чехла (Белоусов, 1938—1940, 1954; Муратов, Цейслер, 1968; Хаин, 1964; Херасков, 1967; Цейслер, 1977, и др.).

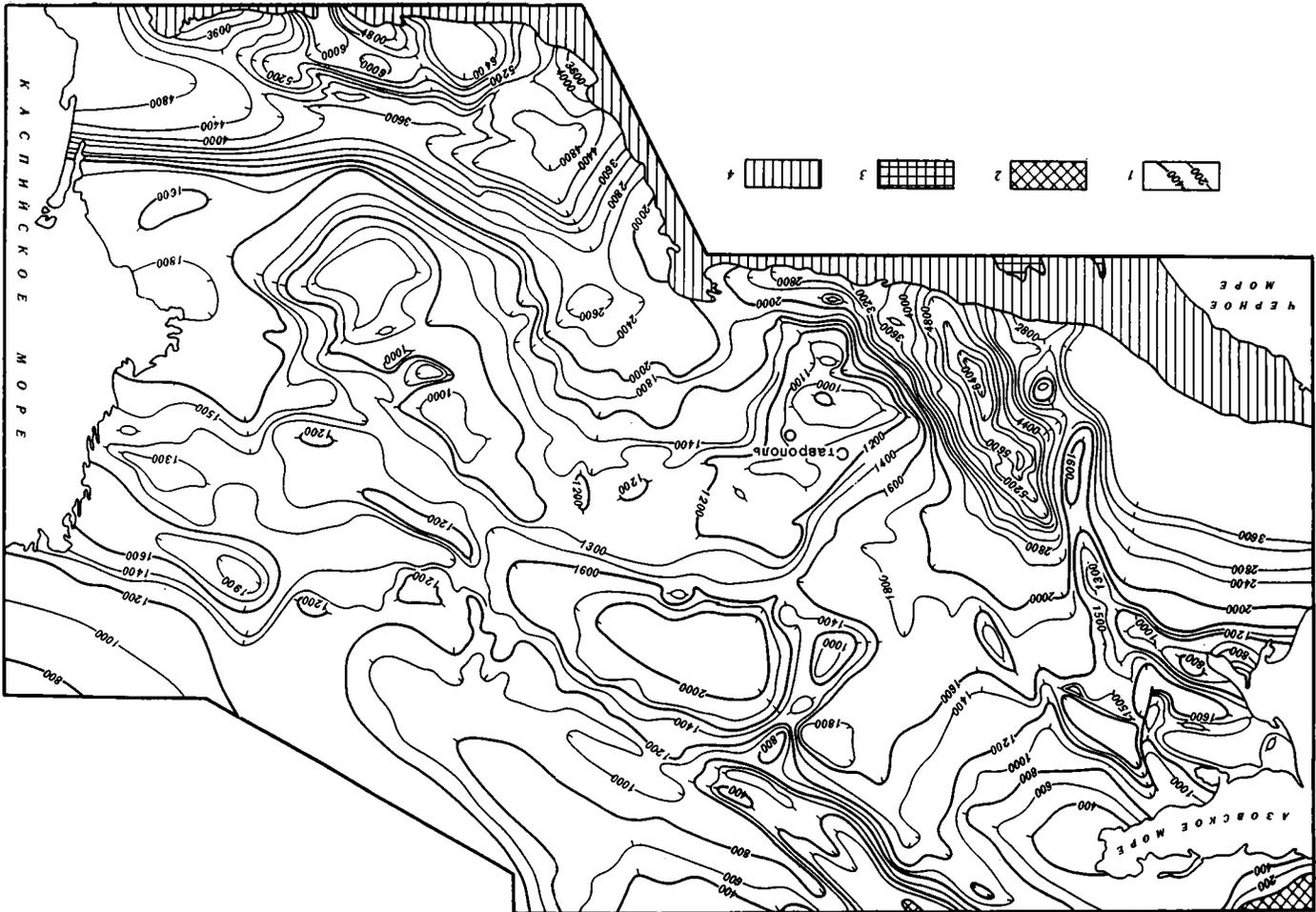
Породы, слагающие осадочный чехол предкавказской части Скифской платформы, накапливались в альпийский период геотектонического развития земной коры (Муратов, 1964). Этот период геотектонического развития подразделяется на два этапа (Белоусов, 1938—1940; Милановский и Хаин, 1962; Муратов, 1948, 1964; Хаин, 1950, 1962). Начальный этап формирования структуры земной коры Средиземноморского пояса в альпийский период тектогенеза для Предкавказья характеризовался преимущественно платформенным режимом развития (платформенный этап геологического развития структуры чехла). В заключительном этапе в альпийских геосинклиналях завершилась складчатость и произошел орогенез, в связи с чем в пределах Скифской платформы формировались коррелятные этим процессам орогенные формации (орогенный этап геологического развития структуры осадочного чехла).

Платформенный этап геологического развития структуры чехла Предкавказья в геохронологическом отношении охватывает юрский (местами самую позднюю часть триасового), меловой и палеогеновый (палеоцен, эоцен) периоды. На протяжении платформенного этапа развития происходило накопление пород платформенных формаций.

В орогенный этап геологического развития структуры чехла Предкавказья (олигоцен — антропоген) накапливались породы, слагающие орогенные формации.

По результатам корреляции геолого-геофизических разрезов скважин различного назначения и данных сейсморазведки для тех районов, где осадочный чехол не вскрыт скважинами на полную мощность, были построены карты распределения мощности пород платформенных и орогенных формаций Предкавказья (рис. 1, 2).

На значительной части территории Предкавказья осадочный чехол залегает преимущественно на дислоцированных породах палеозоя.



В Западном и Восточном Предкавказье под осадочным чехлом развиты отложения пермо-триаса, а в районе Ростовского выступа — кристаллические породы докембрия. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в доплитный этап геологического развития в Западном и Восточном Предкавказье в результате интенсивных тектонических движений пермские и триасовые отложения были в различной степени дислоцированы и осложнены дизъюнктивами. Эти отложения несогласно залегают на более дислоцированном и метаморфизованном палеозое или на кристаллических породах. В пределах Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского краевых прогибов и в Прикумском нефтеносном районе происходило накопление эффузивно-осадочной верхнетриасовой толщи (ногайская серия).

В предъюрское время породы пермо-триаса, а также допермские выступы фундамента были сильно денудированы. В результате предъюрской денудации произошло значительное сокращение первоначальной площади развития отложений пермо-триаса. В юрское и неокомское время интенсивной денудации подвергались Ставропольский, Ростовский, Донецкий, Ергенинский и Мектебский выступы фундамента. Область интенсивной денудации после неокома резко сократилась и в альбском веке все Предкавказье было погружено под уровень моря.

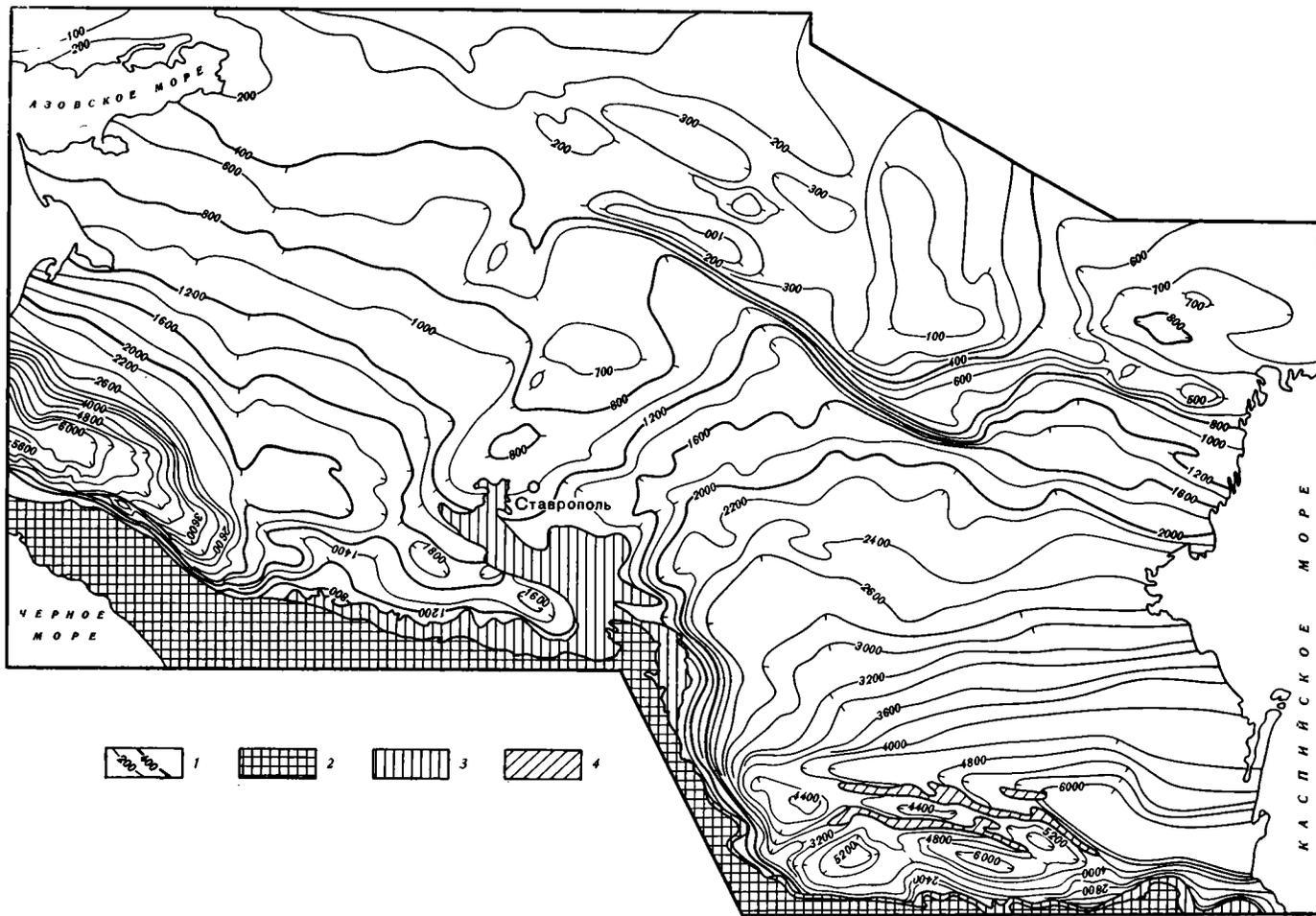
ФОРМАЦИИ И ПАЛЕОСТРУКТУРА ЧЕХЛА ПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАПА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Накопленные в платформенный этап геологического развития осадочные породы слагают нижнюю часть чехла и в формационном отношении сложно построены. Особенности латерального и вертикального распространения литофаций и мощности юрско-эоценовых отложений и их палеоструктуры по относительно дробным стратиграфическим подразделениям позволяют выделить две стадии геологического развития структуры чехла: раннеплатформенную и позднеплатформенную. В промежутках геологического времени, отвечающих этим стадиям развития (учитывая принципы классификации формаций В. В. Белоусова (1954) и В. Е. Хаина (1950, 1962)), происходило накопление пород, слагающих нижне- и верхнеплатформенную формации. Аналогичные формации в разрезе альпийской части осадочного чехла Русской плиты были выделены ранее В. В. Белоусовым (1954). Эти формации именовались: формация I (терригенные отложения юры и нижнего мела) и формация II (известняки, мел и мергели верхнего мела). Породы, слагающие нижне- и верхнеплатформенные формации, отличаются между собой не только различным вещественным составом, но и палеогеографическими и палеоструктурными особенностями их накопления.

Нижнеплатформенная формация в геохронологическом отношении возникла в юрский период (местами в самую позднюю часть триаса) и в раннемеловую эпоху. Кроме того, сравнительный анализ вертикального ряда и латерального распространения пород, слагающих нижнеплатформенную формацию, позволяет подразделить ее на три подформации, характерные для всего Предкавказья. Средняя мощность нижнеплатформенной формации изменяется от 0,0—0,3 до 2,5—3,5 км. Причем изменение мощности этой формации в различных районах Предкавказья зависит от преобладания пород какой-либо из подформаций.

Рис. 1. Карта мощности пород платформенных формаций Предкавказья

1 — изопакеты пород платформенных формаций; 2 — области отсутствия пород платформенных формаций вследствие размыва, 3—4 — выходы на поверхность (на Кавказе): 3 — доюрских пород, 4 — юрских, меловых, палеоценовых и эоценовых пород



Нижняя подформация (терригенная) латерально однородна и сложена сероцветными некарбонатными углефицированными аргиллитами, глинами и алевролитами с заметной ритмичностью их напластования (местами отмечаются грубые пески и конгломераты), образовавшихся в гумидных условиях ранне- и среднеюрского времени. Местами к породам этой подформации можно отнести терригенные отложения верхов верхней триаса и келловоя. Осадконакопление в это время сопровождалось заложением глубоких и относительно вытянутых впадин и прогибов (Восточно-Кубанский, Терско-Каспийский, Промысловский, Вишневатский, возможно, Индоло-Кубанский и др.), к которым и приурочены основные области развития пород нижней подформации мощностью до 2,0—3,5 км.

Средняя подформация (субэвапоритовая) сложена породами латерально и вертикально неоднородными (известняки, ангидриты, местами каменная соль, в верхней части — терригенные пестроцветы), накопившимися преимущественно в аридных условиях. Геохронологически породы средней подформации возникли в основном в позднеюрское время, и лишь в пределах Восточного Предкавказья к ним можно отнести карбонатно-терригенные отложения нижней части неокома. Эта подформация, судя по ее распространению и мощности, унаследовала в основном структурные черты пород нижней подформации. Породы средней подформации развиты также не повсеместно. Между породами нижней и средней подформаций отмечается существенный разрыв, а местами угловое несогласие. Максимальные мощности (более 1,6—2,0 км) пород средней подформации развиты в пределах Восточно-Кубанского (например, галиты до 1,0 км) и Терско-Каспийского прогибов. На северо-востоке Предкавказья породы средней подформации сильно денудированы, а в местах наиболее полного их разреза достигают мощности до 0,1—0,4 км.

Верхняя подформация (терригенная) развита повсеместно и представлена сероцветными глинами и алевролитами, местами песчаниками, иногда с глауконитом, образовавшимися в гумидных условиях в раннем мелу. Она знаменует собой вступление всей территории Предкавказья в плитный этап развития. Мощность пород верхней подформации до 0,8—1,6 км.

Одной из особенностей палеоструктуры нижнеплатформенной формации является наличие в Восточном Предкавказье субширотных прогибов и отсутствие палеоструктурного уклона подошвы осадочного чехла в южном направлении. С накоплением пород нижнеплатформенной формации связано заложение глубоких Терско-Каспийского, Восточно-Кубанского и Индоло-Кубанского прогибов. Положительные региональные палеоструктуры выделялись по примерно одинаковой мощности пород нижнеплатформенной формации (до 0,3 км). Значительную часть палеоструктуры Предкавказья занимало относительно плоское поднятие, охватывавшее современные Ставропольский, Ергенинский, Ростовский и Донецкий выступы фундамента. Это крупное палеоподнятие составляло восточную часть Прикарпатско-Ставропольского палеоструктурного массива, выделенного М. В. Муратовым (1948), которая была позднее названа Половецким сводом (Н. В. Безносков, В. И. Ермаков). Этот палеосвод был разделен узкой и вытянутой Керестинской ложбиной, заложеной вдоль Гудилова разлома, но несколько к северу от

Рис. 2. Карта мощности пород орогенных формаций Предкавказья

1 — изопакхты пород орогенных формаций; 2—3 — выходы на поверхность (на Кавказе): 2 — домайкопских пород, 3 — майкопских отложений; 4 — область развития диапиризма майкопских, ниже- и среднемиоценовых отложений

него, на Ставропольскую и Ергенинскую его части. Характерно, что почти параллельно Керестинской ложбине к юго-востоку от Ставропольского выступа был заложен глубокий Восточно-Кубанский прогиб. Очертания Ставропольского выступа были ориентированы почти под прямым углом к оси Восточно-Кубанского прогиба (по линии Невинномысск — Арзгир).

В поздне меловую, палеоценовую и эоценовую эпохи накапливались породы, слагающие верхнеплатформенную формацию. Эта формация сложена карбонатными и карбонатно-терригенными породами. В восточной части Предкавказья (к востоку от линии Черкесск — Арзгир — Яшкуль) верхнеплатформенная формация сложена известняками, мергелями, реже глинами известковыми, а к западу от этой линии — алевролитами, песчаниками, глинами, часто известковыми, мергелями и известняками. Для пород верхнеплатформенной формации характерно значительное содержание глауконита. Общая мощность пород этой формации изменяется от 0,1—0,6 до 1,6—1,8 км, а максимальные мощности отмечаются в Западном Предкавказье.

Палеоструктура пород верхнеплатформенной формации существенно отличалась от палеоструктурного плана нижнеплатформенной формации. Так, по оси Индоло-Кубанского прогиба в структуре верхнеплатформенной формации прослеживался Шапсугский палеовал. Южная часть Восточно-Кубанского прогиба была втянута в общее относительное поднятие совместно со Ставропольским и Адыгейским выступами. Лишь палеоструктурные элементы Терско-Каспийского прогиба были в какой-то мере унаследованы. Во время накопления пород верхнеплатформенной формации были сформированы основные черты современной структуры подошвы чехла северо-запада Предкавказья (структуры Каневско-Березанского газоносного района, Ростовский выступ, Ейский прогиб и др.). Ростовский выступ был подчеркнут сформированным на северном его склоне Тузловским прогибом. Был заложен Песчанокопский прогиб, который разделил Ростовский и Ставропольский выступы фундамента. Сальский поперечный палеовал, который в общих чертах прослеживался ранее, во время накопления пород верхнеплатформенной формации приобрел характерные морфологические очертания, близкие к современным. Чрезвычайно важным явилось заложение Гудиловской впадины, которая в палеоструктуре орогенного этапа геологической истории чехла прослеживалась слабо. Во время накопления пород верхнеплатформенной формации произошла инверсия тектонических движений в пределах Бузгинского и Промысловского блоков кряжа Карпинского. Были сформированы основные черты Куберлинского вала, Зимовниковского и Гашунского прогибов. В Восточном Предкавказье палеоструктурный план верхнеплатформенной формации был слабо дифференцированным и не имел наклона в южном направлении.

В целом палеоструктура осадочного чехла к концу платформенного этапа, судя по суммарной мощности пород платформенных формаций, характеризовалась следующими особенностями (см. рис. 1). Морфология палеоструктуры краевых прогибов была аналогична структуре нижнеплатформенной формации. Причем морфология структуры Восточно-Кубанского прогиба была очень близкой к современной, построенной по подошве юрских отложений. Палеоструктурные элементы северо-запада Предкавказья, Ергеней и Гудиловской впадины морфологически были идентичны структуре верхнеплатформенной формации и были близки к морфологии современной структуры по подошве меловых отложений. Структурные элементы восточной части кряжа Карпинского были сходны с палеоструктурой нижнеплатформенной формации, но были более пологими и существенно отличались от современных. Одним из основных элементов палеоструктуры платформенного этапа геологического развития чехла Предкавказья являлся Ставропольско-Мектебский палеовал,

который по изопакхите 1,3 км (см. рис. 1) в плане представлял собой дугообразную структуру. Этот палеовал в современной структуре чехла Предкавказья не прослеживается.

Таким образом, многие палеоструктурные элементы чехла Предкавказья, выраженные в изопакхитах суммарной мощности платформенных формаций, были морфологически уже близки к основным современным структурам, которые выделяются по подошве осадочного чехла.

ФОРМАЦИИ И ПАЛЕОСТРУКТУРА ЧЕХЛА ОРОГЕННОГО ЭТАПА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Перед накоплением пород орогенных формаций на значительной части Предкавказья произошел перерыв в осадконакоплении. Характерно, что в самом конце платформенного этапа геологического развития структуры чехла на северном крыле северо-западной части мегантиклинория Большого Кавказа произошла складчатость, что фиксируется моноклинальным налеганием пород орогенных формаций (к югу от Ахтырского разлома) на дислоцированные мезозойско-эоценовые отложения.

В орогенный этап геологического развития чехла произошло накопление мощных толщ отложений литологически совершенно иных (в том числе и по плотности), чем породы, слагающие платформенные формации. Основная часть разреза пород орогенных формаций представлена глиной, образующей, особенно в нижней части орогенной толщи, мощные пласты. Карбонатные породы имеют незначительное распространение и представлены невыдержанными по простиранию маломощными прослоями и линзами (подчиненно развиты в хадуме, среднем и верхнем миоцене, в нижнем плиоцене). Для верхней части разреза орогенной толщи большое значение приобретают пески, которые образуют местами мощные пласты, а также прослои и линзы гравия и гальки, реже валунов.

Толщу отложений, накопленных в орогенный этап геологического развития структуры чехла, можно подразделить на две крупные формации. Нижнюю — шлировую формацию или тонкую, морскую молассу (по В. Е. Хаину, 1950) и верхнюю — собственно молассовую формацию.

Породы, слагающие шлировую формацию, накапливались в ранне-орогенную (шлировую) стадию геологического развития структуры чехла Предкавказья (олигоцен — средний сармат) и имеют мощность от 0,3—0,8 до 1,8—2,2 км. Максимальная нормальная мощность пород шлировой формации достигает 4,0 км. Важность выделения шлировой формации вызывается, необходимо подчеркнуть ее отличие от собственно молассовой формации, а также и тем, что породы шлировой формации являются коррелятными геологическим процессам, приведшим к образованию крупнейших внутриматериковых альпийских впадин Средиземноморского пояса (например, Черноморской впадины, по М. В. Муратову).

Шлировая формация отчетливо подразделяется на две подформации — нижнюю (майкопскую) и верхнюю (средиземноморскую).

Майкопская подформация возникла в олигоцене и нижнем миоцене. Эта подформация представлена однородной в латеральном и вертикальном отношениях толщей, сложенной сероцветными глинами различных оттенков (до бурых и сиреневых) с подчиненными относительно маломощными линзами и прослоями песка и алевролита, невыдержанных по простиранию. В глинах отмечается наличие каравая сидерита и включений пирита. Средняя нормальная мощность пород майкопской подформации изменяется от 0,2—0,6 до 1,2—1,6 км. В разрезе осадочного чехла майкопская подформация четко обособлена, а общий облик пород этой подформации чрезвычайно выдержан по всему Предкавказью

и за его пределами. Породы майкопской подформации образуют единое геологическое тело, структура которого существенно отличается от палеоструктуры платформенных формаций.

Средиземноморская подформация латерально однородна и представлена глинами, преимущественно некарбонатными, с прослоями алевролитов, песка и реже с подчиненными маломощными прослоями мергелей и известняков. Из карбонатных пород регионально развит только пласт мергелей мамыского горизонта среднего сармата. Средняя мощность пород средиземноморской подформации изменяется от 0,2—0,4 до 0,7—0,8 км. Породы этой подформации накапливались в среднем и позднем миоцене (тарханско-среднесарматское время). Между породами майкопской и средиземноморской подформации на значительной части Предкавказья отмечается существенный разрыв, а в Ергенях — несогласное залегание. В распространении пород, слагающих средиземноморскую подформацию, впервые стал четко выделяться край Карпинского, в пределах которого накапливались маломощные толщи миоцена.

Во время накопления пород шлировой формации происходило дальнейшее формирование краевых прогибов. Особенно интенсивно формировался Индоло-Кубанский прогиб, имевший относительно плоское днище. Субмеридиональный раннеплатформенный Восточно-Кубанский прогиб не прослеживался в распределении мощности пород шлировой формации. На месте этого субмеридионального прогиба был сформирован субширотный шлировый Беломечетский прогиб. Менее отчетливо в мощности пород шлировой формации прослеживался Терско-Каспийский прогиб. Палеоструктура шлировой формации Западного Предкавказья представляла собой обширную моноклинали, включавшую и Ростовский выступ. Антиклинальные элементы платформенного этапа геологического развития чехла в палеоструктуре этой моноклинали фиксировались в виде ступеней. В структуре пород шлировой формации впервые стала прослеживаться Азово-Кубанская впадина.

В пределах края Карпинского современные структурные элементы подошвы осадочного чехла отчетливо прослеживались в мощности пород шлировой формации, что свидетельствует о конседиментационном развитии этих элементов. Характерным было возникновение вдоль Гудиловского и Чолонхамурского разломов фундамента крутых конседиментационных флексур. Ставропольский выступ фундамента не выражался в мощности пород шлировой формации. Северной части этого выступа отвечала лишь палеоструктурная терраса, имевшая уклон в южном направлении. В Восточном Предкавказье был заложен обширный субширотный шлировый прогиб с относительно плоским днищем, осложненным Чернолесской впадиной и плоским Ногайским поднятием. Этот прогиб в мощности пород шлировой формации оконтуривается по изопакхите 1,6 км.

В предпозднесарматское время и в период накопления пород моласовой формации (верхний сармат—антропоген) на значительной части Предкавказья отмечались перерывы в осадконакоплении, в том числе и в пределах краевых прогибов. Наиболее интенсивный разрыв произошел в Восточном Предкавказье в среднем плиоцене, где на значительной площади были размыты верхнесарматско-понтические отложения и сильно денудированы тортонско-сарматские, а к северу от р. Кумы — и майкопские отложения. Мощная акчагыльско-плейстоценовая толща, составляющая основную часть моласовой формации Восточного Предкавказья, залегает на подстилающих породах с некоторым угловым несогласием. В пределах Терско-Каспийского прогиба в верхней части сарматского яруса развита мощная толща субкавалыных отложений с наземной и пресноводной конхилиофауной. Интенсивный разрыв вдоль оси этого прогиба происходил в послепонтическое время,

на что указывают залегающие на сильноденудированных мезотических отложениях среднеплиоценовые желто-бурые суглинки и песчаники с галькой кристаллических пород (терская свита).

В пределах Индоло-Кубанского прогиба отмечался незначительный предмолассовый размыв, что фиксируется наличием по разрезам ряда скважин мелких глинистых галек в основании верхнесарматских отложений. В целом в пределах Индоло-Кубанского прогиба накопление молассы происходило без существенного перерыва в осадконакоплении на протяжении позднего сармата—среднего плиоцена. Морские отложения акчагыльского и апшеронского ярусов и плейстоцена не имеют большого значения в строении молассы Западного Предкавказья, так как развиты лишь вдоль побережья Азовского моря и достигают суммарной мощности 0,1—0,2 км. В целом в Предкавказье моласса сложена преимущественно песком, глиной и суглинком, в основном морского и субаквального происхождения. Среди пород молассы галечники развиты вдоль предгорий, начиная с сарматского времени.

На юге Центрального Предкавказья характерно почти полное отсутствие пород молассовой формации, за исключением галечников абразионных поверхностей и речных долин, а также маломощных суглинков. В этой части Предкавказья отмечается широкое развитие выходов на поверхность пород шлировой формации. На севере Центрального Предкавказья развиты мощные (до 100—120 м) толщи субаквальных пород армавирской и печенезской свит, в основании которых залегают сильно размытые верхнесарматско-понтические отложения.

В структуре молассовой формации более четко фиксировалась асимметрия Азово-Кубанской впадины и стала проследиваться Терско-Кумская впадина, которые имели отлогие северные и крутые южные борта. Характерно, что если палеоструктурные планы шлировой и молассовой формаций Западного Предкавказья в общих чертах были близки между собой, то в Восточном Предкавказье на месте обширного субширотного шлирового прогиба (по изопахите 1,6 км) в период накопления молассы возникла моноклираль северного крыла Терско-Кумской впадины. В палеоструктуре этой моноклинали не прослеживались Чернолесская впадина и Мектебское поднятие. В пределах южной части Центрального Предкавказья во время формирования моласс отмечались интенсивные восходящие тектонические движения, в результате которых был сформирован современный структурный план осадочного чехла. На севере Ставропольского выступа и в Ергенях основные черты современной структуры чехла были сформированы в предбакинское время. В период накопления молассы произошло разделение кряжа Карпинского на относительно приподнятую (Ергенинскую) и опущенную (Прикаспийскую) части, что находит свое отражение в гипсометрии подошвы осадочного чехла. Аналогичное разделение кряжа Карпинского отмечалось и для палеоструктуры нижнеплатформенной формации.

Структура орогенных формаций резко отличается от палеоструктуры платформенных формаций (см. рис. 1, 2) и является в основном наложенной. Сравнительный анализ палеоструктур платформенных и орогенных формаций с современной структурой подошвы осадочного чехла, верхнемеловых и олигоценых отложений, а также мергелей мамынского горизонта сарматского яруса позволил выявить геологическое время заложения и завершения формирования основных черт морфологии современного структурного плана осадочного чехла Предкавказья.

Современная структура меловых отложений Западного Предкавказья начала формироваться в раннем мелу, а основные ее черты были сформированы во время накопления пород верхнеплатформенной формации. Морфологические особенности современных структурных элементов

подошвы осадочного чехла Центрального Предкавказья и Ергеней прослеживались уже в палеоструктуре отложений верхнего мела, а завершение формирования их основных черт произошло в период накопления моласс, причем на фоне восходящих постседиментационных тектонических движений. В восточной части кряжа Карпинского морфологические черты современной структуры меловых отложений и подошвы осадочного чехла были сформированы в период накопления пород орогенных формаций и существенно отличаются от палеоструктуры нижнеплатформенной формации. Современные черты основных структурных элементов Восточного Предкавказья по юрским отложениям были заложены во время накопления нижнеплатформенной формации и завершили свое формирование в процессе накопления пород молассовой формации.

Главные морфологические черты современной структуры краевых прогибов Предкавказья (по подошве юрских отложений) были сформированы во время накопления пород: шлировой (Индоло-Кубанский прогиб), нижнеплатформенной (Восточно-Кубанский прогиб) и молассовой (Терско-Каспийский прогиб) формаций.

Литература

- Белоусов В. В.* Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования.— Тр. ЦНИГРИ, 1938—1940, вып. 108, 121, 126.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Гостоптехиздат, 1954.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е.* Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963.
- Муратов М. В.* Основные этапы тектонического развития Причерноморья и генетические типы структурных элементов земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5.
- Муратов М. В.* Основные черты строения и развития Альпийской складчатой области.— В кн.: Тектоника Европы (объяснительная записка к международной тектонической карте Европы масштаба 1 : 2 500 000). М., «Недра»,—«Наука», 1964.
- Муратов М. В., Цейслер В. М.* Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 43, № 5.
- Хаин В. Е.* Геотектоническое развитие Юго-Восточного Кавказа.— Баку, Азнефтеиздат, 1950.
- Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Херасков Н. П.* Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.
- Цейслер В. М.* Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М., «Наука», 1977.

Союзгазгеофизика
Москва

Статья поступила
3 декабря 1979 г.

УДК 551.352.2(470.67)

А. А. БАЙКОВ, И. В. ГОЛИКОВ-ЗАВОЛЖЕНСКИЙ,
В. И. СЕДЛЕЦКИЙ

О ПОПЕРЕЧНЫХ СТРУКТУРАХ ИЗВЕСТНЯКОВОГО ДАГЕСТАНА (ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ)

Устанавливается широкое развитие на территории Известнякового Дагестана (альпийская складчатая область) поперечных к современной складчатости, слабо выраженных по сравнению с ней разломов и блоков. Показано, что они имеют длительную историю развития. Учет поперечных структур позволяет составить более правильное представление о тектонике и металлогении региона.

В пределах складчатых областей новейшей активизации существуют поперечные структуры (разломы, относительно приподнятые или опущенные блоки), обычно выраженных с гораздо меньшей четкостью, чем современные тектонические элементы преобладающего простиранья, хотя их развитие охватывает большой временной интервал. Такие структуры разного масштаба характерны для любой складчатой системы независимо от ее возраста.

На территории Восточного Кавказа, относящегося к альпийской складчатой области, выделяются поперечные поднятия Аргунское и Дагестанский клин (Милановский, Хаин, 1963; Романов, 1968, и др.). Антикавказские относительно приподнятые и опущенные блоки, раздельные разломами, вероятно, глубокого заложения, усложняют тектоническое строение Юго-Восточного Дагестана (Резников, Тарасюк, 1972). Поперечные перегибы и зоны разломов давно известны также в структуре Центрального и Юго-Восточного Кавказа (Хаин, Ломизе, 1961; Вихерт и др., 1966, и др.).

Известняковый Дагестан захватывает большую часть Дагестанского клина (или выступа), в пределах которого на дневную поверхность широкой полосой выведены карбонатные породы позднеюрско-ранне-мелового возраста. Геологическое строение этого района характеризуется многими исследователями, однако поперечная тектоническая зональность, усложняющая его современный структурный план, специально не рассматривалась и остается слабо изученной. Поперечным структурам на его территории уделялось недостаточное внимание как при анализе складчатости альпийского тектогенеза и особенностей формирования мезозойско-кайнозойских осадочных толщ, так и при решении проблем металлогении региона. Поэтому время заложения поперечных структур и их роль на отдельных этапах геологического развития освещены недостаточно. Следует отметить, что во многих работах можно найти фактический материал, свидетельствующий о том, что здесь поперечные структуры, подобно иным тектоническим зонам Северного Кавказа, проявлялись длительное время. О существовании нижнемеловых поперечных поднятий Сулакского и Цудахарского (Цудахаро-Губденского) писали Т. А. Мордвилко (1962), М. П. Кудрявцев (1958), А. А. Сорский и В. Н. Шолпо (1962). Эти поднятия выразились в современной структуре как Сулакский и Губденский (Эльдамо-Кукур-

тауский) выступы¹, выделенные В. П. Ренгартеном, Д. В. Несмеяновым (1959) и другими исследователями. Т. А. Мордвилко считает, что поперечные движения, вызвавшие сокращение мощности и прочие изменения нижнемеловых разрезов над поднятиями, носили волновой характер. К настоящему времени на рассматриваемой территории кроме указанных поднятий намечены поперечные разломы: Андийско-Сулакский, Аварско-Сулакский и Гамриозенский, или Кусуро-Избербашский (Романов, 1968; Бунин, 1971), которые трассировались преимущественно по сейсмологическим данным.

Проведенные нами исследования и обобщение геологических материалов показывают, что в Известняковом Дагестане поперечные структуры распространены гораздо более широко и определяют многие особенности его развития. Еще раз подтверждая существование этих структур, мы попытались проследить их на протяжении геологической истории района, доступной расшифровке, что позволит составить более правильное представление о его тектонике.

В современной структуре северного крыла Восточного Кавказа, имеющего продольное ступенчатое строение, Известняковый Дагестан является частью внешней ступени, которая граничит с Терско-Каспийским передовым прогибом. В соответствии с представлениями М. В. Муратова и соавторов (Кравченко и др., 1973) осадочный чехол территории Восточного Кавказа как части альпийской складчатой области сложен геосинклинальным (триас—палеоген) и орогенным (миоцен—антропоген) альпийскими комплексами. Геосинклинальный комплекс разделяется на этажи: нижний (триас — средняя юра) и верхний (верхняя юра — палеоген). Верхний этаж делится на три подэтажа: нижний (верхняя юра — баррем), средний (апт — эоцен) и верхний (олигоцен). В пределах Известнякового Дагестана молассы орогенного комплекса почти не сохранились. По Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину (1963), эта область в поздней юре и в мел-палеогеновое время погружалась более интенсивно, чем сопредельные зоны. Как поперечное поднятие Дагестанский выступ сформировался к началу плиоцена в связи с общим воздыманием Большого Кавказа. Доальпийский фундамент рассматриваемой территории залегает на глубинах 2—3 км, мощность земной коры колеблется от 45 до 50 км (Сорский, 1966). Осадочные образования Известнякового Дагестана смяты в крупные складки коробчатого типа субкавказского (северо-западного) простирания, образующие выпуклую к северо-востоку дугу. Амплитуды складок достигают нескольких сотен метров. Сводовые части антиклиналей сложены ниже-среднеюрскими отложениями (терригенная толща, лейас — нижний бат, до 5000 м), крылья — несогласно лежащими на них верхнеюрскими (сульфатно-карбонатная толща, средний келловей — титон, до 700 м) и также несогласно перекрывающими юрский комплекс пород нижнемеловыми карбонатными (берриас—готерив, 110—460 м) и терригенными (баррем—альб, 360—600 м) отложениями. В ядрах синклиналей обнажаются породы позднемелового (500—1250 м), редко палеогенового и миоценового возраста. Отсутствие (частичное или полное) верхнеюрских отложений в региональном плане сопровождается угловыми и азимутальными несогласиями. Мезозойские образования испытывают наклон к северо-востоку, где вдоль Варандинско-Касумкентского глубинного разлома они погружаются под мощную толщу осадков кайнозоя.

Система складок субкавказского простирания Известнякового Дагестана осложнена поперечными структурами, которые замаскированы

¹ Губденский (Эльдамо-Кукуртауский) выступ, являющийся северо-восточным продолжением Дагестанского клина, располагается за пределами Известнякового Дагестана, в Терско-Каспийском передовом прогибе.

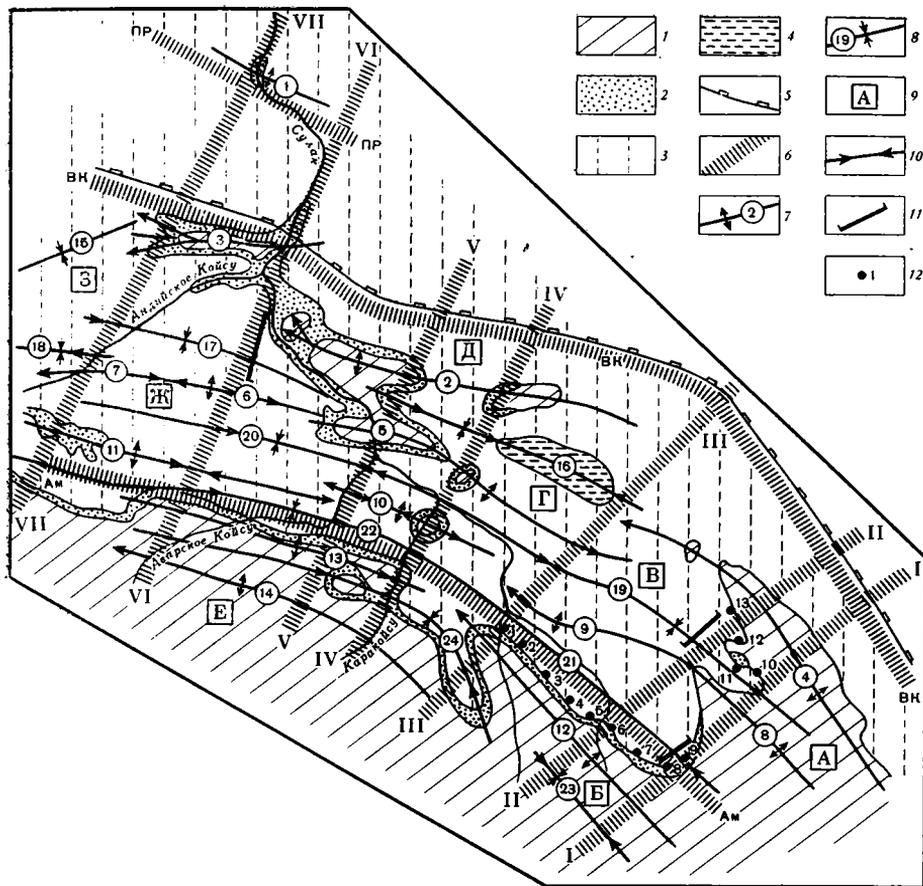


Рис. 1. Тектоническая схема Известнякового Дагестана

1—4 — выходы отложений: 1 — нижней и средней юры, 2 — верхней юры, 3 — нижнего мела — эоцена, 4 — олигоцена; 5 — северо-восточная граница горноскладчатых сооружений Дагестана; 6 — глубинные разломы (Ам—Ашагимахинский, Вк — Варандинско-Касумкентский, Пр — Предгорный, I — Гамриозеньский, II — Гапшима-Урахинский, III — Цудахар-Левашинский, IV — Каракойсу-Гунибский, V — Аварско-Буйнакский, VI — Аварско-Сулакский, VII — Андийско-Сулакский); 7 — антиклинальные складки (1 — Хадумская, 2 — Кадаро-Ирганайская, 3 — Салатауская, 4 — Мугринская, 5 — Араканская, 6 — Арак-Меэрская, 7 — Тлох-Ансалтинская, 8 — Дейбукская, 9 — Айлитимахинская, 10 — Гергебильская, 11 — Хунзахская, 12 — Уллучаринская, 13 — Хиндахская, 14 — Ругуджинская); 8 — синклинальные складки (15 — Цилитльская, 16 — Урминская, 17 — Бетглийская, 18 — Кильдир-Меэрская, 19 — Ходжалмахинская, 20 — Буцринская, 21 — Акушинская, 22 — Мурадинская, 23 — Шунудагская, 24 — Гунибская); 9 — блоки-ступени фундамента и осадочного чехла (А — Уркарахский, Б — Мулебкинский, В — Левашинский, Г — Цудахарский, Д — Гунибский, Е — Хунзахский, Ж — Харахинский, З — Ботлихский); 10 — резкие ундуляции шарниров складок; 11 — прямоугольные контуры выходов отложений в центриклиналиях складок; 12 — местоположение разрезов, приведенных на рис. 2

позднеальпийской складчатостью и выражены в осадочном чехле гораздо слабее. К поперечным структурам нами относятся антикавказские разломы (с юго-востока на северо-запад): Гамриозеньский, Гапшима-Урахинский, Цудахар-Левашинский, Каракойсу-Гунибский, Аварско-Буйнакский, Аварско-Сулакский, Андийско-Сулакский, большинство которых устанавливается впервые, и разобщенные этими разломами блоки: Уркарахский, Мулебкинский, Левашинский, Цудахарский, Гунибский, Хунзахский, Харахинский и Ботлихский (рис. 1).

Антикавказская структурная зональность обнаруживается в современном тектоническом плане Известнякового Дагестана по изменению простираний складок, кулисообразному их расположению относительно друг друга, раздробленности периклиналей, ундуляции шарниров, повышенной трещиноватости пород, резкому сужению синклиналей, разрывным нарушениям. Эти явления наблюдаются преимущественно вдоль разломов северо-восточной ориентировки и краевых частей разобщенных ими блоков. Для таких зон свойственно сочетание ряда перечисленных признаков структурного контроля. Зоны разломов трассируются также по резкому колебанию мощности и состава пород, их постседиментационным преобразованиям, взаимоотношению нижнемеловых пород с подстилающими юрскими горизонтами и другим признакам. Они находят закономерное выражение в рисунке гидросети. Учитывая мощность осадочного чехла, консолидированной коры, глубину очагов землетрясений (до 150 км, Бунин, 1971), длительность существования, все перечисленные разломы отнесены нами к глубинным. По характеру развития в мезозое—кайнозое разломы, по-видимому, являются непрерывно-консидиментационными. Блоки разделены на две группы: ширина сравнительно узких Мулебкинского и Гунибского блоков составляет 9—12 км, остальных более крупных — от 13 до 24 км. Разломы имеют простирание юго-запад — северо-восток, 30—45°. Они прослеживаются далеко за пределами рассматриваемой территории, уходя в Терско-Каспийский передовой прогиб¹ и область складок Главного Кавказского хребта.

История развития структур Известнякового Дагестана анализировалась во многих работах, но внимание исследователей привлекала главным образом продольная тектоническая дифференциация рассматриваемой территории на зоны относительных поднятий и прогибов (Криволицкий, 1954; Несмеянов, 1959; Сорский, Шолпо, 1962, и др.). Возраст разрывных нарушений обычно принимался как неогеновый, соответственно этапу формирования орогена Большого Кавказа. Полученные нами данные, а также имеющиеся материалы свидетельствуют о длительном развитии в процессе осадконакопления и антикавказских структур. В отдельные моменты геологической истории поперечные движения отличались разной степенью интенсивности, поэтому они фиксируются в геологическом разрезе осадочного чехла и структурных формах соответственно с различной четкостью, устанавливаясь иногда с большим трудом.

Характер подвижек блоков северо-восточной ориентировки для юрского периода (кроме поздней юры) и более ранней истории района неясен. Остается нерешенным и вопрос о времени заложения поперечных разломов. Так как для герцинских структур Кавказа и Предкавказья характерна субширотная тектоническая зональность, можно предположить, что поперечные разломы являются отражением более древнего, возможно, докембрийского структурного плана. Самостоятельных складчатых форм, присущих только нижнему этажу ($T-I_2$) геосинклинального комплекса, на большей части территории Известнякового Дагестана обнаружить не удалось. Исключением являются Мугринская, Дейбукская, Кадарская, Ирганайская и Гимрийская антиклинали, в пределах которых среднеюрские и вышележащие образования залегают несогласно. Присутствие верхнеюрских пород верхнего этажа (I_3-Pg) на территории Мугринской складки, установленное нами близ с. Герх-Махи, противоречит мнению исследователей, считающих, что

¹ В Терско-Каспийском прогибе М. Н. Смирновой и др. (1972), по данным гравиметрии, магнитометрии и сейсморазведки, прослежены поперечные разломы Гамриозенский, а также Карабудахкентский и Аграханский, являющиеся, по-видимому, северо-восточным продолжением соответственно Цудахар-Левашинского и Андийско-Сулакского разломов.

здесь стратиграфический перерыв охватывал всю позднюю юру (Криво-луцкий, 1954; Несмеянов, 1959, и др.). Очевидно, предкелловейские подвижки вызвали общий подъем территории Восточного Кавказа, выразившийся в отсутствии осадков верхнего бата, не исключаяющий возникновение и складчато-разрывных деформаций. Д. В. Несмеянов (1959) считал, что в предкелловейскую фазу складчатости были сформированы складки Дейбукская и Мугринская.

Формирование верхнего этажа (I_3 —Pg) геосинклинального комплекса происходило при тектонической дифференциации территории, обнаруживающейся в проявлении «кавказских» и «антикавказских» структурных линий. Изменение литологического состава и мощности отложений верхнего келловей — оксфорда в общем имеет «субкавказскую» подчиненность (Алиев, Магомедов, 1972), но зона наибольших градиентов мощности пород этого возраста совпадает с Каракойсу-Гунибским разломом. Мощность отложений верхнего келловей — оксфорда достигла максимума на площади Харахинского блока, где изопакиты приобретают антикавказскую ориентировку. В позднекелловей-оксфордское время Уркарахский, Мулебкинский, Левашинский и Цудахарский блоки были объединены в поперечную зону поднятия, а блоки, располагающиеся к северо-западу, оказались резко опущенными. Мощности кимеридж-титонских отложений здесь неполные из-за предмелового размыва.

Положение поперечных структур относительно друг друга устанавливается более детально на рубеже юры и мела. Широкое развитие юрских и нижнемеловых пород, размыв между ними, возможность изучения зоны контакта этих отложений по простирацию антиклиналей практически непрерывно на протяжении многих километров позволили установить относительную гипсометрию предмеловой поверхности блоков, так как верхнеюрские отложения срезаны до различных стратиграфических горизонтов или вообще отсутствуют (рис. 1, 2). Блоки предмелового субстрата располагались на различном гипсометрическом уровне, ступенчато погружаясь на северо-запад и юго-восток от Левашинского блока. Подвижки блоков не сопровождалась появлением в верхнеюрской толще разрывных нарушений, трассирующих разломы фундамента, которые ограничивают эти блоки. Над ступенеобразующими разломами произошло изгибание пластов верхней юры, например вдоль Гапшима-Урахинского разлома по р. Акуша. Сложное блоковое строение позднеюрской поверхности отразилось в степени сохранности от предмелового размыва юрских образований и в особенностях распределения осадков и мощностей прежде всего берриас(?)-валанжинского времени. Так, гипсоносная толща кимеридж-титона, широко распространенная к северо-западу от Аварско-Буйнакского разлома, юго-восточнее от него почти не сохранилась. Незначительные по мощности выходы гипсов известны только на площади Гунибской ступени. Далее к востоку (Уркарахская ступень, северная часть Мулебкинской и Левашинской ступеней) верхнеюрские отложения обнаруживаются лишь в узких грабенах домелового возраста (Мугринская антиклиналь), но затем появляются в Предгорном и Южном Дагестане. Если превышение поверхности сопряженных блоков относительно друг друга в предмеловое время составляло десятки или первые сотни метров, то разница в гипсометрии Левашинского и Ботлихского блоков достигла 300—400 м.

При сопоставлении разрезов берриас(?)-валанжина видно, что на фоне «субкавказских» структур, определяющих региональный план осадконакопления (Леонов, Логинова, 1956; Кудрявцев, 1958; Алиев, Магомедов, 1972), существенная роль принадлежит разломам и блокам антикавказской ориентировки. Наиболее резко разрезы берриас(?)-валанжинских пород изменчивы в пределах высоко приподнятых Мулеб-

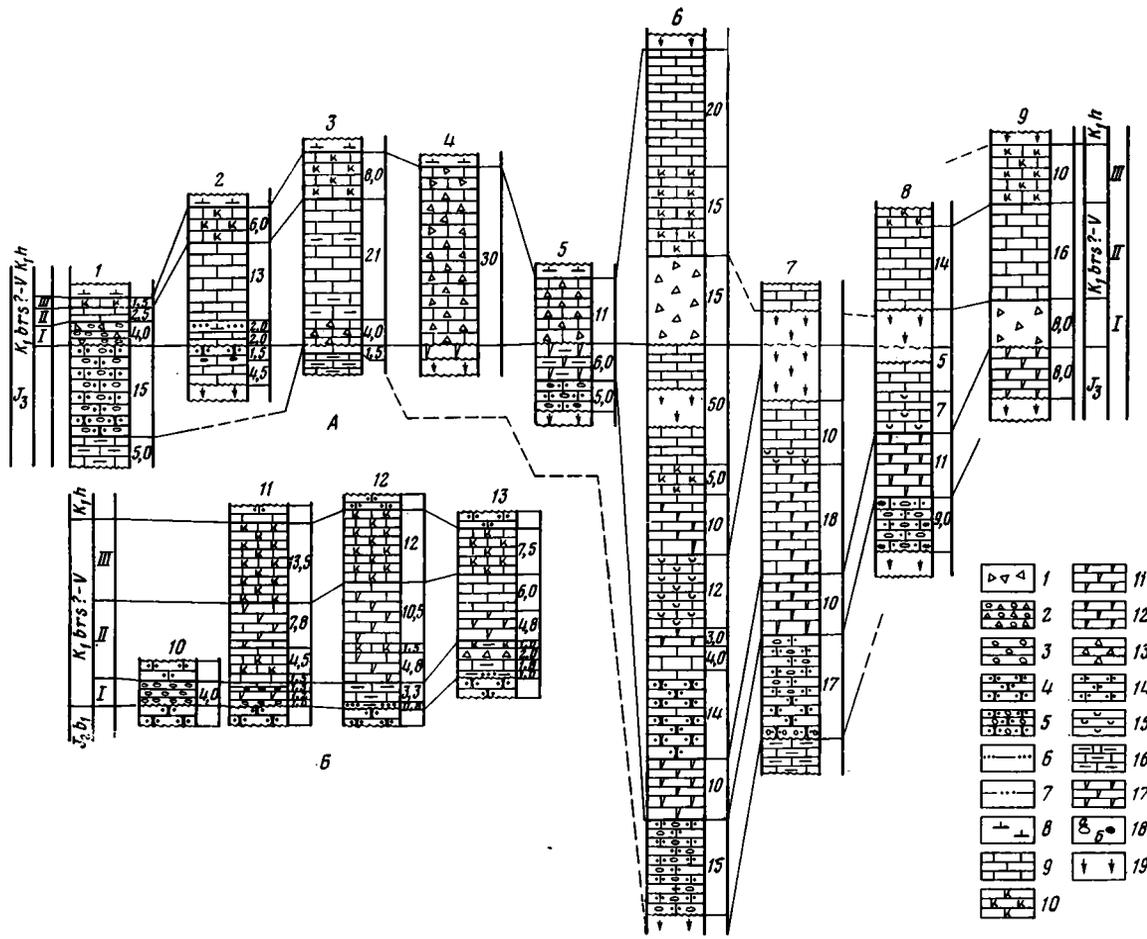


Рис. 2. Сопоставление разрезов юрских — берриас(?)—валанжинских отложений (А — Улучаринская антиклиналь; Б — Мугринская антиклиналь)

1 — брекчии; 2 — конгломератобрекчии; 3 — конгломераты; 4 — песчаники; 5 — песчаники гравийно-галечниковые; 6 — алевролиты глинистые; 7 — глины алевроитовые; 8 — глины карбонатные; 9 — известняки; 10 — кремнеподобные, 11 — мелкозернистые, 12 — крупнозернистые, 13 — обломочные, 14 — песчаные, 15 — детритовые, 16 — глинистые, 17 — доломитизированные; 18 — стяжения (а — карбонатные, б — кремнистые); 19 — интервалы разреза, перекрытые делювием

жинского и Левашинского блоков, где они последовательно изучались нами в крыльях Уллучаринской, Дейбукской и Мугринской антиклиналей (см. рис. 1, 2) и где они разделяются на три пачки. Пачка I (нижняя) представлена глинами, глинистыми пелитоморфными известняками, брекчиями, конгломератами, кластическими известняками (до 15 м). Пачку II образуют светло-серые слабоглинистые пелитоморфные известняки (2,5—21,0 м), пачку III — крепкие (кремнеподобные) коричневатого-серые пелитоморфные известняки (1,5—12,5 м). В зоне Цудахар-Левашинского и Гапшима-Урахинского разломов разрезы берриас(?)-валанжина иногда полностью сложены конгломератами, брекчиями или кластическими известняками.

Литологический состав пачек и их мощность изменяются по простиранию складок, т. е. вкрест простирания антикавказских структур. В северо-восточном крыле Уллучаринской антиклинали, у замыкания Акушинской синклинали, пачка I представлена брекчий пелитоморфных известняков (8—10 м). Выше следуют светло-серые известняки пачки II и крепкие коричневатого-серые известняки пачки III. В северо-западном направлении, к р. Акуша (Гапшима-Урахинскому разлому) трехчленность разрезов берриас(?) - валанжина сохраняется, но брекчии переходят в кластические известняки, содержащие в нижней части гравий кремнистых стяжений и кварца. При этом пачка I залегает на все более молодых горизонтах верхней юры. В правом борту р. Акуша пачка I представлена грубообломочной брекчий (около 15 м), состоящей из обломков известняков и песчаников. Выше наблюдается переслаивание известняков светло-серых и коричневатого-серых (15 м), которые перекрыты пелитоморфными светло-серыми известняками (около 20 м). Разрез сохранившихся здесь после предмелового размыва верхнеюрских отложений наиболее полный, мощность его достигает 110—120 м. В левом борту долины р. Акуша берриас(?) - валанжинские отложения представлены брекчиями и кремнеподобными известняками. Пелитоморфные светло-серые разности образуют пласты внутри крепких известняков или самостоятельную пачку. Далее на северо-запад от р. Акуша разрез берриас(?) - валанжина сложен только кластическими известняками (11—30 м), которые залегают на нижних горизонтах верхнеюрской толщи, но затем он снова распадается на три пачки: I — кластических известняков (4 м), II — светло-серых пелитоморфных известняков (22—24 м) и III — кремнеподобных известняков (8 м). К центральной части Левашинского блока кластические известняки пачки I переходят в пелитоморфные, не отличающиеся от известняков пачки II, и разрез становится двучленным.

В зоне Цудахар-Левашинского разлома близ долины р. Казикумухское Койсу берриас(?) - валанжинские отложения снова состоят из трех пачек, но резко сокращенной мощности: I — конгломерато-брекчий (4 м) вместе с перекрывающими их кластическими известняками (3,5 м), II — светло-серых известняков (2,5 м), III — кремнеподобных известняков (1,5 м). Следует отметить, что по Гапшима-Урахинскому разлому в юго-западном крыле Мугринской антиклинали пачка I, представленная глинистыми известняками, алевролитами, глинами, содержит подводно-оползневые брекчии. На территории Дейбукской антиклинали, в зоне Гамриозеньского разлома, эти отложения сменяются кластическими известняками и конгломерато-брекчиями.

К западу от Цудахарского блока принципиальных изменений в общем строении разрезов берриас(?) - валанжина не происходит, хотя мощности их подвержены значительным колебаниям. По Каракойсу-Гунибскому разлому широко развиты брекчии (до 15 м, пачка I) пелитоморфных известняков (Араканская, Гергебильская антиклинали).

При анализе мощности и распространения сохранившихся от предмелового размыва верхнеюрских отложений, строения разрезов берри-

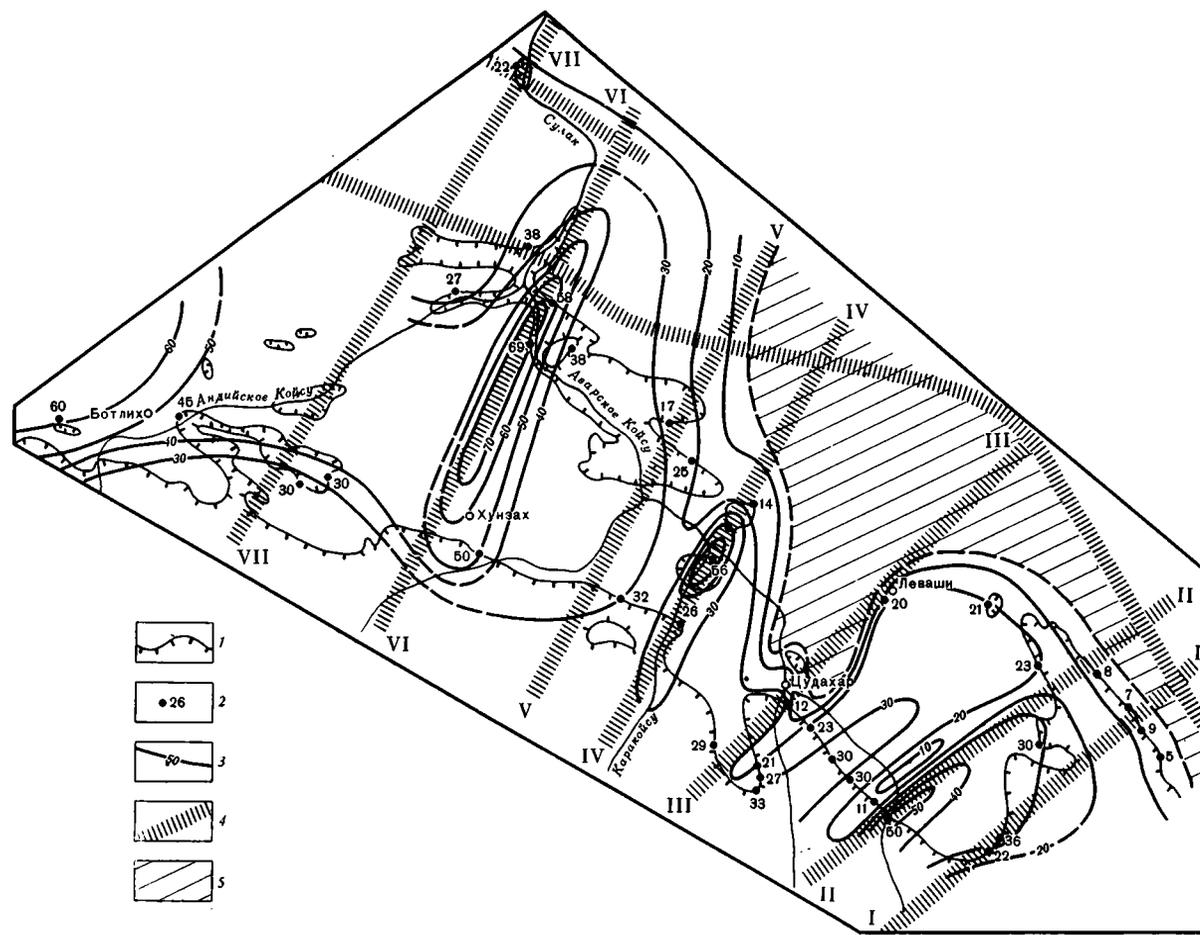


Рис. 3. Схематическая карта мощностей берриас(?) - валанжинских отложений (использованы данные М. П. Кудрявцева, И. Ф. Пустовалова, В. П. Ренгартена)

1 — область современного распространения берриас(?) - валанжинских отложений (бергштрихи направлены в сторону выходов пород средней — верхней юры); 2 — местоположение разрывов, их мощность, м; 3 — линии равных мощностей, м; 4 — зоны разломов; 5 — область отсутствия осадочно-накопления в берриас(?) - валанжинское время

ас(?))-валанжина и мощности пород этого времени (рис. 3) устанавливается следующее положение тектонических блоков. Мулебкинская ступень и опущенная по сравнению с ней Уркарахская ступень имели наклон к западу — северо-западу, а их северо-восточный край, судя по глубине среза юрских пород, был приподнят выше юго-западного почти на 150 м. Здесь верхнеюрские отложения полностью уничтожены, и пачка I берриас(?))-валанжина переходит на песчаники нижнего бата. К южной части Мулебкинской ступени мощность толщи берриас(?))-валанжина увеличивается от 20 до 30—40 м, причем она залегает на все более молодых горизонтах верхней юры. На площади Левашинского блока мощность берриас(?))-валанжина увеличивается к его центральной части от 10 до 30 м, наиболее, однако, приподнятой к концу верхней юры. Вблизи ограничивающих эту ступень Гапшима-Урахинского и Цудахар-Левашинского разломов пачка I обычно представлена конгломерато-брекчиями или брекчиями и глинисто-песчаными известняками; иногда разрез берриас(?))-валанжина полностью сложен кластическими известняками. Левашинский блок к началу мелового периода был максимально приподнят по сравнению с остальными ступенями.

В предмеловое время Цудахарский и Гунибский блоки располагались на 50—60 м ниже Левашинского. Для северной части Цудахарского блока, подобно Уркарахскому блоку и северо-восточной половине Мулебкинского блока, характерен полный разрыв верхнеюрских пород, которые появляются по простиранию Ирганайской складки на площади смежного Гунибского блока. Еще ниже находился Хунзахский блок. Если в восточной части Араканской складки (Гунибский блок) берриас(?))-валанжинские отложения подстилаются мелкокристаллическими известняками (около 50 м) келловой-оксфорда, то в западной половине этой складки (Хунзахский блок) берриас(?))-валанжинские отложения переходят на мощную (50—60 м) гипсоносную толщу титонского яруса, т. е. в предмеловое время Хунзахский блок был опущен сравнительно с Гунибским на 50—60 м. Наиболее глубоко оказались погружены Харахинский и Ботлихский блоки с полными разрезами верхней юры.

В общем к началу мелового периода Уркарахский, Мулебкинский, Левашинский и Цудахарский блоки с наиболее приподнятым из них Левашинским блоком сохранили относительно высокое гипсометрическое положение в тектонической структуре Известнякового Дагестана. Они оставались приподнятыми и в берриас(?))-валанжине. Судя по отсутствию берриас(?))-валанжинских отложений в своде Ирганайской антиклинали и Айлитимахинской складки, на ее пересечении Цудахар-Левашинским разломом у с. Аметеркмахи, самым приподнятым оказался Цудахарский блок. Наряду с изменениями состава этих отложений для большинства разобщающих блоки разломов — Гепшима-Урахинского, Цудахар-Левашинского, Каракойсу-Гунибского, Аварско-Сулакского — характерны полосовые зоны резкого увеличения или уменьшения их мощности, захватывающие приразломную часть сопрягающихся блоков. Над блоками мощность берриас(?))-валанжина составляет 20—40 м, в приразломных зонах она достигает 60—80 м или сокращается вплоть до полного выклинивания (см. рис. 3).

Таким образом, на рубеже поздней юры и раннего мела в пределах Известнякового Дагестана произошли значительные по размаху тектонические подвижки, обусловившие особенности залегания и полноту разрезов пород верхней юры, что позволяет разделить нижний подэтаж (J_3 — K_1b) альпийского геосинклинального комплекса на верхнеюрскую и раннемеловую структурные ступени (термин М. В. Муратова, см. Кравченко и др., 1973). Тектонические деформации носили, по-видимому, преимущественно блоковый характер. Верхнеюрской ступени присущи самостоятельные структурные формы. В результате подвижек антикавказских блоков в зоне их сочленения образовались изгибы пла-

стов юрского возраста. В единичных случаях установлены разрывные нарушения, прослеживающиеся только до кровли верхнеюрских пород. Они простираются на северо-запад (300—320°) и северо-восток (25°).

Антикавказские тектонические блоки проявились в процессе дальнейшего накопления осадков позднего мезозоя как полосы их большей или меньшей мощности, которые накладываются на относительно приподнятые или прогнутые зоны, в общем соответствующие современным антиклиналям и синклиналям. О поперечной дифференциации ложа раннемелового бассейна, обусловившей «распадение крупных зон прогибания на отдельные овалы», писали А. А. Сорский и В. Н. Шолпо (1962, стр. 159), не указывая, однако, вызвавших ее причин. Имеющие-

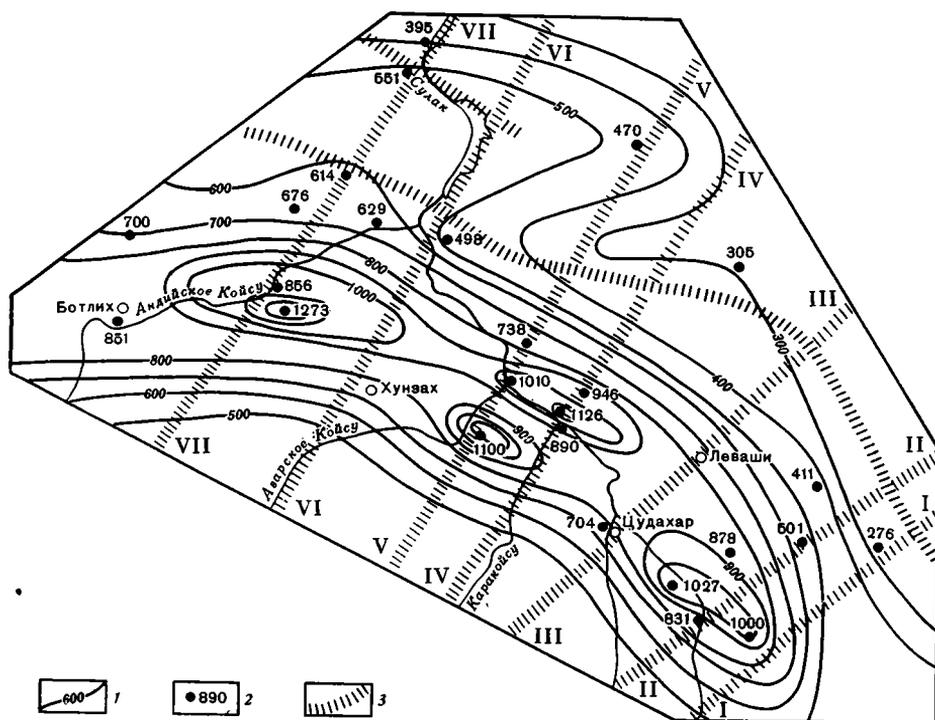


Рис. 4. Суммарные мощности отложений нижнего мела (по Сорскому и Шолпо, 1962, с дополнениями)

1 — изопахиты; 2 — точки замеров мощностей; 3 — разломы (названия разломов см. на рис. 1)

ся схемы распределения мощности отложений нижнего мела территории Восточного Кавказа (Мордвилко, 1962; Несмеянов, 1959; Сорский, Шолпо, 1962, и др.) свидетельствуют о резком погружении крупного мегаблока между Гамриозеньским и Андийско-Сулакским разломами, на фоне которого выделяются поперечные блоки, приподнятые и опущенные (рис. 4). Наиболее высокое положение занимали Левашинский и Хунзахский блоки с мощностью нижнемеловых отложений до 1000 м, максимально опущенным оказался Харахинский блок, в пределах которого мощность пород этого возраста достигает почти 1300 м. Перепад мощности нижнего мела от овалов субкавказского прогибания к разделяющим их седловинам, по простиранию современной складчатости, колеблется от 200 до 350 м.

В позднемеловое время область максимального накопления осадков сместилась в Юго-Восточный Дагестан и к западу от Андийско-Сулак-

ского разлома, где мощность верхнемеловых толщ соответственно достигает 1000 и 1300 м, а мегаблок между Гамриозенским и Андийско-Сулакским разломами занимал приподнятое положение. В его пределах наиболее высоко были подняты Цудахарский, Гунибский и Харахинский блоки, причем последний блок как поперечная структура выразился наиболее четко. По сравнению со смежными блоками на его территории перепад мощностей толщи верхнего мела превысил 300 м.

Взаиморасположение блоков в палеогеновое время, т. е. в конце геосинклинального этапа, и на орогенном этапе развития территории неясно из-за недостатка фактических данных. Судя по сокращению мощности третичных пород в районе Губденской складки, относящейся к Терско-Каспийскому прогибу и расположенной на продолжении Цудахарского блока, можно говорить о том, что вертикальная дифференциация блоков сохранилась.

Поперечные структуры представляют собой обязательный элемент тектонического плана складчатых поясов. Однако специфичность развития, особенно на орогенном этапе, когда эти структуры почти полностью маскируются ярко выраженной складчатостью общего простирания, во многом затрудняет их обнаружение и геологическую расшифровку. В этом смысле показателен Копетдаг, имеющий много общего с Северным Кавказом, но где поперечные структуры до сих пор остаются малоизвестными. Поразительно морфологическое сходство тектонических узлов Копетдаг — юго-западные виргации Копетдага и Гиссар — Юго-Западный Гиссар, что предполагает наличие длительно развивавшихся субширотных поперечных структур и в пределах Юго-Западного Копетдага.

Дальнейшее региональное и локальное изучение поперечных структур Известнякового Дагестана и всего Кавказа представляется совершенно необходимым, так как они вызывают интерес не только в георетическом, но и практическом аспектах. На Восточном Кавказе и в Юго-Западном Гиссаре, также относящемся к альпийскому складчатому поясу, с поперечными поднятиями и зонами разломов связаны эпигенетические месторождения и проявления целестина, серы, барита, флюорита, свинцово-цинковая, медная и ртутная минерализация, подземные воды зон разломов содержат литий, стронций, свинец и другие элементы. Существование поперечных структур должно учитываться при проведении поисков и разведки залежей нефти, газа, минеральных и пресных вод в мезозойско-кайнозойском комплексе Восточного Кавказа, Копетдага и сопредельных с ними регионов.

Литература

- Алиев А. Г., Магомедов А. М. Литология карбонатных отложений верхней юры и валанжина Дагестана и Северного Азербайджана. Баку, «ЭЛИМ», 1972.
- Бунин Г. Г. Роль блоковой тектоники в проявлении сейсмичности территории (на примере Дагестана). — Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 2.
- Вихерт А. В., Лебедева Н. Б., Башилов В. И. Типы, история и механизм образования складчатости Юго-Восточного Кавказа. М., «Недра», 1966.
- Кравченко К. Н., Муратов М. В., Вонгаз Л. В. и др. Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР. — Тр. ВНИГНИ, вып. 141, 1973.
- Криволицкий А. Е. Тектоническая характеристика области Известнякового Дагестана. — Тр. ВНИГНИ, вып. 4, 1954.
- Кудряцев М. П. Валанжин Дагестана. — Тр. Всес. н.-и. ин-та природных газов, вып. 4, 1958.
- Леонов Г. П., Логинова Г. А. Основные черты геологического развития Дагестана в эпоху верхней юры и валанжина. — Уч. зап. МГУ, вып. 176, 1956.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Очерки региональной геологии СССР, вып. 8. М., Изд-во МГУ, 1963.
- Мордвилко Т. А. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья, ч. II. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Несмеянов Д. В. Структурное развитие и нефтегазоносность передовых антиклинальных зон Дагестана. — В кн.: Геология и нефтегазоносность юга СССР. Дагестан. Л., Гостоптехиздат, 1959. (Тр. КЮГЭ, вып. 4).

- Резников В. И., Тарасюк Б. В.* Поперечные структуры в Юго-Восточном Дагестане.— Тр. по геологии и полезным ископаемым. Сев. Кавказ., вып. XIII, 1972.
- Романов Н. Т.* Тектоника. Восточный Кавказ.— В кн.: Геология СССР, т. IX, Сев. Кавказ, ч. 1. М., «Недра», 1968.
- Смирнова М. Н., Галин В. Л., Бражник В. М.* Глубинное строение Предгорного Дагестана в связи с перспективами нефтегазоносности.— Сов. геология, 1972, № 6.
- Сорский А. А.* Основные черты строения и развития Кавказа в связи с его глубинной структурой.— В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966.
- Сорский А. А., Шолпо В. Н.* История развития и механизм образования коробчатых складок Известнякового Дагестана.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Хаин В. Е., Ломизе М. Г.* Поперечные конседиментационные разломы на границе Центрального и Западного Кавказа и распределение фаций мезозоя и кайнозоя.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 4.

Ростовский государственный
университет

Статья поступила
24 октября 1978 г.



УДК 551.242.3(571.6)

П. В. ГУЛЯЕВ

**ОБ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ
В ЗОНЕ МЕЖДУ МОМСКИМ И АРГА-ТАССКИМ ХРЕБТАМИ
(СЕВЕРО-ВОСТОК СССР)**

Рассмотрены комплексы пород и их структурные формы, характеризующие процессы рифтообразования в девонское время на участке между Момским и Арга-Тасским хребтами. Имеющийся материал позволяет оспаривать выводы о наличии эвгеосинклинальных образований на данной площади, появившиеся в печати в последние годы.

Известно, что взгляды на тектонику Колымо-Индибирского между-речья весьма противоречивы. За последние годы НПО «Аэрогеология» и «Севморгео», СВКНИИ, ЯТГУ и другие организации проводят значительные исследования, включающие геологическую съемку, тематические, поисковые и другие виды работ. В результате освещены многие вопросы стратиграфии, магматизма, тектоники, полезных ископаемых, однако до сих пор проблема характера тектонического развития этого региона в палеозое и раннем мезозое не решена однозначно.

Одним из наиболее интересных участков является район между Момским и Арга-Тасским хребтами (рис. 1). Здесь в бассейне ручья Увязка описаны мощные толщи девонских вулканитов основного состава в ассоциации с кремнистыми породами и мелкими телами габбро и ультраосновных пород. А. К. Савосина и др. (1976), Л. М. Напатов и др. (1977) и др. эти образования рассматривают как офиолитовый комплекс, претерпевший впоследствии региональный метаморфизм, что по представлениям авторов является одним из доказательств отсутствия срединного Колымского массива и указывается на эвгеосинклинальные условия в девонское время.

Кроме того, В. М. Мерзляковым (1971) в Россошинской зоне выделялись эвгеосинклинальные образования ордовикского возраста. По причине спорности этих представлений в данной работе мы более подробно рассмотрим позднесилурийскую и девонскую историю развития, которые представляют наибольший интерес для решения этой проблемы.

**КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО СТРАТИГРАФИИ, МАГМАТИЗМУ
И МЕТАМОРФИЗМУ**

В связи с поставленной задачей обзор геологического строения дается для широкой площади от хр. Арга-Тас до восточных отрогов Момского, где в результате проведенной геологической съемки закартированы палеозойские и мезозойские образования.

По данным сотрудников «Аэрогеологии» А. С. Филиппова и С. Т. Ремизовой, здесь выделяются две структурно-фациальные зоны — Арга-Тасская и Момская, которые характеризуются различными разрезами. В Арга-Тасской зоне палеозойские образования не расчленяются, лишь к западу от хр. Арга-Тас прослежен изолированный разрез девонских вулканогенных образований, объединенных в увязкинскую толщу.

В Момской зоне палеозойские отложения по палеонтологическим данным подразделены на силурийские, девонские, каменноугольные и пермские, а по литологическим особенностям — на толщи и свиты; выделяются и раннемезозойские образования. Эти образования для наглядности сведены в стратиграфические колонки соответственно по зонам (рис. 2).

Поскольку многие из выделенных подразделений достаточно хорошо освещены в литературе, ниже остановимся лишь на особенностях вещественного состава палеозойско-раннемезозойского комплекса пород.

Верхний силур. К верхнему силуру отнесена толща, объединяющая

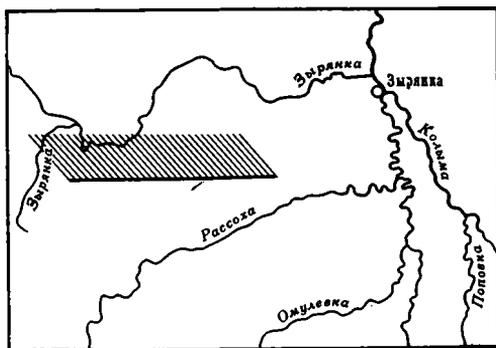


Рис. 1. Местоположение описываемого района (заштриховано). Масштаб 1 : 2 500 000

разнообразные породы, развитые в бассейне верхнего течения р. Агынджа. Они представлены пестроокрашенными туфопесчаниками, конгломератами, известняками, известково-глинистыми сланцами, мергелями, доломитами и трахиандезитами. Общая видимая мощность до 320 м. О нижней границе толщи судить трудно, так как она не выходит на дневную поверхность, а верхняя — с карбонатными породами калгарской свиты нижнего — среднего девона — согласная четкая. Какой-то своей частью данные отложения по литологическим признакам сопоставимы с мирнинской свитой, развитой на Омучевском поднятии и отнесенной В. М. Мерзляковым (1971) к верхнему силуру.

Характерно для толщи наличие грубообломочных фаций, иногда мелководных, преимущественно с примесью вулканогенного материала (туфопесчаники средне- и крупнозернистые, нередко с косою слоистостью и волновой рябью на поверхности напластования, состоящие из плохо окатанных зерен трахиандезитов, трахитов, известняков, плагиоклазов; красноцветные конгломераты, гравелиты). В нижней части среди терригенных образований прослежены потоки трахиандезитов мощностью от 2 до 28 м. Других проявлений магматизма не отмечается: Метаморфизм проявлен слабо и выражен в виде вторичного окварцевания, серицитизации, сосюритизации, иногда хлоритизации минералов в составе вулканогенных образований.

Нижний — средний девон. Калгарская свита развита в междуречье Агынджа — Бочера и согласно перекрывает верхнесилурийские образования. Граница проводится по подошве мощной пачки известняков. Свита сложена органогенными известняками, доломитизированными известняками и доломитами серого и темно-серого цвета. Породы грубо- и среднеплитчатые. Общая мощность около 400 м.

Возраст этих образований обосновывается находками из нижней части табулята *Favosites socialis* Sok. et Tesak (определения В. Ф. Барской), характерные для нижнего девона. На сопредельной к западу

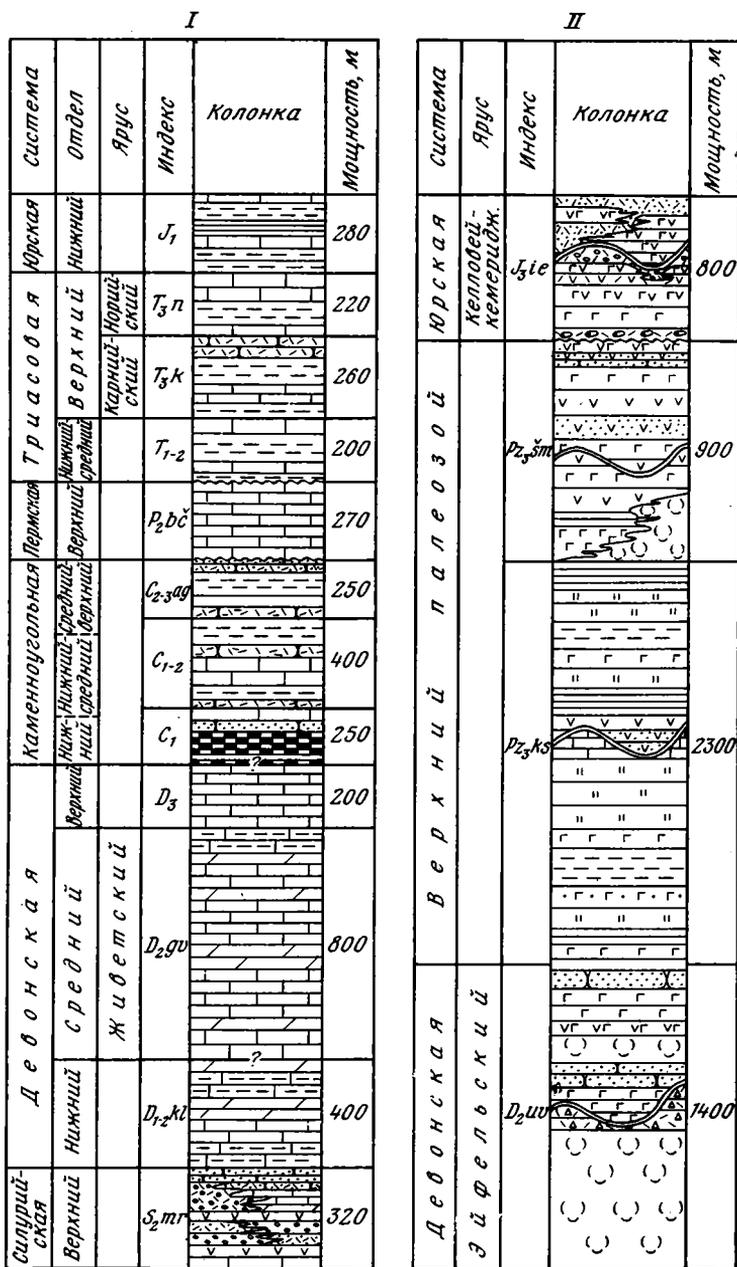


Рис. 2. Стратиграфические колонки, отражающие строение района: Момской (I) и Арга-Тасской (II) зон (палеозойские и раннемезозойские отложения) по А. С. Филиппову и С. Т. Ремизовой

территории в верхних частях разреза свиты были собраны остатки брахиопод, указывающие на эйфельский возраст. В результате возраст калгарской свиты определяется как ниже- и среднедевонский.

Средний девон. Увязкинская толща развита в бассейне верхнего течения ручья Увязка и известна только в пределах Арга-Тасской зоны. Нижняя граница толщи не выяснена, подошва ее не вскрыта. Сверху она несогласно перекрывается верхнеюрскими образованиями. В состав

толщи входят спилиты, базальты, диабазы, их лавобрекчии, вулкано-миктовые и полимиктовые песчаники, глинисто-кремнистые сланцы с линзами известняков. Увязкинская толща подразделена на нижнюю — спилитовую и верхнюю — базальтово-диабазовую с прослоями осадочных пород (песчаники, глинисто-кремнистые сланцы с линзами известняков).

К верхам толщи возможно отнесение лавобрекчий и туфов с прослоями (1—2 м) песчаников и гравелитов, заключенных среди потоков основных вулкаников.

Песчаники, гравелиты верхней части толщи имеют преимущественно вулкано-миктовый смешанный состав, обломочный материал которых представлен полуокатанными или угловатыми обломками кварца, плагиоклазов и калишпатов, пертитовыми и пегматоидными сростками. В составе лавобрекчий и туфов наряду с обломками основных вулкаников отмечаются и кислые (липариты с фельзитовой структурой). Максимальная видимая мощность толщи 1400 м.

Возраст толщи определяется среднедевонским по остаткам кораллов и криноидей, обнаруженных в линзах известняков, заключенных среди глинисто-кремнистых сланцев в верхней части толщи. Среди найденных остатков определены *Echyropora elegans* Dubat., известная в эйфельских отложениях бассейна р. Колымы, *Acarthophyllum heterophyllum* (Е.—Н.), часто встречающийся в отложениях верхней части нижнего девона и эйфельского яруса, *Salairocrinus sp. indet.*, *Stenocrinus sp. indet.*, известные из девонских отложений. Не исключено, что более низкие горизонты толщи могут быть отнесены к нижнему девону.

Интрузивные образования представлены пластовыми телами норитов и габбро, вдоль разломов фиксируются мелкие тела гипербазитов (Савосина и др., 1976). Габброидные интрузии развиты среди вулкаников, протягиваясь на несколько километров в длину при мощности до 150 м. Мелкие тела перидотитов имеют размеры от 2×4 до 10—200 м и заключены в мелкообломочную массу тектонитов, развивающихся по спилитам и терригенным породам увязкинской толщи. Эти тектониты с линзами и глыбами перидотитов протягиваются в северо-западном направлении на 2—2,5 км.

Под микроскопом диагностика гипербазитов¹ ввиду сильного катаклаза, милонитизации и аталькования затруднена. Некоторыми исследователями, например Г. А. Гринбергом и др. (1977), эти породы описаны как пикриты, слагающие дайкообразное тело. В поле развития увязкинской толщи отмечаются секущие тела (длиной около 700 и шириной до 250 м) и дайки (мощностью 3—18 м) трахилипаритов.

Процессы метаморфизма пород толщи выражены четко, однако они приурочены в основном к крупным тектоническим разрывам и затрагивают полосу шириной в сотню, а иногда лишь десятки метров. Ввиду интенсивно развитого катаклаза пород с возникновением низкотемпературных минералов — серицита, частично хлорита и талька по железистомагнезialsным силикатам, можно предполагать, что здесь проявлен дислокационный метаморфизм, вызванный относительно кратковременным, резким действием направленного давления (стресса).

Средний девон (живетский ярус). К этому возрасту отнесена карбонатная толща, наблюдаемая по отдельным разрозненным выходам в бассейнах верхних течений рек Агынджа, Бочеры и Правые Ламутки. В составе толщи главенствующую роль играют известняки мелкозернистые массивные и плитчатые, а также доломитистые и глинистые известняки. В подчиненном количестве присутствуют мелкозернистые мас-

¹ Автором было просмотрено около 100 шлифов. По отдельным магматическим породам увязкинской толщи была получена консультация у ст. преподавателя МГУ им. Ломоносова канд. г.-м. н. Е. Б. Яковлевой, которой автор выражает большую благодарность.

сивные доломиты. Для пород характерна серая и темно-серая окраска и хорошо выраженная параллельная слоистость в плитчатых разностях. Контакт с более древними отложениями тектонический. Общая видимая мощность 800 м.

Из различных частей разреза, наблюдаемых в разрозненных коренных выходах, собраны остатки брахиопод *Stringocephalus ex gr. gigantus* Sow. *S. ex gr. aleskanus* Crickmay и др. (определения А. И. Сидяченко), указывающих на живетский возраст вмещающих отложений.

Верхним девоном датируется толща серых тонко- и мелкозернистых массивных известняков, развитых по ручью Правая Ламутка, мощностью до 200 м. Собранные в известняках остатки строматопоронидей *Amphipora cf. lakeperforaba* Lec., *Stromatopora ex gr. Sternuntura* Yavor., *Stachyodes costulata* Lec., по заключению А. Г. Хромых, определяют франский и фаменский возраст отложений.

Каменноугольные образования плохо обнажены и выходят на поверхность в отдельных тектонических блоках. Они отнесены к нижнему отделу (тургоякская свита), нижнему — среднему (нерасчлененные) отделам и среднему — верхнему отделам (агынджинская свита), хотя западнее, в пределах Момского хребта, выделяются все отделы с последовательно сменяющимися свитами зырянковской, тургоякской, сергеляхской, магарской и агынджинской.

Нижний отдел. Тургоякская свита представлена кремнистыми породами с прослоями серых песчаников и темно-серых известняков общей видимой мощностью до 250 м.

Нижний — средний (нерасчлененные) отделы характеризуются в низах алевролитами, туфопесчаниками и известняками, содержащими неопределимые остатки брахиопод и криноидей. Мощность порядка 200 м. Верхняя часть отложений этого возраста обнажается в правом борту р. Агынджи. Сложена она черными и темно-серыми глинистыми алевролитами с прослоями (0,3 м) тонкозернистых туфопесчаников, содержащих остатки брахиопод *Plicatifera ex gr. plicatilis* (Sow.), *Neospicifer sp.*, *Avonia sp. Parayakutoce — ras sp.* и др., указывающих в совокупности, по мнению В. Б. Николаева, на нижний — средний карбон. Общая мощность этих отложений до 400 м.

Средний — верхний отделы (агынджинская свита). Породы этого возраста известны в бассейне р. Агынджи, где они согласно перекрывают ниже-среднекаменноугольные. Свита сложена черными глинистыми сланцами и алевролитами с линзовидными прослоями известняков и туфопесчаников общей мощностью до 250 м. Собранные остатки аммонидей *Stenopronorites omolonius* Ruzh. et Can., *Kayutoceras triangulare* Ruzh. et Can., *Parayakutoceras secretum* Popow, *P. pepelajevi* Popow., по заключению В. Е. Руженцева, позволяют отнести вмещающие породы к башкирскому ярусу.

Пермские образования распределены к западу от хр. Арга-Тас и объединены в бочерскую свиту. Свита трансгрессивно, без видимого углового несогласия, залегает на образованиях агынджинской свиты. Бочерская свита представлена мелкозернистыми массивными известняками и кремнистыми породами, мощность которых определяется до 270 м. Собранные в известняках остатки брахиопод *Anidanthus sp.*, *Strophalosia sp.*, *Lichorewia sp.*, *Strophalosia cf. sibirica* Lich., *Canerinelloides curvatus* (Tolm.), по заключению В. Б. Николаева, свидетельствуют о верхнепермском, вероятнее всего, уфимском возрасте вмещающих отложений.

Породы, слагающие непосредственно хр. Арга-Тас, подразделяются на куранахсалинскую и шумнинскую толщи, отнесенные к нерасчлененному верхнему палеозою.

Куранахсалинская толща развита на восточных склонах хр. Арга-Тас, где она представлена глинистыми, глинисто-кремнистыми, углисто-

глинистыми, кремнисто-карбонатными сланцами и кремнистыми алевролитами. В нижней части разреза присутствуют покровы базальтов и их туфов, а также линзы известняков. С подстилающими отложениями взаимоотношения не установлены. Суммарная мощность толщи 2300 м.

Шумнинская толща согласно залегает на куранахсалинской и слагает осевую часть и западные склоны хр. Арга-Тас. В ее составе преобладают вулканогенные образования — базальты, андезито-базальты и их туфы, спилиты. Отмечены прослои и пачки глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, песчаников и алевролитов общей мощностью до 900 м. Интрузивные образования здесь представлены пластовыми и секущими телами габбро, габбро-диабазов и диабазов.

Процессы метаморфизма проявились близ интрузий. По наличию кварц-карбонатных, серицит-кварцевых и других сланцев, роговиков и кристаллических известняков определяется контактный метаморфизм.

Мезозой начинается с нижнего—среднего (нерасчлененного) триаса, трансгрессивно залегающего на палеозойских образованиях. В сборах автора и др. в 1971 г. по одному из левых распадков р. Агынжди З. Б. Флоровой определены *Posidonia timex (olenekensis)* Porow, *Nucula ex gr. oxiformis* Еск. и др., указывающие на оленекский ярус. По данным Ю. Б. Алешко, в верховьях рек Зырянка и Бочеры выделяются анизийский и ладинский ярус, при этом анизийский ярус трансгрессивно ложится на верхнепермские и среднедевонские образования с гравелитами в основании, содержащими гальку, похожую на породы бочерской свиты. В целом отложения нижнего—среднего триаса представлены терригенными фациями с незначительной примесью вулканогенного материала и подчиненными карбонатными прослоями.

Выше согласно залегают фаунистически охарактеризованные образования верхнего триаса — терригенно-туфогенные — карнийские и терригенно-карбонатные — норийские. С ними тесно связаны терригенные образования (тонкослоистые алевролиты, глинистые сланцы) нижней юры, имеющие локальное развитие на площади.

Далее до верхней юры зафиксирован перерыв в осадкообразовании. Описание более поздних образований не входит в задачу данной статьи.

СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ

В пределах интересующего нас района складчатостью охвачены верхнесилурийские, девонские, камечноугольные, пермские, триасовые и нижнеюрские образования, однако проявлена эта складчатость не везде одинаково.

На основании различного вещественного состава, характера складчатости, а также учитывая перерывы в разрезе, можно выделить следующие структурно-формационные комплексы.

Верхнесилурийско- и среднедевонский терригенно-карбонатный и вулканогенный комплекс выделяется на крайнем юго-западе района (Момская зона). Здесь фиксируются крупные моноклинали, осложненные разломами, вдоль которых возникли килевидные или простые брахиформные слегка вытянутые складки протяженностью 1—5, шириной 2—3 км. На крыльях углы наклона от 20 до 40°. Простирается складок северо-западное.

Среднедевонский вулканогенно-кремнистый комплекс развит на юге территории. Арга-Тасская зона с вышеописанным и вышележащим комплексами имеет тектонические контакты.

Внутри комплекса можно выделить нижнюю (спилиты, основные — субщелочные вулканыты с линзами кремнистых пород и известняков) и верхнюю (базальты, песчаники с прослоями кремнистых и терригенных пород) части.

К комплексу приурочены интрузивные образования — нориты и габбро и в незначительном объеме гипербазиты.

Структурные формы комплекса характеризуются блоковым строением, причем в отдельных блоках проявлены то брахиформные, то килевидные складки, возникшие вдоль разломов. В плане эти складки иногда имеют друг относительно друга кулисообразное расположение.

Среднедевонско-верхнепермский комплекс — вулканогенно-терригенно-карбонатный. В пределах территории развит широко. Он отделен от среднедевонского разломом и несогласно перекрывается мезозойским комплексом. В пределах комплекса установлено стратиграфическое несогласие между каменноугольными и пермскими отложениями. Однако структурного несогласия не отмечается; не доказаны морфологические отличия складчатых форм. По данным Ю. Б. Алешко, пермские структуры близки структурам нижележащих отложений. Непосредственно на хр. Арга-Тас наблюдается фациальная изменчивость комплекса — терригенно-карбонатные фации сменяются вулканогенно-терригенными. Здесь же в состав комплекса входят интрузии габбро, габбро-диабазов, диабазов. Складчатость этого комплекса характеризуется крупными моноклиналями и простыми линейными складками, осложненными разломами. Наиболее крупные моноклинали сложены верхнедевонскими и каменноугольными отложениями; в ядрах отрицательных структур нередко залегают верхнепермские и мезозойские (триасовые) образования.

Мезозойский комплекс объединяет вулканогенно-терригенные образования от нижнего триаса до нижней юры включительно. Породы комплекса дислоцированы слабо, выполняя ядра отрицательных структур. Лишь в зонах интенсивных тектонических нарушений отмечаются кулисо- или флексуорообразные складки.

Разрывные нарушения сбросового и сбросово-сдвигового характера имеют широкое распространение и ориентированы в различных направлениях. Основные из них, предположительно среднепалеозойского возраста, имеют северо-западное простирание. Это более долгоживущие и глубоко заложённые разломы, которые нередко осложняются разломами северо-восточного, а иногда субмеридионального направления. Амплитуда вертикальных перемещений вдоль этих нарушений определяется в 1—5 км. В большинстве разломы контролируют складчатые структуры или придают им блоковое строение. Наряду со сбросами и сбросо-сдвигами в долине рек Агынджа, Шумная, Увязка зафиксированы надвиги. Агындинский надвиг имеет дугообразную форму, выпуклостью обращенной на юго-запад, с плоскостью сместителя 25—30°. По нему породы бочерской свиты надвинуты на образования живетского яруса. Надвиги в долине р. Шумной и ручья Увязка имеют также дугообразную форму. Плоскости сместителя наклонены на юго-восток под углами 35—40°.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ И ПРОБЛЕМЫ

На основании петрохимического характера пород увязкинской толщи в опубликованных статьях (Савосина и др., 1976; Натапов и др., 1977) сделано заключение, что мы имеем здесь дело с типичной спилит-диабазовой формацией, а присутствие здесь серпентинизированных гипербазитов и глинисто-кремнистых пород указывает на офиолитовую ассоциацию. И далее высказана мысль об отнесении этих отложений к образованиям начальной (океанической) стадии развития эвгеосинклинали.

На наш взгляд, характер развитых здесь вулканитов и кремнистых пород не дает основания выделять офиолитовый комплекс; не вдаваясь в полемику, обратимся к анализу имеющегося материала. Приведенный разрез указывает, что некоторые комплексы, например среднедевонский, формировались в относительно глубоководных условиях (судя по наличию шаровых лав с хемогенным цементом — хлоритом и карбонатом). Вместе с тем отдельные разности пород (туфопесчаники с косой слоис-

Химический состав магматических пород верхнего силура и увязкинской толщи, %

№ п.п.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	П.п.п.	Σ
Пробы из верхнесилурийских отложений														
1	56,57	17,47	3,60	3,36	0,96	1,18	3,72	0,06	5,58	3,14	0,03	0,60	2,92	99,83
2	54,22	16,98	3,44	4,47	0,96	3,95	2,01	0,10	5,74	4,02	0,01	0,58	3,46	99,94
3	60,38	13,30	2,57	1,29	0,44	3,91	1,91	0,08	10,16	0,38	0,33	0,17	4,98	99,90
Пробы из увязкинской толщи														
4	48,03	13,75	3,96	8,65	1,50	7,80	6,88	0,18	0,14	4,62	0,10	0,22	4,22	100,05
5	46,84	15,61	4,06	6,28	1,17	8,42	6,38	0,14	0,10	5,02	0,04	0,11	1,32	99,79
6	50,66	14,20	2,61	8,31	1,38	6,66	6,76	0,16	0,22	5,07	0,03	0,10	3,65	100,09
7	45,39	16,95	3,87	7,78	1,18	10,60	7,84	0,14	0,38	2,26	0,26	0,13	3,81	100,98
8	46,58	16,96	3,32	8,30	1,09	8,49	7,80	0,18	1,54	3,15	0,20	0,18	2,38	100,08
9	45,09	15,33	3,38	6,84	1,00	9,74	9,64	0,10	1,84	2,23	0,28	0,13	4,41	100,01
10	42,58	15,55	4,16	8,38	1,94	7,47	10,23	0,15	0,31	2,80	0,48	0,29	5,48	99,82
11	46,74	16,96	2,78	8,03	1,20	7,28	7,60	0,15	1,80	3,56	—	—	4,75	100,38
12*	46,3	13,8	3,19	11,3	2,51	9,38	6,10	0,17	1,32	2,63	—	0,5	—	—

Примечание. Пробы из верхнесилурийских образований: 1, 2 — трахиандезиты; 3 — грахит из увязкинской толщи; 4—6 — спилиты; 7—8 — субщелочные базальты; 9, 11 — щелочное габбро; 10 — щелочные пикриты.

* 12 — средние значения по всем эффузивным базальтам рифтовой зоны Сетте-Дабан (по Левашову, 1974).

тостью верхнего силура), появление грубообломочных фаций в более позднее время (калгарская свита) показывают, что углубление бассейна сменялось обмелением. Детальный петрохимический анализ (таблица) магматических пород увязкинской толщи показал, что в большинстве случаев они имеют субщелочной характер.

На рис. 3 приведена группировка эффузивных и интрузивных пород по их кремнекислотности и содержанию щелочных металлов (по А. А. Маракушеву; в кн. «Петрография», 1976). Группировка выполнена из 11 проб, пять из которых принадлежат вулканитам и три интрузивным образованиям увязкинской толщи; три пробы из вулканогенных пород верхнего силура. Необходимо отметить, что в группировку вошли только

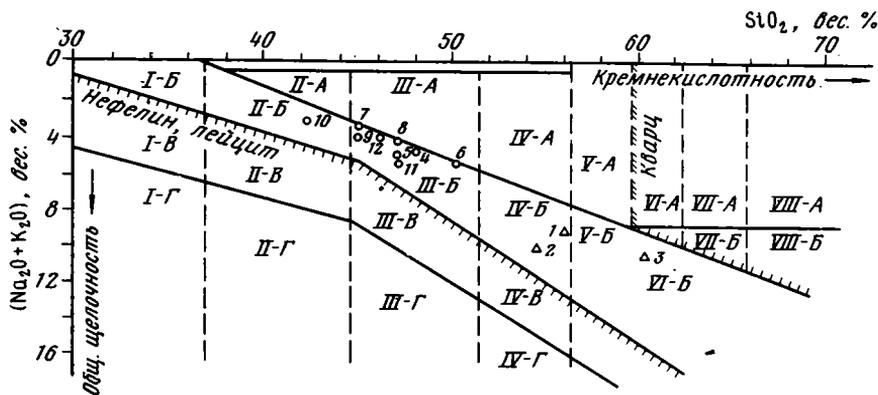


Рис. 3. Группировка эффузивных и интрузивных пород по их кремнекислотности и содержанию щелочных металлов (по А. А. Маракушеву, в кн. «Петрография», 1976)

те из имеющихся пород, в которых под микроскопом не наблюдались наложенные процессы, указывающие на большое изменение в первичном составе пород.

Анализ проб из вулканитов увязкинской толщи показал, что все они ложатся в ряд «Б», характеризующий щелочные и повышенной щелочности породы: спилиты (4, 5, 6), субщелочные базальты (7—8). Пробы из интрузивных пород той же толщи отвечают щелочному пикриту (10) и щелочному габбро (9, 11). Пробы из пород верхнего силура соответствуют трахиандезитам (1, 2) и трахиту (3).

При микроскопическом изучении кислых магматических пород (трахилипариты) увязкинской толщи установлено, что большая часть их обладает явно повышенной щелочностью за счет наличия калиевого полевого шпата либо во вкрапленниках, либо в основной массе.

В целом при рассмотрении устанавливается преобладание натрия над калием, как и отмечено в работе А. К. Савосиной и др. (1976). Однако в каждом отдельном случае количество натрия слишком велико даже в основных породах по сравнению с породами, свойственными эвгеосинклинальным областям; в то же время в некоторых из них присутствует достаточно много калия.

Сравнивая данные анализов вулканитов увязкинской толщи с данными для средних типов вулканических пород поляковской формации, Магнитогорского синклинария Урала, характерной для начальной стадии развития эвгеосинклинали (Фролова, Бурикова, 1977), мы находим расхождение как в содержании натрия в основных породах, так и в отношении калия к натрию.

Вместе с тем многочисленные обломки кислых эффузивов (липаритов) в туфах среднего состава указывают на вероятное присутствие наряду с основными эффузивами и кислых. В этой связи тела трахилипа-

ритов (Савосина и др., 1976), возможно, могут рассматриваться не как интрузивные образования более поздней фазы, а как эффузивные, образовавшиеся совместно с основными вулканитами.

В осадочных породах, являющихся частями разреза увязкинской толщи, обломочный материал наряду с продуктами разрушения местных поднятий представлен также кварцем, плагиоклазами, часто калишпатом и альбитом, пертитовыми и пегматоидными сростками, указывающими на разрушение и снос сиалических магматитов. Очень слабое развитие получил магматизм ультраосновного состава.

Таким образом, анализ вещественного состава средне- и верхнепалеозойских отложений на площади между Момским и Арга-Тасским хребтами, характера магматизма и дислокаций, а также метаморфизма пород не позволяет усмотреть здесь эвгеосинклинальное развитие на первичном океаническом субстрате.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ РАЙОНА В ПАЛЕОЗОЕ — РАННЕМ МЕЗОЗОЕ

Подходя к истории геологического развития этого региона, прежде всего необходимо еще раз обратить внимание на среднедевонское время. Наличие в нижних частях увязкинской толщи щелочно-базальтоидного комплекса, представленного потоками субщелочных базальтов, спилитов с маломощными линзами известняков и кремнисто-глинистых и кремнистых пород — приводит к предположению, что в это время здесь проявились процессы рифтогенеза. Подобная ассоциация пород может являться свидетельством разрыва континентальной коры и образования магматических очагов в пределах выступов мантии.

Следует отметить, что сравнительно короткий интервал между эффе́лем и живетом охватывает процесс накопления и формирования основных вулканитов субщелочного состава значительной мощности. При этом вулканиты не имеют повсеместного распространения, они быстро замещаются по латерали терригенными и другими образованиями. Начальная стадия вулканической деятельности щелочной направленности (трахиандезиты, трахиандезито-базальты) отмечается задолго до непосредственного образования рифта уже в ордовике на Омудевском поднятии (Мерзляков, 1971). В более позднее время, вплоть до позднего силура, щелочной вулканизм проявляется на более широкой площади (р. Агынджа), что, вероятно, свидетельствует о первоначальном возникновении сводового поднятия. В этот период местами накапливаются мелководные прибрежные фации (верхнесилурийская толща) грубообломочного состава с низкой скоростью осадконакопления. О резкой фациальной изменчивости пород и наличии в верхнем силуре мелководных пестроцветных осадков вплоть до лагунных, развитых в бассейне р. Омудевки, указывал и В. М. Мерзляков, который писал: «...для пород характерны: косая слоистость, волноприбойная рябь, трещины усыхания и конкреционные лимонитовые образования» (Мерзляков, 1971, стр. 38). По мере возрастания сводового поднятия, ближе к центральным его частям возникают разломы, вдоль которых затем начинают образовываться вулканы центрального типа, происходит излияние щелочных лав. На наличие щелочного, существенно базальтового вулканизма и связанным с ним возможным процессом рифтообразования в верхнесилурийское время на данной площади указывалось в работе Л. М. Натапова и др. (1977).

Рассматривая подобные процессы, Е. Е. Милановский выделяет эпиплатформенные рифтовые зоны, среди которых он выделяет сводово-вулканический тип, характеризующийся исключительно мощной и длительной вулканической деятельностью. Она начинается на широкой площади еще до заложения рифта, а впоследствии продолжается в пределах осевого грабена и связанных с ним зон разломов. Главную роль

играют извержения основных и средних лав и пирокластического материала щелочной тенденции (иногда и кислые лавы с повышенной щелочностью; Милановский, 1976).

Во введении книги «Щелочные породы» (1976) Х. Серенсенем приведены убедительные данные о связи щелочного магматизма с тектоникой и прежде всего с рифтообразованием.

Вероятно, в начале среднедевонского времени появляются новые глубинные разломы, в результате которых идет обрушение сводового поднятия и поступление к поверхности мантийного материала; проявляется

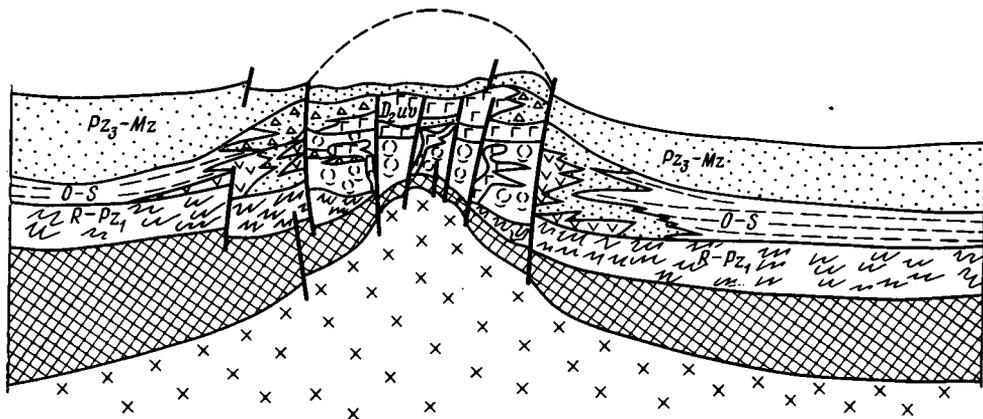


Рис. 4. Схема предполагаемого развития тафрогеосинклинали в раннем — среднем палеозое в бассейне ручья Увязка

интенсивная вулканическая деятельность основного субщелочного состава (увязкинская толща). Извержение больших масс вулканитов происходит очень быстро и относительно кратковременно.

Далее происходит накопление грубообломочных пород (туфогравелиты, вулканомиктовые и полимиктовые песчаники, туфоконгломераты и т. д.), образующихся из продуктов разрушения местных поднятий с маломощными линзами известняков. В это время, вероятно, внедряются дайки и силлы базальтовой магмы, которые нередко ассоциируют с кремнистыми, кремнисто-глинистыми породами и известняками.

К концу среднедевонского времени вулканическая деятельность несколько затухает. Однако непосредственно на хр. Арга-Тас она не прекращается до самого верхнего палеозоя (куранахалинская и шумнинская толщи). Отдельные вспышки взрывного вулканизма наблюдаются и позднее, вплоть до раннего мезозоя.

Таким образом, признавая наличие рифтогенной структуры, заложенной в ордовике—силуре, формирование которой падает в основном на ранне- и среднедевонское время, мы можем увязать ее образование с развитием Колымского массива. Предрифтовый этап, как показал анализ фаций силурийских отложений, развивался на коре континентального типа. Дальнейший процесс формирования мощных толщ вулканитов (увязкинская толща) можно рассматривать как естественную черту развития структур типа срединных массивов (Хайн, 1970 и др.).

Рассматривая историю развития Колымского массива, многие авторы пришли к выводу, что в пределах Колымо-Индибирского междуречья существовала дорифейская континентальная кора. Они считают, однако, что в последующее, более позднее время, эта кора претерпела процессы переработки (деструкции) с формированием комплексов, близких к океаническим (Тильман и др., 1977 и др.).

Между тем присутствие мощной толщи вулканитов основного — субщелочного состава в узкой (не более 25 км) зоне и щелочного магма-

тизма на более широкой площади позволяет, на наш взгляд, предполагать, что деструкция коры континентального типа происходила не повсеместно, а в результате возникновения сводового поднятия на определенных участках с последующим их обрушением и превращением в рифт (рис. 4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, приведенные данные противоречат взглядам В. М. Мерзлякова и других авторов, которые вообще отрицают существование докембрийской континентальной коры в пределах Колымо-Индибирского междуречья, указывая на сквозное развитие эвгеосинклинальных комплексов от рифея до мезозоя (Лычагин и др., 1977). Указанными авторами в основу этого заключения берутся разрезы вулканогенных толщ, развитых в различных частях Колымо-Индибирского междуречья, которые в ассоциации с кремнисто-глинистыми и другими глубоководными образованиями, по их мнению, достигают 1500 м мощности.

Однако в Алазейской зоне обнаруживаются разрезы верхнепалеозойских отложений, которые сложены мелководноморскими формациями среднего карбона — нижней перми, которые не могут быть отнесены к океаническим образованиям (Гуляев, 1975; Гринберг и др., 1977; Тильман и др., 1977).

Вещественный состав, петрохимические особенности и формы проявления магматических формаций среднепалеозойской рифтовой зоны хр. Арга-Тас имеют много общих черт с аналогичными образованиями Сетте-Дабана.

По данным К. К. Левашова (1974), образование Сетте-Дабанской рифтовой зоны, часть которой лежит под Южно-Верхоянским синклинорием, падает также на средне- и позднепалеозойское время. Ее выделение К. К. Левашов связывает с рифтовым тектоно-магматическим процессом, характеризующимся двумя магматическими формациями: диабазовой (континентальная оливин-базальтовая) и ультраосновных щелочных пород. В зоне разлома залегают многочисленные дайки средне- и палеозойских диабазов. Структура имеет отчетливо складчато-блоковое строение (Левашов, 1974).

Петрохимические данные (см. таблицу) по эффузивным и интрузивным породам Сетте-Дабанского рифта, а также породам осадочно-вулканогенной серии близки породам увязкинской толщи. Возраст описываемых формаций ограничен средним девоном — ранним карбоном. В связи с этим хочется согласиться с К. К. Левашовым, что среднепалеозойский рифтогенез проявился на территории Северо-Востока Азии, вероятно, значительно шире, чем это рисовалось ранее. Этим процессом и объясняются некоторые особенности геологического строения внутренних зон мезозойского Северо-Востока СССР, для которых характерно развитие достаточно мощной толщи субщелочных вулканитов в узких зонах среди терригенных и карбонатных толщ, накапливавшихся в широких мелководных прогибах на устойчивом основании.

Литература

- Гринберг Г. А., Гусев Г. С., Милановский Е. Е. и др. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных. — Геотектоника, 1977, № 4.
- Гуляев П. В. К тектонике Алазейского поднятия. — Геотектоника, 1975, № 6.
- Левашов К. К. Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана. — Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 3.
- Лычагин П. П., Мерзляков В. М., Терехов М. И. Геология Алазейского плоскогорья. — В кн.: Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 77. Магадан, 1977.
- Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омудевского поднятия. — Тр. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 19. М., «Наука», 1971.
- Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., «Недра», 1976.

Натапов Л. М., Зоненшайн Л. П., Шульгина В. С. и др. Геологическое развитие Колымо-Индигирского региона и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.

Петрография, ч. 1. Изд-во МГУ, 1976.

Савосина А. К., Натапов Л. М., Шарковский М. Б. и др. Спилит-диабазовая формация хребта Арга-Тас (Северо-Восток СССР).— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2.

Серенсен Х. Щелочные породы. М., «Мир», 1976.

Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.

Фролова Т. Н., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм. Изд-во МГУ, 1977.

Хаин В. Е. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости.— Геотектоника, 1970, № 3.

Аэрогеологическая
экспедиция № 3 НПО «Аэрогеология»
Москва

Статья поступила
12 июня 1979 г.

УДК 551.242 : 552.321.1 (235.3)

А. В. РИХТЕР

**СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПРИБРЕЖНОГО
ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА (ХРЕБЕТ ДЖУГДЖУР)**

Рассмотрены строение, петрология и тектоническое положение Прибрежного гранитоидного массива. Показано, что он представляет собой гетерогенный плутон, в пределах которого пространственно сопряжены разновозрастные магматические комплексы различной формационной принадлежности. Выделены позднеюрско-раннемеловой диорит-тоналитовый интрузивный комплекс и верхнемеловой адамеллит-гранитный комплекс. Дана краткая структурная, петрологическая и петрохимическая характеристика комплексов. Специфика магматических комплексов обусловлена распространением их в блоках с различным типом коры. Близповерхностные тангенциальные сколовые зоны определили пластинообразные формы интрузивных тел.

Изучение мезозойских гранитоидных массивов имеет важное значение для корреляции мезозойских магматических образований Востока СССР и выявления закономерностей развития магматизма во времени и в пространстве. Особый интерес представляют крупные гетерогенные массивы, в которых пространственно сопряжены разновозрастные комплексы различной формационной принадлежности. Примером такой мезозойской магматической структуры является Прибрежный массив.

Прибрежный гранитоидный массив расположен в пределах хр. Джугджур. Он протягивается в северо-восточном направлении более чем на 280 км, занимая площадь около 10 000 км². Массив приурочен к области сближения Джугджуро-Становой и Билякчанской зон глубинных разломов древнего заложения, а также разломов, контролировавших положение мезозойских вулканогенных структур. Он залегает среди разновозрастных и разновозрастных тектонических образований, таких, как зона Улкано-Билякчанского грабенообразного прогиба (нижний(?) протерозой), юго-восточная часть Учуро-Майской плиты, Юдомо-Майский прогиб (обе структуры относятся по времени к верхнему протерозою — нижнему кембрию), Аяно-Алдомский миогеосинклинальный прогиб (ордовик — карбон) и наложенные вулканогенные структуры мезозоя (рис. 1).

В пределах массива геологами объединения «Аэрогеология» проводились геологосъемочные работы под руководством М. А. Тарховой (1960), З. Ф. Богородицкой, В. И. Гольденберга, А. А. Константиновского, А. Л. Ставцева и др. Много лет изучению гранитоидного массива посвятил А. Б. Соловьев (Соловьев, Пузанов, 1977).

Большая часть исследователей выделяет в строении Прибрежного массива три разновозрастных комплекса: позднеюрский — раннемеловой габбро-гранодиорит-гранитный комплекс, сопоставляемый с удским комплексом востока Станового хребта, ранне-позднемеловой габбро-гранодиорит-адамеллит-гранитный джугджурский комплекс и позднемеловой комплекс аляскитовых гранитов. В 1977 и 1978 гг. автор принимал участие в геологосъемочных работах объединения «Аэрогеология». Новые данные о внутреннем строении и петрологии массива излагаются в настоящей статье.

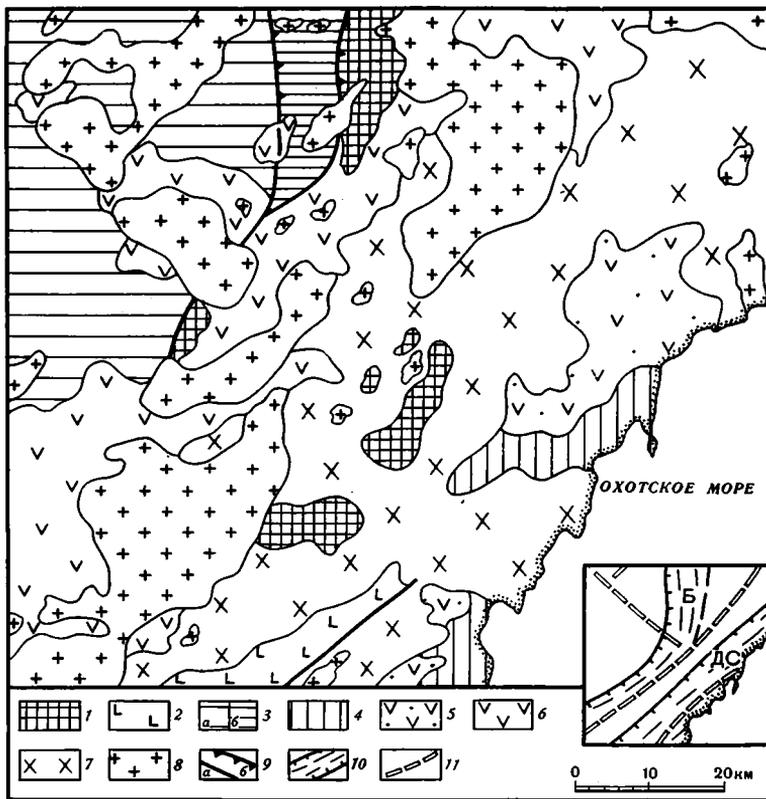


Рис. 1. Обзорная геолого-структурная схема Прибрежного гранитоидного массива.

1 — кварцито-сланцево-метаэффузивные образования нижнего (?) протерозоя с телами габбро-амфиболитов и редкоземельных биотитовых гранитов (Улкан-Билиякчанский грабенообразный прогиб); 2 — габбро-анортозиты раннего протерозоя (Джугджурский анортозитовый массив); 3 — терригенно-карбонатные отложения верхнего протерозоя — нижнего кембрия (а — Учуро-Майская плита, б — Юдомо-Майский прогиб); 4 — терригенно-карбонатные отложения ордовика — карбона (Аяно-Алдомский прогиб); 5 — вулканогенные образования верхней юры (Удская вулканогенная структура); 6 — вулканогенные образования нижнего — верхнего мела Охотско-Чукотского пояса; 7 — диорит-тоналитовый позднеюрско-раннемеловой комплекс Прибрежного гранитоидного массива; 8 — адамеллит-гранитный позднемеловой комплекс Прибрежного гранитоидного массива; 9 — разломы: а — без разделения, б — взросо-надвиги; 10—11 на разрезе: 10 — зоны Джугджуро-Станового (ДС) и Билиякчанского (Б) глубинных разломов; 11 — разломы, контролировавшие положение мезозойских вулканических структур

Автор выражает искреннюю благодарность сотрудникам геологосъемочной партии и ее руководителю С. В. Потапову за предоставленные в его распоряжение материалы, а также Т. В. Молчановой за внимание к работе и сделанные по ней замечания.

ПОЗДНЕЮРСКИЙ — РАННЕМЕЛОВОЙ КОМПЛЕКС

Породы комплекса слагают преимущественно юго-восточные участки Прибрежного массива. Вмещающие породы представлены палеозойскими терригенно-карбонатными и верхнеюрскими (Гончаров, 1976) вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями (желонская свита). Кроме того, по левым притокам р. Алдомы, рекам Ирканы, Танчи и в верховьях р. Улкана в ксенолитах и реликтах кровли встречаются плагиограниты и плагиомигматиты архея (?), блоки кварцито-сланцево-метаэффузивных сложнодислоцированных толщ с телами габбро-амфиболитов и редкоземельных биотитовых гранитов раннего протерозоя.

зоя (?). В верховьях одного из притоков р. Танчи встречен крупный ксенолит известняков со строматолитами плохой сохранности. Среди пород комплекса повсеместно присутствуют ксеногенные включения диоритового состава, не находящие себе аналогов среди вмещающих пород и имеющих, вероятно, глубинный генезис. На северо-западе и севере интрузия перекрывается альбскими эффузивами среднего состава, с многочисленными обломками пород комплекса в основании и прорвана позднемеловыми субщелочными гранитами, на основании чего возраст комплекса считается позднеюрско-раннемеловым. Присутствие реликтов кровли интрузии указывает на ее неглубокий эрозионный срез. Контакты с вмещающими породами крутые, но проведенный расчет нижней кромки интрузий по магнитным аномалиям показал ее залегание на глубине 2—3 км, а по гравитационным — 2—4 км. Таким образом, интрузия имеет форму не батолита, как считалось прежде, а пластины, вытянутой в северо-восточном направлении более чем на 100 км при ширине в 20—40 и мощности в 2—4 км. Комплекс сложен породами габбро-диорит-тоналит-плагиогранитного ряда.

Габбро и габбро-диориты распространены незначительно и приурочены к юго-восточным частям Прибрежного массива. Это темно-серые и контрастные черно-белые среднезернистые породы, состоящие из лабрадора (50—60%), гиперстена (10—15%), диопсида (20—25%), титаномагнетита (10%), апатита, сфена. Структура призматически-зернистая и габбро-офитовая. Габбро-диориты характеризуются меньшим содержанием пироксенов — 30%, появлением роговой обманки (до 20%), кварца (5%) и андезина.

Преобладающим (более 80%) распространением среди пород комплекса пользуются диориты, кварцевые диориты и тоналиты. Они более поздние по отношению к габбро и габбро-диоритам, с которыми имеют интрузивные контакты. Между диоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами всегда наблюдаются постепенные переходы.

Диориты и кварцевые диориты — это темно-серые и серые, среднезернистые породы, часто порфириовидные за счет присутствия крупных зерен (0,5—0,8 см) белого плагиоклаза. Породы состоят из зонального олигоклаза-андезина (40—50%), ярко-зеленой роговой обманки (20—30%), кварца (10—20%), буровато-зеленого биотита (2—5%), сфена и единичных выделений пироксена, замещенного амфиболом, калинатрового (микроклин) полевого шпата, титаномагнетита, апатита, ортита. Структура гипидиоморфно-зернистая.

Тоналиты — серые, светло-серые, средне-крупнозернистые породы, состоящие из олигоклаза (40%), кварца (20—25%), ярко-зеленой роговой обманки (10—15%), буровато-зеленого биотита (5—10%), микроклина (5—10%), магнетита, апатита, сфена, ортита, монацита. Структура гипидиоморфно-зернистая. Иногда в породах наблюдаются мирмециты.

Плагиограниты распространены крайне незначительно и являются наиболее поздними дифференциатами комплекса. Они имеют обычно пеструю окраску за счет белого плагиоклаза (олигоклаз 40%), зеленой роговой обманки (10—15%) и розового микроклина (10%). В породе присутствует кварц (30%) и редкие пластинки биотита. Габброиды и плагиограниты не образуют самостоятельных интрузий и встречаются исключительно в пределах распространения пород главной фазы комплекса.

Эндоконтактные изменения пород комплекса незначительны и выражаются образованием обогащенных амфиболом разностей пород в контактах с карбонатными толщами или обогащенных биотитом разностей — в контактах со сланцевыми толщами нижнего протерозоя. Экзоконтактные изменения выражены окварцеванием, образованием диопсид-гранатовых скарнов и ороговикованием вмещающих пород в рого-

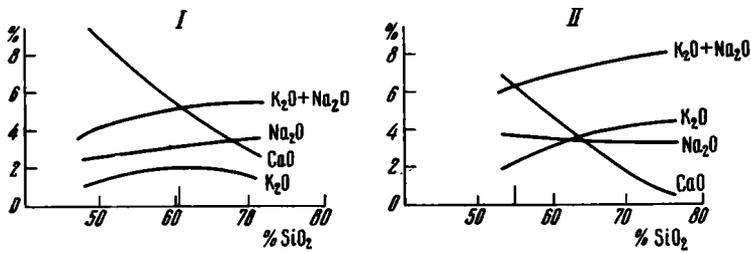


Рис. 2. Вариации содержаний щелочей, кальция и кремнезема в породах позднеюрского — раннемелового комплекса I и позднемелового комплекса II

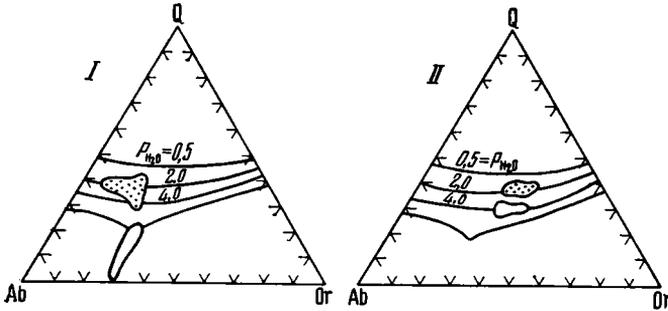


Рис. 3. Диаграмма альбит — ортоклаз — кварц — вода. I — позднеюрско-раннемеловой комплекс; II — позднемеловой комплекс, краппом показаны породы главной фазы

вообманково-роговиковой и пироксен-роговиковой фациях. В контактах с более поздними субщелочными гранитами в породах комплекса отмечается биотитизация и крупные (1—2 см) порфиробласты калинатрового полевого шпата.

Изложенный выше материал позволяет наметить общие отличительные особенности комплекса, которыми являются: преимущественное развитие диоритов, кварцевых диоритов и тоналитов, серые цвета пород, равномерно-среднезернистая структура, преобладание роговой обманки над биотитом и плагиоклаза над калинатровым полевым шпатом, высокое содержание сфена в породах. Такие соотношения обусловлены соответствующим химическим составом (табл. 1, рис. 2). Породы комплекса характеризуются умеренным содержанием щелочей (3—6%) с преобладанием натрия над калием ($n > 70$) во всем диапазоне значений кремнекислотности; высоким содержанием кальция и железа даже в кислых разностях. Исходная магма относится к известково-щелочному типу (ин-

Таблица 1

Химический состав пород позднеюрского — раннемелового комплекса *

Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Габбро и габбро-диориты	46,70	13,18	1,50	6,53	7,80	0,19	7,73	10,65	2,80	1,62
	56,62	18,51	0,82	2,50	3,99	0,16	3,47	6,20	3,83	2,54
Диориты, кварцевые диориты и тоналиты	56,88	19,96	0,55	2,00	4,74	0,19	3,13	6,07	2,55	0,95
	64,60	17,98	0,37	1,36	2,40	0,12	1,43	4,2	3,16	2,09
Плагиограниты	70,80	16,06	0,75	0,75	1,02	0,10	0,80	3,10	3,87	1,91
	71,08	15,47	0,37	1,06	1,46	0,09	1,02	3,35	3,78	1,67

* В таблице даны крайние значения составов пород.

декс Пикока 60). Расчеты по методу Г. С. Момджи (1965) указывают на относительно медленное остывание интрузии (см. рис. 4), что в сочетании с распределением значений составов габбро и диоритов вдоль термического трога до минимума на кривой плавления $Ab - Or - Q$ (рис. 3) и отсутствием самостоятельных интрузивных тел, вероятно, может указывать на возможность образования габброидов в результате кристаллизационной дифференциации диорит-тоналитовой магмы при становлении интрузии или кристаллизации в процессе движения магматического расплава. Породы главной фазы кристаллизовались при парциальном давлении воды в 2 *кбар* (см. рис. 3). По геологическим данным, интрузия формировалась в близповерхностных условиях с образованием магматогенного поднятия, к альбскому времени уже частично эродированного.

По содержанию и распределению кальция, титана и железа, незначительному развитию габброидов и плагиогранитов комплекс относится к тоналит-гранодиоритовому формационному типу, по Г. Б. Ферштатеру и Н. С. Бородиной (1975, 1976).

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ КОМПЛЕКС

Породы комплекса слагают преимущественно северо-западные и северные части Прибрежного массива. Вмещающие породы представлены кварцито-сланцевыми толщами нижнего (?) протерозоя (биякчанские слои), терригенно-карбонатными отложениями верхнего протерозоя — нижнего кембрия, гранитоидами позднеюрско-раннемелового комплекса и ниже-верхнемеловыми эффузивами среднего и кислого состава. В пределах интрузий в больших количествах встречаются диоритизированные и гранитизированные ксенолиты вмещающих терригенных пород и эффузивов, в различной степени переработанных и иногда имеющих расплывчатые очертания типа шлиров. Возраст комплекса определяется как позднемеловой на основании прорывания гранитоидов кайнотипными двупироксеновыми андезитами и андезито-базальтами сенонского (?) возраста (Бахарев, 1976).

Интрузии комплекса образуют линзообразные меж- и внутрiformационные залежи среди терригенно-карбонатных и вулканогенных толщ. Кровля интрузивных тел имеет сложно изрезанный профиль, состоящий из локальных куполов, штоков и разделяющих их пониженных участков. Геологические наблюдения и анализ геофизических полей показывает, что многие из отдельных массивов соединяются на глубине и разделены вмещающими породами, представляющими собой провесы кровли. Терригенно-карбонатные отложения и эффузивы, лежащие в общем субгоризонтально (до 10—12°), вблизи купольных участков интрузий приобретают более крутые залегания (до 30—50°). Контакты с вмещающими породами всегда интрузивные. На контактах с осадочными толщами гранитоиды образуют серии инъекций, согласных слоистости и распространяющихся за пределы интрузий на сотни метров. На контактах с гранитоидами позднеюрско-раннемелового комплекса и меловыми эффузивами инъекций гранитоидов (в результате проникновения магмы по трещинам отдельности) создают сложный сетчатый рисунок. В грубослоистых пирокластических толщах граниты образуют ветвящиеся инъекции.

Комплекс сложен породами адамеллит-гранит-аляскитового ряда. В интрузивных телах наблюдается изменение состава по вертикали. В наиболее глубоко эродированных участках наблюдаются роговообманково-биотитовые адамеллиты и граниты, постепенно сменяющиеся вверх биотитовыми гранитами, аляскитовыми гранитами и аляскитами. Между всеми разностями наблюдаются как резкие контакты (но не интрузивные), так и постепенные переходы. Аляскиты слагают купольные

участки интрузий и штокообразные тела, которые предыдущими исследователями выделялись в самостоятельный комплекс аляскитовых гранитов позднего мела. В аляскитах апикальных частей интрузивных тел отмечается обогащение турмалином, наличие миаролитовых пустот и пегматоидных обособлений, выполненных кварцем с вростками калиевого полевого шпата и турмалина (дравит, индиголит). Кварц в таких образованиях имеет идиоморфные формы и предстален прозрачными, молочно-белыми и дымчатыми разновидностями. В апикальных частях интрузивных тел в обилии появляются «горячие» трещины (Осипов, 1978) и жилы аляскит-аплитов, далее по простиранию, за пределами выходов пород интрузий, переходящие в дайки фельзитов. Непосредственной связи таких фельзитовых даек с верхнемеловыми экстрезивными и эффузивными образованиями кислого состава в районе не наблюдалось.

Структура пород от глубинных интрузий к апикальным изменяется от порфиоровидной, среднезернистой в адаллелитах и гранитах, до неравномерной средне-мелкозернистой, порфиоровидной, миаролитовой в аляскитовых гранитах и аляскитах.

Биотит-роговообманковые адаллелиты и рогово-обманково-биотитовые граниты, слагающие нижние части интрузивных тел, представляют собой розовато-белые и беловато-розовые, среднезернистые, порфиоровидные породы, состоящие из калинатрового полевого шпата (30%), зонального олигоклаза (30%), кварца (10—20%), роговой обманки актинолитового ряда (10—15%), биотита (10—15%), магнетита, апатита, циркона, минералов свинца. Калинатровый полевой шпат слабо пертитизирован и пелитизирован. Обычно он включает зерна биотита, амфибола и резорбированного плагиоклаза, образуя монцитонитовую структуру. Биотит-роговообманковые адаллелиты имеют постепенные переходы к биотитовым гранитам, через рогово-обманково-биотитовые граниты, в которых увеличивается количество калиевого полевого шпата и сокращается роль роговой обманки и плагиоклаза.

Биотитовые граниты имеют беловато-розовый цвет, равномерно-среднезернистое, реже порфиоровидное сложение и состоят из пертитового, неравномерно пелитизированного калинатрового полевого шпата (40%), кварца (25—30%), олигоклаза (20%), резорбированного и включенного в зерна калинатрового шпата, биотита (10—15%), единичной роговой обманки актинолитового ряда, магнетита, апатита, циркона, сфена, ортита, циртолита, ураноторита и минералов группы свинца. Биотитовые граниты имеют переходы к аляскитам через аляскитовые граниты, содержащие кроме кварца и калинатрового полевого шпата плагиоклаз (10—15%) и биотит (5—10%).

Аляскиты имеют серые, розовые и бурые цвета в зависимости от степени пелитизации калинатрового полевого шпата и состоят из калинатрового полевого шпата (50—60%) с большим количеством пертитовых вросток, кварца (30—40%), альбит-олигоклаза (до 5%), биотита (до 5%), магнетита, гематита, циркона, турмалина, флюорита, рутила, циртолита, молибденита, ураноторита, монацита, минералов свинца.

Аляскит-аплиты имеют мелкозернистое сложение, характеризуются постоянной сильной пелитизацией калинатрового полевого шпата и повышенным содержанием турмалина. Фельзиты имеют обычно серые и розовато-бурые цвета и флюидальную текстуру. В кварц-калиевополево-шпатовой массе фельзитов отмечено присутствие турмалина, циртолита, циркона, минералов группы свинца, гематита, маргита.

Отмеченная выше вертикальная зональность строения интрузивных тел нарушается в приконтактных частях, для которых характерна чрезвычайно разнообразная гамма пород. Появление тех или иных эндоконтактных разновидностей обусловлено различными причинами, выявить которые в каждом конкретном случае не всегда представляется воз-

можным. Однако общую тенденцию пространственного размещения гибридных пород эндоконтактов предположительно можно наметить. Так, на контактах с андезитами, залегающими в кровле интрузий, и вокруг крупных ксенолитов наблюдается образование обогащенных биотитом монцонитов и кварцевых монцонитов. Андезиты экзоконтакта ороговикованы. В них различаются вкрапленники плагиоклаза и энстатита, замещаемого магниевым антофиллитом. Основная масса андезитов пироксен-амфибол-плагиоклазового состава замещается на кордиерит-андалузит-кварц-мусковитовый агрегат. Ширина зоны ороговикования составляет первые метры. Заметного изменения состава интрузий не

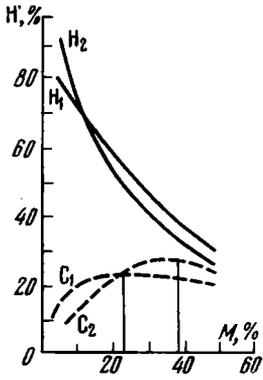


Рис. 4. Кривые отношений катионов кальция, магния и щелочей I — позднеюрско - раннемеловой комплекс, II — позднемеловой комплекс

происходит, когда андезиты залегают на контакте с аляскистыми гранитами и аляскитами, образующими штокообразные тела кровли интрузий. В андезитах в этих случаях наблюдаются обширные ореолы турмалинизации, появляется новообразованный биотит и калиевый полевой шпат. На контактах с терригенными толщами протерозоя и меловыми дацитами образуются биотит-роговообманковые гранодиориты и кварцевые диориты. В алевролитах и аргиллитах отмечается биотитизация, калишпатизация, турмалинизация и гематитизация. Ширина зон ороговикования составляет первые десятки метров. На контактах с карбонатными породами образуются мангериты и обогащенные амфиболом габбродиориты. В экзоконтакте с известняками, залегающими в пониженных участках кровли интрузий, отмечается мраморизация, прожилки крупнозернистого кальцита с везувианом. В экзоконтакте с аляскитами образуются диопсид-гранатовые скарны с магнетитом. Когда же карбонатные толщи залегают в кровле гранитных куполов, образуются мощные зоны людвиговых скарнов. Заметного изменения состава интрузий не происходит в контактах с кварцитовидными песчаниками кандыкской свиты верхнего протерозоя, игравшими роль своеобразной химически стойкой брони, во многом определившей и формы интрузивных тел. Так, в пределах полей развития песчаников интрузии образуют пологие купольные структуры. На участках, где к позднему мелу толща песчаников была эродирована, магма занимала более высокие стратиграфические уровни среди эффузивных отложений, что сопровождалось образованием многочисленных штоков и инъекций из кровли интрузивных тел. В песчаниках и алевролитах у контактов с интрузиями возникали зоны, обогащенные крупнопластинчатым гематитом.

Таким образом, можно отметить, что состав, распространенность и степень измененности пород эндо- и экзоконтактовых фаций зависят от многих причин: от химических составов вмещающих пород и их положения относительно тех или иных разностей гранитоидов вертикально зональных интрузий, от формы интрузивных тел, которая в свою очередь зависит от состава вмещающих пород, от степени конкордантности (дискордантности) интрузий относительно структуры вмещающих пород и т. д. Характер контактовых изменений и закономерности их размещения требуют дальнейшего детального изучения.

Вышеизложенный материал показывает, что отличительными особенностями комплекса являются его полифациальность, зональное по вертикали строение интрузивных тел в сочетании с большим разнообразием эндоконтактовых фаций, бело-розовые цвета пород, преобладание биотита над роговой обманкой и калинатового полевого шпата над

плагноклазом, повышенные концентрации боровых и фторовых минералов в апикальных частях интрузий.

Породы комплекса характеризуются повышенным содержанием щелочей (8—9%) с тенденцией к накоплению калия в кислых дифференциатах и образовались из магм щелочно-известкового типа (индекс Пикока 54) (табл. 2, см. рис. 2, 3). По геологическим данным, апикальные части интрузий кристаллизовались на глубинах не более 0,5 км от палеоповерхности. Расчеты по методу Г. С. Момджи (1965) указывают на относительно быстрое остывание интрузивных тел (рис. 4). О том же свидетельствуют порфирировидные структуры пород, наличие зон закалки

Таблица 2

Химический состав пород позднемелового комплекса

Породы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Эндоконтактовые разности										
Габбро-диориты (4)	50,46	18,54	1,08	6,34	3,30	0,17	3,78	8,36	3,94	1,90
Диориты, мангериты (3)	55,76	17,42	0,83	3,63	4,17	0,16	3,17	6,64	4,16	3,16
Кварцевые диориты (2)	59,54	17,70	0,85	2,67	3,27	0,13	1,95	4,20	3,60	3,51
Гранодиориты *	63,90	16,56	0,40	1,96	2,85	0,13	2,53	4,30	3,37	3,87
	67,92	16,12	0,40	1,78	1,75	1,13	1,25	3,25	3,29	4,55
Адамеллиты (8)	68,40	14,49	0,76	0,98	2,29	0,02	0,61	0,95	4,32	4,65
Биотитовые граниты (4)	71,48	13,09	0,36	1,34	2,01	0,10	0,54	0,55	3,91	4,98
Аляскитовые граниты (5)	73,02	13,88	1,02	0,48	1,02	0,15	0,18	0,60	4,46	4,84
Аляскиты (5)	76,74	12,51	0,14	0,49	0,83	0,07	0,17	0,49	3,71	4,74
Фельзиты (4)	75,02	13,19	0,16	0,28	0,78	0,06	0,17	0,55	4,29	4,46

* Даны средние значения составов. В скобках — число анализов.

и слабое ороговикование. Кристаллизация гранитной магмы проходила при парциальном давлении воды в 2 кбар, что, видимо, способствовало расслоению силикатного расплава (Летников и др., 1978). Эндоконтактовые породы формировались при значительном давлении воды (3—4 кбар) (см. рис. 3). Магматическое замещение (Коржинский, 1952) и биметасоматические процессы сыграли, видимо, решающую роль в формировании разнообразных эндо- и экзоконтактовых фаций. Высокая активность кислорода обусловила образование обогащенных гематитом зон в контактах интрузий. Комплекс может быть отнесен к адамеллит-гранитному формационному типу, по Г. Б. Ферштатеру и Н. С. Бородиной (1975).

ВЫВОДЫ

Как было показано многими исследователями, мезозойский магматизм на востоке Азии тесно связан с мезозойскими тектоническими движениями в Тихоокеанском подвижном поясе. В пределах консолидированных участков с древней континентальной корой произошло обновление древних и заложение новых зон разломов, способствовавших высокой магматической активности. В пределах хр. Джугдзур в течение мезозоя отмечаются две крупные вспышки гранитоидного магматизма, обусловивших образование позднеюрского — раннемелового и поздне-мелового комплексов различной формационной принадлежности, пространственно сопряженных в Прибрежном гранитоидном массиве.

Позднеюрско-раннемеловой комплекс тоналит-гранодиоритового формационного типа, по-видимому, является продолжением мезозойских магматических образований сводового поднятия Станового хребта и находится в закономерном ряду омоложения гранодиоритовых магматических комплексов по направлению к внутренним частям Тихоокеанского пояса (Нагибина, 1960; Молчанова, 1964). Позднемеловой комплекс адамеллит-гранитного формационного типа коррелируется с позднемеловыми гранитоидными образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса.

Полученные новые данные позволяют говорить о нецелесообразности выделения аляскистов в самостоятельный комплекс, с одной стороны, и включения габбро и гранодиоритов в состав верхнемелового комплекса — с другой, поскольку последние являются эндоконтактовыми образованиями, а не дифференциатами магматического очага.

Несомненно, что несмотря на отсутствие наблюдений о непосредственной связи рассмотренных магматических комплексов с эффузивными образованиями Удской и Ульинской вулканических структур их следует рассматривать как вулканоплутонические формации, в понимании Е. К. Устиева (1969), мезозойского тектоно-магматического цикла. Так, в частности, для удского интрузивного комплекса, с которым коррелируется позднеюрский-раннемеловой комплекс Прибрежного массива, устанавливается чередование эффузивных (джелонская свита) и интрузивных фаз (Радкевич и др, 1966). Гранитоиды позднемелового комплекса по химическому составу и геохимическим особенностям аналогичны верхнемеловым эффузивным образованиям кислого состава, что позволяет предполагать для них единый магматический очаг.

Геологическая позиция интрузий позднеюрского — раннемелового комплекса, их пространственная и генетическая связь с эффузивами андезитового состава, известково-щелочной характер магмы, обилие ксеногенных меланократовых включений, не имеющих аналогов среди вмещающих образований, указывают, что генерация магмы происходила, вероятно, в глубинных частях коры, ниже уровня гранитно-метаморфического слоя. Для верхнемелового комплекса предполагается внутрикоровый магматический очаг, возникновение которого было обусловлено, вероятно, тектоническими и вулканическими процессами, вызвавшими анатектическое плавление коровых сиалических масс.

Интересен факт существования к юго-востоку от водораздельной линии хр. Джугджур региональной гравитационной ступени северо-восточного простираения. Качественный анализ гравитационного поля района позволяет говорить, что западная составляющая гравитационной ступени отображает поверхность гранитно-метаморфических образований фундамента, в общем погружающуюся в юго-восточном направлении. К области линейных минимумов значений Δg , расположенной в центральной части района и имеющей северо-восточное простираение, приурочены гранитоидные интрузии и частично зона надвигов нижнепротерозойских гранитно-метаморфических образований на верхнепротерозойские терригенно-карбонатные отложения Учуро-Майской плиты и Юдомо-Майского прогиба. Резкие положительные значения Δg в пределах юго-восточной составляющей гравитационной ступени могут быть обусловлены либо уступом, либо сочленением блоков с резко различной плотностью пород. Геологические данные указывают, что юго-восточный блок приподнят относительно северо-западного на 3—4 км (оценка по мощности верхнепротерозойских отложений южного замыкания Юдомо-Майского прогиба). Однако сравнение значений Δg в районе выходов гранитно-метаморфического слоя (Омнинско-Батомгское поднятие, расположенное непосредственно к западу от описываемого района) с наблюдающимися значениями в юго-восточных частях района показывает, что гравитационная ступень обусловлена не только и не главным обра-

зом уступом в гранитно-метаморфических образованиях фундамента, а наличием на небольшой глубине высокоплотных пород, перекрытых маломощным гранитно-метаморфическим слоем.

Особый интерес представляют пластинообразные формы залежей интрузивных тел рассмотренных комплексов. Возможно, что меж- и внутриформационные плоскости отслоения, заполненные магматическими расплавами, представляют собой субгоризонтальные тектонические поверхности или зоны тангенциальных разломов (Пейве, 1960, 1961). В связи с этим следует отметить пространственную приуроченность проявлений позднеюрского — раннемелового диорит-тоналитового магматизма к юго-восточному крылу гравитационной ступени, а верхнемелового субшелочного адамеллит-гранитного — к западному, отражающему строение блока с мощным гранитно-метаморфическим слоем. Возможно, что генерация различных магм происходила на близких глубинных уровнях, обусловленных существованием субгоризонтальных сколовых зон, секущих разнородные по строению блоки коры. На незначительную перемещенность гранитных расплавов от области генерации магм верхнемелового комплекса на основании геохимических данных указывали А. В. Соловьев и В. И. Пузанов (1977).

Проявление гранитоидного магматизма генетически связано с зонами глубинных разломов, т. е. со структурами, развивающимися обычно по границам блоков с различным строением и историей развития. Такая структурная позиция гранитоидных массивов. Для того чтобы определить, с какими тектоническими движениями связано образование гранитоидных масс, необходимо кратко остановиться на вопросе о времени образования надвигов Билякчанской зоны разломов. С запада от зоны разрез коры имеет следующее строение: на архейских образованиях залегают верхнепротерозойские — нижнекембрийские отложения, увеличивающие свою мощность к Билякчанской зоне от 2 до 3—4 км (без существенного изменения фаций), выше они перекрываются меловыми вулканитами андезитового состава. К востоку от зоны Бимекчанского разлома разрез представлен нижнепротерозойскими (?) сланцевыми толщами, на которых залегают терригенно-карбонатные отложения ордовика — карбона, юрские вулканогенно-осадочные толщи и меловые вулканиты андезит-дацит-липаритового состава. В пределах самой зоны отмечается тектоническое расслоение верхнепротерозойских — нижнекембрийских толщ с образованием приразломных складчатых структур и надвиганием данных образований, а также метаморфических толщ нижнего протерозоя в западном направлении. С севера на юг (см. рис. 1) тектонические нарушения Билякчанской зоны приобретают более крутой наклон и имеют уже форму взбросов. В районе р. Анджа-1 отмечено налегание верхнепротерозойских толщ на меловые эффузивы по тектоническому контакту с падением плоскости сместителя на восток под углом 50—60°. Данное разрывное нарушение залечено позднемеловыми гранитоидами. Таким образом, есть основания предполагать, что образование надвиговых структур Билякчанской зоны происходило в мезозойский этап.

Как было показано Ю. М. Пушаровским (1969, 1972), логичней объяснить образование подобных структур не эпиплатформенным орогенезом, а тектоническими процессами в смежном Тихоокеанском подвижном поясе и рассматривать образование гранитоидных массивов в пределах консолидированных областей востока Азии как резонансно-магматические процессы, а структуры типа Билякчанской зоны — как резонансно-тектонические.

Литература

- Бахарев А. Г.* Стратиграфия и особенности состава вулканогенных образований Ульинской наложенной впадины.— В кн.: Вулканические и интрузивные формации Прихотья. Новосибирск, «Наука», 1976.
- Гончаров В. Н.* Новые данные о возрасте вулканогенно-осадочных образований северной части Удского прогиба.— В кн.: Тектоника востока советской Азии. ДВНЦ АН СССР, Владивосток, 1976.
- Коржинский Д. С.* Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2.
- Летников Ф. А., Медведев В. Я., Иванова Л. А.* Взаимодействие гранитного расплава с карбонатами и силикатами. Новосибирск, «Наука», 1978.
- Момджи Г. С.* Химический состав пород как источник информации о процессах образования интрузивных массивов.— Сов. геология, 1965, № 10.
- Молчанова Т. В.* Внегеосинклинальные мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение.— Геотектоника, 1964, № 7.
- Нагиджи М. С.* История развития структур Монголо-Охотского пояса.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. Докл. сов. геол. Международный геол. конгр. XXI сессия. М., 1960.
- Осипов М. А.* Полости и трещины магматической стадии формирования интрузивов гранитоидов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 11.
- Пейве А. В.* Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. Докл. сов. геологов Междунар. геол. конгр., XXI сессия, М., 1960.
- Пейве А. В.* Тектоника и магматизм.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
- Пуцаровский Ю. М.* Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, 1969, № 1.
- Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Радкевич Е. А., Чеботарев М. В., Усенко С. Ф.* О месте и времени гранитоидного магматизма в геосинклинальном развитии юга Дальнего Востока.— Сов. геология, 1966, № 3.
- Соловьев А. Б., Пузанов В. И.* Происхождение гранитоидов Челасинского плутона и оруденение (хр. Джугджур).— В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М., «Наука», 1977.
- Тархова М. А.* Мезо-кайнозойский интрузивный магматизм хребта Джугджур и его металлогенические особенности.— В кн.: Материалы к первой всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1960.
- Устиев Е. К.* Геологические и петрологические аспекты проблемы вулcano-плутонических формаций.— В кн.: Теоретические проблемы вулcano-плутонических формаций и их рудоносности. М., «Наука», 1969.
- Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С.* Петрология магматических гранитов. М., «Наука», 1975.
- Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С.* Петрохимические критерии генетической связи габбро и ассоциированных с ними гранитоидов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
3 мая 1979 г.

УДК 551.242.3(571.6)

Н. И. ФИЛАТОВА, Ф. А. МАЖЕНШТЕЙН, И. А. КУЗНЕЦОВА,
М. М. СМЕЛОВСКАЯ

СТРУКТУРА ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ И КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТЕЙ ПО ДАННЫМ «МЕТЕОРА-25»

Мелкомасштабность изображения, полученного с «Метеора-25» и высокая его обзорность обусловили генерализацию отдешифрованных элементов и выявление наиболее крупных тектонических структур рассматриваемой территории. Показано, что блоки, различающиеся глубинным строением земной коры, отличаются также и по характеру дешифрирующихся структурных элементов и густоте их размещения. На космических снимках получена информация, дополняющая или существенно меняющая понимание тектонического строения отдельных участков. Уточнено положение и строение зоны Анадырского разлома. Выявлена мощная Охотско-Оконайская система разломов, пересекающая Анадырский разлом под острым углом. Установлено, что структуру Таловско-Майнской зоны, Корякии, Олюторского прогиба (в том числе и северной границы последнего) определяют многочисленные надвиги и шарьяжи, различающиеся простиранием и вергентностью. Выделено несколько типов кольцевых структур. Выявлены трансрегиональные линеаменты широтной ориентировки, пересекающие блоки земной коры различного глубинного строения.

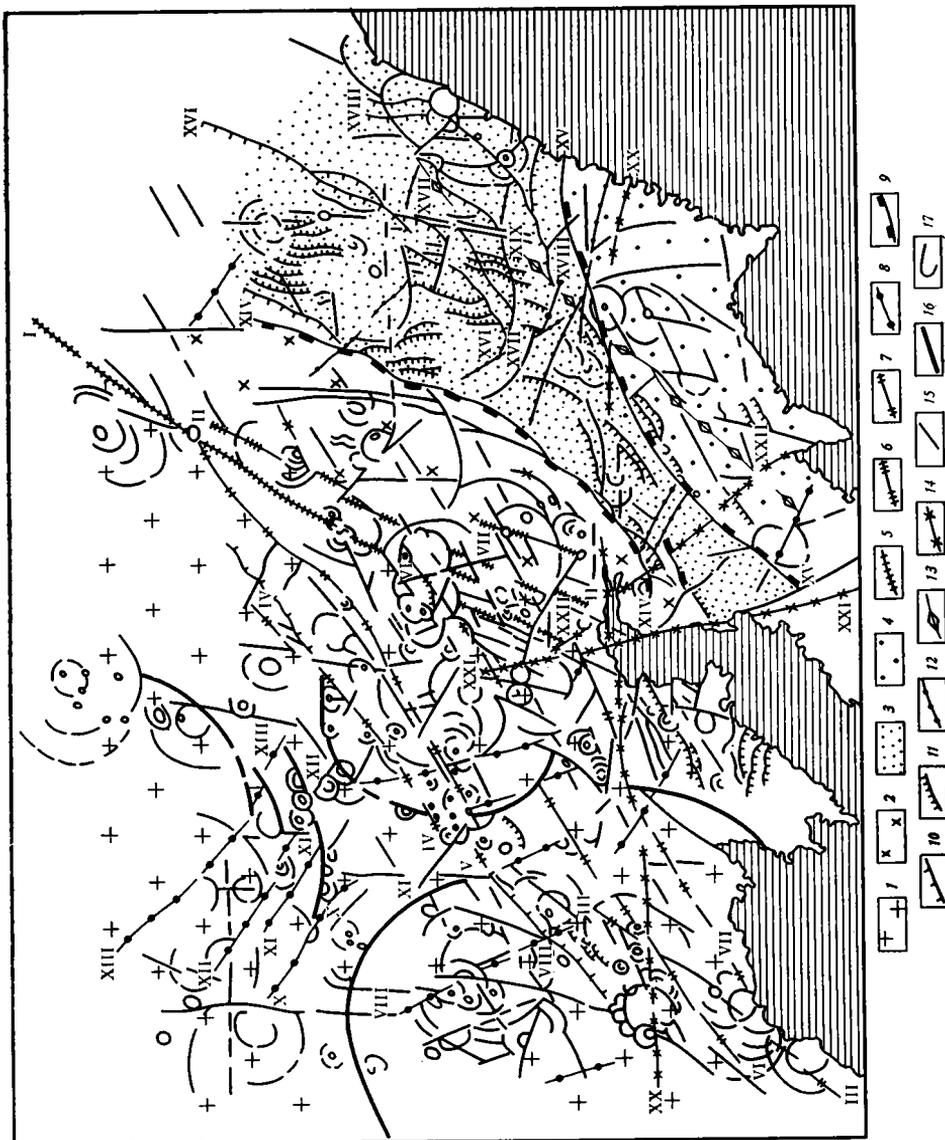
Отдешифрованные линеаменты и кольцевые структуры имеют важное значение не только для более правильного и объективного понимания тектонической структуры Северо-Востока СССР, но и для уточнения структурного контроля полезных ископаемых.

В последнее время все более широкий комплекс материалов космической съемки привлекается для геологического изучения территории Советского Союза. На материалах фотосъемки с пилотируемых космических кораблей, телевизионных и сканерных изображений с советских ИСЗ типа «Метеор» и с американского ИСЗ «Лэндсат» были показаны возможности выявления информации о глубинном строении Земли (Абросимов и др., 1974; Башилова и др., 1972; Вильжоан и др., 1975; Грегори, 1975; Голд и др., 1975; Трифонов и др., 1978; Кац и др., 1976).

С целью выявления новых геологических данных для территории Северо-Востока СССР (от бассейна р. Омолон до побережья Берингова моря) авторами настоящей работы было проведено дешифрирование сканерных многозональных изображений восточной части СССР, полученных 25-м спутником типа «Метеор».

В основу дешифрирования на космических снимках (КС) космофотогеологических объектов были положены следующие принципы: а) выделение на разных снимках четких геометрических элементов фотоизображения и разделение полей, обладающих контрастным фотоизображением; б) суммирование и надстраивание элементов фотоизображения, выделенных на разных снимках, т. е. получение синтезированной схемы их связей; в) группировка элементов фотоизображения в фотогеологические объекты.

Особенностью сверхмелкомасштабных КС «Метеора-25» является, во-первых, высокая степень генерализации индикаторов геологических объектов в сочетании с большой обзорностью и, во-вторых, отчетливое отображение на КС лишь линейных объектов, тогда как площадные



объекты дешифрируются нечетко и только на отдельных участках. Вследствие этого на прилагаемой схеме нашли отражение линейные объекты различной конфигурации — прямолинейные, дуговые, кольцевые; следует подчеркнуть, что эта схема не содержит никакой нагрузки сверх той, что выявлена на КС.

Сопоставление отдешифрированных на КС «Метеора-25» элементов с имеющимися геологическими и геофизическими данными, а также частичная проверка этих элементов на местности позволяют утверждать, что все они являются отражением тектонических структур того или иного ранга. Учитывая высокий уровень генерализации объектов на рассматриваемых КС, можно полагать, что выраженные на этих изображениях элементы соответствуют наиболее значительным тектоническим структурам описываемой территории.

Выявленные при дешифрировании КС геометрические элементы фотозображения можно разделить по их информативности на три группы. В первую группу входят те элементы, которые подтверждают материа-

Схема структурных элементов Северо-Востока СССР в зоне сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей по данным дешифрирования изображения, полученного с ИС «Метеор-25» 1—4 — участки земной коры, различающиеся дешифровочными признаками. 1—2 — Анюйско-Пенжинский блок:

1 — участок континентальной коры дорифейско-мезозойского возраста (периферическая часть Верхояно-Чукотской области и Охотско-Чукотский вулканический пояс), 2 — участок незавершенного формирования континентальной коры, значительно консолидированной в мезозое (Пенжинский прогиб); 3—4 — Корякско-Олюторский блок с гранитно-метаморфическим слоем незавершенного формирования; 3 — участок распространения раннемезозойских эвгеосинклинальных образований (Корякская зона), 4 — участок распространения позднемеловых эвгеосинклинальных образований, в северной части шарьированных на мезозойский континент (Олюторская зона); 5—8 — структурные элементы, отдешифрованные преимущественно в пределах Анюйско-Пенжинского блока: 5—7 — разломы северо-восточного и северо-северо-восточного простирания (сбросы, взбросы, реже сдвиги): 5—6 — разломы, ограничивающие блок мощной континентальной коры (I — Анадырский, II — Орловско-Каменский разломы); 7 — разломы северо-восточного и северо-северо-восточного простирания (III — Кони-Приохотский, IV — Оконайто-Пеледонский, V — Ерополо-Омолонский, VI — Пенжинско-Приохотский, VII — Гижигинско-Пареньский); 8 — разломы северо-западного простирания (сбросы, взбросы, сдвиги: VIII — Кедонский, IX — Кегалинский, X — Олойский, XI — Олойчанский, XII — Курьинский, XIII — Анюйский). 9—13 — структурные элементы, отдешифрованные преимущественно в пределах Корякско-Олюторского блока: 9 — крупные зоны надвигов и шарьяжей (XIV — Таловско-Майнская, XV — Уннэйваам-Ильйивеемская); 10 — надвиги и шарьяжи, ограничивающие крупные тектонические покровы (XVI — Великореченский, XVII — Укэляятско-Хатырский, XVIII — Хатырский); 11 — надвиги и шарьяжи; 12 — разломы северо-западные и субширотные (преимущественно сдвиги); 13 — разломы северо-восточного простирания (предположительно сбросы: XIX — Вывенско-Хатырский); 14 — разломы трансрегиональные (XX — Гижигинско-Ватынский, XXI — Маметчинско-Шайбовеемский, XXII — Пенжинско-Олюторский); 15 — разломы прочие; 16 — кольцевые мегаструктуры; 17 — кольцевые структуры, связанные с магматическими очагами

лы, полученные при наземных геологических исследованиях. Вторая группа отдешифрованных элементов существенно меняет понимание геологического (тектонического) строения того или иного участка или по крайней мере позволяет по-новому интерпретировать имеющиеся геологические данные. Третья группа отдешифрованных элементов не может быть объяснена с позиций полученных к настоящему времени геологических материалов, в связи с чем ее следует отнести к разряду проблем, требующих своего разрешения при дальнейших геологических исследованиях (Махин и др., 1978). В настоящей статье рассматривается в основном вторая группа отдешифрованных объектов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕШИФРИРОВАНИЯ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Результаты дешифрирования КС показывают значительную неоднородность рассматриваемой территории, проявляющуюся как в меняющемся от участка к участку характере отдешифрованных объектов, так и в различной густоте размещения этих объектов на местности. По этим признакам выделяются два блока — северо-западный (Анюйско-Пенжинский) и юго-восточный (Корякско-Олюторский), разграниченных Таловско-Майнской зоной (рисунок). Степень соответствия этих объектов выделяемым ранее тектоническим единицам будет рассмотрена ниже. Для Анюйско-Пенжинского блока характерна густая сеть линейных элементов в сочетании с кольцевыми объектами нескольких рангов. Корякско-Олюторскому блоку свойствен в значительной степени иной рисунок отдешифрованных объектов, — это система различно ориентированных извилистых и дугообразных (нередко фестончатых) линий большого диаметра; прямолинейные и кольцевые объекты здесь имеют подчиненное значение.

Судя по геологическим и геофизическим материалам, все эти элементы независимо от их конфигурации являются разрывными наруше-

чиями, резко различающимися, однако, по генезису, глубине заложения, морфологии, кинематике, времени проявления и роли в геологическом строении региона.

Ниже рассматривается характер выраженности на КС отдешифрованных объектов, а также возможная их геологическая интерпретация; при этом линейные структуры описаны отдельно для каждого из двух упомянутых блоков, а кольцевые объекты охарактеризованы для всей территории в целом.

а. Линеаменты

Анюйско-Пенжинский блок. Анюйско-Пенжинский блок включает два участка, обладающих сходным фотоизображением, но различающихся густотой дешифрирующихся объектов; на границе двух этих участков располагаются зоны Анадырского и Орловско-Каменского разломов (см. рисунок). Один из этих участков, занимающий западную часть рассматриваемой территории (бассейны рек Омолона, Большого Анюя, Наяхана, Гижиги, Парени, верховья рек Пенжины и Анадыря, а также большая, северная часть п-ова Тайгонос), охватывает периферию Верхояно-Чукотской мезозойской миогеосинклинальной области (включая Олойскую зону) и наложенный на нее Охотско-Чукотский вулканический пояс; весь этот участок характеризуется мощным гранитно-метаморфическим слоем (Беляевский, Родников, 1971; Пушаровский, 1960; Марков и др., 1979).

Второй участок, расположенный юго-восточнее и ограниченный Таловско-Майнской надвиговой зоной, соответствует Пенжинскому прогибу; установлено отсутствие на этом участке полностью сформированной континентальной коры (Тильман и др., 1975; Марков и др., 1979), а некоторые исследователи (Некрасов, 1976) считают, что в мезозое здесь была развита океаническая кора. Ниже будет показано, как сравнение результатов дешифрирования структурных элементов на отдельных участках позволяет заключить о степени консолидации земной коры в их пределах.

Расположенный на границе этих участков Анадырский разлом¹ существенно по-иному выражен на КС «Метеора-25» — на картах (Геология СССР, 1970; Тектоническая карта, 1965) его изображали лишь фрагментарно, полагая, что при переходе из долины р. Анадырь в долину р. Пенжины он несколько меняет свою ориентировку с северо-восточной на восток-северо-восточную, простираясь вдоль долины р. Холоховчан в верховья р. Оклан (Геология СССР, 1970; Филатова, 1974). Однако на КС выяснилось, что в эту изломанную линию объединялись отрезки двух разных разломов — Анадырского, который из долины р. Анадырь продолжается, не меняя своего направления, далее на юго-запад, к Пенжинской губе, и пересекающего его под острым углом Пенжинско-Приохотского, протягивающегося через долину р. Пенжины в верховья р. Оклан (см. рисунок).

На КС обнаружилось, что строение Анадырского разлома меняется вдоль его простирания: от долины р. Юрумкувеем до широтного отрезка долины р. Пенжины это единая, резко выраженная на КС ветвь, которая юго-западнее сменяется широкой (30—100 км) зоной параллельных составляющих, дешифрирующихся в виде тонких прерывистых или кулисообразно расположенных прямолинейных отрезков. Различная выразительность на КС отдельных частей Анадырского разлома объясняется, по-видимому, разной степенью их обновления — северо-восточный отрезок этого разлома был магмоподводящим в мелу и палеогене, тогда как

¹ Орловско-Каменский разлом отдельными отрезками дешифрируется на КС примерно таким же образом, как он показан на опубликованных картах (Геология СССР, 1970; Филатова, 1974), в связи с чем здесь он подробно не рассматривается.

для юго-западной его части выявляется значительно меньшая магмоподводящая роль.

Важно отметить, что зона Анадырского разлома в том виде, как она дешифрируется на КС, простирается параллельно Орловско-Каменскому разлому, причем не всегда можно определить, к какому из них относятся отдельные составляющие. Орловско-Каменскому соответствует интенсивная гравитационная ступень (Беляевский, Родников, 1971), тогда как Анадырский разлом выражен гораздо менее интенсивной гравитационной аномалией. Все это позволяет предположить, что Анадырский разлом совместно с Орловско-Каменским образовывали единую мощную систему разрывов древнего заложения, ограничивающую с юго-востока дорифейский континент.

Переходя к рассмотрению структурных элементов, отдешифрированных в блоке дорифейской континентальной коры, с юго-востока ограниченного Анадырским разломом, необходимо отметить широкую (250—300 км) Охотско-Оконайскую систему разломов, которая протягивается от побережья Охотского моря и верховий р. Омолон в северо-восточном направлении, под острым углом пересекая Анадырский разлом; элементы этой системы прослеживаются и восточнее Анадырского разлома, но уже в значительно разреженном виде.

В Охотско-Оконайской системе разломы расположены по площади не равномерно, а образуют сгущения. Всего дешифрируются четыре зоны сближенных разломов (протяженностью не менее 1500—2000 м, отстоящие друг от друга на 30—60 км) с юга на север: Гижигинско-Пареньская, Пенжинско-Приохотская, Ерополо-Омолонская, Оконайто-Пеледонская. Отдельные зоны образованы субпараллельными разрывными нарушениями, прерывистыми или кулисообразными. В каждой из них обычно можно выделить главные составляющие (которые и показаны на рисунке), основываясь на их лучшей выраженности на КС или (и) ведущей роли по геологическим и геофизическим данным. Все эти зоны разломов (в части, расположенной к западу от Анадырского разлома) контролировали меловой, в меньшей мере палеогеновый магматизм (как в вулканической, так и в интрузивной формах), однако отдельные составляющие зачастую обновлялись неодновременно. Возможно, эти разломы проявились и ранее, в позднем палеозое — раннем мезозое, определяя, в частности, границы Гижигинского прогиба и Умкувеевской впадины.

Большинство рассмотренных выше зон разломов северо-восточного простирания по выражению в рельефе являются вертикальными и крутонаклонными сбросами или взбросами, что подтверждается в ряде мест наземными наблюдениями. Однако часть разломов этой ориентировки относится к надвигам. В частности, в Оконайто-Пеледонской зоне разломов, в долинах рек Яблон и Большой Пеледон дешифрируются сравнительно короткие (30—45 км) ветвящиеся извилистые разрывы, ограничивающие серию узких линзовидных блоков. Как показала наземная проверка, здесь развита система узких тектонических блоков, вергентных в юго-восточном направлении, сложенных терригенно-вулканогенными породами альба. Вероятнее всего, это зона субпараллельных крутых надвигов, наклоненных на юго-восток. Кроме того, надвиги аналогичной ориентировки описаны (Филатова, 1978) между Пенжинско-Приохотской и Гижигинско-Пареньской зонами, где готеривские образования надвинуты на альб-сеноманские.

Протяженная (не менее 200 км) Омолонская зона надвигов северо-восточного простирания дешифрируется в верховьях р. Омолона в виде фестончатых линий, причем отдельные дуги, составляющие этот линеймент, выпуклостью обращены к северу. По выражению этой зоны в рельефе следует, что плоскость сместителя наклонена на юго-восток. Пологие тектонические чешуи на одном из участков этой зоны были не-

давно доказаны Е. Г. Песковым в ходе крупномасштабных съемочных работ.

Блок дорифейской континентальной коры пересечен еще одной — Приохотско-Аньюской крупной зоной разломов северо-северо-восточного простирания, параллельной Анадырскому разлому, которая протягивается (см. рисунок) вдоль западного побережья Гижигинской губы в бассейн р. Омолон и далее в бассейн р. Большой Анюй; на юго-западе она выходит за пределы рассматриваемой территории, в акваторию Охотского моря, пересекая п-ов Пьягина. Наиболее четко на КС выражена приохотская часть этой зоны, которая являлась магмоподводящей в мезозое.

Из анализа размещения меловых магматических образований Охотско-Чукотского пояса следует, что при его формировании магмоподводящими являлись отдельные отрезки рассмотренных выше разломов северо-восточного и северо-северо-восточного простираний (включая и Анадырский), сопрягающихся друг с другом под острым углом, что обусловило изменение простирания отдельных частей этого пояса в плане.

Разрывные нарушения северо-западных простираний гораздо менее четко (по сравнению с северо-восточными) выражены на КС «Метеора-25», поскольку они связаны с палеозойским и раннемезозойским этапами развития региона, а позднее обновлялись незначительно. Протяженные (до 250 км) линейменты северо-западной ориентировки отчетливо дешифрируются в пределах Омолонского массива. В мезозое они нередко определяли участки размыва и осадконакопления; кроме того, они контролировали мезозойский магматизм.

Разрывные нарушения северо-западного простирания в виде протяженных (более 500 км) прерывистых, иногда расположенных кулисообразно, линий дешифрируются и восточнее, прослеживаясь иногда в Пенжинскую впадину (см. рисунок). Эти разломы в настоящей статье не рассматриваются, поскольку в том или ином виде они выделены на тектонической карте Северо-Востока СССР (1965).

По разломам северо-западного простирания наряду с вертикальными подвижками в отдельные этапы происходили сдвиговые перемещения. Такого же рода движения происходили по разломам субширотного и субдолготного направлений, которые в незначительном количестве дешифрируются к западу от Анадырского разлома. Субдолготные разломы четко дешифрируются в бассейнах рек Омолон, Большой и Малый Анюй. Многие из этих разломов нашли отражение на опубликованных картах (Геология СССР, 1970; Тектоническая карта..., 1965).

Характеризуя изображение на КС участка Пенжинского прогиба, расположенного к юго-востоку от Анадырского разлома, следует еще раз подчеркнуть, что все зоны разломов северо-восточной ориентировки, описанные выше в блоке дорифейской континентальной коры, продолжатся и сюда, хотя и в значительно разреженном виде, тогда как для Корякско-Олюторского блока, где континентальная кора еще не сформирована (Марков и др., 1979), подобные структурные элементы не характерны. В пределах Пенжинского прогиба отдешифрированы многочисленные кольцевые структуры, которые в Корякско-Олюторском блоке развиты незначительно, но широко распространены к западу от Анадырского разлома на мощной континентальной коре. Следовательно, по характеру дешифрирующихся структурных элементов Пенжинский прогиб ближе к блоку со сформированным гранитно-метаморфическим сломом, а существующие различия объясняются, вероятно, более поздней и еще неполной консолидацией земной коры в пределах Пенжинского прогиба. Таким образом, различия трех сравниваемых участков позволяют предположить, что Пенжинский прогиб по степени консолидации земной коры (на уровне формирования гранитно-метаморфического слоя) за-

нимает промежуточное положение между периферической частью Верхояно-Чукотской области и Корякской зоной.

Корякско-Олюторский блок. Совсем иного типа линеаменты характерны для Корякско-Олюторского блока, ограниченного с северо-запада Таловско-Майнской зоной, а с юго-востока акваторией Берингова моря. Это плавно изгибающиеся, иногда прерывистые и кулисообразно расположенные дуги с очень большим радиусом кривизны, которые в совокупности нередко создают фестончатый рисунок.

Ранее все линеаменты Корякской и Олюторской зон трактовались (Геология СССР, 1970; Тектоническая карта..., 1965, и др.) как сбросы, взбросы, реже сдвиги. Однако отдешифрованные на КС линейные объекты по своей конфигурации более убедительно могут быть проинтерпретированы как ограничения тектонических покровов — шарьяжи и надвиги. Подобная интерпретация, кстати сказать, вытекает и из рисовки отдельных участков геологической карты этого региона, например в бассейнах рек Великая и Хатырка (Геология СССР, 1970), хотя эта карта составлялась, исходя совсем из других принципов. Но самым главным доказательством подобных структур служат появившиеся в последние годы материалы наземных геологических исследований, убедительно показывающие наличие шарьяжей в бассейнах рек Уннэйваям и Энычаяям (Алексеев, 1979; Митрофанов, 1977), а также в долинах рек Великая и Хатырка (Александров, 1978; Руженцев и др., 1978), в Усть-Бельских горах (Александров, 1978), в хр. Пекульней (Некрасов, 1978).

Судя по КС, тектонические покровы в Корякии и Олюторском прогибе явление отнюдь не локальное, а напротив, весьма широко распространенное, составляющее, может быть, главную структурную особенность мезозойских (и, вероятно, и раннекайнозойских) образований этой территории. Достоверность этого положения может быть доказана лишь в ходе дальнейших наземных геологических исследований.

Наиболее значительной надвиговой зоной является Таловско-Майнская (см. рисунок) (на описываемом КС можно наблюдать лишь западную и центральную ее части, а северо-восточная скрыта облаками), которая в геологической литературе (Геология СССР, 1970; Тектоническая карта..., 1965) обычно трактуется как антиклинорий или поднятие. Однако в последнее время появились данные о чешуйчато-надвиговом строении этой зоны (Александров, 1978).

Кроме своей протяженности (не менее 800 км) Таловско-Майнская зона важна и тем, что она является северо-западным ограничением территории, для которой устанавливается на КС широкое развитие тектонических покровов. По-видимому, Таловско-Майнская зона разграничивает участки земной коры различного строения, что и обусловило такое различие в тектонической структуре по обе стороны от этой зоны.

На КС Таловско-Майнская надвиговая зона состоит из узких протяженных линзовидных полос, расположенных прерывисто и кулисообразно. Ширина ее от 30 до 60 км. В целом это дугообразная в плане зона с очень большим радиусом кривизны, обращенная выпуклостью к океану. Отдельные ее элементы представляют собой дуги меньшего радиуса, что придает зоне фестончато-линзовидный облик. Западным ограничением Таловско-Майнской зоны является Маметчинско-Шайбовеевский линеамент, вблизи которого происходит разветвление зоны и изменение направления одной (вероятно, главной) ее составляющей. Одна ветвь простирается на юго-запад, на южную оконечность Маметчинского полуострова, а вторая — более северная, резко меняя направление с северо-восточного на северо-западное, протягивается в северную часть Пенжинской губы.

По рисовке в плане главных составляющих Таловско-Майнской зоны можно предполагать сравнительно пологий их наклон на северо-за-

пад, что позволяет интерпретировать эту зону как фронтальную часть тектонических покровов, вергентных в северо-западном направлении, причем в шарьировании участвуют породы палеозоя и раннего мезозоя, а время шарьирования — поздний неоком (Некрасов, 1978). Однако имеются данные и о поздне меловом времени проявления здесь горизонтальных движений. Так, по наблюдениям А. А. Александрова (1978), в Усть-Бельских горах тектонические пластины палеозоя и нижнего мезозоя надвинуты на сенонские терригенные образования. Этим исследователем установлен наклон аллохтонных пластин в северо-западных румбах.

Изменение простираия западной части Таловско-Майнской надвиговой зоны обусловлено, вероятно, сдвигом по Пенжинско-Олюторскому линеаменту, что доказывается и соответствующим изменением простираия положительной гравитационной аномалии. Следует отметить развитие вдоль южного фаса Таловско-Майнской зоны пологих линеаментов противоположной, юго-восточной вергентности, по которым на меловые отложения надвинуты верхнеюрские — нижнемеловые офиолиты.

Ниже рассматриваются структурные элементы Корякско-Олюторского блока, в котором выделяются Корякская и Олюторская зоны.

В Корякской зоне на КС дешифрируется несколько систем структурных элементов, которые соответствуют, вероятно, надвигам и шарьяжам, различающимся ориентировкой, вергентностью, соотношением друг с другом и временем проявления.

Одна из этих систем — Ваежская — наиболее четко выражена в правобережье р. Майн, в бассейне р. Ваеги, где на КС наблюдается долготная и северо-северо-восточная система субпараллельных, иногда ветвящихся дуг и скобочек, выпуклостью обращенных на восток. Весьма вероятно, что эта система продолжается и далее на юго-запад, в междуречье Великой — Хатырки, а также в верховья рек Пахача, Алука, где дешифрируются частые субпараллельные фестончатых очертаний линии, смещенные друг относительно друга по линеаментам других направлений. На севере ограничением этой системы служит Таловско-Майнская, на юге — Уннейваям-Ильпивеевская надвиговые зоны (см. рисунок).

Судя по соотношению с рельефом плоскости срыва рассматриваемой системы надвигов и шарьяжей наклонены на запад. Отдельные фрагменты этих разломов (трактовавшиеся, однако, как сбросы и взбросы) показаны на геологической (Геология СССР, 1970) и тектонической картах Северо-Востока СССР (1965), ограничивая узкие линзы валанжинских отложений в так называемом Ваежском поднятии. Это поднятие представляет собой, вероятно, серию тектонических чешуй, наклоненных на запад, в которых палеозойские и верхнеюрские — нижнемеловые образования шарьированы на верхнемеловые. Плоскость срыва проходила, видимо, по гипербазитовому слою, в связи с чем вдоль шарьяжей располагаются линзы гипербазитов. На участках, перекрытых вулканитами палеогена, описываемые разрывы на КС не прослеживаются, что определяет допалеогеновый их возраст.

В восточной Корякии дешифрируется еще одна аналогичного характера и простираия система дугообразных линеаментов, которые выпуклостью, однако, обращены на запад, что позволяет предположить восточную их вергентность. Фрагменты этих субпараллельных надвигов и шарьяжей дешифрируются в Алганской зоне (в междуречье Майн — Великая), протягиваясь далее на юг до Укэляйтско-Хатырского шарьяжа. Может быть, именно развитием этих многочисленных субпараллельных тектонических пластин (в сочетании со слабой палеонтологической охарактеризованностью отложений) объясняются те затруднения, которые возникают при интерпретации геологического строения этого участка, где в состав одной свиты включаются самые разнообразные по гене-

зису отложения, а мощность их разными авторами определяется совершенно различно (Зинкевич, 1977).

Кроме того, в восточной Корякии дешифрируются три дугообразных линеамента северо-восточного простирания (интерпретирующиеся как шарьяжи); выпуклостью обращенных на юго-запад и в совокупности образующих пучок, сходящийся на юго-западе, в верховьях р. Великой, где все они ограничены разломом (по-видимому, сдвигом) северо-западного направления (см. рисунок). Один из этих шарьяжей — Велико-реченский — на КС представлен плавно изгибающейся, линзовидно ветвящейся фестончатой линией, протягивающейся по восточному фасу хр. Рарыткин, в долине р. Великой до верховий р. Ваеги. Хатырский шарьяж, расположенный южнее в бассейне р. Хатырка, имеет более простую дугообразную форму. От этого линеамента ответвляется еще одна линия аналогичного характера, но меньшей протяженности.

На отдельных участках рядом исследователей (Александров, 1978; Зинкевич, 1977; Руженцев и др., 1978) доказано, что эти линеаменты ограничивают крупные тектонические покровы. В строении Велико-реченского и Хатырского покровов участвуют породы палеозоя, верхней юры — нижнего мела в терригенных и кремнисто-вулканогенных фациях, а также линзы гипербазитов (Геология СССР, 1970; Руженцев и др., 1978). С. В. Руженцев и др. (1978) на участке дешифрированных Велико-реченского — Хатырского шарьяжей выделяют крупную сложную построенную аллохтонную пластину (именуемую Майницкой зоной), шарьированную к югу в послемаастрихтское время на песчаники кампана Алькатваамской зоны.

Южнее располагается Укэляятско-Хатырский шарьяж, протягивающийся дугой от низовий рек Хатырки и Алуки до левобережья р. Укэляят и правобережья р. Импенвзем концентрически по отношению к Хатырскому линеamentу. Он дешифрируется зоной тонких волнистых, параллельных линий, ограничивающих серию полого наклоненных на север квест, возникших, вероятно, в фронтальной части пакета тектонических чешуй. Укэляятско-Хатырский тектонический покров, подобно описанным выше аллохтонным пластинам, образован гипербазитами, а также палеозойскими, верхнеюрскими и раннемеловыми отложениями (Геология СССР, 1970) и, судя по дешифрированию, наклонен на север. По данным А. А. Александрова (1978), С. В. Руженцева и др. (1978), здесь выделяется Эконайская зона, в которой автохтонными являются терригенно-вулканогенные породы кампана.

Таким образом, Велико-реченский, Хатырский и Укэляятский — Хатырский шарьяжи ограничивают, вероятно, серию субпараллельных наклоненных на север тектонических пластин, шарьирование которых произошло позднее движений по вышеописанным надвигам субдолготного простирания, что следует из соотношения этих систем в плане.

Олюторская зона, выделяющаяся на КС в составе Корякско-Олюторского блока, в целом соответствует прогибу, изображенному на тектонической карте Северо-Востока СССР (1965) в качестве наиболее северного элемента Олюторско-Камчатской системы, несколько отличаюсь конфигурацией северной границы.

Северное ограничение Олюторской зоны дешифрируется в виде дуги большого радиуса (разорванной и несколько смещенной по сдвигам северо-западной ориентировки), выпуклостью обращенной на север, к континенту (см. рисунок). Она протягивается из верховий р. Куйвивеема в верховья рек Энычаваям, Пахача, Алука и в левобережье р. Ильпивеем. По конфигурации в плане этот Уннэйвем-Ильпивеемский линеament, вероятнее всего, является фронтальным ограничением тектонической пластины, причем плоскость срыва наклонена, судя по данным дешифрирования, на юго-восток. Сложен аллохтон кремнисто-вулканогенными породами кампана, а в фронтальной своей части содержит

линзы гипербазитов (Геология СССР, 1970). Автохтонными образованиями являются терригенные породы верхнего мела. Шарьяжную природу Уннэйваям-Ильпивеевского линеамента в западной его части подтверждают данные Н. П. Митрофанова (1977) и Э. С. Алексеева (1979).

Таким образом, поскольку ограничение Олюторского прогиба имеет покровный характер (имел место, вероятно, процесс обдукции), истинная его северная граница (в том числе и первоначальная область накопления кампанской кремнисто-вулканогенной формации) не может быть восстановлена без предварительных палинспастических построений.

Параллельно восточной части рассматриваемого линеамента в низовьях р. Укэляят располагается еще одна дуга такого же радиуса — Укэляятская, отстоящая на севере от Уннэйваям-Ильпивеевского на расстояние 30 км; судя по конфигурации в плане, это такой же шарьяж, также наклоненный на юг и составляющий с Уннэйваям-Ильпивеевским, вероятно всего, единую зону. Из соотношения в плане Укэляятского шарьяжа с рассмотренным выше Укэляятско-Хатырским тектоническим покровом (последний перекрывает Укэляятскую зону) можно сделать вывод о более раннем движении с юга первого из них.

С тыловой стороны Унэйвайм-Ильпивеевского линеамента дешифрируется зона извилистых и дугообразных (иногда в виде скобочек) линий северо-восточного простирания, обращенных выпуклостью к океану. Часть подобных малопротяженных (первые десятки км) линеаментов дешифрируется и южнее, во внутренних частях Олюторского прогиба. Вероятнее всего, это серия небольших тектонических чешуй, наклоненных в сторону континента, причем в шарьировании, судя по геологическим материалам (Геология СССР, 1970), в основном принимали участие кремнисто-вулканогенные образования верхнего мела, а возможно, и палеогена.

Завершая рассмотрение особенностей дешифрирования Корякско-Олюторского блока, необходимо отметить протяженный (около 600 км) Вывенско-Хатырский линеамент, протягивающийся из бассейна р. Вывенки через верховья рек Пахача и Алука в долину р. Хатырка, пересекающий в северо-восточном направлении и Олюторскую, и Корякскую зоны. Это четко дешифрирующийся, довольно прямолинейной конфигурации разлом, который лишь незначительно смещается по некоторым поперечным разрывам. В связи с этим можно предполагать позднее (вероятно, раннекайнозойское) время его проявления, когда он, возможно, играл роль магмоподводящей структуры, хотя и не исключено более раннее его заложение, например в сеноне.

Завершая характеристику линеаментов, отдешифрированных на КС, необходимо упомянуть несколько линейных объектов, которые следует отнести к трансрегиональным, поскольку они пересекают все выделенные выше блоки.

Это прежде всего Гижигинско-Ватынский линеамент длиной не менее 750 км, протягивающийся в субширотном направлении севернее п-ова Тайгонос, из бассейна р. Гижиги, через северную часть Пенжинской губы в бассейн р. Белой и далее на восток, в верховья рек Пахачи и Алуки вплоть до побережья Берингова моря (см. рисунок). Таким образом, этот линеамент пересекает периферическую часть Верхояно-Чукотской области, Пенжинский прогиб и, прерываясь в пределах Таловско-Майнской надвиговой зоны, прослеживается в Корякской и Олюторской зонах. Этот линеамент выражен довольно прямолинейными отрезками, иногда смещенными друг относительно друга, иногда располагающимися субпараллельно, образуя зону шириной 10—30 км. На отдельных участках он сопровождается интенсивными гравитационными аномалиями, как, например, в северной части Пенжинской губы и в пределах Олюторского прогиба.

В настоящее время отсутствуют геологические материалы, которые позволили бы интерпретировать этот линеамент в целом. Не исключено, что на разных этапах геологической истории проявились различные его отрезки. Так, например, выявляется значительная роль западной части рассматриваемого линеамента в меловое время, где он являлся важной магмо- и рудоконтролирующей структурой.

Следует также отметить упоминавшийся выше Шайбовеем-Маметчинский субмеридиональный линеамент длиной около 370 км, протягивающийся из бассейна р. Шайбовеем через восточную часть Пенжинской губы (определяя конфигурацию восточного ее побережья) на северную Камчатку. В меловое время он, по-видимому, был проявлен как сдвиг, ограничивающий с запада Таловско-Майнскую надвиговую зону и соответствующую ей положительную гравитационную аномалию.

Такую же сдвиговую природу имеет, видимо, и Пенжинско-Олюторский линеамент северо-западной ориентировки, протягивающийся от Олюторского залива через долину р. Таловки и Пенжинскую губу в верховья р. Юлговаам, где он причленяется к Шайбовеемо-Маметчинскому разлому (см. рисунок). Сдвиговое перемещение по этому разлому обусловило, как уже упоминалось выше, изменение простирания Таловско-Майнской надвиговой зоны и возникновение так называемого Валижгенского поднятия, которое представляет, вероятно, продолжение Таловско-Майнской зоны, смещенное по сдвигу на север.

б. Кольцевые объекты

На КС «Метеора-25» выявлено большое количество кольцевых объектов, разнообразных по размеру и условиям локализации, образованных дуговыми разломами различной длины и имеющих обычно концентрическое строение. Роль этих структур в геологическом строении региона явно недооценивается, а некоторые их типы (особенно наиболее крупные) при наземных исследованиях пропускаются вообще.

Кольцевые объекты размещены неравномерно — большая их часть сконцентрирована на участке мощной континентальной коры к северо-западу от Анадырского разлома, где они к тому же наиболее разнообразны по размерам. Юго-восточнее их количество уменьшается. Этих структур еще довольно много в блоке, заключенном между Анадырской и Таловско-Майнской зонами разломов, но в пределах Корякии и Олюторского прогиба они уже сравнительно малочисленны.

На КС выделяются кольцевые структуры трех величин — мегаструктуры диаметром от 300 км и более, кольцевые системы диаметром 60—100 км и, наконец, кольцевые структуры, не превышающие первых десятков километров, но чаще имеющие в диаметре первые километры.

К северо-западу от Анадырского разлома дешифрируются кольцевые структуры всех трех размерностей. Только здесь располагаются кольцевые мегаструктуры; на КС они оконтуриваются дуговыми разломами большого радиуса. В пределах рассматриваемого участка Верхояно-Чукотской геосинклинальной области и Охотско-Чукотского вулканического пояса отдешифрированы фрагменты трех таких мегаструктур — Омолонской, Пенжинской и Анюйской. Анализ геологических и геофизических материалов свидетельствует о различном их генезисе. Так, например, если к Пенжинской мегаструктуре, расположенной в пределах Охотско-Чукотского вулканического пояса, приурочены мантйные вулканогенные образования среднего — основного состава мелового возраста, а о более ранней истории этого элемента данных пока нет, то Омолонская мегаструктура, приуроченная к срединному одноименному массиву, имеет гораздо более древнее, возможно, дорифейское заложение. В палеозое и мезозое в пределах Омолонской мегаструктуры вдоль дуговых разломов происходило неоднократное извер-

жение магматических масс кислого и среднего состава (имевших, вероятнее всего, палингенную коровую природу), которым соответствуют дугообразные гравитационные аномалии. Омолонская мегаструктура возникла, возможно, при гранитизации древней коры, в ходе чего на протяжении фанерозоя дискретно возникали внутрикоровые магматические очаги. Не исключено, что эта магматическая активность отражает лишь последние этапы развития этой структуры, а время ее возникновения гораздо более раннее, как это предполагают для кольцевых структур архейских комплексов некоторые исследователи (Брюханов и др., 1977; Глуховский, 1978).

Кольцевые структуры второго порядка (кольцевые системы) располагаются в пределах мегаструктур или на пересечении каких-либо крупных линеаментов. По отношению к мегаструктурам кольцевые системы размещаются либо конформно, составляя как бы их «сердцевину», либо на их периферии в местах пересечения ограничивающих внешних дуг с протяженными линейными разломами.

Кольцевые системы свойственны участкам коры с различным строением. Особенно многочисленны они к северо-западу от Анадырского разлома и в Пенжинском прогибе. Сопоставление кольцевых систем с геологическими материалами свидетельствует о магматической их природе, но источники этого магматизма различны — и коровые, и мантийные, что кроме разного типа магматизма выражается и разными видами геофизических аномалий. Особенно разнообразны по проявлению магматизма кольцевые системы, расположенные к северо-западу от Анадырского разлома. Здесь они связаны и с интрузивным магматизмом (например, Туромчинская на побережье Охотского моря или Ичигемская в одноименном хребте), и с различного вида вулканизмом, как коровым (например, системы в пределах Омолонской мегаструктуры), так и мантийным.

В пределах Корякии и Олюторского прогиба большая часть кольцевых систем обусловлена проявлением мантийного базальтоидного, реже умеренно кислого магматизма. Некоторые кольцевые системы не находят объяснения с позиций имеющихся геологических материалов и требуют постановки наземных исследований, как, например, дешифрирующаяся в низовьях р. Хатырки на побережье Берингова моря кольцевая структура, которой соответствует интенсивный гравитационный минимум.

Кольцевые структуры третьего ранга дешифрируются в пределах всей рассматриваемой территории, но особенно многочисленны они к северо-западу от Анадырского разлома. Они редко встречаются самостоятельно и обычно располагаются по периферии кольцевых структур двух вышеописанных типов, образуя сгущения в местах пересечения последних с линеаментами. Кольцевые структуры этой размерности также связаны с проявлением магматизма в интрузивной и эффузивной формах и характеризуются обычно малоглубинным, близповерхностным заложением.

ВЫВОДЫ

1. В результате дешифрирования космического снимка «Метеора-25» получена информация о структурных элементах — преимущественно разрывных нарушениях разного ранга — территории Северо-Востока СССР, охватывающей периферическую часть Верхояно-Чукотской области, Охотско-Чукотский пояс, Пенжинско-Анадырскую и Корякскую зоны, а также Олюторский прогиб. Учитывая генерализацию изображения на КС, отдешифрированные объекты соответствуют наиболее крупным тектоническим структурам территории, которые при наземных исследованиях выявляются далеко не всегда.

2. По характеру отдешифрированных объектов и густоте их размещения выделяются два блока — Корякско-Олюторский и Анюйско-Пенжинский, разделенных Таловско-Майнской надвиговой зоной. В Корякско-Олюторском блоке, в пределах которого континентальная кора еще не сформирована (Марков и др., 1979), дешифрируются многочисленные дугообразные линеаменты, которые довольно уверенно могут интерпретироваться как надвиги и шарьяжи.

Анюйско-Пенжинскому блоку свойственна густая сеть линейных элементов (соответствующих сбросам, взбросам, сдвигам и лишь в незначительной степени — надвигам) в сочетании с кольцевыми структурами нескольких рангов. Этот блок Анадырским и Орловско-Каменским разломами разделяется на два участка — западный, характеризующийся мощным дорифейским гранитно-метаморфическим слоем (периферия Верхояно-Чукотской миегосинклинальной области) и восточный, соответствующий Пенжинскому прогибу, на территории которого дешифрируются те же элементы, что и к западу от Анадырского разлома, но в значительно разреженном виде. Следовательно, по характеру дешифрирующихся структурных элементов Пенжинский прогиб ближе к блоку коры со сформированным гранитно-метаморфическим слоем, а существующие различия объясняются, вероятно, более поздней и еще неполной консолидацией земной коры в пределах Пенжинского прогиба.

3. Из крупных структурных элементов, отдешифрированных на КС, дополнительно к имеющимся геологическим данным, необходимо отметить:

а) широкую (250—300 км) протяженную Охотско-Оконайтскую систему разломов, состоящую из нескольких зон;

б) уточнение юго-западного продолжения Анадырского разлома и изменение строения этой зоны по простиранию;

в) выявление структурного соотношения Охотско-Оконайтской системы разломов с Анадырским разломом — они пересекаются под острым углом; узлы их пересечения играют важную роль для локализации тектоно-магматических кольцевых структур и оруденения;

г) надвиги в пределах блока дорифейской континентальной коры;

д) многочисленные надвиги и шарьяжи, определяющие структуру Таловско-Майнской зоны, Корякии, Олюторского прогиба, различающиеся простиранием, вергентностью и соотношением друг с другом; выделение так называемого Таловско-Майнского поднятия в качестве крупной надвиговой зоны, наклоненной на северо-запад: шарьяжный характер северного ограничения Олюторского прогиба (позволяющий предполагать процесс обдукции);

е) несколько типов кольцевых структур, размещение в плане которых находится в зависимости от строения земной коры;

ж) трансрегиональный Гижигинско-Ватынский субширотный разлом, пересекающий блоки земной коры различного глубинного строения.

4. Отдешифрированные линеаменты и кольцевые структуры имеют важное значение не только с точки зрения более правильного и объективного познания тектонической структуры Северо-Востока СССР, но и с позиций уточнения структурного положения полезных ископаемых.

Авторы искренне благодарны В. Н. Брюханову, В. В. Козлову и Ю. М. Пушаровскому, сделавшим ряд замечаний к статье.

Литература

Абросимов И. К., Богородский С. М., Востокова Е. А. Ландшафтные взаимосвязи и их использование при дешифрировании материалов аэро- и космических съемок для изучения глубинного строения западной части Туранской плиты.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами, т. 2. Геология и геоморфология. М., ВИНТИ, 1974.

- Алексеев Э. С.* Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья.— Геотектоника, 1979, № 2.
- Александров А. А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М., «Наука», 1978.
- Башилова И. И., Еремин В. К., Махин Г. В.* Некоторые результаты применения телевизионных изображений Земли, переданных из ближнего космоса, для изучения региональных геологических структур.— Сов. геология, 1972, № 1.
- Беляевский Н. А., Родников А. Г.* Строение земной коры островных дуг и дальневосточных морей.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, т. XVI, вып. 2.
- Брюханов В. Н., Глуховский М. З., Ставцев А. Л.* Кольцевые структуры Земли.— Природа, 1977, № 10.
- Вильжоан М., Вильжоан Р.* Использование снимков EPTS-1 в качестве вспомогательного средства для геотектонического районирования Южно-Африканского кристаллического щита.— В кн.: Геологические исследования из космоса. М., «Мир», 1975.
- Геология СССР, т. XXX, ч. 1. Северо-Восток СССР. М., «Недра», 1970.
- Глуховский М. З.* Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа.— Геотектоника, 1978, № 4.
- Грегори А.* Предварительная оценка применения снимков EPTS-1 для изучения геологии отдельных районов Канадской Арктики.— В кн.: Геологические исследования из космоса. М., «Мир», 1975.
- Голд Д., Паризек Р., Александер С.* (факультет наук о земле, университета штата Пенсильвания). Анализ и применение данных EPTS-1 для регионального геологического картирования.— В кн.: Геологические исследования из космоса. М., «Мир», 1975.
- Зинкевич В. П.* Особенности геологического строения северной части Корякского нагорья.— Сов. геология, 1977, № 8.
- Кац Я. Г., Рябухин А. Г., Трофимов Д. М.* Космические методы в геологии. Изд-во Моск. ун-та, 1976.
- Марков М. С., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А.* Тектоника востока Азии и дальневосточных морей.— Геотектоника, 1979, № 1.
- Махин Г. В., Волчегурский Л. Ф., Коген В. С., Филатова Н. И.* О методике составления космофотогеологических карт.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 10.
- Митрофанов Н. П.* Геология, магматизм и оловоносность юго-западной части Центрально-Корякской складчатой зоны. Автореферат дис. М., ВИМС, 1977.
- Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М., «Наука», 1976.
- Некрасов Г. Е.* Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь) — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6.
- Пуцаровский Ю. М.* Приверхоянский краевой прогиб и мезозоида Северо-Восточной Азии. Тектоника СССР, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Соколов С. Д.* Офиолитовые покровы Корякского хребта.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5.
- Тектоническая карта Северо-Востока СССР масштаба 1:2 500 000. Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А., 1965.
- Тильман С. М., Бялобжеский С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. Л.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Трифонов В. Г., Макаров В. И., Деревянко О. С., Панин В. М., Петренко А. С., Скобелев С. Ф., Флоренский П. В., Шорин-Константинов Б. П.* Геологическое изучение Земли из космоса. М., «Наука», 1978.
- Филатова Н. И.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Геотектоника, 1974, № 2.
- Филатова Н. И.* Чешуйчато-надвиговые структуры на границе Охотско-Чукотского пояса и Корякской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4.

Всесоюзное научно-производственное объединение «Аэрогеология»

Статья поступила
3 декабря 1979 г.

УДК 551.242.12

Б. И. ДМИТРИЕВА

**ОБ ОДНОМ КОЛИЧЕСТВЕННОМ МЕТОДЕ АНАЛИЗА ХАРАКТЕРА
ВЕРТИКАЛЬНЫХ (КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ) ДВИЖЕНИЙ**

Рассматривается количественный метод анализа характера вертикальных (колебательных) движений, основанный на вычислении максимума градиента скорости этих движений для прошлых геологических эпох. Этот метод применен при анализе режима вертикальных движений для выяснения взаимосвязи характера этих движений на платформах и прилегающих складчатых зонах (на примере Восточно-Европейской и Сибирской платформ).

Сравнительный количественный анализ вертикальных движений на платформах и прилегающих к ним подвижных зон позволил сделать вывод о синхронности изменения характера колебательных движений в этих тектонических областях, а также о том, что смена режимов вертикальных движений на платформах отражает активность эндогенных процессов, последовательно происходящих в подвижных зонах, прилегающих к платформе.

Режим вертикальных движений — одно из важных проявлений эндогенных процессов. На основе анализа этих движений проводится типизация тектонических областей и изучается их история геологического развития. Для детального изучения характера режима вертикальных движений и его изменения в различные геологические эпохи используются данные о мощностях, фациях, стратиграфических перерывах и перемещениях береговых линий. При этом основополагающую роль играет информация о мощностях осадочных пород. Такой подход был развит В. В. Белоусовым (1938, 1939, 1940_{1,2}) и лег в основу предложенного им метода анализа фаций и мощностей отложений. Мощность осадков в первом приближении соответствует размеру прогибания земной коры. Существуют случаи несоответствия между размером прогибания и мощностью накопленных толщ, однако они имеют характер местных и временных явлений и должны учитываться лишь при детальных построениях. «Метод мощностей следует рассматривать как метод общего анализа развития колебательных движений, дающий среднюю картину их развития для относительно крупных площадей и значительных промежутков времени» (Белоусов, 1962, стр. 75).

Изучение характера вертикальных движений базируется на картах скоростей (V) прогибания, которые легко получить из карт мощностей путем пересчета их в скорости на основе известного геологического отрезка времени осадконакопления. В результате получаем фактический материал, представленный в виде карты скоростей, усредненных во времени для определенной геологической эпохи. Этот фактический материал используется при анализе режима вертикальных движений для пространственного анализа (анализов распределения скоростей в различных тектонических областях для определенного момента времени) и временного анализа (анализ изменения характера движений во времени), т. е. выявление изменения режимов вертикальных движений в процессе истории геологического развития того или иного участка земной коры, отражающих эндогенные процессы, происходящие в ней.

- Алексеев Э. С.* Основные черты развития и структуры южной части Корякского нагорья.— Геотектоника, 1979, № 2.
- Александров А. А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М., «Наука», 1978.
- Башилова И. И., Еремин В. К., Махин Г. В.* Некоторые результаты применения телевизионных изображений Земли, переданных из ближнего космоса, для изучения региональных геологических структур.— Сов. геология, 1972, № 1.
- Беляевский Н. А., Родников А. Г.* Строение земной коры островных дуг и дальневосточных морей.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1971, т. XVI, вып. 2.
- Брюханов В. Н., Глуховский М. З., Ставцев А. Л.* Кольцевые структуры Земли.— Природа, 1977, № 10.
- Вильжоан М., Вильжоан Р.* Использование снимков EPTS-1 в качестве вспомогательного средства для геотектонического районирования Южно-Африканского кристаллического щита.— В кн.: Геологические исследования из космоса. М., «Мир», 1975. Геология СССР, т. XXX, ч. 1. Северо-Восток СССР. М., «Недра», 1970.
- Глуховский М. З.* Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа.— Геотектоника, 1978, № 4.
- Грегори А.* Предварительная оценка применения снимков EPTS-1 для изучения геологии отдельных районов Канадской Арктики.— В кн.: Геологические исследования из космоса. М., «Мир», 1975.
- Голд Д., Паризек Р., Александер С.* (факультет наук о земле, университета штата Пенсильвания). Анализ и применение данных EPTS-1 для регионального геологического картирования.— В кн.: Геологические исследования из космоса. М., «Мир», 1975.
- Зинкевич В. П.* Особенности геологического строения северной части Корякского нагорья.— Сов. геология, 1977, № 8.
- Кац Я. Г., Рябухин А. Г., Трофимов Д. М.* Космические методы в геологии. Изд-во Моск. ун-та, 1976.
- Марков М. С., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М., Федоровский В. С., Шило Н. А.* Тектоника востока Азии и дальневосточных морей.— Геотектоника, 1979, № 1.
- Махин Г. В., Волчегурский Л. Ф., Коген В. С., Филатова Н. И.* О методике составления космофотогеологических карт.— Изв. вузов. Геол. и разведка, 1978, № 10.
- Митрофанов Н. П.* Геология, магматизм и оловоносность юго-западной части Центрально-Корякской складчатой зоны. Автореферат дис. М., ВИМС, 1977.
- Некрасов Г. Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М., «Наука», 1976.
- Некрасов Г. Е.* Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь) — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6.
- Пуцаровский Ю. М.* Приверхоянский краевой прогиб и мезозоида Северо-Восточной Азии. Тектоника СССР, т. V. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Руженцев С. В., Бялобжеский С. Г., Соколов С. Д.* Офиолитовые покровы Корякского хребта.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5.
- Тектоническая карта Северо-Востока СССР масштаба 1:2 500 000. Белый В. Ф., Николаевский А. А., Тильман С. М., Шило Н. А., 1965.
- Тильман С. М., Бялобжеский С. Г., Чехов А. Д., Красный Л. Л.* Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР.— Геотектоника, 1975, № 6.
- Трифонов В. Г., Макаров В. И., Деревянко О. С., Панин В. М., Петренко А. С., Скобелев С. Ф., Флоренский П. В., Шорин-Константинов Б. П.* Геологическое изучение Земли из космоса. М., «Наука», 1978.
- Филатова Н. И.* Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса.— Геотектоника, 1974, № 2.
- Филатова Н. И.* Чешуйчато-надвиговые структуры на границе Охотско-Чукотского пояса и Корякской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 4.

Всесоюзное научно-производственное объединение «Аэрогеология»

Статья поступила
3 декабря 1979 г.

УДК 551.242.12

Б. И. ДМИТРИЕВА

**ОБ ОДНОМ КОЛИЧЕСТВЕННОМ МЕТОДЕ АНАЛИЗА ХАРАКТЕРА
ВЕРТИКАЛЬНЫХ (КОЛЕБАТЕЛЬНЫХ) ДВИЖЕНИЙ**

Рассматривается количественный метод анализа характера вертикальных (колебательных) движений, основанный на вычислении максимума градиента скорости этих движений для прошлых геологических эпох. Этот метод применен при анализе режима вертикальных движений для выяснения взаимосвязи характера этих движений на платформах и прилегающих складчатых зонах (на примере Восточно-Европейской и Сибирской платформ).

Сравнительный количественный анализ вертикальных движений на платформах и прилегающих к ним подвижных зон позволил сделать вывод о синхронности изменения характера колебательных движений в этих тектонических областях, а также о том, что смена режимов вертикальных движений на платформах отражает активность эндогенных процессов, последовательно происходящих в подвижных зонах, прилегающих к платформе.

Режим вертикальных движений — одно из важных проявлений эндогенных процессов. На основе анализа этих движений проводится типизация тектонических областей и изучается их история геологического развития. Для детального изучения характера режима вертикальных движений и его изменения в различные геологические эпохи используются данные о мощностях, фациях, стратиграфических перерывах и перемещениях береговых линий. При этом основополагающую роль играет информация о мощностях осадочных пород. Такой подход был развит В. В. Белоусовым (1938, 1939, 1940_{1,2}) и лег в основу предложенного им метода анализа фаций и мощностей отложений. Мощность осадков в первом приближении соответствует размеру прогибания земной коры. Существуют случаи несоответствия между размером прогибания и мощностью накопленных толщ, однако они имеют характер местных и временных явлений и должны учитываться лишь при детальном построении. «Метод мощностей следует рассматривать как метод общего анализа развития колебательных движений, дающий среднюю картину их развития для относительно крупных площадей и значительных промежутков времени» (Белоусов, 1962, стр. 75).

Изучение характера вертикальных движений базируется на картах скоростей (V) прогибания, которые легко получить из карт мощностей путем пересчета их в скорости на основе известного геологического отрезка времени осадконакопления. В результате получаем фактический материал, представленный в виде карты скоростей, усредненных во времени для определенной геологической эпохи. Этот фактический материал используется при анализе режима вертикальных движений для пространственного анализа (анализов распределения скоростей в различных тектонических областях для определенного момента времени) и временного анализа (анализ изменения характера движений во времени), т. е. выявление изменения режимов вертикальных движений в процессе истории геологического развития того или иного участка земной коры, отражающих эндогенные процессы, происходящие в ней.

При пространственном анализе изучаются закономерности распределения скоростей прогибания в пределах определенного участка земной коры, сравниваются величины этих скоростей для различных тектонических структур, измеряются и сопоставляются площади, охваченные движением той или иной скорости (Ронов, 1949; Шолпо, 1969, 1972). Другой подход к пространственному анализу карт скоростей был предложен в работах М. В. Гзовского, В. Н. Крестникова, Г. И. Рейснера (1959, 1960), где предлагалось пересчитывать карты скоростей в карты градиентов скоростей вертикальных движений ($\text{grad } V$), а затем проводить анализ распределения по площади градиентов скоростей. Эти

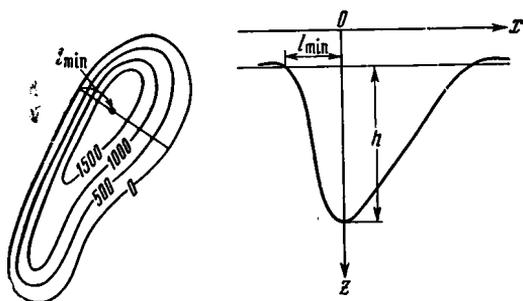


Рис. 1. Схема определения максимума градиента скоростей вертикальных движений

построения применялись при анализе новейших движений с целью сейсмического районирования (Рейснер, 1960; Гзовский и др., 1960). Было показано, что области повышенных градиентов скоростей определяют зоны сейсмической активности.

При временном анализе в общем случае для полноты картины нужно провести анализ изменения скоростей (V) вертикальных движений во времени и по всей площади изучаемой территории. Однако

такой подход крайне неудобен из-за большого объема изучаемой информации, где в связи с высокой дифференциацией изменения скоростей вертикальных движений на отдельных участках становятся слабо заметными общие закономерности процесса. Поэтому для временного анализа вводятся обобщенные параметры, характеризующие в целом отдельную тектоническую область или структурный элемент земной коры, а затем изучается изменение во времени именно этого обобщенного параметра. В качестве такого обобщенного параметра обычно используется средняя скорость (\bar{V}) погружения отдельной зоны прогибания (Ронов, 1949; Шолпо, 1969). Для тектонических областей, содержащих несколько зон прогибания, вводится В. Н. Шолпо (1972) средняя скорость как средневзвешенная на площадь:

$$V = \sum_{i=1}^n \bar{V}_i \frac{\Delta S_i}{S},$$

где \bar{V}_i и ΔS_i — средняя скорость и площадь отдельной зоны прогибания, а S — площадь всей тектонической области. Эти количественные признаки применялись при изучении ряда районов. Например, при изучении истории осадконакопления Восточно-Европейской платформы и Урала (Ронов, 1949), при анализе истории геологического развития Большого и Малого Кавказа (Шолпо, 1969), при изучении периодичности колебательных движений Восточно-Европейской платформы (Сычева-Михайлова, 1978).

Средняя скорость является обобщающим параметром, вычисленным на основе карты скоростей. Однако, как мы говорили выше, при пространственном анализе широко используются карты градиентов скоростей. Естественно, возникает вопрос о введении обобщенного параметра на основе градиента скоростей. С нашей точки зрения в качестве такого обобщенного параметра целесообразно выбрать величину максимума градиента скоростей в изучаемой тектонической области $G = \max |\text{grad } V|$. Введение такого параметра оправдано тем, что, как

было показано в работе М. В. Гзовского, В. Н. Крестникова, Г. И. Рейснера (1960), для новейших движений области максимальных градиентов скоростей соответствуют сейсмически активным зонам. Отсюда можно предположить, что максимумы градиентов скоростей, вычисленные для колебательных движений прошлых геологических периодов, отражают активность эндогенных процессов, т. е. изменение эндогенных режимов.

Максимум градиента скорости вертикальных движений земной коры измеряется максимальным изменением наклона поверхности за единицу времени. Пусть за время τ в результате неравномерного погружения образовался прогиб с амплитудой Δh . При этом минимальная полуось прогиба равна l_{\min} (рис. 1). Тогда, согласно определению, максимум градиента скорости может быть приближенно вычислен по формуле

$$G = \max |\text{grad } V| \simeq \frac{\Delta h}{\tau l_{\min}}. \quad (1)$$

В выражении (1) величины Δh и l_{\min} измеряются обычно в км, время τ — в годах, а следовательно, G — в год⁻¹. При таких единицах измерения в платформенных областях мы имеем максимум градиента скоростей $G < 10^{-10}$ год⁻¹, а в геосинклиналях изменение максимума градиента скоростей обычно происходит в пределах 10^{-10} год⁻¹ $< G < 10^{-8}$ год⁻¹. Например, в раннекаменноугольное время продолжительностью 25 · 10⁶ лет на Восточно-Европейской платформе в пределах Московской синеклизы $l_{\min} = 525$ км; $\Delta h = 0,18$ км, в Уральской геосинклинали $l_{\min} = 187$ км; $\Delta h = 2,5$ км. Таким образом, в раннекаменноугольное время в Московской синеклизе имеем $G = 1,4 \cdot 10^{-11}$ год⁻¹, а в Уральской геосинклинали — $G = 5,3 \cdot 10^{-10}$ год⁻¹. Такое резкое отличие максимума градиента скорости G в платформенной и геосинклинальной областях говорит о том, что G отражает активность эндогенных процессов, соответствующих различным тектоническим режимам.

Использование непосредственно величины максимума градиента скорости в качестве количественного критерия характера колебательных движений неудобно из-за большого диапазона изменения G (от 10^{-8} год⁻¹ до 10^{-12} год⁻¹). Поэтому практически удобно пользоваться коэффициентом K , который определим через максимум градиента скорости G следующим образом:

$$K = \lg(1 + 10^{11} G). \quad (2)$$

Коэффициент K , с одной стороны, отражает внутреннюю контрастность зоны прогибания, так как вычисляется через максимальное изменение наклона поверхности за единицу времени, а с другой — он так же, как и максимум градиента скорости, отражает активность эндогенных процессов. Поэтому величину K можно назвать коэффициентом контрастности вертикальных движений. Следует отметить, что термин «коэффициент контрастности» был использован в работе В. Н. Шолпо (1972) для определения другой величины, связанной со степенью дифференцируемости территории по скоростям вертикальных движений и определяемой через дисперсию скорости с учетом числа ванн. Масштабный множитель 10^{11} в (2) подобран так, чтобы коэффициент контрастности вертикальных движений изменялся в пределах $0 < K < 3$. При этом в платформенных областях в среднем имеем $K \sim 1$, а в геосинклиналях ~ 2 . Таким образом, коэффициент контрастности вертикальных движений является количественным признаком, дающим возможность оценить характер вертикальных движений, свойственных разным эндогенным режимам, а его временной анализ позволяет судить о смене режима вертикальных движений, их цикличности и ритмах.

При вычислении K для платформенных и некоторых геосинклинальных областей возникает проблема, связанная с тем, что в этих областях

может существовать несколько локальных зон прогибания. Для каждой из этих зон прогибания можно вычислить свой коэффициент контрастности вертикальных движений. Эти коэффициенты контрастности естественно назвать локальными. Анализ локальных K дает возможность определить, как в различные геологическое время действовали, т. е. были активными, те или другие зоны прогибания. Для характеристики же в целом тектонической зоны, состоящей из отдельных фрагментов, необходимо вместо локального коэффициента контрастности иметь общее K_0 для всей области.

Величина K_0 вычисляется через локальное K . Пусть в тектонической области имеется N локальных зон прогибания, каждая из которых характеризуется локальным коэффициентом контрастности K_i , где i — номер локальной зоны прогибания. Тогда общий коэффициент контрастности вертикальных движений вычисляется по формуле

$$K_0 = \max_{1 \leq i \leq N} \{K_i\}. \quad (3)$$

Общий коэффициент контрастности вертикальных движений, согласно формуле (3), вычисляется для каждого геологического временного интервала как максимальное значение для всех известных в это время локальных коэффициентов контрастности. Если на графике приведена временная зависимость всех локальных K_i , то кривая зависимости общего коэффициента K_0 от времени будет представлять собой огибающую всех кривых локальных коэффициентов контрастности. При изучении характера развития крупных структурных элементов земной коры имеет смысл изучать как общий, так и локальные коэффициенты контрастности вертикальных движений. Из анализа временной зависимости K_0 обычно легко выявить цикличность в развитии структурного элемента в целом, в то время как из локальных K видно, как эта цикличность связана с характером развития отдельных зон прогибания области.

Описанный метод максимального градиента скорости был применен нами для изучения характера вертикальных (колебательных) движений и изменения его во времени для ряда структурных элементов земной коры территории СССР. Для этого были вычислены локальные и общие коэффициенты контрастности вертикальных движений для Восточно-Европейской и Сибирской платформ, а также для прилегающих к платформам современных складчатых зон, переживших в разные геологические эпохи геосинклинальные режимы.

Целью исследования было проведение анализа режима вертикальных движений в различных тектонических областях и выяснение взаимосвязи характера вертикальных движений на платформах и прилегающих к ним складчатых зонах в истории их геосинклинального развития. Для определения коэффициентов контрастности K использовались палеотектонические карты из Атласа литолого-палеогеографических карт СССР м-ба 1:7500000, т. 1—4 (1967—1969). Имеющиеся палеотектонические карты построены по следующим временным интервалам: среднему — позднему рифею, раннему, среднему — позднему кембрию, ордовика, силуру — раннему девону, среднему — позднему девону, раннему, среднему — позднему карбону, ранней перми, поздней перми — раннему триасу, среднему — позднему триасу, ранней — средней юре, поздней юре, раннему, позднему мелу, раннему — среднему палеогену, позднему палеогену, раннему неогену и неоген-четвертичному времени. Именно по этим 18 вышеперечисленным временным интервалам и рассчитывались величины K . Длительность геологических эпох бралась по геохронологической шкале, опубликованной в работе С. А. Афанасьева. С. И. Зыкова (1975). Коэффициент контрастности для локальных зон прогибания рассматриваемых нами структурных элементов рассчитывается, как мы уже отмечали выше, по максимальному наклону поверх-

ности за единицу времени. Местоположение максимального наклона поверхности локальных зон прогибания во времени не остается постоянным, т. е. линии профиля, по которым велись расчеты в различные геологические эпохи, могут существенно отличаться друг от друга.

Трудно ожидать от палеотектонических карт, построенных в м-бе 1:7500000 и составленных по весьма разнородным материалам многочисленным коллективом исследователей, большой точности. Тем более



Рис. 3. Общий и локальные коэффициенты контрастности вертикальных движений во времени для Восточно-Европейской платформы. Локальные: 1 — Московская, 2 — Днепровско-Донецкая, 3 — Прикаспийская синеклиза, 4 — общий для Восточно-Европейской платформы



Рис. 3. Общий и локальные коэффициенты контрастности вертикальных движений во времени для Уральской геосинклинали. Локальные: 1 — Северный Урал, 2 — Средний Урал, 3 — Южный Урал, 4 — общий Урал в целом

знаменательно, что на построенных нами графиках вырисовываются довольно определенные закономерности в изменениях коэффициентов контрастности вертикальных движений как во времени, так и при переходе от одной тектонической зоны к другой. Получаемые закономерности в первую очередь, конечно, интересны сами по себе, так как отражают соответствующие правильности в изменениях режима вертикальных движений земной коры. Они подтверждают также целесообразность использования предлагаемого метода при изучении вертикальных движений.

Рассмотрим график на рис. 2, где изображены вариации локальных коэффициентов контрастности для отдельных участков Восточно-Евро-

пейской платформы: Московской, Днепровско-Донецкой и Прикаспийской синеклиз. Здесь же приведен общий коэффициент контрастности вертикальных движений для Восточно-Европейской платформы в целом, который строится как «оггибающая» локальных коэффициентов, соединяющая точки максимальных для каждого отрезка времени значений локальных K .

Рассмотрим характер изменения K для отдельных зон прогибания Восточно-Европейской платформы (см. рис. 2). Московская синеклиза существовала в течение позднего рифея и всего фанерозоя. Характер зависимости от времени ее коэффициента контрастности имеет ярко выраженный волнообразный характер. Здесь выделяются максимумы в раннем кембрии, среднем — позднем девоне, средней — поздней перми, раннем мелу и неогене.

Относительные минимумы приходятся на средний — поздний кембрий, ранний карбон, средний — поздний триас, ранний — средний палеоген. Только в раннем кембрии и в конце палеогена — неогена коэффициент контрастности несколько превышает 1. Во все другие эпохи он ниже единицы. По одной кривой Московской синеклизы можно было бы по-разному решать вопрос о наличии или отсутствии правильной ритмичности в изменении контрастности вертикальных движений во времени. Однако эта задача становится значительно более определенной, если учесть одновременно данные по другим районам платформы. Днепровско-Донецкий прогиб начал свое существование с раннего девона, а для Прикаспийской синеклизы имеются данные, позволяющие рассчитывать коэффициенты контрастности вертикальных движений, только начиная с перми.

Сопоставляя все три кривые локальных K , мы обнаруживаем между ними хорошую степень согласия, что позволяет говорить о наличии определенных общих закономерностей в изменении коэффициентов контрастности вертикальных движений на Восточно-Европейской платформе. Они лучше всего видны, если ограничиться рассмотрением герцинского и альпийского тектонических циклов. Граница между этими циклами соответствует минимуму контрастности вертикальных движений, синхронному для всех трех фрагментов Восточно-Европейской платформы и приуроченному к среднему — позднему триасу.

Начало герцинского цикла, очевидно, следует отнести к концу силура — началу девона, когда как раз начинается история Днепровско-Донецкой синеклизы. При этом ясно видно, что и герцинский и альпийский циклы начинаются с низкого значения коэффициента контрастности. Затем контрастность вертикальных движений возрастает, достигая максимума в герцинском цикле в среднем — позднем девоне, а в альпийской — во время между ранней — средней юрой и ранним мелом. Затем и в том и другом циклах происходит спад коэффициента контрастности, который достигает своего минимума в герцинском цикле в каменноугольное время, а в альпийском цикле — в разные эпохи от поздней юры до позднего палеогена. Еще один максимум наблюдается в конце цикла: в перми — в герцинском цикле и в конце палеогена — неогена — в альпийском цикле.

Эта общая картина поведения коэффициента контрастности в течение тектонического цикла, состоящая из начального минимума и последующих двух максимумов, разделенных минимумами, особенно ясно видна при анализе коэффициента контрастности вертикальных движений платформы («оггибающая» кривая). При этом первый максимум всегда значительно выше второго, что говорит об общем спаде коэффициента контрастности вертикальных движений в течение цикла.

На рис. 3 приведены графики изменения коэффициентов контрастности для отдельных частей Уральской геосинклинали и в целом для нее («оггибающая» кривая).

Величина коэффициентов контрастности вертикальных движений для этой геосинклинали в общем, конечно, больше, чем для Восточно-Европейской платформы, хотя наиболее активные прогибы в пределах последней характеризуются, по крайней мере для некоторых эпох, близкой активностью. Но внимание наше в данном случае должно быть привлечено не столько к величине контрастности вертикальных движений, сколько к форме кривых. Легко видеть, что в изменениях контрастности во времени мы обнаруживаем в Уральской геосинклинали те же закономерности, которые только что были установлены для соседней платформы. Разделив фанерозой на каледонский, герцинский и альпийский циклы, мы найдем прежде всего, что границам между циклами соответствуют минимумы контрастности. Наилучшим образом выражен минимум между герцинским и альпийским циклами. Минимум между каледонским и герцинским циклами выражен слабо, что отвечает известной особенности развития Уральской геосинклинали, где каледонский и герцинский циклы почти сливаются в один общий палеозойский цикл. Внутреннее же расчленение каледонского и герцинского циклов, как и на Восточно-Европейской платформе, характеризуется наличием двух максимумов — одного в первой половине цикла, другого — во второй. В каледонском цикле эти максимумы падают на начало кембрия и ордовик, а в герцинском цикле — на средний — поздний девон и раннюю пермь. В обоих циклах указанные максимумы разделены минимумом в середине цикла в среднем — позднем кембрии и в раннем карбоне.

Начало последнего цикла на графиках условно проведено по границе между протерозойской и палеозойской эрами, т. е. не по минимуму коэффициента контрастности, как это делалось в других случаях. Это связано с тем, что коэффициент K для протерозоя рассчитан по палеотектонической карте, составленной для среднего и позднего рифея в целом. Продолжительность этого периода примерно равна продолжительности всего фанерозоя. Естественно из-за большой продолжительности и нерасчлененности этого временного интервала (он изображен не в масштабе) мы не можем выявить минимум контрастности вертикальных движений, соответствующий началу каледонского цикла.

Альпийский цикл — время уже платформенного режима на Урале. Но на Южном Урале в начале этого цикла наблюдается значительное повышение активности вертикальных движений в ранней — средней юре. Они сменяются спадом активности уже к поздней юре.

Для выяснения взаимосвязи характера вертикальных движений на Восточно-Европейской платформе и прилегающих к ней геосинклиналах на рис. 4 приведены кривые коэффициентов контрастности, общие или «огибающие» для Восточно-Европейской платформы, для Уральской геосинклинали, а также для геосинклинали Большого Кавказа. Кривая контрастности для Большого Кавказа построена для конца герцинского и для всего альпийского циклов в соответствии с имеющейся информацией на палеотектонических картах. Из сопоставления этих кривых видно, что существовали единые закономерности, которые управляли вариациями контрастности вертикальных движений на платформе и прилегающих геосинклиналах. Так, в герцинском тектоническом цикле наблюдается синхронность в поведении кривых коэффициентов контрастности вертикальных движений для Восточно-Европейской платформы и Уральской геосинклинали. Кривая контрастности вертикальных движений геосинклинали Большого Кавказа, построенная для конца герцинского цикла, хотя и несколько выше по значению, тем не менее полностью повторяет ход кривой Уральской геосинклинали. В альпийском тектоническом цикле поведение кривой контрастности вертикальных движений Восточно-Европейской платформы четко соответствует поведению кривой геосинклинали Большого Кавказа.

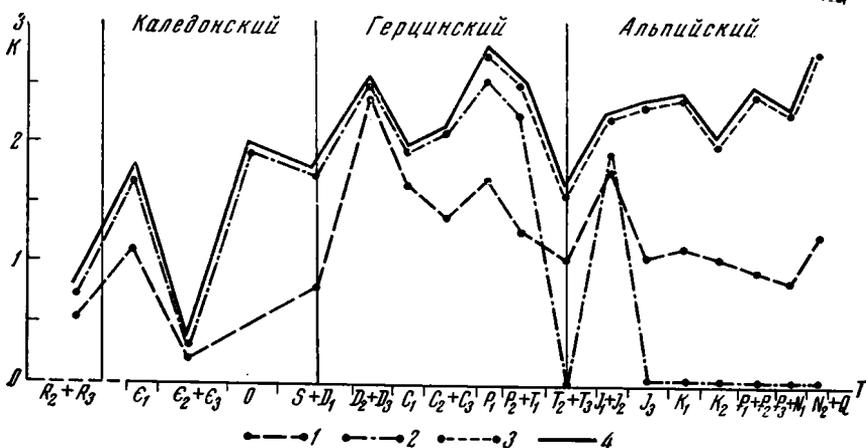


Рис. 4. Коэффициенты контрастности вертикальных движений во времени для Восточно-Европейской платформы и ограничивающих ее геосинклиналей
 1 — Восточно-Европейская платформа, 2 — Уральская геосинклиналь, 3 — Кавказская геосинклиналь, 4 — общий для геосинклиналей



Рис. 5. Общий и локальные коэффициенты контрастности вертикальных движений во времени для Сибирской платформы Локальные: 1 — Тунгусская синеклиза, 2 — Вилюйская впадина, 3 — Хатангский прогиб, 4 — Прибайкальский прогиб, 5 — общий для Сибирской платформы

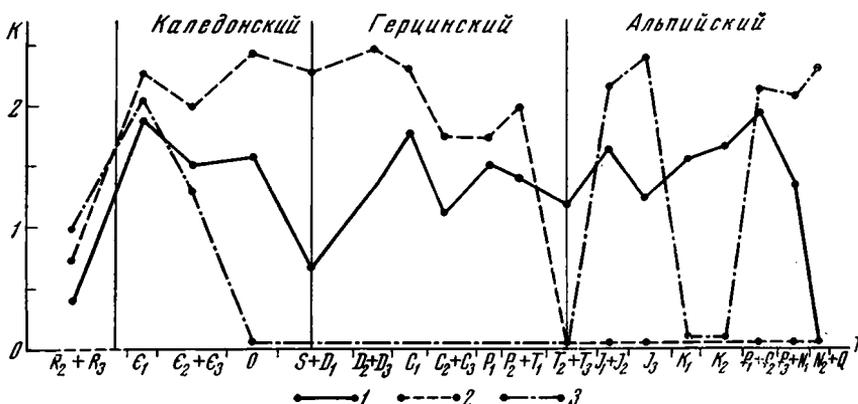


Рис. 6. Коэффициент контрастности вертикальных движений во времени для Сибирской платформы и ограничивающих ее подвижных зон
 1 — Сибирская платформа, 2 — Алтае-Саянская складчатая зона, 3 — Байкальская складчатая зона

Таким образом, если построить общую или «оггибающую» кривую всех максимумов коэффициентов контрастности для системы геосинклиналей, прилегающих к платформе, и сопоставить ее с общей для платформы, то можно видеть, что смена режимов вертикальных движений на платформе является отражением эндогенных процессов, последовательно происходящих в подвижных зонах, окаймляющих платформу. Поведение общей кривой коэффициента контрастности вертикальных движений для систем геосинклиналей соответствует описанной ранее для платформы, т. е. имеет также волнообразный характер, четко выделяются три тектонических цикла, каждый из которых состоит из начального минимума и последующих двух максимумов, разделенных минимумами. Кроме того, сопоставление кривых общих коэффициентов контрастности для платформы и двух соседних геосинклиналей позволяет видеть, насколько различны контрастности вертикальных движений в этих тектонических областях. Также видно, что на Восточно-Европейской платформе и в Уральской геосинклинали герцинский цикл выделяется большей активностью вертикальных движений по сравнению с каледонским и тем более альпийским.

На рис. 5 приведены кривые изменения активности вертикальных движений земной коры для отдельных областей Сибирской платформы и общего для последней («оггибающая» кривая). Не останавливаясь на деталях, мы сможем и в этом случае отмечать возможность выделения трех тектонических циклов, разделенных эпохами минимумов активности и усложненных двумя максимумами (в первой и второй половинах циклов) и минимумом между ними в середине цикла. От одной области платформы к другой, как это было и на Восточно-Европейской платформе, время указанных двух максимумов и минимума между ними несколько смещается, но в целом схема остается все той же. Несколько большей разницей в активности вертикальных движений между отдельными районами наблюдается в мезозое и кайнозое, что, возможно, вызвано тем, что в развитии Сибирской платформы отражается не только альпийский, но и киммерийский цикл.

На рис. 6 ход кривой активности вертикальных движений на Сибирской платформе сопоставлен с ходом ее в соседних подвижных зонах. Для такого сопоставления в качестве подвижных зон, прилегающих к Сибирской платформе, выбраны Байкальская, Алтае-Саянская складчатые области. Коэффициент контрастности вертикальных движений для Алтае-Саянской области в каледонском тектоническом цикле соответствует геосинклинальному режиму этой зоны. Минимум коэффициента активности на границе каледонского и герцинского циклов выражен слабо. Это можно объяснить тем, что в западной части Алтае-Саянской области существовал сквозной геосинклинальный режим, начиная от каледонского тектонического цикла, который закончился в интервале от среднего девона до среднего карбона. В целом в поведении кривой коэффициента активности вертикальных движений для Алтае-Саянской области обнаруживается все та же закономерность: два максимума контрастности в первой и второй половинах цикла и минимум в середине его. Еще более реально та же последовательность обнаруживается в Байкальской зоне в течение альпийского цикла, когда эта зона находилась в состоянии тектонической активизации. Минимум середины цикла (в мелу) здесь чрезвычайно резко противопоставлен двум высоким максимумам в юре и палеоген — неогене. Анализ по сопоставлению хода кривой коэффициента контрастности вертикальных движений на Сибирской платформе и прилегающих к ней подвижных зон был проведен нами только по двум областям — Байкальской и Алтае-Саянской. Из такого анализа видно, что поведение кривых коэффициентов контрастности вертикальных движений для отрезков времени, соответствующих тектонической активизации этих областей, синхронно

поведению кривой контрастности вертикальных движений для Сибирской платформы. Полный анализ режимов вертикальных движений на Сибирской платформе и сопоставление их с характером вертикальных движений окаймляющих ее подвижных зон можно провести только с привлечением данных по всем этим зонам. Таковыми помимо Байкальской и Алтае-Саянской являются Верхоянско-Чукотская, Монголо-Охотская, Сихотэ-Алиньская, Таймырская и др. Эта работа требует привлечения и анализа большого количества надежного фактического материала. Такой подробный анализ предполагается выполнить позднее.

Приведенный выше анализ позволяет сделать следующие выводы. Коэффициент активности, определяемый методом максимального градиента скоростей вертикальных движений, является хорошим количественным признаком, отражающим режим вертикальных (колебательных) движений земной коры. Применение этого метода на рассмотренных выше примерах как для древних платформ, так и для геосинклиналей и зон, находящихся в состоянии орогенного режима, позволяет установить одинаковый ход изменения контрастности вертикальных движений земной коры. Этот ход подчинен ритму, определяемому тектоническими циклами. При этом каждый цикл начинается с относительно низкого уровня контрастности, который затем быстро возрастает. После первого максимума наступает спад, приводимый к минимуму середины цикла. Затем коэффициент контрастности снова растет. После второго максимума наблюдается падение контрастности вертикальных движений к моменту перехода к следующему циклу. Этот последний спад контрастности не наблюдается в конце альпийского цикла. Это исключение, очевидно, связано с тем, что альпийский цикл еще не закончился, что мы живем в период второго максимума этого цикла, а заключительный спад еще не наступил.

Вполне сходный ход изменений во времени отмечался и раньше, на других примерах, как для режима колебательных движений земной коры, так и для эндогенной активности вообще (Белоусов, 1969; Шолпо, 1969; Сычева-Михайлова, 1978). Однако следует отметить, что эти результаты были получены либо с применением других методов, либо носили качественный характер. Последовательное применение предложенного в статье количественного метода для анализа режима вертикальных движений одновременно к ряду объектов, по-видимому, выполнено впервые.

При рассмотрении изменения в течение цикла эндогенной активности в целом было установлено, что активность возрастает в начале цикла, несколько падает в середине цикла и снова растет во второй его половине. В геосинклиналях первое возрастание активности охватывает предгеосинклинальную и доинверсионную стадии, спад глубинной активности приходится на инверсионную стадию и главным образом послеинверсионную, а новое возрастание активности знаменует наступление орогенного режима, который к самому концу цикла сменяется платформенным.

Сравнительный количественный анализ вертикальных движений на платформах и прилегающих к ним подвижных зон позволил сделать вывод о синхронности изменения характера колебательных движений в этих тектонических областях, а также, что смена режимов вертикальных движений на платформе отражает активность эндогенных процессов, последовательно происходящих в подвижных зонах, прилегающих к платформе.

Как уже указывалось, активность вертикальных движений земной коры представляет собой одно из наиболее прямых выражений эндогенной активности. Естественно, что это выражение подчиняется тому же ритму, что и другие формы глубинной активности.

В заключение автор считает своим долгом выразить глубокую благодарность члену-кор. АН СССР В. В. Белоусову за постановку задачи и постоянное внимание к работе.

Литература

- Афанасьев С. Л., Зыков С. И.* Геохронологическая шкала фанерозоя в свете новых значений постоянного распада. М., «Наука», 1975.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР м-ба 1 : 7 500 000, т. 1—4. Глав. ред. А. П. Виноградов. Всес. аэрогеол. тр. Мингео, 1967—1969.
- Белоусов В. В.* Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. ч. 1. Тр. ЦНИГРИ, вып. 108, 1938.
- Белоусов В. В.* Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования, ч. 3. Тр. ЦНИГРИ, вып. 126, ОНТИ, 1939.
- Белоусов В. В.* Большой Кавказ. Опыт геосинклиналиного исследования, ч. 2. Тр. ЦНИГРИ, вып. 121, 1940.
- Белоусов В. В.* Мощностъ отложений как выражение режима колебательных движений земной коры.— Сов. геология, 1940₂, № 2—3.
- Белоусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И.* Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 8.
- Гзовский М. В., Крестников В. Н., Рейснер Г. И.* Новые принципы сейсмического районирования на примере центральной части Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 2—3.
- Рейснер Г. И.* Построение карт градиентов скорости вертикальных тектонических движений земной коры на примере Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 9.
- Ронов А. Б.* История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР (по данным объемного метода).— Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 3 (130), М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Сычева-Михайлова А. М.* К вопросу о периодичности колебательных движений Восточно-Европейской платформы.— Геотектоника, 1978, № 3.
- Шолло В. Н.* Количественные критерии оценки режима вертикальных движений.— Геотектоника, 1969, № 2.
- Шолло В. Н.* К методике количественных оценок режима вертикальных колебательных движений.— Докл. АН СССР, 1972, т. 203, № 1.

Московский государственный
университет им. М. В. Ломоносова

Статья поступила
1 августа 1979 г.

ХРОНИКА

УДК 551.263

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

30 октября — 1 ноября 1979 г. в Ленинграде был проведен II Всесоюзный семинар по вопросам учения о геологических формациях, организованный Секцией геологических формаций Межведомственного тектонического комитета (СГФ МТК) при ОГГГ АН СССР, ВСЕГЕИ Мингео СССР, Московским обществом испытателей природы, Северо-Западным территориальным правлением научно-технического Горного общества (СЗТП НТГО). В работе семинара, посвященного проблемам тектонического анализа геологических формаций и их рядов¹, участвовали специалисты ведущих научно-исследовательских институтов, высших учебных заведений и производственных организаций Москвы, Ленинграда, Душанбе, Минска, Новосибирска, Ростова-на-Дону, Свердловска, Таллина, Ташкента, Уфы, Хабаровска, Якутска. Открывая семинар, Д. В. Рундквист подчеркнул ведущее значение анализа геологических формаций при минерагеническом районировании и прогнозировании полезных ископаемых; развитие формационного анализа повышает эффективность геологоразведочных работ, в связи с этим проблемы, рассматриваемые на семинаре, приобретают значительное прикладное значение. В. М. Цейслер информировал участников семинара о деятельности бюро СГФ МТК в 1977—1979 гг. — за период, прошедший после первого семинара.

На семинаре было заслушано 40 докладов по следующим направлениям: I. Общие вопросы тектонического анализа геологических формаций и их рядов. II. Новые методы исследования геологических формаций и их рядов. III. Опыт региональных тектонических исследований осадочных и вулканогенно-осадочных формаций и их рядов на территории СССР. IV. Опыт региональных тектонических исследований магматических и метаморфических формаций и их рядов на территории СССР. V. Опыт тектонических исследований геологических формаций и их рядов на территории Евразии и Африки. VI. Вопросы минерагенической специализации геологических формаций и их рядов различных тектонических типов.

Доклады по I, II, V и VI направлениям были поставлены на пленарных заседаниях, по III и IV — на секционных.

I. В. М. Цейслер и Н. А. Штрейф охарактеризовали два подхода при формационном анализе, названных ими абсолютным и относительным. Абсолютный подход канонизирует в качестве общемирового эталона формационный ряд Кавказа и Урала. При детальном исследовании более перспективен относительный подход, так как он учитывает общую обстановку накопления формаций в связи с использованием региональных эталонов. Докладчики подчеркнули возможность выявления на основе анализа магматических формаций океанической, переходной и континентальной стадий развития земной коры.

В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева и Н. А. Румянцева показали значение исследований латеральных и временных рядов магматических формаций для реконструкции тектонических режимов и, в частности, развития внутреннего теплового поля Земли. Серии магматических формаций, отвечающие разным классам эндогенных режимов, отражают неравномерность развития земной коры. Магматические формации определенных классов появляются через 20—40, 40—80, 200 млн. лет, отражая периоды существования температурных неоднородностей в коре и верхней мантии.

Э. Н. Янов поддержал развиваемое Ю. А. Косыгиным, Ю. А. Соловьевым и др. предположение различать тектонику формационных рядов. Множественность толкований понятия о геологической формации как тектонической категории была показана Г. Л. Кирилловой.

В. И. Драгунов и Н. С. Малич предложили в качестве фундаментального принципа формационной картографии во всех ее модификациях типологический принцип. Он реализуется цветовым изображением таксонов (видов, родов, семейств,...) формаций и их рядов на формационных картах, структурно-формационных ярусов (геологических

¹ На первом семинаре были обсуждены проблемы выделения, систематики, терминологии и номенклатуры геологических формаций.

жел, характеризующихся некоторыми определенными видами формационных рядов и особенностями их дислоцированности) — на тектонических картах.

II. Особенностью современного состояния учения о формациях является обогащение его новыми методами исследования. В. А. Буш, В. А. Фараджев, С. С. Шульц (мл.) показали возможности использования для анализа формаций космоснимков; Ф. М. Хатьянов — сейсмических методов; А. И. Айнемер, С. М. Прохорова, В. Д. Дибнер и И. В. Корнышов провели формационный анализ отложений шельфовых зон Северо-Востока СССР и абиссально-батиальных зон северо-западной окраины Африки; Ю. Н. Карагодин изложил принципы исследования породно-слоевых ассоциаций на основе идей системного анализа.

III—V. Большая часть докладов была посвящена тектоническому анализу конкретных формаций и их рядов на территории СССР и зарубежных стран. И. К. Королук и ее соавторы изложили результаты исследований карбонатных формаций Приуралья и их связей с определенными тектоническими элементами этой территории. Интересные данные о тектонической приуроченности определенных типов девонских вулканогенных и осадочных формаций на примере западной части Урало-Монгольского пояса сообщил В. Б. Караулов. Т. Я. Вавилова, А. М. Занин, Е. А. Зубарева, В. Ф. Ржевский, С. С. Карагодин и др. поделились опытом формационного анализа рифейских и палеозойских отложений Нижнеенисейского и Сетте-Дабанского авлакогенов и Полярного Урала, выполненного с использованием статистических методов и ритмограмм.

Структурно-формационный анализ Южного Тянь-Шаня в связи с выяснением его раннегеосинклинальной истории провел В. Д. Брежнев, который предложил новую форму палеотектонических графиков; Н. К. Шануренко выделил формационными приемами основные структурно-вещественные комплексы Таймырской складчатой области. С. С. Зубарев иллюстрировал возможности регионального формационного анализа, составив среднemasштабную карту Притиманья, отражающую структурно-вещественное районирование его территории по нескольким срезам.

Ряд докладов был посвящен анализу отдельных групп типов формаций. Н. И. Банера рассмотрел строение и состав галогенных формаций Русской платформы. Состав и строение красноцветных формаций и их эволюцию в течение докембрия и фанерозоя охарактеризовал А. В. Сочава. Влияние блоковой тектоники на строение красноцветной формации девона Минусинских впадин осветил П. А. Игнатов. Т. К. Добровольская и Г. Б. Сальман дали пример детальных исследований олигоценых формаций в разрезе Горного Крыма, обратив особое внимание на их связь с палеорельефом.

В. И. Попов с соавторами подробно описали субокеанские флишеидные и карбонатно-серцитовые формации Памира; в ходе обсуждения сообщенных материалов были отмечены возможности их актуалистических интерпретаций на основе наблюдений, в частности, изложенных в докладе В. Д. Дибнера и др.

Э. Б. Наливкина предложила различать метаморфические формации начальных стадий метаморфо-метасоматических циклов (например, спилитовая формация, метаморфизованная в амфиболитовой фации) и формации завершающих стадий (например, чарнокитовая формация). Б. А. Ермолаев показал необходимость выделения метаморфических формаций по их современному составу и структуре, подобно тому, как выделяются формации осадочные и магматические. В. Н. Подковыров дал детальный структурный анализ парагенетических ассоциаций метаморфических комплексов Мамско-Бодайбинской зоны. В. Н. Мошкин, И. Н. Дагелайская и др. на основе анализа парагенезисов анортозитовых и гранитовых формаций, их распространения в континентальной коре выявили черты периодичности и направленности в ее становлении; вместе с тем различные типы парагенезисов этих формаций различаются минерагеническими особенностями.

Ю. А. Зайцев осветил соотношения ультрабазитов и вулканических базальтовых образований некоторых эвгеосинклинальных зон Казахстана, предложив интерпретацию связи геосинклинального магматизма с «мантийными валами» и вертикальными тектоническими движениями; тем самым исключается зависимость этого магматизма от движений литосферных плит. А. В. Разваляев в истории развития Красноморского рифта выделил несколько стадий, щелочно-габброидный и базальтоидный магматизм которых отражает локализацию очагов термовозбуждения во все более узких зонах.

Н. А. Румянцева показала связи состава и строения разнотипных базальтовых формаций с тектоническими режимами в ходе развития складчатых областей. Интересные данные по сопоставлению геологических формаций Курильской островной дуги и базальтово-андезитовых формаций сообщили Т. И. Фролова и В. Т. Фролов.

Ю. Г. Гатинский убедительно доказал рифтогенную природу неоген-четвертичного Ханойского прогиба и пермо-триасового прогиба р. Черной во Вьетнаме. В. И. Забродин, Е. Д. Сулиди-Кондратьев и В. В. Козлов продемонстрировали серию палеотектонических карт Африки и Аравии, построенных на формационной основе. Большое внимание привлек доклад О. А. Мазаровича по молассовым и телеорогенным формациям палеозоя Евразии и анализу их связей с основными структурами континента. А. Н. Балуховский на мировом материале по верхнеюрским литологическим формациям дал геотектонический анализ их размещения.

VI. Значение структурно-формационных исследований для минерагенического районирования и прогноза полезных ископаемых было показано на примере угленосных и рудоносных формаций. К. А. Марков, Д. В. Рундквист, В. А. Трофимов и др. провели

анализ размещения рудных и рудоносных формаций в типовых структурах земной коры, иллюстрировав свое сообщение макетом обзорной металлогенической карты м-ба 1 : 10 000 000, составленной на основе систематизированных структурно-формационных ярусов и зон. Ярусы и зоны типизируются по наборам видов слагающих их формаций и морфологическим особенностям залегания; наиболее крупными являются типы стратифицированных (ярусы) и секущих (зоны) структурно-формационных подразделений. Н. И. Погребнов и А. С. Прокопченко проанализировали различия в составе и строении угленосных формаций в зависимости от их геотектонического положения.

В целом семинар показал нарастающую профессионализацию формационных исследований, использование космических, сейсмических и сравнительно-литологических методов при формационном анализе, использование материалов исследований в морях и океанах. Одной из особенностей семинара, отражающей современные тенденции развития анализа формаций, были доклады, в которых излагался опыт региональных формационных исследований за пределами нашей страны.

Сравнительно с аналогичными совещаниями и семинарами последних 10—15 лет проведенный семинар характеризовался значительно большим взаимопониманием очередных проблем и задач, а также сближением методов их разрешения. По мнению участников, успеху семинара кроме объективных предпосылок, определяющихся несомненным продвижением теории формационного анализа, способствовали высокая организованность, благожелательная обстановка проведения возникавших дискуссий и гостеприимство, проявленное руководством и геологами ВСЕГЕИ.

В развернутом решении была одобрена деятельность бюро секции геологических формаций, отмечены важнейшая роль формационного анализа в тектонических исследованиях и появление новых прогрессивных методов анализа (космических, геофизических, количественных), рекомендовано дальнейшее изучение различных типов осадочных, магматических и метаморфических формаций, сопровождаемое изучением их состава, строения, условий залегания, генезиса, положения в иерархическом ряду вещества земной коры. Особо выделены рекомендации, направленные на организацию различных мероприятий, в том числе подготовку методических руководств, семинаров, экскурсий, координацию деятельности с другими научно-общественными организациями.

Следующий — третий семинар намечено провести весной 1982 г., посвятив его проблеме анализа геологических формаций и их рядов в связи с размещением в них полезных ископаемых.

В. И. Драгунов, П. А. Игнатов, В. Н. Москалева, В. М. Цейслер

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» освещает общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы, природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила.

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: *h* и *n*, *g* и *q*, *I* и *i* др., а также делать четкое различие между *O* (большим), *o* (малым) и *0* (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилия и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статьи, в случае необходимости указывается верх и низ. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющихся на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье должна быть приложена аннотация (до 1 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Корректурa статьи авторам не высылается. В подготовленном к набору (отредактированном и перепечатанном) оригинале статьи нужно тщательно проверить текст и рисунки. Все исправления и дополнения делать только простым карандашом.

16. Проверенный текст статьи и рисунков подписать карандашом «в печать»: в тексте — в конце статьи, на рисунках — на обороте.

17. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ
(зам. главного редактора), В. Е. ХАИН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции

**109017, Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон 233-00-47, доб. 3-77**

Зав. редакцией *Б. Д. Гриль*

Технический редактор *Е. А. Проценко*

Сдано в набор 07.07.80 Подписано к печати 22.08.80 Т-15826 Формат бумаги 70×108^{1/16}
Высокая печать Усл. печ. л. 11,9 Уч.-изд. л. 12,7 Бум. л. 4,25 Тираж 1953 экз. Зак. 5069

Издательство «Наука». 103717, ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Шубинский пер., 10

Б-113
ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42
МАКАРЬЧЕВУ Г И
70228

Цена 1 р. 20 к.
Индекс 70228

3



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Геотектоника, 1980, № 5