

ISSN 0016-853X

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · 1980

ГЕОТЕКТНИКА

ЖУРНАЛ ОСНОВАН В 1965 ГОДУ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ИЮЛЬ — АВГУСТ

МОСКВА

№ 4, 1980

СОДЕРЖАНИЕ

Ступка О. С. Основные этапы становления континентальной земной коры и структура южного края Восточно-Европейской платформы в дорифейское время	3
Мартынова В. П. Формирование континентальной коры в Приладожье	18
Конашов В. Г. О проявлении древнекиммерийской фазы складчатости в Донецком бассейне	29
Смишко Р. М. Природа и механизм образования складчатых деформаций осадочной толщи центральной части Донбасса	37
Кейльман Г. А., Горожанкин В. Т., Рапопорт М. С., Страшненко Г. И., Огородников В. Н. О геодинамических условиях формирования складчатых и разрывных структур восточного склона Среднего и Южного Урала	44
Ротараш И. А., Клепиков Н. А., Гредюшко Е. А. Нижнепалеозойские олистостромы Чингиз-Тарбагатайского антиклинория	52
Брежнев В. Д., Шванов В. Н. Ранние прогибы и формации в западной части Южного Тянь-Шаня	63
Маловицкий Я. П., Есина Л. А. Глубинное строение Средиземного моря по геофизическим данным	75
Салун С. А., Потапов С. В. Строение земной коры советского Дальнего Востока по данным ГСЗ	85
Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине	95
Антипов М. П., Маргулис Л. С., Филатьев В. П. Строение Южно-Татарской зоны поднятий в Японском море	107

Рецензии

Колчанов В. П. К завершению «Немецкого справочника по тектонике»	119
--	-----

Хроника

Кириллова Г. Л., Попеко Л. И. Проблемы тектоники на XIV Тихоокеанском научном конгрессе	123
---	-----

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

JULY — AUGUST

MOSCOW

№ 4, 1980

CONTENTS

Stupka O. S. The main stages of formation of the continental Earth crust and structure of the southern margin of the East-European platform in the Pre-Rephean time	3
Martunova V. P. Formation of the continental crust in Priladozhie	18
Konashov V. G. On manifestation of the Pre-Cimmerian folding phase in the Donets Basin	29
Smishko R. M. Nature and mechanism of formation of folded deformations of the sedimentary pile in the central part of Donbass	37
Keil'man G. A., Gorozhankin V. T., Rapoport M. S., Strashnenko G. I., Ogorodnikov V. N. On geodynamic conditions of formations of folded and raptured structures of the eastern slope of the Middle and Southern Urals	44
Rotarash I. A., Klepikov N. A., Gredyushko E. A. Lower Paleozoic olistostrome of the Chingiz-Tarbagatai anticlinorium	52
Brezhnev V. D., Shvanov V. N. Early depressions and formations in the western part of the South Tien-Shan	63
Malovitsky Ya. P., Yesina L. A. Deep structure of the Mediterranean Sea according to geophysical data	75
Salun S. A., Potapiev S. V. The Earth crust structure of the Soviet Far East according to DSS data	85
Melnikov N. G., Golozubov V. V. Olistostrome beds and consedimentation nappes in Sikhote-Alin'	95
Antipov M. P., Margulis L. S., Filatiev V. P. Structure of the South-Tatar zone of uplifts in the Sea of Japan	107

Review

Kolchanov V. P. On completion of «German Glossary on Tectonics»	119
--	-----

Chronicles

Kirillova G. L., Popeko L. I. Problems of tectonics at XIV Pacific Scientific Congress	123
---	-----

УДК 551.241 (47)

О. С. СТУПКА

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ СТАНОВЛЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И СТРУКТУРА ЮЖНОГО КРАЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ДОРИФЕЙСКОЕ ВРЕМЯ

В свете новых представлений об особенностях формирования континентальной коры на месте бывших океанических пространств проведен анализ тектоники архейских и нижнепротерозойских образований юга Восточно-Европейской платформы. Намечены основные этапы и стадии формирования здесь континентальной коры, которое происходило не путем латерального разрастания гранитно-метаморфических ядер, возникших в конце архея, а явилось следствием их объединения в результате горизонтальных перемещений при одновременной гранитизации разделяющих эти ядра участков океанической коры. Дана новая схема тектонического районирования дорифейского фундамента. Отмечается, что строение последнего предопределило особенности последующего развития обширных пространств юга Европейской части СССР.

Рассматриваемый регион охватывает южную часть Восточно-Европейской платформы и смежную с ней область Причерноморья, в изучении геологии которого наиболее существенный вклад в разное время внесли А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, В. Г. Бондарчук, М. В. Муратов, С. И. Субботин, В. Б. Соллогуб, Я. П. Маловицкий, А. В. Чекунов и многие другие исследователи. Вместе с тем необходимо признать, что история геологического развития, как и структурный план этой территории, остаются еще во многом не выясненными и восстанавливаются с различной степенью детальности и достоверности лишь до определенного нижнего рубежа — до начала позднего рифея. Все, что имело место в более древние эпохи, а это почти $\frac{3}{4}$ документированной исследователями геологической истории Земли, сводится или к высказыванию, что на рассматриваемой территории господствовал геосинклинальный режим (Мирчинк и др., 1965) или же к суждению, что история земной коры юга Европейской части СССР в период 3500—1100 млн. лет складывается из повторения более или менее однообразных по своему содержанию геосинклинальных циклов, во время каждого из которых происходило дробление, дислокация и метаморфизм предыдущих структурных этажей, создание нового этажа и смена структурного плана (Геофизические исследования..., 1969).

Однако современные данные по геологии раннего докембрия противоречат этим упрощенным представлениям, как в целом упрощенным является распространение на архей и представлений о геосинклиналях. В настоящее время многие исследователи подчеркивают, что процесс формирования земной коры в раннем докембрии был своеобразным и характеризовался существенным отличием некоторых событий от тех явлений, которые восстанавливаются при изучении геосинклинальных складчатых систем неогей. Учитывая это, а также новый подход к проблеме становления и эволюции континентальной коры (Пейве и др., 1976), представляется возможным по-новому подойти к выяснению истории геологического развития и анализу структуры основания обширных пространств юга Европейской части СССР.

Самыми древними (3600—2700 млн. лет) подразделениями архея рассматриваемого региона являются конкско-верховцевская серия Среднего Приднепровья и близкие ей по возрасту и вещественному составу днестровско-бугская и западно-приазовская серии Побужья и Приазовья (Доброхотов, 1971; Стратиграфия УРСР, 1972).

Нижнюю часть разреза конкско-верховцевской серии составляют метаморфизованные базальтоиды, представленные преимущественно амфиболитами, амфибол-биотитовыми и биотит-серицит-кварцевыми сланцами, а также амфибол-магнетитовыми и магнетитовыми кварцитами. Вверх по разрезу они сменяются осадочными терригенными и хемогенными образованиями (метапесчаники, кварц-серицитовые и хлоритовые сланцы, железистые кварциты), которые переслаиваются со средними и кислыми эффузивами (плагиопорфиры, биотитовые кератофиры, кератоспилиты, кварцевые кератофиры). Общая мощность серии 10 000—12 000 м.

Разрез побужского архея представлен преимущественно пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и гнейсами (близкими по минеральному составу и химизму габброидам) с подчиненными прослоями метаморфизованных первично-осадочных (биотит-плагиоклазовые гнейсы) и кремнисто-магнетитовых пород и небольших тел гипербазитов и габброидов, в основном габбро-норитов, амфиболитизированных габбро-норитов, амфиболитов. Суммарная мощность толщи более 12 000 м, причем почти 80% ее объема приходится на долю пород основного состава. В отличие от Среднего Приднепровья, где метаморфизм древнейших пород не поднимается выше уровня амфиболитовой фации, а местами соответствует даже фации зеленых сланцев, породы Побужья характеризуются более глубоким метаморфизмом в условиях гранулитовой фации. Толщу основных кристаллических сланцев Э. Б. Наливкина (1977) рассматривает в качестве выведенного на поверхность «базальтового» слоя земной коры.

Сходные формационные комплексы развиты и в Приазовье, где они составляют разрез западно-приазовской серии, мощность которой изменяется от 5000 до 9000 м. Нижняя часть разреза представлена двупироксеновыми, пироксен-амфиболовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами и мигматиками, амфиболитами, чарнокитами и основными кристаллическими сланцами, которые принадлежат глубоко измененным в условиях гранулитовой фации исходным основным вулканитам, отвечающим по составу базальтам. Вверх по разрезу они сменяются породами первично-осадочного происхождения — кварцитами, графитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами и кристаллическими известняками. Этот комплекс сопоставляется (Цуканов, 1977) с тимптоно-джелтулинской серией Алданского щита, которая рассматривается (Лейтес, Федоровский, 1977) как составная часть архейских базальтоидных вулканогенно-осадочных образований океанического типа.

Таким образом, для всех районов отмечается постоянство строения разрезов архейских комплексов — нижние части сложены породами, возникшими по основным вулканитам, а в верхних большее значение приобретает терригенная толща. Такие стратиграфические соотношения в общих чертах свойственны комплексам фундамента почти всех древних платформ.

Основание, на котором развивались упомянутые комплексы, ныне затушевано, в связи с чем по вопросу о его природе в литературе нет единого мнения. Одни исследователи (Каляев, 1976; Новикова, 1975) рассматривают архейские вулканиты как часть первичной океанической коры. К этому представлению близка точка зрения М. Н. Доброхотова (1969), который исключает возможность обнаружения под конкско-вер-

ховцевской серией более древних суперкрустальных толщ. Другая часть авторов (Горлов, 1976; Козловская и др., 1976; Семененко, 1974) придерживается иного взгляда, согласно которому архейские вулканогенно-осадочные комплексы отлагались на существовавшем ранее сиалическом субстрате. Однако с последним трудно согласиться. Подобное основание, прошедшее более ранний орогенический цикл, должно бы содержать гранитные тела, меняющиеся по типу от натровых до богатых калием, которые в дальнейшем могли составить определенную часть обломочного материала для более поздних осадков, а в условиях регионального метаморфизма преобразоваться в гнейсы, мигматиты и кислые гранулиты с образованием новых генераций калиевых гранитов. Однако это не согласуется с рядом соображений.

Во-первых, определенные ограничения на подобные представления накладывает «проблема гранита», трудность которой заключается в возможности образования огромных масс кислого материала в серии контрастного базальт-риолитового состава за счет дифференциации первичной базальтовой магмы. Таким могло быть происхождение весьма незначительного количества кислых лав и мелких гранитных интрузий; наличие же огромных полей гранитов, в том числе архейских, объяснить таким образом невозможно (Петров, Богатиков, 1977; Хэтч и др., 1975). «Приходится признать,— пишет по этому поводу Ю. М. Шейнманн,— что огромные массы кислых пород не могли выделяться непосредственно из основного расплава. Появление их требует особых условий, особого порождающего расплав вещества» (1968, стр. 30). Это хорошо подтверждается результатами исследований изотопии стронция (Фор, Пауэлл, 1974). Согласно последним максимальный объем гранитных пород обладает первичным отношением Sr^{87}/Sr^{86} , равным 0,707, что выше принимаемой величины для мантийного источника. Поэтому можно считать, что наблюдаемое увеличение первичного отношения (Sr^{87}/Sr^{86}) произошло в результате участия в процессе образования гранитов достаточно заметных количеств корового материала. Да и данные о среднем химическом составе древнейших архейских гранитов и гранито-гнейсов (Ронов и др., 1970, 1977) убедительно свидетельствуют, что образовались они за счет более древних основных магматических пород и продуктов их разрушения.

Во-вторых, нижние члены архейских первично-осадочных ассоциаций не указывают на какие-то крупные поступления кислых масс, а наоборот, содержат мощные граувакко-глинистые накопления; в граувакках преобладает основная масса, они бедны кварцем и полностью лишены калиевого полевого шпата (Гилл, 1965; Гудвин, 1977; Ронов, 1964; Glikson, 1972).

В-третьих, нижние части разреза конкско-верховцевской серии принадлежат более древним образованиям, нежели древнейшие гранитоиды Украинского щита. Если абсолютный возраст амфиболитов из метабазитов этой серии определен в 3500 млн. лет, причем это скорее не время формирования пород, которое имело место значительно раньше (возможно, 3700—3600 млн. лет назад), а возраст их метаморфизма, то преобладающее число определений для гранитоидов отвечает интервалу 3200—2830 млн. лет. Среди гранитоидов главными разновидностями являются плагиограниты, гранодиориты и кварцевые диориты, характеризующиеся преобладанием Na_2O (4—6%) над K_2O (0,75—2%) и повышенной основностью (Орса, 1973; Семененко и др., 1977). Они образуют разные по величине тела, содержащие ксенолиты пород (амфиболиты, гнейсы) вмещающей толщи, с которой связаны постепенными переходами, наследуя при этом ее структурный план. По условиям происхождения это метасоматические образования, возникшие в результате гранитизации суперкрустальных толщ (Стратиграфия УРСР, 1972). Среди раннедокембрийских гранитоидов Украинского щита пород, которые можно

было бы рассматривать как кислые дифференциаты ювенильной подкоровой магмы, нет (Усенко и др., 1976). С глубиной роль гранитоидов уменьшается при одновременном возрастании их плагиоклазовых разностей, роли основных пород и ультрамафитов. Повсеместно они прорываются аплит-пегматонидными гранитами, имеющими возраст 2710—2660 млн. лет.

Таким образом, все изложенное выше свидетельствует о том, что формирование гранитоидов относится к более позднему этапу развития земной коры юга Восточно-Европейской платформы, которому предшествовало образование конкско-верховцевской, днестровско-бугской и западноприазовской серий и что, естественно, не согласуется с представлением о залегании последних на гранитно-гнейсовом основании. Наоборот, по своим формационным признакам породы этих вещественно-структурных комплексов тяготеют скорее к океанической стадии развития.

Выше было отмечено, что нижние части разрезов архейских комплексов сложены преимущественно производными основных вулканитов. В Приднпровье ассоциацию пород, их образующих, многие исследователи связывают со спилито-диабазовой формацией, которая наибольшего развития достигает в Верховцевской и Сурской структурах, где ее мощность определяется в 3000—3500 м (Каляев, 1965). Подавляющую часть разреза составляют амфиболиты, образующие отдельные пачки мощностью до первых сотен метров, которые совместно с сопутствующими породами слагают значительные (до 1000 м) толщи. В Побужье и Приазовье более широко распространены пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, в то время как амфиболиты залегают среди мигматитов и гранито-гнейсов в виде останцов мощностью от 50 до 300 м.

Структурное положение, условия залегания, минеральный состав и петрохимические особенности амфиболитов и основных кристаллических сланцев указывают на их первично-магматическую природу и характеризуют их как продукты метаморфизма производных недифференцированных базальтовых магм (Наливкина, 1977; Усенко, 1960). Архейские метавулканиты Украинского щита по химизму очень близки между собой, что дает основание предполагать их сходную, если не идентичную, петрогенетическую историю и общий мантийный источник. Проанализировав их составы¹ и сравнив полученные результаты с данными по магматическим породам современных океанов, оказалось, что древние метавулканиты рассматриваемого района близко сопоставимы с толеитовыми базальтами. Это наглядно видно на диаграмме (рис. 1, а). Фигуративные точки составов амфиболитов и основных кристаллических сланцев занимают на ней ограниченную область и приурочены к линии развития расплава толеитового типа, протягивающейся параллельно железомagneйовой стороне треугольника. На этой же диаграмме, а также на диаграмме $\text{CaO—MgO—Al}_2\text{O}_3$ (рис. 1, б) поле составов этих пород располагается в поле составов толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов. Кроме того, определенное сходство устанавливается и по другим показателям, в частности по отношениям $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ и $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} + \text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Glikson, 1972). Так, подобно океаническим толеитовым базальтам их архейские аналоги в Приднпровье, Побужье и Приазовье имеют такие же высокие значения, которые для первого отношения варьируют от 205 до 414, а для второго — от 11,1 до 13,3. Некоторое отличие состоит в том, что в архейских метавулканитах больше общего железа (главным образом FeO) (рис. 2) и несколько

¹ Данные 74 химических анализов амфиболитов, пироксен-плагиоклазовых сланцев и гипербазитов заимствованы из работ И. С. Усенко (1953, 1958, 1960), Г. И. Каляева (1965), Г. Г. Виноградова (1970), Н. Г. Коваленко (1972), А. А. Макухиной (1967), А. Я. Хмары и И. Г. Гаева (1970).

выше концентрация калия. Помимо этого следует отметить наличие среди них высокомагнезиальных разновидностей, составы которых тяготеют к полю базальтовых коматитов (см. рис. 1, б). Последние, как известно, очень редки среди фанерозойских образований.

Метабазиты Украинского щита по химизму очень близки к аналогичным породам архея других континентов (Наливкина, 1977), что могло бы указывать на образование в сходных тектонических условиях. Канадскими геологами (Гудвин, 1977) такие породы рассматриваются в качестве наиболее ранних примитивных продуктов слабо дифференцированной мантии, которые образовались в тектонически мобильной обстановке в условиях тонкой океанической коры. Исследования А. Гликсона по стратиграфии и петрохимии архейских метабазитов Трансвааля, Родезии, Западной Австралии и Канады (Glikson, 1972) показали полное сходство их с толентовыми базальтами современных океанов. Вывод, сделанный в результате этих исследований в аспекте рассматриваемого вопроса, заключается в том, что первичная земная кора была представлена ассоциацией пород океанического типа. Этот вывод справедлив, учитывая все вышеизложенное, и для юга Восточно-Европейской платформы.

Кроме основных метавулканитов еще одной важной чертой, указывающей на формирование вещественно-структурных комплексов раннего этапа на океанической коре является широкое распространение в их составе основных и ультраосновных пород. В Побужье особенно большим развитием пользуются породы габброидного ряда (габбро-нориты, нориты и амфиболизированные их разновидности), которые в количественном отношении преобладают над гипербазитами и известны как в непосредственной связи с ними, так и независимо от них. В то же время ультраосновные породы всегда сопровождаются основными, причем между ними наблюдаются переходы от чистых ультраосновных разновидностей до меланократовых габбро (Усенко, 1958). Наиболее мощным телам свойственно стратифицированное строение. В нижней части залегают оливиниты, выше они постепенно переходят в серпентинизированные оливиниты и серпентиниты, затем в перидотиты и пироксениты, которые без резкой границы сменяются амфиболизированными габбро-норитами и амфиболитами (Наливкина, 1977). Местами габброиды обладают полосчатой текстурой, обусловленной чередованием меланократовых и лейкократовых полос минералов. Гипербазиты и связанные с ними генетически и пространственно основные породы относятся к габбро-перидотитовому комплексу, производному базальтовой магмы (Наливкина, 1977). В ряде случаев устанавливаются ультраосновные расплавы (Усенко, 1958).

В Среднем Приднпровье гипербазиты представлены сильнометаморфизованными разностями: серпентинитами, серпентинизированными дунитами, перидотитами и пироксенитами, тальковыми, тальково-карбонатными и другими породами. Они вытянуты двумя субмеридиональными полосами протяженностью 40—60 км и шириной до 2,5 км в виде прерывистой цепочки мелких пластовых и линзообразных тел и отдельных крупных массивов, которые локализируются в Верховцевской и Сурской структурах. Вмещающими породами гипербазитов являются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования спилито-диабазовой формации. Исходные для серпентинитов породы были представлены преимущественно гарцбургитами (45—55%), а также дунитами (28—55%) и лерцолитами (17%), образовавшимися в процессе кристаллизации перидотитовой магмы (Хмара, Гаев, 1970).

Среди гипербазитов западноприазовской группы наиболее распространены амфиболизированные, частью серпентинизированные перидотиты и горнблендиты. Первые образуют вытянутые линейные тела мощностью от метра до нескольких сотен метров, которые, как правило,

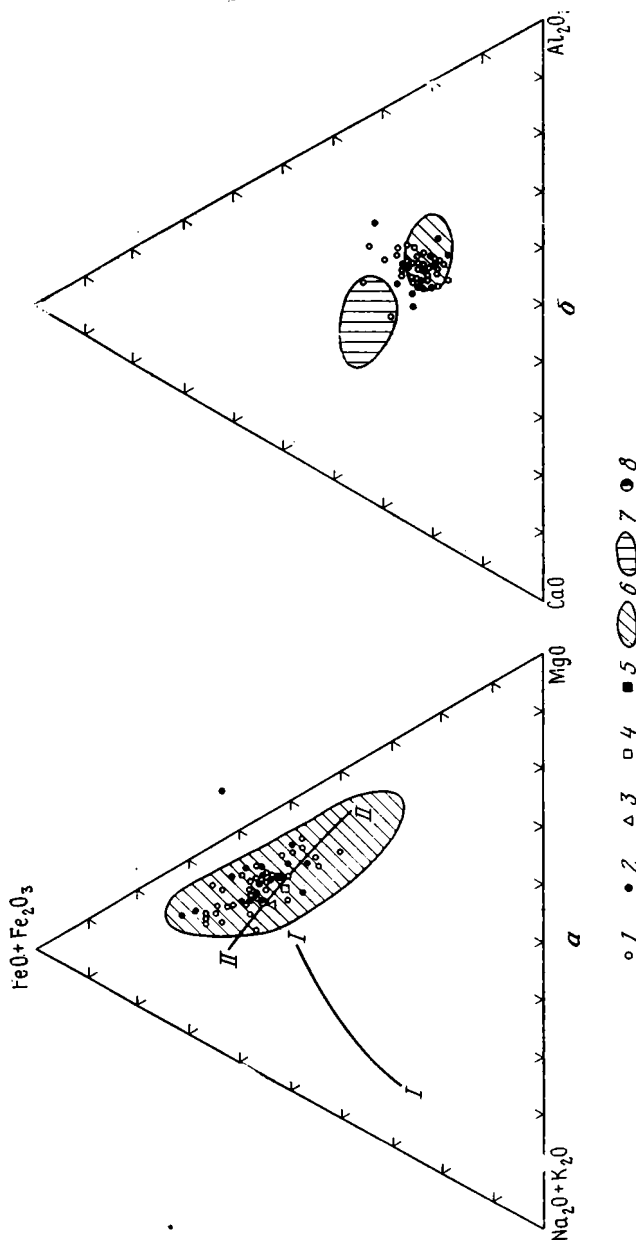


Рис. 1. Диаграмма соотношений: а — $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$; б — $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3$

1 — амфиболиты, 2 — пироксен-плагиоклазовые сланцы, 3 — архейские вулканические провинции СуперIOR (Гудвин, 1977), 4 — базальты океанического дна (Канн, 1973), 5 — толентовые базальты (Кутолин, 1972), 6 — поля составов толентовых базальтов срединно-океанических хребтов (Бонатти и др., 1973), 7 — поля базальтовых коматитов типа Барбертон, 8 — гипер-базиты. Римские цифры: I — линия средних составов известково-щелочных серий и II — средних составов толентовых базальтов срединно-океанических хребтов

согласно залегают с вмещающими их гнейсами и мигматитами, а вторые известны в виде ксенолитов и отдельных пачек мощностью до 20 м и более. Подчиненное значение имеют амфиболизированные пироксениты. В большинстве случаев гипербазиты изменены до полного исчезновения первичных минералов и представлены хлоритовыми актинолитами и тремолитами (Усенко, 1953, 1960). Из основных пород известны габбро-амфиболиты, которые постепенно переходят в перидотиты и пироксениты. Ультраосновные и основные породы представляют собой продукт

кристаллизационной дифференциации основной магмы и относятся к габбро-перидотитовой формации (Усенко, 1960).

Бескорневое положение массивов гипербазитов и габброидов, характерные тектонические соотношения их с породами спилито-диабазовой формации свидетельствует о более древнем возрасте первых по отношению ко вторым. Как показывают пересчеты по методу В. Н. Лодочникова, гипербазиты и основные метавулканиды невозможно объединить в единую генетическую ассоциацию. Их составы образуют самостоятельные поля, которые не связаны едиными линиями комплементарности, т. е. эти комплексы не могли возникнуть в результате дифференциации единого магматического очага.

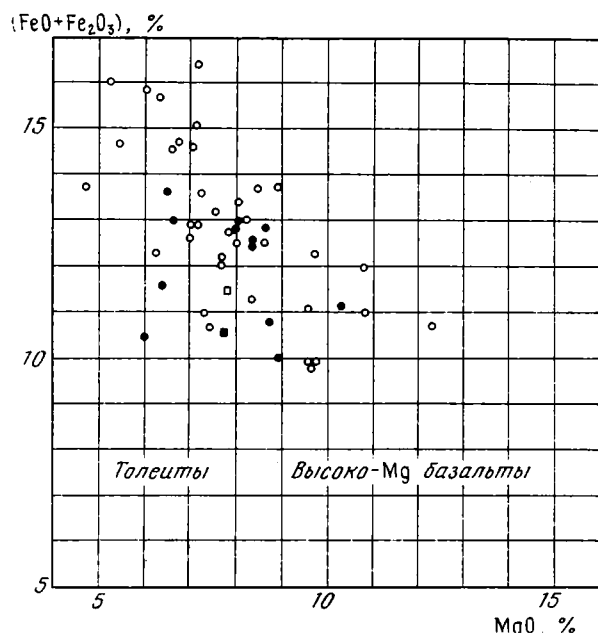


Рис. 2. Диаграмма $MgO-FeO+Fe_2O_3$. Точки составов те же, что и на рис. 1

Обращаясь к хорошо изученным разрезам офиолитовых ассоциаций (Пейве и др., 1977), нетрудно видеть сходство с ними рассмотренных выше архейских комплексов, на что уже ранее указывали Г. И. Каляев (1965, 1976), Э. Б. Наливкина (1977), А. С. Новикова (1975). По набору, составу и степени метаморфизма пород раннедокембрийские комплексы выявляют несомненные черты подобия тем частям разреза океанической коры, которые в четырехслойной модели отвечают второму и третьему слоям.

Очевидно, что все разновидности гипербазитов, залегающих среди пород, принадлежащих спилито-диабазовой серии разреза океанической коры, без какой-либо видимой связи с предполагаемой стратифицированностью вмещающей толщи, совместно с которой испытали такую же историю метаморфизма и деформаций, представляют собой отторженцы от основания коры океанического типа и образуют характерный набор пород, отвечающий по составу образованиям меланократового фундамента, того фундамента, за счет разрушения которого и на котором откладывались древнейшие вещественно-структурные комплексы юга Восточно-Европейской платформы.

Все изложенное выше позволяет заключить, что вулканогенные и первично-осадочные члены конкско-верховцевской серии и ее аналогов,

залегающие совместно с телами гипербазитов и габброидов, можно рассматривать в качестве нерасчлененных комплексов меланократового фундамента и архейских аналогов океанической стадии.

Присутствие в самых нижних частях архейских комплексов ультрамафических расплавов, температура излияния которых достигала 1600—1650° (Грин, 1975), практически полное отсутствие конгломератов и фаций миогеосинклинального и шельфового типов (Гудвин, 1977), однообразие первичных осадков, сравнительно небольшие градиенты мощностей раннедокембрийских толщ — все это указывает на специфичность геодинамической обстановки на ранних этапах развития коры. Предполагается, что эти явления явились следствием: 1) неглубокого залегания мантии (по оценке А. И. Тугаринова и Е. В. Бибиковой, 1976), мощность протокры не превышала 10 км; 2) высокого теплового потока, генерация которого была втрое выше против современного (Уэтерил, 1975); 3) близкого расположения к поверхности изотермы плавления — оценки глубин колеблются от 15 км (Gliksn, 1972) до 30 км (Уэтерил, 1975) и 4) слабо расчлененного рельефа.

Накопление исходных основных вулканитов, хемогенных и обломочных пород типа граувакк, начавшееся примерно 3700—3600 млн. лет назад, было связано с расчленением поверхности протокры на отдельные изометрические бассейны, представлявшие собой, согласно концепции А. М. Гудвина (1977), поверхностное выражение мантийных струй. Изолированная струя образовала изолированный бассейн, развитие которого представляется нам примерно следующим образом. При подъеме диапира над ним в перекрывающей литосферной плите возникает вздутие в виде свода. По мере его роста давление под сводом возрастало, что вызвало отток вещества в вязком слое из-под поднятия, а отток вещества в свою очередь вызвал оседание поднятия (Магницкий, 1968). При этом предполагается (Гудвин, 1977), что мантийные струи обуславливали горизонтальную миграцию тонких плит архейской литосферы с образованием локальных зон расширения. В результате давление на поверхность диапира падало и его вещество начало очень быстро (Грин, 1975) подниматься вверх. С учетом высокого геотермического градиента и наличия тонкой мобильной коры все это привело к почти полному плавлению мантийного диапира вблизи земной поверхности и способствовало появлению ультрамафических расплавов. В дальнейшем в связи с уменьшением скорости подъема диапира, а также частичной потери магматическим расплавом тепловой энергии имело место все большее опускание дна бассейна и его расширение, хотя на глубине по-прежнему шло, правда, уже более медленное, поднятие вещества. В поднимающейся пластине на глубинах 15—30 км происходило частичное (до 30%) плавление недифференцированного мантийного вещества (пиrolита) с образованием толеитовых базальтов (Грин, Рингвуд, 1972) и остаточного дунита и перидотита, которые добавлялись к первичному гипербазитовому реститу. Морфология бассейнов пока не раскрыта. Их детальное изучение в Канаде (Гудвин, 1977) показало, что на современной поверхности они имеют грубо эллиптическую форму, которая, однако, отражает почти четырехкратное уменьшение их горизонтальных размеров.

В пределах современной площади юга Восточно-Европейской платформы один из таких бассейнов предполагается в Побужье, а второй — в Среднем Приднестровье с центром в районе Верховцевской и Сурской структур. Именно здесь развиты максимальные мощности пород спилито-диабазовой формации, а также ультрабазиты дунит-гарцибургитовой формации, которые, по-видимому, можно рассматривать в качестве древнейших отторженцев верхней мантии, маркирующих главные нарушения сплошности архейской океанической коры. Здесь же наблюдается минимальная (до 30 км) мощность земной коры (Соллогуб и др., 1977) и

оорращенная по отношению к границе Конрада и фундамента форма рельефа Мохоровичича. Накопившиеся в бассейнах базальтоидные вулканогенно-осадочные толщи на рубеже 3200—2830 млн. лет были интенсивно метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций, а повышенный тепловой поток, сопровождавшийся привнесом щелочей, кремнезема и других компонентов, вызвал высокотемпературную плагиогранитизацию архейских толщ. Пространственные и временные соотношения между вмещающими породами и гранитоидами позволяет думать, что формирование последних происходило в тесной связи с процессами скупивания. Одновременно имело место становление базит-гипербазитовых массивов. В дальнейшем по мере наращивания разреза происходит усиление терригенно-хемогенного осадконакопления и изменение состава вулканических пород от преимущественно основных к средним и кислым. Такой ход развития имел место в архее Канады, Южной Африки и Индии (Glikson, 1970). Процессы раннего гранитообразования и метаморфизма завершились, судя по данным абсолютного возраста аплит-пегматоидных гранитов днепровского комплекса, 2710—2660 млн. лет назад. В итоге в Приднепровье и Побужье образовались первые участки с гранитно-метаморфическим слоем, которые в дальнейшем выступали как стабильные блоки по отношению к районам, где кора продолжала оставаться близкой океаническому типу (Кировоградский сегмент, Приазовье). Сравнивая вышеизложенное с материалами по Канаде (Гудвин, 1977), отчетливо видно, что именно бассейны явились зародышами первых «островков» гранитно-метаморфического слоя.

После тектоно-магматических событий, завершивших архейский этап, южная часть территории современной Восточно-Европейской платформы оказалась на какое-то время стабилизированной, на что указывают значительные мощности донижнепротерозойской коры выветривания. Однако это была лишь частичная стабилизация, так как процессы гранитизации и метаморфизма проявились избирательно. В силу этого гранитно-метаморфический слой повсеместно на рассматриваемой территории не сформировался, и к началу протерозоя земная кора не обрела еще в полной мере свойств континентальной и отвечала переходному типу.

Это предопределило специфику геодинамической обстановки в эпоху раннепротерозойских тектонических движений, когда вдоль границ первых сиалических массивов с океаническими бассейнами, т. е. в зонах наибольшего контраста во внутренней структуре литосферы, образовались узкие прогибы — Криворожско-Кременчугский и Орехово-Павлоградский. Эти пространственно разобщенные линейные структуры заполнились близкими по составу толщами пород мощностью до 6000—8000 м, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фации и составляющие ныне криворожскую железорудную серию. Ее структура и состав (основные вулканы, высокоглиноземистые породы, железисто-кремнистые сланцы, тела гипербазитов, кварцевые метапесчаники и кварциты) указывают на офиолитовый характер и эвгеосинклинальную специфику области ее распространения (Наливкина, 1977; Новикова, 1975) и свидетельствуют, что в начальный этап развития эти линейные зоны формировались на океанической коре в условиях рифтогенеза, а в завершающей — в обстановке сжатия (карельская складчатость), когда вулканогенно-осадочные породы оказались смяты, раздроблены и выжаты в виде чешуй на поверхность. Именно моноклинали и осложняющие их крутые надвиги представляют собой основные элементы, характеризующие тектонику этих структур (Гафаров, 1976; Новикова, 1975). Необходимо отметить, что в формировании фундамента Восточно-Европейской платформы существенная роль принадлежит не только надвиговому, но и сдвиговому структурообразованию. В частности, Криворожско-Кременчугский глубинный надвиг в завершающие

этапы формирования фундамента проявлял себя как правосторонний сдвиг с амплитудой 20 км (Куделя, 1965).

Сжатие и деформации привели к закрытию и исчезновению океанических бассейнов и уменьшению поперечника линейных структур, а последовавшие интенсивные процессы метаморфизма и гранитизации — к формированию нового гранитно-метаморфического слоя. Показателями его становления служат графитовые, биотитовые, гранат- и силлиманит-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы тетерево-бугской, ингуло-ингулецкой и центральноприазовской серий, с которыми ассоциируют плагиограниты Приазовья, чудново-бердичевские, кировоград-житомирские, новоукраинские, ингулецкие и другие граниты. Возраст метаморфизма, как и гранитов, датируется в 2200—1850 млн. лет. Следует отметить, что Приднепровская и Побужская глыбы были обработаны раннепротерозойскими тектоно-магматическими процессами лишь в краевых частях и вдоль внутренних разломов, продолжая и в последующие эпохи тектогенеза выступать как относительно устойчивые, жесткие блоки.

Объединение последних складчатыми системами карелид в единый массив совместно с гранитизацией разделяющих эти блоки Кировоградского и Приазовского участков знаменовало переход к становлению зрелой континентальной коры. Ее вещественная консолидация приходится на рубеж 1800—1600 млн. лет, после формирования пород гранитно-баболовской формации существенно микроклиновых гранитов и их мигматитов, позднеорогенных интрузий анортозитов и гранитов-рапакиви коростенского и щелочных пород приазовского комплексов. Это была особая стадия в развитии территории Восточной Европы, ознаменовавшаяся созданием на большей ее части первого массива со зрелой монокристаллической континентальной корой.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ЮЖНОГО КРАЯ ДОРИФЕЙСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА

Представляется бесспорной вторичность современного ограничения Восточно-Европейской платформы. Резкое срезание более молодыми генерациями структур раннедокембрийских толщ, которые к ее южному краю подходят под очень крутыми, местами прямыми углами подтверждает, что дорифейский массив на юге, подобно тому, как это имело место на западе и востоке (Матвеевская, 1975; Хаин, 1970), распространялся далеко за теперешний контур платформы. Об этом говорят вскрытые многочисленными скважинами далеко за пределами южного края платформы и образования архейско-нижнепротерозойского комплекса.

В Предкавказье они представлены гранитами, гранито-гнейсами, амфиболитами и различными сланцами, имеющими те же закономерности залегания и распространения, что и в пределах Украинского щита и Курской магнитной аномалии (Варданянц и др., 1968). Гранито-гнейсы и мигматиты возрастом 1853 млн. лет, сопоставляемые румынскими геологами с криворожской толщей, вскрыты под юрскими известняками в восточной части Мизийской плиты в Палазу-Маре (Джюшкэ и др., 1969). Наличие раннедокембрийских образований предполагается и в Крыму. На сейсмическом профиле по линии Воронешский массив—Черное море (Соллогуб и др., 1966) в осевой части Сивашской впадины на глубине 7—7,5 км прослежена сейсмическая поверхность с граничной скоростью 6,6 км/сек. В районе р. Джанкоя она залегает на глубине 12—16 км, но к Крымским горам воздымается вновь и далее не прослеживается. Граница усложнена несколькими крупными разрывными нарушениями с амплитудой около 1 км и отождествляется с поверхностью докембрийского фундамента.

Существенное значение в строении областей южного обрамления принадлежит фрагментам дорифейской континентальной коры. В частности, примерно в 100 км запад-северо-западнее Севастополя, в месте пересечения профилей ГСЗ 3 и 4 на глубине 1400 м фиксируется граница со скоростью 6,0—7,0 км/сек, которая воздымается по направлению к Евпатории и соответствует поверхности кристаллического фундамента (Гончаров и др., 1972). В то же время от Евпатории в сторону моря происходит подъем нижнемеловых горизонтов. Тем самым очерчивается поднятие, в пределах которого по сравнению с остальными районами Черного моря фиксируются минимальные (менее 2000 м) мощности осадочной толщи. Пространственно с этим поднятием совпадает намеченная А. Т. Богайцем (1976), глыба архейско-протерозойских пород. Несколько архейско-нижнепротерозойских массивов (Нижекубанский, Ставропольский, Терско-Сулакский) намечаются по материалам гравиметрических работ и сейсморазведки в Предкавказье, где они входят в одну субширотную полосу с расположенными восточнее и подтвержденными бурением Карабогазским и Каракумским массивами (Соколов, 1964; Хаин, 1968). В большинстве своем эти фрагменты древней континентальной коры, хотя и были затронуты более поздними тектоно-магматическими процессами и в той или иной степени переработаны, тем не менее определили специфику развития, особенности структуры и ту относительно стабильность молодых платформ, которые, по словам В. Е. Хаина (1970), и вынуждают считать их именно платформами, а не относить к другим категориям основных структурных элементов земной коры.

Все вышеизложенное дает основание предполагать, что дорифейский массив распространялся на юге примерно до границ современных складчатых сооружений Балкан, Крыма и Кавказа. Южнее образования, свойственные эпикарельской Восточно-Европейской платформе, неизвестны. Взброшенный блок докембрийских пород близ Мардина на юго-востоке Турции представляет собой уже элемент Африканской платформы (Кетин, 1965), которая от Восточно-Европейской была отделена океаническим бассейном, вероятным остатком коры которого служат офиолиты Главного Кавказского хребта (Надарейшвили, 1977) и Северо-Кавказского гипербазитового пояса (Смирнова, 1974). Этот вывод близок к точке зрения тех исследователей (Сорский, 1966), которые отрицают первичное единство Восточно-Европейской платформы с Африканской. В свете современных данных логичнее выглядит ее структурная связь с Северо-Американской платформой, что хорошо подтверждается сходством особенностей тектонического развития основания этих двух массивов (Гафаров, 1976; Доброхотов, 1967), которые в протерозое (2700—1150 млн. лет), как свидетельствуют палеомагнитные данные (Piper, 1976) были частью единого суперконтинента.

К началу рифейской эры южный край Восточно-Европейского массива еще не был достаточно резко очерчен и представлял собой неоднородную в структурном отношении полосу, что выразилось в дроблении края субмеридиональными разломами, в основном надвигового, а местами и сдвигового характера, которые разделяли глыбы и блоки разного времени консолидации (или, что то же, с различным временем формирования гранитно-метаморфического слоя) — архейские и раннепротерозойские (рис. 3). Архейские блоки были теми источниками, которые питали терригенными продуктами раннепротерозойские бассейны. Тем самым к началу рифея в структурном плане южного края массива уже существовали палеоподнятия и палеодепрессии. Если сопоставить такое строение дорифейского края с современным очертанием южной границы, а также с особенностями геологического строения обрамляющих эту часть платформы областей, то отчетливо видно, что между ними существует коррелятивная связь. В частности, внешние углы, которыми платформа вдается в складчатую зону, имеет в своей основе палеоподнятия, т. е. блоки

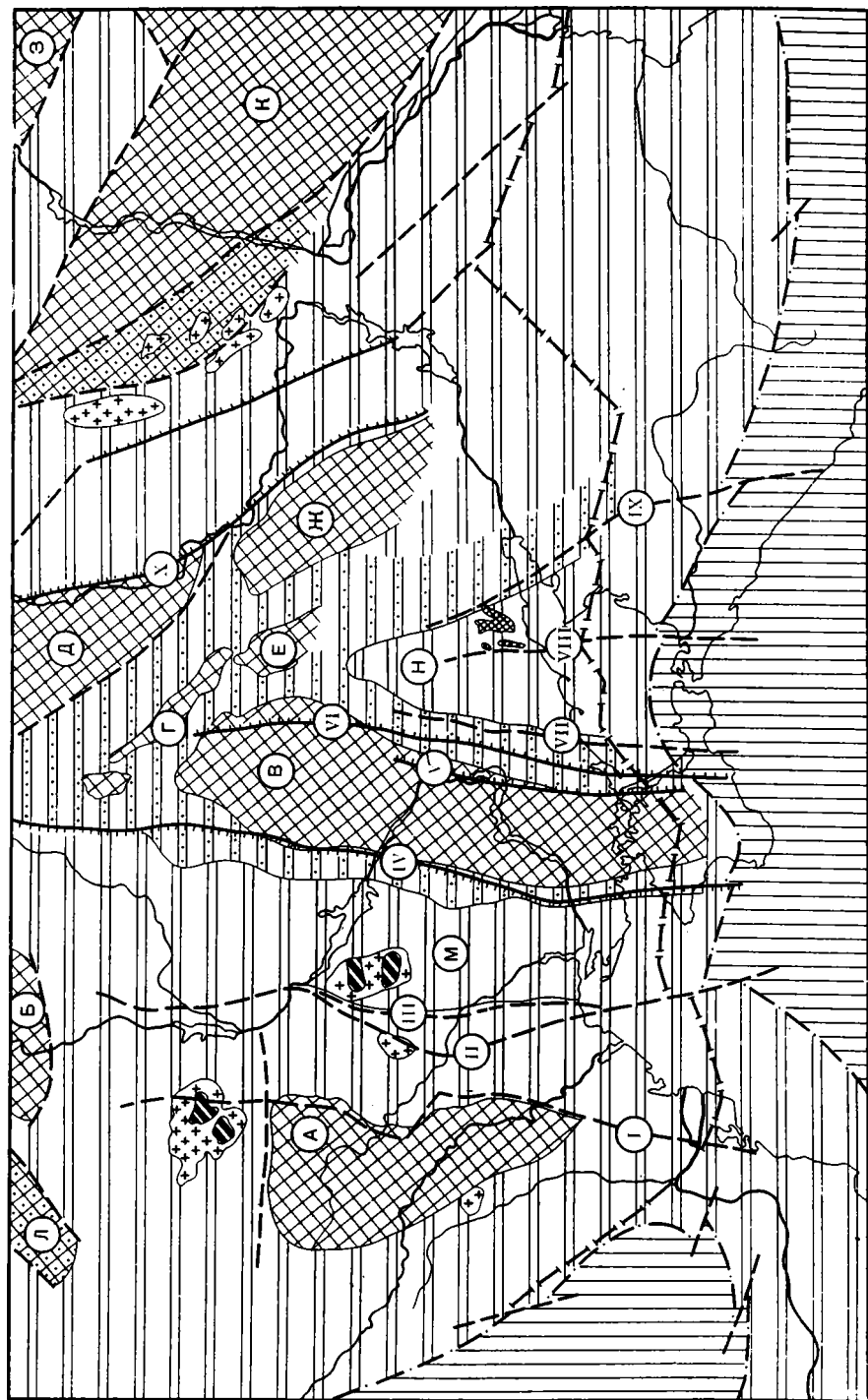


рис. 3. Палеотектоническая схема юга Восточно-Европейской платформы. Конец дорифейского этапа

1 — области с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся к концу архея (массивы: А — Побужский, Б — Бобруйский, В — Приднепровский, Г — Курский, Д — Воронежский, Е — Болшетроицкий, Ж — Алексеевский, З — Жигулевско-Пугачевский, К — Прикаспийский); 2 — архейско-раннепротерозойский гранитно-метаморфический слой (Л — Минский массив); 3 — области с гранитно-метаморфическим слоем, сформировавшимся в раннем протерозое (М — Кировоградский и Н — Приазовский блоки); 4 — области с океанической корой; 5 — комплексы океанической и переходной стадии (трогов); 6—8 — формации комплексов — показателей становления континентальной коры (плутонические): 6 — граниты-рапакиви, 7 — анортозиты, 8 — щелочной комплекс Приазовья; 9 — надвиги: Криворожско-Кременчугский (IV), Белозерский (V), Орехово-Павлоградский (VI), Лосево-Мамоновский (X); 10 — важнейшие региональные разломы нижнепротерозойского заложения: Фрунзевско-Арцизский (I), Одесский (II), Бугско-Мироновский (III), Корсакско-Феодосийский (VII), Кальмиус-Джигинский (VIII), Курджипский (IX); 11 — предполагаемый южный край дорифейского континентального массива; 12 — современная граница Восточно-Европейской платформы

архейской консолидации. Это были зоны с устойчивой тенденцией к воздыманию, обусловившие возникновение поперечных дислокаций (Крымская, Добруджинская, Транскавказская), с развитием которых связаны осложнения структуры Причерноморья и Предкавказья. С внутренними, входящими в платформу углами, приуроченными к участкам раннепротерозойской консолидации (Кировоградский и Приазовский блоки), связаны поперечные депрессии — соответственно северо-западная часть Черного моря и Керченско-Таманский прогиб.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Континентальная кора на юге Восточно-Европейской платформы сформировалась в результате структурного и вещественного преобразования первичной океанической коры базит-гипербазитового состава. Процесс развития коры был необратим и протекал стадийно: океаническая стадия сменилась переходной, а переходная — континентальной.

2. Формирование первого континентального массива происходило не путем латерального разрастания гранитно-метаморфических ядер, возникших в конце архея, а явилось следствием их объединения в результате горизонтальных движений при одновременной гранитизации разделяющих эти ядра участков океанической коры. Дорифейский массив, становление которого завершилось к геохронологическому рубежу 1600 млн. лет, распространялся примерно до границ современных складчатых сооружений Балкан, Крыма и Кавказа.

3. Линия сочленения складчатых сооружений Тетиса с Восточно-Европейской платформой в пределах Причерноморья и Предкавказья имеет угловатое очертание. В этом проявилась своеобразная унаследованность, которая заключается в том, что углы, обращенные в сторону Тетиса, обусловлены зонами поперечных поднятий, представляющих собой структуры архейской стабилизации, а входящие в платформу — депрессионными зонами, приуроченными к участкам протерозойской консолидации.

Литература

- Богаец А. Т. Южная граница Восточно-Европейской платформы и строение позднедокембрийского комплекса юга СССР. — Геотектоника, 1976, № 6.
Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
Варданянц Л. А., Дубинский А. Я., Маценко Н. А. Докембрий предкавказья. — В кн.: Геология СССР, Северный Кавказ, ч. 1. М., «Недра», 1968.
Виноградов Г. Г. О генезисе пироксеновых гнейсов и некоторых вопросах стратиграфии докембрия Среднего Побужья. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, «Наукова думка», 1970.

- Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ. М., «Наука», 1976.
- Геофизические исследования и тектоника юга Европейской части СССР. Киев, «Наукова думка», 1969.
- Гилл Дж. Э. Происхождение континентов.— Геотектоника, 1965, № 6.
- Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнова А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1972.
- Горлов Н. В. Архейские гранит-зеленокаменные области как древнейшие стабильные ядра континентальной коры.— В кн.: Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М., «Наука», 1976.
- Грин Д. Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии.— В кн.: Верхняя мантия. М., «Мир», 1975.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
- Гудвин А. М. Архейский вулканизм на Канадском щите.— В сб.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., «Наука», 1977.
- Джюшкэ Д., Саву Г., Крайтнер Г., Берча И. Объяснительная записка к карте метаморфитов Румынии. КБГА, IX конгресс, Будапешт, 1969.
- Доброхотов М. Н. Стратиграфия раннего докембрия и начальные этапы геологического развития Украинского щита.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия, вып. 2. М., «Наука», 1967.
- Доброхотов М. Н. О некоторых вопросах геологии докембрия Криворожско-Кременчугской структурно-фациальной зоны.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1969, № 4.
- Доброхотов М. Н. Стратиграфия докембрийских образований Украинского щита и его основные структурные этажи (ярусы).— В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, «Наукова думка», 1971.
- Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции. Киев, «Наукова думка», 1965.
- Каляев Г. И. Земная кора Украинского щита и тектоника плит.— Геол. ж., 1976, т. 36, № 1.
- Канн Дж. Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М., «Мир», 1973.
- Кетин И. Орогеническая эволюция территории Түрции.— В кн.: Тектоника альпийской области. М., «Мир», 1965.
- Коваленко Н. Г. Метабазиты Конкско-Белозерской структурно-фациальной зоны.— В сб.: Геология и рудоносность юга Украины, вып. 5. Днепропетровск, 1972.
- Козловская А. Н., Гладкий В. Н., Распопова М. Г. и др. Строение докембрийского фундамента Украинской и Молдавской ССР.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы, т. 1. М., «Недра», 1976.
- Куделя В. А. Криворожско-Кременчугский глубинный разлом и сдвиговые движения вдоль него.— Доповіді АН УРСР, 1965, № 1.
- Кутомин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— Геотектоника, 1977, № 1.
- Мазницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., «Наука», 1968.
- Макухина А. А. Геология осадочно-вулканогенных формаций Сурского района.— В кн.: Геология осадочно-вулканогенных формаций Украинского щита. Киев, «Наукова думка», 1967.
- Матвеевская А. Л. Докембрий континентов. Западная Европа. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Мирчинк М. Ф., Крылов Н. А., Летавин А. И., Маловицкий Я. П. Основные черты тектоники Предкавказья.— В кн.: Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., «Наука», 1965.
- Надарейшвили О. Ш. Габбро-гипербазитовый (офиолитовый) формационный пояс в структуре главного Кавказского хребта.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1977, № 10.
- Наливкина Э. Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М., «Недра», 1977.
- Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М., «Наука», 1975.
- Орса В. І. Петрологія граніто-гнейсового комплексу Середнього Придніпров'я. Київ, «Наукова думка», 1973.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Пейве А. В., Богданов Н. А., Книппер А. Л., Перфильев А. С. Офиолиты: современное состояние и задачи исследования.— Геотектоника, 1977, № 6.
- Петров В. П., Богатиков О. А. Новые идеи в современной петрографии.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1977, № 11.
- Ронов А. Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы.— Геохимия, 1964, № 8.

- Ронов А. Б., Лобач-Жученко С. Б., Мигдисов А. А. Региональный метаморфизм и проблемы эволюции химического состава осадочных пород.— В сб.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., «Наука», 1977.
- Ронов А. Б., Мигдисов А. А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ.— Геохимия, 1970, № 4.
- Семенов Н. П. Геохронология и проблемы докембрия.— В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М., «Наука», 1974.
- Семенов Н. П., Бойко В. Л., Орса В. И., Ладиева В. Д. и др. Датирование процессов метаморфизма и магматизма докембрия Среднего Приднепровья Украинского щита.— Геол. ж., 1977, № 2.
- Смирнова М. Н. О внутреннем строении доюрского основания Терско-Каспийского прогиба.— Изв. ВУЗов. Геология и разведка, 1974, № 3.
- Соколов В. Л. Погребенные тектонические планы юго-востока Русской платформы.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленкова Н. И. Строение земной коры юга Украины по данным глубинных сейсмических исследований.— В сб.: Глубинное строение Кавказа. М., «Наука», 1966.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В. и др. Глубинное строение Украинского щита по сейсмическим данным.— В сб.: Строение земной коры и верхней мантии по данным сейсмических исследований. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Сорский А. А. О причинах отсутствия «гранитного» слоя в осевой части Черного моря и в Южнокаспийской впадине.— Бюл. МОИМ. Отд. геол., 1966, № 3.
- Стратиграфия УРСР, т. I. Докембрий. Киев, «Наукова думка», 1972.
- Тугаринов А. И., Бибикова Е. В. Эволюция химического состава земной коры.— Геохимия, 1976, № 8.
- Усенко И. С. Архейские метабазиты и ультрабазиты Украинского кристаллического массива. Киев, Изд-во АН УССР, 1953.
- Усенко И. С. Основные и ультраосновные горные породы бассейна Южного Буга. Киев, Изд-во АН УССР, 1958.
- Усенко И. С. Основные и ультраосновные породы Западного Приазовья. Изд-во АН УССР, Киев, 1960.
- Усенко И. С., Орса В. И., Хатунцева А. Я. и др. Раннедокембрийские гранитоиды Украинского щита.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы, т. II. М., «Недра», 1976.
- Уэтерил Дж. Начальный этап эволюции континентов.— В кн.: Верхняя мантия. М., «Мир», 1975.
- Фор Г., Пауэлл Дж. Изотопы стронция в геологии. М., «Мир», 1974.
- Хаин В. Е. История геологического развития.— В кн.: Геология СССР. Северный Кавказ, ч. I. М., «Недра», 1968.
- Хаин В. Е. О соотношении древних платформ, плит молодых платформ и так называемых областей заверченной складчатости.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 2.
- Хмара А. Я., Гаев И. А. Новый формационный тип ультрабазитов на Украинском кристаллическом щите.— Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 5.
- Хэтч Ф., Уэллс А., Уэллс М. Петрология магматических пород. М., «Мир», 1975.
- Цуканов В. А. Петрология раннедокембрийских гранитоидов Приазовья. Киев, «Наукова думка», 1977.
- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Glikson A. Y. Geosynclinal evolution and geochemical affinities of early precambrian systems.— Tectonophysics, 1970, v. 9, No. 5.
- Glikson A. Y. Early Precambrian evidence of a primitive ocean crust and island nuclei of solid granite.— Bull. Geol. Soc. America, 1972, v. 83, No. 11.
- Piper J. D. Palaeomagnetic evidence for a Proterozoic supercontinent.— Phil. Trans. R. Soc. London, 1976, v. A 280, No. 1298.

Институт геологии и
геохимии горючих ископаемых
АН УССР, г. Львов

Статья поступила
29 мая 1978 г.

УДК 551.71 + 551.243.4 (470.22)

В. П. МАРТЫНОВА

ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ПРИЛАДОЖЬЕ

Рассмотрено положение зоны Приладожья в системе континент — океан. На основании реконструкции древнейшего латерального ряда структур и формаций выделены раннедокембрийские аналоги шельфовых и островодужных образований, а также олистостромовые комплексы подножия протоконтинента. В результате анализа материала по Приладожью и его сопоставлению с данными по геологии Финляндии предложена схема развития региона. Обосновывается нижнепротерозойский возраст формирования зрелой континентальной коры.

Многие поколения геологов, занимающихся изучением строения Балтийского щита, обращались к анализу докембрия Северного Приладожья. Интерес к названному региону вызван сложным своеобразным тектоническим строением, обусловленным его положением на стыке двух крупных элементов Балтийского щита — Карельского и Свеккофенского. В Северном Приладожье сочетаются структурные и формационные особенности, свойственные как тому, так и другому сегменту. Этот регион является ключевым, сохранившим важные страницы истории развития Балтийского щита. Геологическое строение Северного Приладожья неоднократно описывалось в многочисленных публикациях. Однако до сих пор практически по всем основным вопросам существуют различные, порой противоположные точки зрения, что связано со сложностью тектонического строения района, с его обнаженностью, а иногда и с отсутствием прямых данных, позволяющих вынести однозначное решение. Пересмотр имеющихся материалов наряду с некоторыми новыми данными, полученными автором, позволяет предложить излагаемую точку зрения на строение и развитие Северного Приладожья и поставить ряд вопросов.

В последние годы в Геологическом институте АН СССР развивается новое направление, согласно которому большое значение в развитии и строении континентов имели образования океанической коры геологического прошлого (Пейве, 1969; Пейве и др., 1976, и др.). В связи с этим по-новому ставится вопрос о последовательности возникновения различных оболочек земной коры. Основанное на анализе геологических формаций и тектоники фанерозойских складчатых поясов и современных океанических областей, это направление распространилось и на изучение докембрия (Н. А. Штрейс, А. С. Новикова, А. М. Лейтес, В. С. Федоровский). На основе изучения различных регионов исследователи пытаются раскрыть стадийность развития земной коры древних платформ, показать роль горизонтальных движений в процессе становления гранитно-метаморфического слоя и континентальной земной коры в докембрии. В свете всего сказанного представляет интерес рассмотреть, используя структурно-формационный анализ, некоторые вопросы истории развития структурной зоны Северного Приладожья.

На 200 км, от северного берега Ладожского озера на территорию Финляндии в район озер Хейюяннен, Пиелинен, протягиваются площади, сложенные ритмично-слоистыми кварцито-сланцевыми ладожскими

толщами и вулканогенно-осадочной — сортавальской, отделенные от древнего Карельского массива глубинным тектоническим швом; вдоль него, кроме того, развиты кварцит-доломит-сланцевые толщи ятулия. Юго-западная граница площади распространения этих толщ не столь отчетлива и открыта в сторону Свекофеннской структуры на юге Финляндии. Вся эта область совместно с выходами диорито- и гранито-гнейсов внутренней ее части, дисгармоничных по отношению к линейно-вытянутому в северо-западном направлении простираению, имеет ряд специфических черт тектонического строения и выделяется как структурная зона Северного Приладожья.

Характерную особенность района составляют овальные выходы диорито- и гранито-гнейсов, чаще всего в литературе называемые «купольными структурами» или «куполами». Эти разнообразные по размерам и форме, чаще изометричные выступы, не превышающие в поперечнике двух десятков километров, тяготеют преимущественно к краю Карельского массива. Как и основное тело названного массива, они сложены олигоклазовыми и плагио-микроклиновыми гнейсо-гранитами, гнейсо-гранодиоритами, кварцевыми диоритами. Среди обширных полей этих образований в пределах Карельского массива сохранились в различной степени метаморфизованные и гранитизированные вулканогенно-осадочные и магматические комплексы типа Хаутавары. Они представлены биотитамфиболовыми гнейсами и сланцами, гранат-биотитовыми, графитовыми, карбонатно-амфиболовыми сланцами, орто- и параамфиболитами, магнетитовыми кварцитами, порфироидами. Комплексы этих пород сложены в линейно-вытянутые на многие десятки километров полосы, местами дугообразно изогнутые, асимметричные, чешуйчато-моноклинального и изоклинального строения. Их поперечные сечения не превышают 10—20 км². В современном эрозионном срезе зона Хаутавары представляет собой реликт тектонического шва глубинного надвига, сопровождаемого телами базит-гипербазитов (Новикова, 1975). Сейчас вопрос о том, являются ли комплексы типа Хаутавары реликтами зеленокаменных поясов или деструктивными структурами типа рифтовых зон фанерозоя, не может быть решен однозначно и требует дальнейшего изучения.

Формирование гранитоидов Карельского массива происходило в позднеархейское время, охватывающее интервал 2,6—2,8 млрд. лет назад. Абсолютный возраст вулканогенно-осадочных пород реликтовых структур превышает эти цифры. Иными словами, формированию гранитно-метаморфической оболочки Карельского массива предшествовала длительная история вулканизма и осадконакопления. Хотя, возможно, к началу формирования вулканогенно-осадочных комплексов типа Хаутавары, Парандово уже существовали отдельные ядра гранитно-метаморфического слоя.

Изучение состава, морфологии структур гранито-гнейсов в пределах выходов среди толщ ладожского комплекса позволило Н. Г. Судовикову, К. А. Шуркину и А. Л. Харитонову рассматривать их как части фундамента, тектонически внедрившиеся в толщу ладожских сланцев и совместно с породами обрамления подвергнувшиеся постладожским деформациям. Возраст гранито-гнейсов выступов, определенный по цирконам (Тугаринов и др., 1978), равен 2750 ± 50 млн. лет. Близость химических составов, единство формационного типа, одновозрастность образований, слагающих Карельский массив и «выступы» в Северном Приладожье, позволяют считать последние фрагментами единой, испытавшей гранитизацию, области, которая к началу накопления вулканогенно-осадочных нижнепротерозойских толщ являлась областью поднятия.

Выступы гранито-гнейсов окружены узкими каймами метаэффузивов основного состава в сочетании с карбонатными породами, кварцитами, сланцами, объединяемыми в сортавальскую серию. Остальная часть региона сложена ритмично-слоистыми образованиями ладожской серии:

кварцитами, слюдистыми сланцами, глиноземистыми сланцами, параамфиболитами. Породы сортавальской и ладожской серии вдоль северо-восточного края зоны метаморфизованы в фации зеленых сланцев, а на юго-западе претерпели амфиболитовый и гранулитовый метаморфизм. Возможно, часть гнейсов в зоне гранулитового метаморфизма является более древними образованиями. Севернее поля распространения сортавальской и ладожской серий, в районе оз. Малое Янисярви, расположена мульдобразная структура, выполненная ятулийскими образованиями. Терригенные и хемогенные породы ятулия залегают на размытой поверхности гранитно-метаморфических образований. В рассматриваемом районе их распространение тесно связано с краевым тектоническим швом, отделяющим, как уже отмечалось, Карельский массив от сортавальско-ладожских образований. Отложения ятулия слагают ряд неглубоких наложенных впадин внутри массива, а вдоль южного его обрамления выполняют структуры, известные под названиями Янисярвинской и Тулозерской.

В районе оз. Малое Янисярви ятулийские отложения залегают на коре выветривания гранито-гнейсов и представлены терригенно-карбонатными толщами мощностью 800—900 м. Нижняя часть разреза состоит из грубозернистых аркозов, кварцито-песчаников с линзами гравелитов и конгломератов в основании; выше развиты более однородные средне- и мелкозернистые светлые кварцито-песчаники, переходящие в районе мыса Коркеаниemi в темно-серые кварциты и кварцито-песчаники с отдельной галькой светло-серого и голубоватого кварца и редкими прослоями филлитовых сланцев. Средняя карбонатная толща представлена доломитами, в меньшей степени известняками, кварцито-песчаниками, сланцами. Разрез завершает верхняя, карбонатно-сланцевая толща, в составе которой преобладают слюдистые и шунгитовые сланцы, а также встречаются известняки и доломиты. На южном берегу оз. Малое Янисярви, территориально разобщенные с ятулийскими, обнажаются сортавальские (амфиболитовые известняки, сланцы, доломиты) и ладожские (сланцы и кварциты) образования.

Разнофациальные образования, терригенно-карбонатные (ятулийские), с одной стороны, и вулканогенно-осадочные (сортавальские) и терригенные ритмично-слоистые (ладожские) — с другой, сближены в этой зоне вдоль тектонического шва. Эта зона нарушения прослежена по геофизическим данным по простиранию на многие сотни километров вдоль юго-западного края Карельского массива (Варданянц, 1966). К ней приурочены многочисленные линейно-вытянутые и изометричные тела габбро-диабазов, пироксенитов, диабазов, почти непрерывно прослеживающихся вдоль северного побережья оз. Малое Янисярви, а также к северо-западу и юго-востоку от него, вплоть до Суйстамского выступа Карельского массива.

Существует несколько точек зрения на возраст и соотношения ладожских и ятулийских образований. Они очень детально разобраны в многочисленных публикациях (Гилярова, 1972; Предовский и др., 1967, и др.).

Разные представления о возрастных и структурных соотношениях между ладожскими и ятулийскими образованиями связаны с отсутствием прямых данных, позволяющих однозначно решить этот вопрос. Зона оз. Малое Янисярви не дает представления о первичных соотношениях. Очевидно, целесообразно попытаться восстановить закономерности распределения фаций в период осадконакопления и дальнейшую историю развития региона.

Уже было отмечено, что формирование гранитно-метаморфического слоя Карельского массива происходило главным образом в верхнеархейское время — 2,6—2,8 млрд. лет назад. Проявления гранитоидного магматизма охватывали этот массив и позже, но не были распространены

столь широко по сравнению с предшествующим временем. Так, калевальские порфиروبластические микроклиновые граниты, образующие вытянутые в субмеридиональном направлении тела на западе Карельского массива, сформировались 2,3—2,5 млрд. лет назад (Лобач-Жученко и др., 1974). Время калевальской гранитизации и ультраметаморфизма совпадает с наиболее широкими проявлениями плагиигранитизации в Приладожье, где выявлено еще несколько более поздних возрастных интервалов проявления гранитоидов разного состава.

История развития гранитоидного магматизма в Приладожье тесно связана во времени с явлениями гранитизации в центральной части Свекофеннской геосинклинали, где, как и в Приладожье, выделяется несколько синхронных этапов послепермского гранитоидного магматизма, сопровождавшегося интенсивными горизонтальными движениями (Эскола, 1967). Постепенное нарастание кислого магматизма в центральной части Свекофеннской области завершилось формированием массивных аллохтонных микроклиновых гранитов, свидетельствующих о зрелости процесса становления гранитно-метаморфического слоя. В краевой зоне — Северном Приладожье — этот этап связан с накоплением вулканогенно-осадочных сортавальских и ритмично-слоистых ладожских образований.

Возникает вопрос, каков был субстрат пород, испытавших наиболее раннюю гранитизацию и обнажающихся ныне в выступах гранито-гнейсов Северного Приладожья, а также подстилающих образования сортавальской и ладожской серий за пределами выступов? Детальные геолого-геохронологические исследования гранитоидных формаций показывают определенную эволюцию составов гранитоидов во времени. Выделяются раннескладчатые, существенно плагитоклазовые граниты и гранодиориты с возрастом 2,3—2,5 млрд. лет, затем мигматиты, образовавшиеся 1885 млн. лет назад (Лобач-Жученко и др., 1974).

Прямые данные о последовательности рядов формаций, предшествовавших плагиигранитизации выступов, в рассматриваемом регионе пока неизвестны. Тем не менее при решении этого вопроса необходимо иметь в виду, что анализ докембрийских формационных разрезов Кольско-Беломорской, а также Свеконорвежской провинций неизменно показывает однонаправленную смену составов формационных комплексов, не зависящую от времени их формирования в различных элементах структуры Балтийского щита (Новикова, 1971, 1975). Она состоит в том, что наиболее раннему проявлению гранитоидного магматизма и гранитизации предшествует формирование базит-гипербазитовых комплексов, составляющих кору океанического типа — протобазальтовый слой (Лейтес, Федоровский, 1977), и накопление аналогов вулканогенно-осадочных образований океанической стадии развития. В свете этих данных интересно выяснить, в какой мере вывод о вторичной природе гранитно-метаморфических образований по отношению к разрезам океанического типа справедлив для Приладожья, включая юго-западную его часть. Обратимся к разрезам гранитно-метаморфического слоя Свекофеннской области близким разрезам Западного Приладожья. К их числу принадлежат разрезы западного Усима на северном побережье Финского залива, к западу от Приладожья. В этом районе, непосредственно северо-восточнее Ориярви (оз. Хиденвеси), многочисленные узкие полосы, плавно изгибающиеся, вытянутые в целом на северо-восток, сложены кинцигитами. Ширина «лент» кинцигитов чаще колеблется в пределах долей километра, до километра, лишь к югу от оз. Хиденвеси увеличивается до 6—8 км. Между кинцигитами залегают разнообразного состава чернокиты и пироксеновые гнейсы «комплекса западного Усима». Наиболее широко распространены двупироксеновые гнейсы. Они занимают севернее оз. Хиденвеси площадь порядка 1000 км², окаймленную полосами выходов кинцигитов, расходящимися от берегов озера к северо-северо-востоку.

Минеральные ассоциации и структуры пород западного Усима финские геологи сравнивают с гранулитами Лапландии, возникающими в условиях высоких давлений. П. Эскола полагал, что чарнокиты и двупироксеновые гнейсы западного Усима принадлежат более низким частям разреза земной коры по сравнению с высокоглиноземистыми кинцигитами.

Близкие по составу ассоциации пород развиты и на юго-западной окраине Приладожья в районе Куркиекки, г. Лахденпохья. В этих ме-

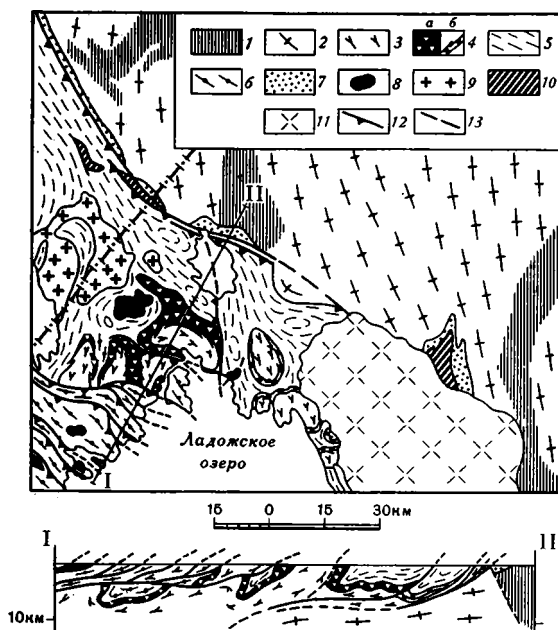


Рис. 1. Тектоническая схема Северного Приладожья. Составлена по материалам Н. Г. Судовикова и др. (1970) и собственным наблюдениям автора

1—3 — архейские комплексы: 1 — метаморфизованные вулканогенно-осадочные и магматические образования Карельского массива, 2 — плагиограниты и гранито-гнейсы Карельского массива, 3 — плагиограниты и гранито-гнейсы среди образований ладожской серии. 4—9 — нижнепротерозойские комплексы: 4 — сортавальской серии — а — вулканогенно-терригенный тип разреза, б — терригенный тип разреза, 5 — ладожской серии в зоне зеленосланцевого и амфиболитового метаморфизма, 6 — ладожской серии в зоне ультраметаморфизма и гранитизации, 7 — ятулийской серии, 8 — габброиды, пироксениты, перидотиты, 9 — плагиограниты, кварцевые диориты, 10 — габбро, габбро-диабазы, диабазы, пироксениты в зоне надвига, 11 — граниты рапакиви. 12, 13 — разрывные нарушения: 12 — установленные, 13 — предполагаемые

стах среди биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов распространены гиперстеновые, диопсидовые и двупироксеновые гнейсы, кинцигиты. Выделяются обособления эндербитов, норит-диоритов, габбро-норитов, гиперстен-биотитовых плагиогранитов, а также небольшие останцы и тела гранитизированных основных пород, среди которых встречаются разно-сти, содержащие шпинель (Судовиков, 1954).

Пестрый состав высокометаморфизованных образований, сложные тектонические соотношения в условиях плохой обнаженности не позволяют выявить их первоначальное положение в разрезе. Но вместе с тем есть основание предполагать, что здесь выведены на поверхность текто-

нические фрагменты протобазальтового слоя земной коры. К северо-западу от них, на территории Финляндии в районе Оутокумпу, известны более полные части разреза коры океанического типа. Офиолиты Оутокумпу представлены серпентинизированными ультраосновными породами, с востока на запад меняющими свой состав: от чистых серпентинитов, возникших за счет дунитов, до пироксенитов (Эскола, 1967). Все эти образования находятся в аллохтонном залегании и обнажаются в виде серии мелких тектонических покровов и чешуй. П. Эскола связывает их образование с орогеническими движениями, большую роль в которых играло перемещение масс горных пород по надвиговым поверхностям. Косвенным подтверждением существования в Западном Приладожье к концу архейского времени коры океанического типа служит сравнительно малая мощность «гравитационно-активного слоя» в настоящее время. Она не превышает 3—5 км (Цирюльников, Сокол, 1968), что свидетельствует о близости базальтового слоя. Таким образом, можно предположить, что в то время, когда на месте современного Карельского массива в верхнем архее формировался гранитно-метаморфический слой, в Приладожье, во всяком случае в его юго-западной части, существовала кора океанического типа. Между ними располагалась утоненная гранитно-метаморфическая оболочка.

Решение задачи о типе разреза, завершающего океаническую стадию развития, тесно связано с определением места сортавальской серии в ряду формаций, переходных от океанической к континентальной стадии развития земной коры.

Намечаются два типа разрезов сортавальской серии. Один из них, существенно вулканогенный, развит преимущественно во внутренней части структуры Северного Приладожья, в обрамлении Кирьявалахтинского выступа и вдоль западной и северной окраин Сортавальского; в разрезах другого типа преобладают хемогенно-терригенные образования, тяготеющие к подножию Карельского массива.

Вдоль западной окраины Кирьявалахтинского выступа последовательно (снизу вверх) развиты: нижняя карбонатная пачка среднезернистых слоистых известняков и доломитов с маломощными прослоями сланцев и кварцитов и скарноидами в верхней части. Выше залегают массивные, местами слегка рассланцованные амфиболиты с прослоями роговообманковых сланцев, на них — мощная толща метадиабазов и диабазовых мандельштейнов. Разрез наращивается амфиболовыми сланцами с прослоями биотитовых сланцев и доломитовыми мраморами, пачками термолит-диопсидовых пород в самых верхах разреза. Общая максимальная мощность сортавальской серии в этой части района порядка 1600 м.

В направлении к Карельскому массиву заметно меняется состав серии и сокращается ее мощность. На востоке района в обрамлении Кокосельского, Импилахтинского, Мурсульского выступов наблюдаются следующие (снизу вверх) пачки: роговообманковые сланцы, метаморфизованные известняки; роговообманковые сланцы и сланцеватые параамфиболиты; метаморфизованные известняки, амфиболиты с амфиболовыми сланцами, сланцеватые амфиболиты, метаморфизованные известняки. Мощность разреза в этой части Приладожья не превышает 500 м.

Южнее оз. Малое Янисярви в составе сортавальской серии распространены филлитовидные сланцы с прослоями амфибосодержащих известняков, сменяющиеся вверх по разрезу переслаиванием кварцево-слюдистых и амфиболовых сланцев, амфиболовых известняков и карбонатно-амфиболовых сланцев. Выше залегают доломиты с прослоями амфиболитов, затем кварцево-слюдистые сланцы с прослоями амфиболитов, затем кварцево-слюдистые сланцы с прослоями амфиболитов, далее частично амфиболитизированные известняки в низах пачки, далее частично амфиболитизированные известняки с прослоями амфиболитов и венчающая разрез пачка переслаивания кварцево-биотитовых, кремневидных пород, из-

вестняков, амфиболовых и амфибол-графитовых сланцев. Общая мощность сортавальской серии в этой части структуры достигает 850—1000 м.

Сохраняя общее строение, в разных разрезах от места к месту меняется соотношение между пачками, характер переслаивания. Намеченные типы разрезов представляют собой разнофациальные образования, возникшие в различных структурных условиях внутри Приладожской зоны. В современной структуре этой зоны разрезы вулканогенного типа неизменно связаны с опоясывающими выступы гранито-гнейсов тектоническими нарушениями, вуалирующими картину первоначального размещения толщ сортавальской серии. Ненарушенные первичные соотношения наблюдаются в юго-западном обрамлении Кирьявалахтинского выступа, где отмечается несогласное стратиграфическое налегание сортавальской серии на древних гранито-гнейсах. В северной части Импилахтинской «гранито-гнейсовой глыбы» и некоторых других местах (Предовский, 1966). К началу осадкообразования сортавальской и ладожской серий уже существовал достаточно расчлененный прогиб, на фоне которого выделялись поднятия, в современном эрозионном срезе выведенные на поверхность в обрамлении вулканогенно-терригенных сортавальских образований. Вулканогенные разрезы приурочены к Кирьявалахтинскому и Сортавальскому выступам гранито-гнейсов. Именно эти выступы в сортавальское время являлись вулканогенными поднятиями, с которыми связано излияние лав основного и среднего состава и накопление карбонатно-терригенных осадков. Судя по реликтовым структурам, сохранившимся в амфиболитах, химическому составу пород, вулканы сортавальской серии были представлены базальтами, реже андезитами, по петрохимической характеристике относящимися к образованиям толентового ряда.

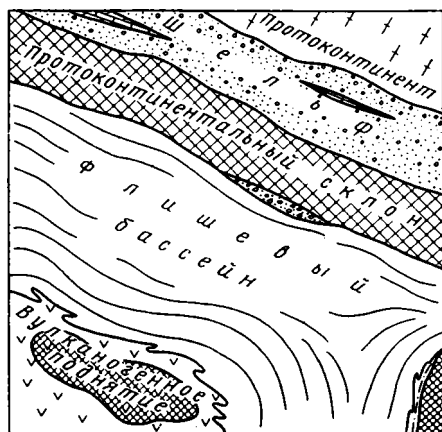
Особый интерес представляют соотношения сортавальских образований с явлениями гранитоидного магматизма. Детальные исследования Г. В. Макаровой показывают, что эффузивы сортавальской серии Кокосельского «купола» распространены не только вдоль его окраин, но встречаются также и в его сводовой части среди древних гнейсов. Вместе с тем сортавальские амфиболиты, развитые по периферии названного «купола», интенсивно мигматизированы, причем степень мигматизации увеличивается по мере приближения к «куполу». Эти данные наряду с особенностями состава древних гранито-гнейсов выступов Северного Приладожья позволяют предположить, что породы субстрата куполов, подвергшиеся наиболее ранней в этом регионе плагио-микроклиновой гранитизации, и сортавальские разрезы вулканогенного типа принадлежат образованиям близкого формационного ряда, занимающего в разрезах земной коры фанерозойских складчатых поясов положение комплексов, переходных от океанических областей к континентам. Вероятно, сортавальская серия является палеоаналогом образований островных дуг фанерозоя. Такое предположение высказывалось К. А. Шуркиным (1968), ссылающимся на мнение К. О. Кратца. Во всяком случае, сортавальские вулканы приурочены к поднятию, отделяющему прогиб, расположенный вдоль Карельского «протоконтинента», от сланцевых бассейнов Южной Финляндии.

Многочисленные исследователи, обращавшиеся к вопросу соотношений ладожской серии с подстилающими ее сортавальскими образованиями, отмечают непрерывный характер разреза. Своеобразие заключается в согласном залегании нижней части ладожской серии на различных горизонтах верхней части сортавальской серии (Предовский, Петров, 1967). Низы ладожской серии — свита Контиосаари, по Л. Н. Потрубович, — представлены на территории района различными по составу образованиями: кварцитами на южном берегу оз. Малое Янисярви, полевошпатовыми сланцами в обрамлении Импилахтинского выступа, квар-

цитами и гранат-ставролит-биотитовыми сланцами в районе Ляскеля, черными сульфидными сланцами. Они подстилаются то мраморами, то амфиболитами, то сланцами сортавальской серии. Присутствие грубо-обломочных осадков в низах ладожской серии отмечается лишь на севере (оз. Малое Янисярви), на основании чего Л. Д. Харитоновым и Л. Н. Потрубович делается вывод о несогласном залегании ладожских образований на сортавальских. А. А. Предовский рассматривает конгломераты нижней ладожской толщи как внутриформационные.

Рис. 2. Схема фациальной зональности в Северном Приладожье в ладожское время

1, 2 — области сноса: 1 — протоконтинент, 2 — внутренние поднятия, 3 — 7 — области накопления осадков: 3 — шельфовой фации, 4 — протоконтинентального склона, 5 — флишеидной фации, 6 — фации внутренних поднятий: а — вулканогенно-терригенной, б — терригенной, 7 — олистостромовой фации



1 2 3 4 5 6 7

Обращает внимание пестрая изменчивость состава и мощностей ладожской серии в зоне ее распространения. Выявляющиеся при этом различные сочетания ритмично-слоистых ладожских образований с подстилающими сортавальскими могут быть объяснены латеральными фациальными замещениями (рис. 2) и интенсивными тектоническими движениями в начале ладожского времени. В то время как в отдельных внутренних частях прогиба произошла смена тонкодифференцированных сортавальских образований на более грубые ладожские отложения и продолжал наращиваться разрез, в районе Кирьявалахтинского и Кокосельского выступов те и другие фациально замещали друг друга. Образования сортавальской серии, формировавшиеся в области поднятий, среди которых значительное место занимают вулканогенно-туфогенные породы, к северу сменялись флишеидными фациями внутренней части прогиба.

В современной структуре Приладожья горизонтальные движения запечатлелись в многочисленных чешуйчато-надвиговых нарушениях субширотного и северо-западного направлений, развитых в пределах поля распространения ладожских сланцев южнее оз. Малое Янисярви (Гилярова, 1972), среди ятулийских образований, слагающих Янисярвинскую структуру (Кратц, 1963). Наиболее напряженные деформации известны на западном побережье Ладожского озера, где А. В. Глебовицкий и А. Л. Харитонов (Судовиков и др., 1970) выделили «пояс тектонических покровов». Наблюдаемые здесь складчатые формы принадлежат Южно-Финляндскому складчатому поясу, отделяющему Свекофеннский сегмент Балтийского щита от Прибалтийского сегмента фундамента Русской плиты. Западноладожские чешуйчато-надвиговые формы описаны в работе Н. Г. Судовикова и др. (1970). Эти чешуйчатые структуры, так же как и в районе Ориярви, Западная Усима и других на западе Южно-

Финляндского пояса, характеризуются крутыми углами падения пород, многочисленными зонами милонитизации, катаклаза, сопровождаемыми гидротермально-измененными образованиями (Штрейс и др., 1978).

Наиболее поздние тектонические движения в Северном Приладожье проявились в окраинной части ее структуры, вдоль границы с Карельским массивом. Здесь на значительном протяжении ритмично-слоистые породы ладожской серии наклонены на юго-запад под углами $55-70^\circ$, наблюдается запрокидывание слоев на северо-восток, а вдоль фронтальной части надвига выведены на поверхность, как уже отмечалось, основные и ультраосновные породы.

К этой же зоне интенсивного развития деформаций, мелких чешуйчатых структур, многочисленных разрывных нарушений приурочены своеобразные образования, известные в литературе под названием конгломератов Партанен (Харитонов, 1966 и др.). Пестрый состав обломков, представленных как вмещающими конгломераты сланцами ладожской серии, так и относительно более древними кварцитами и карбонатными породами ятулия, гранито-гнейсами и амфиболитами. Текстурно-структурные особенности толщи Партанен позволяют рассматривать ее как олистостромовые образования оползневого типа, формирующиеся у подножия континентального склона, широко известные в структурах альпийского типа (Abbate et al., 1970). Олистолиты представлены в различной степени окатанными, чаще угловатыми, обломками полимиктового состава, резко меняющихся размеров — от долей сантиметра до 1—2 м. Они сильно деформированы, сплющены, изогнуты, часто имеют стержневидную форму, погружены в серицит-хлорит-биотит-кварцевую массу, по своему составу тесно связанную с расположенными к западу ладожскими сланцами, которые в непосредственной близости к олистострому содержат прослои и линзы кварцевого материала. По мере удаления от выходов «конгломератов» в ладожских сланцах встречаются плавающие гальки и обломки сланцев и кварцитов идентичных ладожским, т. е., вероятно, обломки нижних частей разреза, попавших в осадки при оползании. В отдельных местах в цементе олистостромы кроме обычных для него биотита, хлорита, цоизита присутствуют клиноцоизит, актинолит, кальцит, что говорит о значительной примеси в осадке туфогенного материала. Это может быть связано с проявлением основного вулканизма во время образования олистостромы в описываемом районе, на существование которого указывает присутствие на северном берегу оз. Малое Янисярви (безымянный островок у западной оконечности мыса Хапаниеми) лав основного состава с подушечной отдельностью.

Олистостромовые образования рассланцованы, катаклазированы, наблюдаются зоны милонитизации, сдвоенности разреза, сорванный характер нижнего контакта. Степень деформации возрастает в направлении к тектоническому шву, проходящему вдоль озера. Размещение вышеописанных образований в зоне надвига, по которому сортавальские и ладожские толщи надвинуты на край Карельского массива, приуроченность к фронтальной части покровной структуры также подтверждают правомочность отнесения их к олистостромовой формации.

Таким образом, обобщая данные различных исследований, а также собственные наблюдения о соотношении сортавальской, ладожской и ятулийской серий, приходим к выводу об их частичном взаимном латеральном замещении, фациальной связи по разрезу и латерали. Накопление этих серий происходило в различных структурно-фациальных условиях. Породы сортавальской серии принадлежат образованиям вулканогенных поднятий и внутренней части прогиба. Отложение вулканогенно-осадочных образований названных комплексов происходило на утоненном гранитно-метаморфическом слое, возможно, частично, на образованиях океанического типа, в то время как ятулийский формационный комплекс, тесно связанный с внутренними частями древнего «микро-

континента», перекрывает его гранитно-метаморфический слой. Нижние толщи ятулия представлены образованиями шельфовой фации. Но, вероятно, на некоторых этапах область накопления ятулийских отложений представляла собой впадину, отчлененную от флишевого бассейна. Вполне вероятно, что соотношения между ладожскими и ятулийскими осадками имели следующий характер. Залегая на нижних толщах ятулия, так же как и на сортавальской серии, ладожские флишеидные отложения латерально замещались верхнеятулийскими карбонатно-сланцевыми комплексами. Причем по вертикали флишеидные образования наращивают отложения прибрежных фаций ятулия. Между флишеидными толщами, накапливающимися во флишевом бассейне и у подножия континентального склона, и шельфовыми ятулийскими отложениями могло и не существовать непосредственных переходов, так как на самом континентальном склоне осадки либо очень маломощны, либо отсутствуют вообще (Леонов, 1972).

Таким образом, по-видимому, существовала сложная взаимосвязь осадков, накапливавшихся в узком расчлененном прогибе, являвшемся подвижной зоной, приуроченной к глубинному тектоническому шву.

Тектоническое развитие Северного Приладожья в раннепротерозойское время свойственно переходному (от геосинклинального к континентальному) этапу становления земной коры. Рассмотренный материал позволяет восстановить картину формирования континентальной коры, закончившегося внедрением гранитов рапакиви к 1,7—1,5 млрд. лет назад (Тугаринов и др., 1978) в предполагаемой зоне субдукции между Карельским и Свекофеннским сегментами Балтийского щита с разным временем становления гранитно-метаморфического слоя.

Литература

- Варданянц Л. А. Геологическая карта кристаллического фундамента Русской платформы, м-б 1 : 25 00000. Л., «Недра», 1966.
- Гилярова М. А. Стратиграфия и структура докембрия Карелии и Кольского полуострова. Изд-во ЛГУ, 1972.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С. Важнейшие этапы становления континентальной земной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии.— Геотектоника, 1977, № 1.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П., Байкова В. С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л., «Наука», 1974.
- Леонов М. Г. Флиш—образование подводного склона.— Литол. и полезн. ископ., 1972, № 2.
- Новикова А. С. Тектоника основания Восточно-Европейской платформы. М., «Наука», 1971.
- Новикова А. С. Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М., «Наука», 1975.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А. В., Яншин А. Л., Зоненшайн Л. П., Книплер А. Л., Марков М. С. Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Пушаровский Ю. М., Шлезингер А. Е., Штрейс Н. А. Становление континентальной земной коры Северной Евразии.— Геотектоника, 1976, № 5.
- Предовский А. А. К вопросу о взаимоотношениях ладожской формации и глыб древнейших гнейсо-гранитов в Северном Приладожье.— В сб. «Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии». Карельское книжное изд-во, Петрозаводск, 1966.
- Предовский А. А., Петров В. П., Беллев О. А. Геохимия рудных элементов метаморфических серий докембрия. Л., «Наука», 1967.
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1954.
- Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов. Л., «Наука», 1970.
- Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Шулешко И. К., Грачева Т. В., Макаров В. А. Уран-свинцовое датирование метаморфических пород Северного Приладожья.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978.— № 5.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966.

- Цирюльников М. Я., Сокол Р. С.* Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным.— В сб. «Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита». Л., «Наука», 1968.
- Шуркин К. А.* Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1968.
- Штрейс Н. А., Новикова А. С., Савельев А. А., Горощенко Г. Л., Мартынова В. П.* О покровной структуре Балтийского щита.— В кн. «Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ». М., «Наука», 1978.
- Эскола П.* Докембрий Финляндии.— В кн. «Докембрий Скандинавии». М., «Мир», 1967.
- Abbate E., Bortolotti V., Passerini P.* Olistostromes and olistoliths.— *Sediment. Geol.*, 1970, v. 4, No. 3/4.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
30 ноября 1978 г.

УДК 55(477.61/.62)

В. Г. КО НА Ш О В

**О ПРОЯВЛЕНИИ ДРЕВНЕКИММЕРИЙСКОЙ ФАЗЫ
СКЛАДЧАТОСТИ В ДОНЕЦКОМ БАСЕЙНЕ**

Рассматривается послетриасовый перерыв и складчатость в пределах Донецкого бассейна. Описаны структуры, созданные в эту фазу складчатости, а также их влияние на распространение фаций и мощностей юрских отложений.

О проявлении древнекиммерийской фазы складчатости в Донецком бассейне вплоть до настоящего времени практически нет никаких сведений. В силу ряда неточностей стратиграфического порядка, допущенных в первоначальный период исследования мезозойских отложений (исторически, впрочем, вполне понятных) и некритически усвоенных позднейшими исследователями, древнекиммерийской фазе не находилось места в фактическом обосновании. Это приводило к известному недоразумению: Донецкий бассейн, прилегающий непосредственно к территории Крымско-Кавказской геосинклинали, оказался вне влияния мощных горообразовательных процессов, происходивших здесь на границе триаса и юры.

Большое сходство развития этих регионов отмечали многие исследователи. Одни (Наливкин, 1962), считая Донбасс промежуточной областью между платформами и геосинклиналями, палеозойские и мезозойские отложения которой обладают признаками геосинклинальных образований, и отмечая почти тождество с историей развития Средиземноморской геосинклинали, относили Донецкий бассейн к внешней зоне этой структуры. Другие (Дубинский, 1958) выделяли указанную территорию в единую Большедонбасско-Предкавказскую складчатую область и т. д. Вместе с тем в Донбассе была выделена особая, местная фаза складчатости, названная донецкой. К последней были отнесены движения, предшествовавшие отложению верхнелейасовых осадков, впервые установленные А. А. Борисяком (1905) в результате детальных геологических исследований мезозойских отложений северо-западной окраины Донбасса, где представлены наиболее полные разрезы триаса и юры. В дальнейшем донецкая фаза складчатости получила признание, в частности, в работах С. Н. Бубнова (1934) и др. В сводной таблице фаз складчатости С. Н. Бубнова она помещена между средним и поздним лейасом.

Время установления донецкой фазы складчатости можно рассматривать как период, характеризующийся слабой степенью изученности мезозоя, хотя некоторые работы (Борисяк, 1905; Борисяк, Яковлев, 1916, и др.) этого периода являются безусловно основополагающими. Достаточно напомнить, что в это время впервые в Донецком бассейне выделен триас (Борисяк, Яковлев, 1916), к которому были отнесены пестроцветные и сероцветные отложения, именовавшиеся ранее (в том числе и в первых работах А. А. Борисяка) как «самые нижние мезозойские отложения».

Относительно соотношений триаса с вышележащими отложениями, которые были условно отнесены к нижнему и среднему (?) лейасу

(Борисяк, 1905), отмечалось, что «... некоторые факты говорят в пользу согласного пластования обеих толщ». Из этих сохранивших значение до настоящего времени наблюдений о соотношениях указанных толщ и неверной, как выяснилось гораздо позднее, трактовки возраста континентальных отложений, содержащих флору¹, и вытекало, как неизбежное следствие, впечатление об отсутствии следов проявления древнекиммерийской фазы складчатости и выделение местной, донецкой фазы, яркие признаки которой отчетливо наблюдались между осадками, отнесенными к нижнему — среднему лейасу, и верхним лейасом.

К настоящему времени получено палеонтологическое обоснование крупного перерыва в осадконакоплении на границе триаса и юры (Станиславский, 1961, 1971; Семенова, 1965), длительность которого определяется интервалом между временем завершения накопления осадков новорайской свиты (рэт) и началом трансгрессии юрского моря (поздний лейас). Несогласное залегание юрских отложений на триасовых (Конашов, 1965) в сочетании с установленным крупным перерывом в осадконакоплении свидетельствует о значительном проявлении древнекиммерийской фазы складчатости в Донбассе (Конашов, 1967). Как будет видно из дальнейшего, на границе триаса и юры установлено проявление первых следов мезозойских структур северо-западного Донбасса (Средний антиклинал² А. А. Борисяка), которые по времени заложения могут классифицироваться теперь как древнекиммерийские. Вместе с тем отпадают основания и необходимости выделения донецкой фазы складчатости в том значении, которое ей придавалось ранее. Чтобы сохранить название, к ней могут быть отнесены сравнительно небольшие подвижки позднеаленского — предбайосского времени.

Обращаясь к анализу фаций и мощностей верхнетриасовых отложений (протопивской, новорайской свит), подвергшихся размыву в предтоарское время, предварительно необходимо отметить следующее. Начало познетриасового времени можно считать близким раннетриасовому: жаркий, сухой климат, развитие аллювиальных и лагунных фаций, отложение пестроцветных осадков. Позднее в связи с приближением предлейасового моря происходит увлажнение климата, зафиксированное прослоями и толщами сероцветных пород. К концу триаса вся территория северо-западной окраины превращается в прибрежную низменную равнину. Смена физико-географической обстановки, как показывают фактические данные, произошла не одновременно на всей территории северо-западной окраины Донбасса (Конашов, 1966). В западной части Кальмиус-Торецкой котловины господствовал режим низменной прибрежной гумидной равнины, где накапливались уже вскоре после начала познетриасовой эпохи сероцветные отложения, в то время как в Бахмутской котловине и восточной части Кальмиус-Торецкой котловины продолжался процесс осадконакопления преимущественно пестроцветных образований в условиях речных и временных потоков, сменявшихся озерными условиями.

Изменение облика отложений отражает общую закономерность изменения климата Восточно-Европейской платформы и связанных с ним фаций. В пределах западной части Донецкого складчатого сооружения этот процесс охватил довольно длительный период, в течение которого возникшая на юге прибрежная заболоченная низменность развивалась во времени на север и восток (в пределы Бахмутской и восточной части Кальмиус-Торецкой котловины). Некоторые исследователи (Билык и др., 1960) предполагают даже кратковременные ингрессии моря. В связи с

¹ Верхняя часть континентальных отложений была отнесена к лейасу, нижняя — к триасу.

² В Средний антиклинал входят Торско-Дробышевское, Терновское, Святогорское, Каменское, Сухокаменское и Спиваковское поднятия.

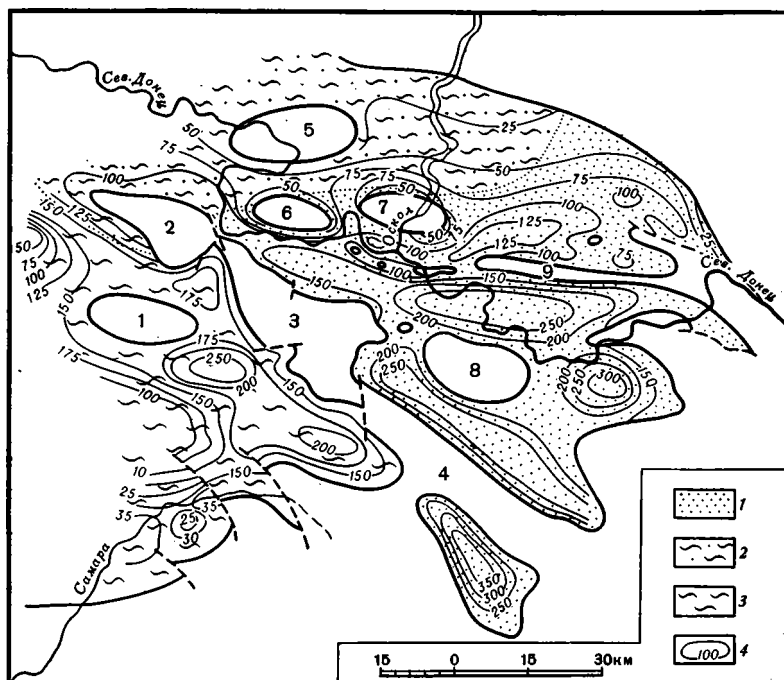


Рис. 1. Литолого-фациальная схема верхнего триаса северо-западного погружения Донбасса

1 — фации галечно-песчаных отложений речных русел и временных потоков и глинистых пестроцветных озерных отложений; 2 — фации пестроцветных озерных и аллювиальных песчано-глинистых отложений; 3 — фации преимущественно сероцветных озерно-болотных и аллювиальных песчано-глинистых отложений; 4 — изопакеты верхнетриасовых отложений. Цифрами на схеме обозначены: 1 — Ново-Мечебиловское поднятие, 2 — Петровский купол, 3 — Велико-Камышевахское поднятие, 4 — Дружковско-Константиновская антиклиналь, 5 — Червоннодоонецкое поднятие, 6 — Спиваковское поднятие, 7 — Краснооскольский купол, 8 — Славянский купол, 9 — Торско-Дробышевское поднятие

этим местными особенностями проявления общей тенденции изменения климата смена пестроцветных отложений сероцветными происходила на различных стратиграфических уровнях. В западной части Кальмиус-Торецкой котловины и юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины это произошло раньше, в начале позднего триаса; восточнее (особенно в Бахмутской котловине) — гораздо позже — к концу позднетриасовой эпохи. Кстати, это обстоятельство имеет практическое значение: проведение в западной части Кальмиус-Торецкой котловины и юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины нижней границы сероцветов, отвечающих объему новорайской свиты, представленной в стратотипе (восточная часть Кальмиус-Торецкой котловины), возможно лишь палеонтологически. По литологическим признакам она не выделяется. Нижняя граница сероцветов является скользящей и опускается вплоть до низов верхнетриасовых отложений. В связи с этим анализ мощностей и распределения терригенного материала, во избежание возможных субъективных ошибок, проводится в объеме протопивской свиты и новорайской толщи (т. е. верхнетриасовых отложений).

Максимальные мощности верхнетриасовых отложений (300—360 м) приурочены к восточной части Бахмутской котловины (Криволукская мульда). От области максимального накопления мощности убывают к западу, северо-западу и северу, т. е. как бы окаймляют область максимального осадконакопления (рис. 1). Уменьшение мощностей (до 100—50 м) к северу на южном склоне Воронежского кристаллического масси-

ва объясняется структурным положением. Уменьшение толщи верхнего триаса в северо-западном и западном направлениях (до 200 м) связано, по-видимому, с меньшим прогибанием этих областей по сравнению с площадями, прилегающими к основной области питания — герцинским сооружениям Донецкого кряжа.

Кроме регионального фона изменения мощностей, отмечаются уменьшения мощностей отложений верхнего триаса на крыльях положительных структур региона. И палеозойские и мезозойские поднятия оконтуриваются изопахитами пониженных значений. Особенно характерно это явление для мезозойских структур Среднего антиклинала. Значения изопахит составляют здесь 150, 100 и 50 м.

Анализ распределения терригенного материала показывает, что наиболее грубые отложения приурочены к восточной части Бахмутской котловины (Криволукская мульда, Черкасско-Часоварская брахисинклиналь). Терригенный материал распределен крайне неравномерно. Конгломераты, гравий, разнотерные песчаники с гравием и галькой здесь составляют от 5 до 24% (скв. 6624, 6651), редко до 30—33% (скв. 6901, 80). Песчаники (мелко- и среднетерные) составляют 23—68% (скв. 6865, 6646). Комбинируясь с грубообломочными породами, они составляют около 50 и более процентов, иногда до 80% (скв. 111). Остальная часть разреза приходится на глинистые и алевролитовые породы. Как исключение встречаются отдельные разрезы (среди этого поля) с преобладанием глинистых пород.

К северо-западу и юго-западу общий характер литологического состава верхнетриасовых отложений изменяется в сторону увеличения доли глинистых пород и уменьшения грубозернистого материала. Севернее Петровского купола, в районе Спиваковского поднятия и Краснооскольского купола, песчаники составляют 14—44%, остальная часть разреза представлена глинами, песчаными глинами, алевролитами. На юго-западе (западная часть Кальмиус-Торецкой котловины) при таком же примерно соотношении пород отличие литологического состава выражается резким преобладанием сероцветных пород с прослоями бурых углей.

Анализ палеоструктурного доюрского плана территории позволяет с достаточным основанием предполагать, что немаловажную роль в качестве препятствия для распространения фаций гумидной равнины в Бахмутскую котловину, очевидно, сыграла главная зона антиклинальных поднятий, включающая Дружковско-Константиновскую антиклиналь, Корольский купол, Великокамышевахское поднятие и Петровский купол. Эта цепочка поднятий, являющаяся продолжением Главной антиклинали Донецкого бассейна, служила естественной границей раздела Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин. Сформировавшись одновременно с основными герцинскими структурами Донбасса, в познетриасовое время она могла еще в какой-то мере выражаться в рельефе. К концу триасового времени озерно-болотные и речные фации распространились к востоку и северо-востоку от основного района своего развития (западной части Кальмиус-Торецкой котловины) и существовали здесь до конца триаса. Так выглядит распространение фаций и отложений во времени (в разрезе). С учетом приведенного выше анализа распределения терригенного материала в плане можно выделить несколько площадей с наиболее характерным набором фаций, существовавших в течение позднего триаса.

В Бахмутской котловине преобладали фации гравийно-песчаных отложений речных русел и временных потоков и глинистых пестроцветных озерных отложений. Эти фации характеризуют близкие к области сноса участки аккумулятивной равнины. Более удаленные от основной области сноса площади характеризуются меньшим развитием песчаных пород, образуя более удаленную от области сноса структурную зону аккумулятивной равнины. В западной части Кальмиус-Торецкой котловины по-

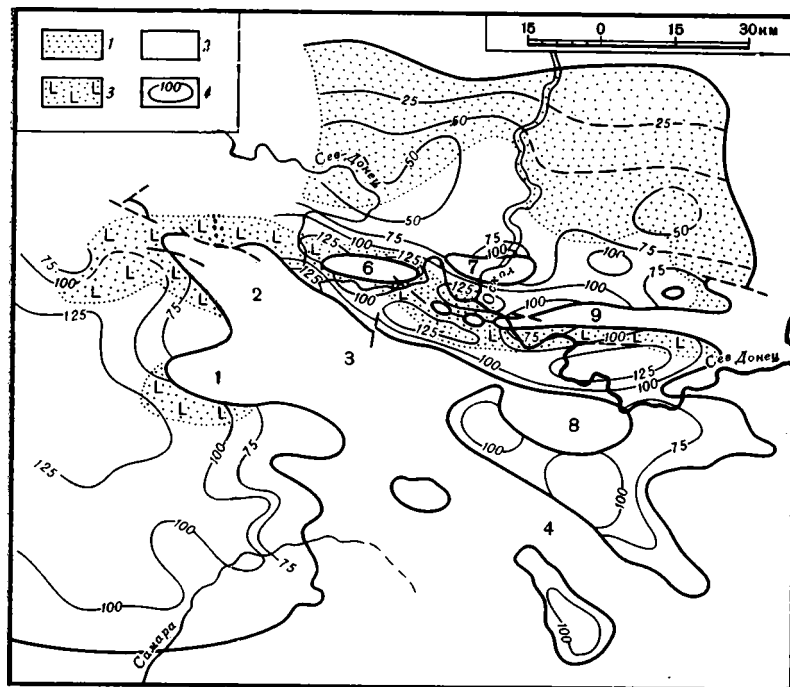


Рис. 2. Литолого-фациальная схема тоара и нижнего аалена

1 — фации песчано-глинистых прибрежно-морских отложений полузамкнутого моря-залива; 2 — фации глинистых осадков внутренней области полузамкнутого моря-залива; 3 — фации периодически возникавших околоостровных песчаных отмелей; 4 — изопахиты тоара и нижнего аалена. Цифровые обозначения на схеме те же, что и на рис. 1

лучили господствующее развитие фации преимущественно сероцветных озерно-болотных и аллювиальных песчано-глинистых отложений. Как уже отмечалось, здесь преобладают сероцветные песчано-глинистые образования с прослоями бурых углей, углистых черных и темно-серых глин, с растительным обугленным детритом и отпечатками листьев и стеблей различной тепло- и влаголюбивой флоры. Севернее Бахмутской котловины распространились преимущественно фации пестроцветных озерных и аллювиальных песчано-глинистых отложений. В восточной части Кальмиус-Торецкой котловины периодически сменяли друг друга фации озерных пестроцветных и аллювиально-болотных сероцветных песчано-глинистых осадков.

В тоаре началась первая юрская (и мезозойская) трансгрессия. Море имело характер полузамкнутого материкового залива. Типичная стеногалинная фауна здесь отсутствует (Билык и др., 1960).

Отличие фациальных обстановок в течение тоарского (и раннеааленского) времени³ заключается в изменении условий осадконакопления во второй половине этого отрезка времени в сторону улучшения связей с морями Тетиса. Батиметрическое же положение образующихся осадков оставалось близким. Мощности тоара — нижнего аалена в пределах современной площади распространения (рис. 2) колеблются в пределах от 75 до 130 м. Севернее Бахмутской котловины мощность толщи постепенно убывает в связи с выклиниванием, что определяется положением это-

³ Здесь рассматриваются и нижнеааленские отложения, имеющие в пределах региона весьма незначительную мощность и составляющие с нижележащими породами тоарского яруса единый, практически нерасчленимый седиментационный комплекс.

го участка на погруженной части южного склона Воронежского кристаллического массива (аналогичная картина отмечалась и в позднем триасе). Мощности существенно меняются в полосе, проходящей в субширотном направлении: севернее Спиваковского поднятия, затем южнее Краснооскольского купола и севернее Торско-Дробышевского поднятия. Здесь прослеживается существенное увеличение мощности к югу, которая затем сравнительно хорошо выдерживается на остальной площади. Севернее этой полосы мощности постепенно уменьшаются от 75 м до полного выклинивания. Эту общую картину нарушают отдельные локальные сокращения мощностей, например в районе Святогорского поднятия, западнее Софиевского поднятия (последнее в Кальмиус-Торецкой котловине), вблизи палеозойских поднятий основной антиклинальной зоны района.

Литологически эта толща довольно выдержана на всей площади. Это главным образом глины с прослоями песчаников и реже известняков. Известняки маломощны, глинисты, невыдержанны. Относительно запесоченные отложения (песчаников 25% и более) прослеживаются полосой субширотного простираения от Святогорского поднятия через Каменское и Спиваковское поднятия, севернее Петровского купола к Алексеевской структуре. К этой полосе примыкает площадь распространения запесоченных тоарских отложений в районе Беляевского купола и Мироновского поднятия. Южнее этой зоны развиты глинистые породы, которые имеют незначительную запесоченность. Количество песчаников и песков составляет здесь 0—10% состава толщи тоара — нижнего аалена, местами больше. Севернее нее распространены такие же породы. Изолированность полосы обогащенных песчаным материалом отложений среди обычного типа слагающих тоар — нижний аален пород естественно приводит к выводу, что поставщиком песчаного материала явились эпизодически проявляющиеся здесь же и в какой-то мере размываемые поднятия. Небольшой участок запесоченных пород намечается также юго-западнее Ново-Мечебиловского поднятия. Происхождение его можно связывать с размывом в пределах самого Ново-Мечебиловского поднятия.

Как уже было отмечено, севернее полосы относительно запесоченных пород осадки тоара — нижнего аалена приобретают обычный характер. Однако еще дальше к северу в пределах южной части склона Воронежского кристаллического массива количество песчаного материала возрастает до 25—50% и более. Здесь же отмечается постепенное уменьшение мощностей до полного выклинивания. Нулевая изопакхита проходит южнее Волосской Балаклеи и Сеньково. Вынос терригенного материала происходил с Воронежского кристаллического массива.

Переходя к фациям, отметим, что севернее Бахмутской котловины распространялась полоса развития фации прибрежно-морских песчано-глинистых отложений. На площади Бахмутской и Кальмиус-Торецкой котловин были широко развиты фации преимущественно глинистых осадков внутренней области полузамкнутого моря-залива. В северной части Бахмутской котловины выделялась фация периодически возникавших околоостровных песчаных отмелей.

Исключительно важно отметить, что на площади мезозойских структур Среднего антиклинала в составе тоарско-нижнеааленских отложений значительную долю (от 25 до 49%) составляют песчаники. Вдоль крыльев палеозойских поднятий, наоборот, вскрыты преимущественно глинистые разрезы тоара — нижнего аалена. План осадконакопления существенно изменился. Палеозойские структуры, которые в триасовое время определяли план распределения осадков, не проявились или проявлялись слабо, так что в их сторону отмечается уменьшение количества грубообломочного материала. Зона максимального погружения в тоаре и раннем аалене простиралась субширотной полосой в области ме-

зозойских структур, что определяется максимальными мощностями в этой полосе (до 125—130 м), с эпизодическими сокращениями до 100—75 м. С другой стороны это была полоса, в пределах которой периодически отмечались поднятия, выступавшие как местные области сноса и определившие более песчаный характер этих отложений. Можно сказать, что в литологическом составе тоара — нижнего аалена впервые четко проявляется влияние поднятий в северной части Бахмутской котловины.

В литологическом составе верхнетриасовых отложений такого контроля не наблюдается. План осадконакопления определялся структурными особенностями территории, в пределах которой мезозойские поднятия еще не проявлялись. Вместе с тем в плане мощностей верхнетриасовых отложений они вполне четко уже фиксируются. Все это может быть интерпретировано однозначно как проявление их только после отложения верхнетриасовых образований.

Таким образом, мезозойские поднятия Среднего антиклинала впервые зафиксированы в плане изменения мощностей верхнетриасовых отложений и в фациях и литологическом составе вышележащих юрских (тоарско-нижнеааленских) осадков.

К настоящему времени накопилось достаточно фактов, свидетельствующих о широком распространении явлений предтоарского размыва (особенно в Бахмутской котловине). Полное отсутствие протопивской свиты и залегание тоара на размывтой поверхности серебрянских отложений установлено в восточной части Краматорско-Часовярской брахисинклинали (скв. 6782, 7506, 6950), на северном крыле Славянского купола (скв. 65, 68), на северном крыле Краснооскольского купола (скв. 743, 745 и др.), а также за пределами Бахмутской котловины в ряде скважин на Червонно-Донецком поднятии. Частичный размыв протопивской свиты отмечен в Гаражевке (скв. 6987), в Николаевке (балка Дубовая) и других местах. Мощность размывов отложений местами достигает 300 м.

Наличие значительного размыва триасовых отложений, уменьшение мощностей на крыльях положительных структур и характер распространения фаций в плане свидетельствуют о существенных поднятиях в районе после отложения верхнетриасовых осадков, связанных с древнекиммерийской фазой складчатости, и существовании длительного периода перерыва осадконакопления в предтоарское время, охватывающего какую-то часть раннего и среднего лейаса (до начала морской трансгрессии).

Таким образом, проявившаяся в конце триаса — начале юры древнекиммерийская фаза складчатости усложнила структуру региона, создав дополнительно складки: Сливаковскую, Каменские, Святогорскую, Торско-Дробышевскую (Средний антиклиналь). Это вытекает непосредственно из структурного контроля мощностей верхнетриасовых отложений при отсутствии всякого контроля со стороны структур на план распределения фаций. Фаза оказала также влияние на существовавшие ранее (палеозойские) структуры: Славянский купол, Краснооскольское поднятие, Петровский купол. Подверглись поднятию (также палеозойские) структуры главной антиклинальной зоны. Последовавший затем размыв в предтоарское время (ранний и средний лейас) полностью уничтожил на отдельных участках поднятий отложившиеся здесь ранее осадки протопивской свиты и новорайской толщи. На других участках размыв оказался менее глубоким (например, на восточном крыле Славянского купола, где размывы лишь рэтские слои и тоарский ярус налегает на отложения кейпера, и т. д.).

К моменту тоарской трансгрессии площадь региона имела довольно выположенную поверхность. Следы древнекиммерийской фазы орогенеза в рельефе были значительно сnivelированы. Осадки тоарского моря

ложатся с перерывом и трансгрессивно на равновозрастные горизонты триасовых отложений (от рэтских до нижнесеребрянских).

Анализ фаций и распределения терригенного материала на площади распространения отложений тоара — нижнего аалена (установление фации околостровных песчаных отмелей) подчеркивает значение древнекиммерийской фазы складчатости для формирования структурных элементов северо-западной окраины Донбасса и изменения плана осадконакопления последующих нижеюрских отложений.

Литература

- Билык О. Д., Канский Н. Е., Макридин В. П. и др. Фации и палеогеография юрских отложений восточно-украинского газонефтеносного бассейна. Изд-во Харьковск. ун-та, 1960.
- Борисяк А. А. Геологический очерк Изюмского уезда и прилежащих к нему местностей. — Тр. Геолкома, нов. сер., 1905, вып. 3.
- Борисяк А. А., Яковлев Н. Н. Геологическая карта северо-западной окраины Донецкого края. — Тр. Геолкома, нов. сер., 1916, вып. 53.
- Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Госгоргеолнефтеиздат, М.—Л., 1934.
- Дубинский А. Я. Большедонбасско-Предкавказская складчатая область и эпипалеозойская платформа Юга европейской части СССР. — В кн.: Геологическое строение СССР. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Наливкин Д. В. Геология СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Станіславський Ф. А. Про вік мезозойської флори с. Райського в Донбасі. — Доп. АН УРСР, 1961, № 9.
- Станиславский Ф. А. Ископаемая флора и стратиграфия верхнетриасовых отложений Донбасса (рэтская флора с. Райского). Киев, «Наукова думка», 1971.
- Семенова С. В. Про границу між тріасом та юрою на північно-західній окраїні Донбасу за даними спорово-пилкового аналізу. — Геол. ж., 1965, т. 25, № 6.
- Конашов В. Г. Про положення границі тріасу і юри на Донбасі. — Геол. ж., 1965, т. 25, № 4.
- Конашов В. Г. Про новорайську світу і положення межі тріасу та юри в Донбасі. — Геол. ж., 1966, т. 26, № 4.
- Конашов В. Г. О роли древнекиммерийской и донецкой фаз складчатости на северо-западной окраине Донбасса. — В кн.: Геологическая конференция, посвященная памяти П. И. Степанова. Донецк, НТО «Горное», 1967.

Трест «Артемгеология»
МГ УССР,
г. Артемовск

Статья поступила
29 мая 1978 г.

УДК 551.24(477.6)

Р. М. СМ И Ш К О

ПРИРОДА И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ДЕФОРМАЦИЙ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ДОНБАССА

Анализ материалов комплексного изучения территории центрального Донбасса позволил установить ведущую роль глубинных разломов в формировании основных складчатых структур территории. В качестве примера разобран процесс развития флексурных складок Донецко-Макеевского геологопромышленного района. Рассмотренные структуры имеют тесную пространственную и генетическую связь с Донецко-Кадиевским поперечным глубинным разломом. Кроме блоковых движений фундамента важная роль в формировании флексурных складок принадлежит пластическим деформациям, развивавшимся в связи со специфическими условиями геологического строения региона, в частности угленосной формации каменноугольного возраста, что привело к значительному развитию здесь дисгармоничной складчатости.

Складчатые деформации Донецкого бассейна, их генезис и механизм формирования привлекали пристальное внимание исследователей. Наиболее распространенные схемы складкообразования, рассматривающие боковое сжатие со стороны кристаллических блоков Украинского щита и Воронежского массива как силу, способную создать все разнообразие структурных форм бассейна, оказываются несостоятельными. Одним из основных аргументов, лежащих в основе упомянутых гипотез, является наличие специфичных форм надвиговой тектоники Донбасса. Основным и, вероятно, единственным фактором их формирования следовало бы считать тангенциальное сжатие линзы осадочных пород, проявлявшееся на протяжении всей истории формирования складчатости. Однако все разнообразие типов, развитых в пределах бассейна складчатых и разрывных деформаций, с этой позиции объяснить совершенно невозможно. Необъяснимым при этом остается и то обстоятельство, что наиболее интенсивно смятые толщи, сложные и крупные тектонические дислокации сконцентрированы не в прибортовых частях, непосредственно прилегающих к движущимся по направлению друг к другу блокам-«штампам», а в срединной части Донбасса, заключенной между системами Мушкетовского и Латугинского глубинных разломов северо-западного направления (Майданович, Смишко, 1968). Очевидно, что при этом не предложен и вариант достаточно эффективного механизма для передачи усилий горизонтального давления от краевых частей к центральным.

Региональный тектонический план Донбасса определяется наличием крупных структурных элементов северо-западного простирания, представленных антиклинальными и синклинальными складками. Наиболее ярким примером указанной группы структур является Главная антиклиналь, механизм формирования и этапы развития которой проанализированы нами (Смишко, 1978). Подчиненную, но вместе с тем весьма существенную роль играют тектонические элементы северо-восточного простирания. Такую ориентировку имеют поперечные валы «антидонбас-

ского» направления, отражающиеся в строении антиклинальных и синклинальных складок, а также резко выраженные крупные флексуры, развитые к востоку от Кальмиус-Торецкой котловины. На тектонической схеме В. С. Попова (1963) они включены в состав упомянутой котловины. Однако, следуя логике вещей, эту территорию (площадь свыше 1000 км²) следует выделять при тектоническом районировании как самостоятельную тектоническую единицу — зону поперечных флексур центральной части Донбасса.

История геологического развития Главной антиклинали, поперечных флексур Донецко-Макеевского района, особенности строения и механизм их формирования были объектом исследований, проводившихся автором на протяжении многих лет и результаты которых (в частности, касающиеся вопроса образования поперечных складок Донецко-Макеевского района) представлены в настоящей работе.

Учитывая, что геология центральной части Донбасса в целом хорошо известна, в работе приводится лишь краткая схематическая ее характеристика и выделены те особенности геологического строения, которые необходимы для лучшего понимания предлагаемой концепции формирования складок.

Поперечные структуры центрального Донбасса непосредственно примыкают к южному крылу Главной антиклинали. Они осложнены многочисленными разрывами, наиболее крупные из которых имеют направление, совпадающее с простиранием флексур либо близкое к нему. Наблюдаются также осложняющие пликативные структуры более высоких порядков. Общее основное направление структур района северо-восточное. В работе рассматриваются только флексурные складки района, как наиболее полно отражающие характер его тектоники (зона поперечных флексур). Последняя резко выделяется на фоне складчатых дислокаций Донбасса, что с полным правом дает основание выделить здесь самостоятельную тектоническую зону. В строении района участвует сложно дислоцированный комплекс отложений карбона, представленный толщей переслаивающихся песчаников (37—40%), алевролитов (35—37%), аргиллитов (18—20%), углей и углистых пород (свыше 2%) и известняков (около 2%). Такой характер разреза определяет в целом высокую пластичность всей толщи каменноугольных отложений. Общее падение слоев северо-западное (к донной части Кальмиус-Торецкой котловины). Углы падения 15—18°. Увеличение углов падения отмечается вблизи тектонических дислокаций. Основными структурными элементами района являются четыре крупные флексуры (с запада на восток): Ветковская, Чайкинская, Калиновская и Ясиновско-Ждановская (рис. 1).

В строении флексур принимают участие комплексы средне- и верхне-каменноугольных отложений. Длина складок колеблется от 20—25 до 35 км, амплитуды — от 500 (для Ветковской флексуры) до 1500 м (для Ясиновско-Ждановской). Углы падения пород на крутых крыльях также закономерно возрастают к востоку — от максимальных, отмеченных на Ветковской складке, 60 до 90° (пересечение одноименных слоев скважинами 3—5 раз) на Ясиновско-Ждановской флексуре.

Процесс формирования поперечных флексур имеет свои особенности, хотя основными движущими силами, как и при формировании Главной антиклинали, выступали подвижки кристаллического фундамента и пластические деформации в угленосной толще карбона (Смишко, 1978). Пространственно флексуры тяготеют к крупной поперечной структуре фундамента — Донецко-Кадиевскому глубинному разлому. По мнению автора, здесь имеет место и тесная генетическая связь В фундаменте зона разлома представлена довольно широкой системой ступеней, погружающихся в западном направлении (рис. 2). Разломы ограничивают с запада поднятие центрального Донбасса и некоторые исследователи

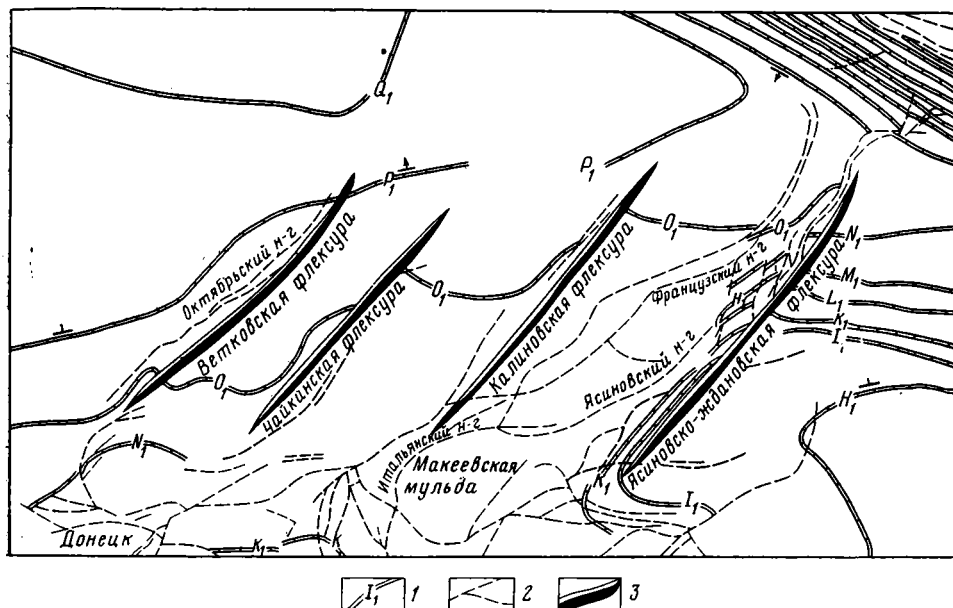


Рис. 1. Тектоническая карта зоны поперечных флексур

1 — маркирующие горизонты известняков (границы свит); 2 — разрывные дислокации;
3 — флексуры

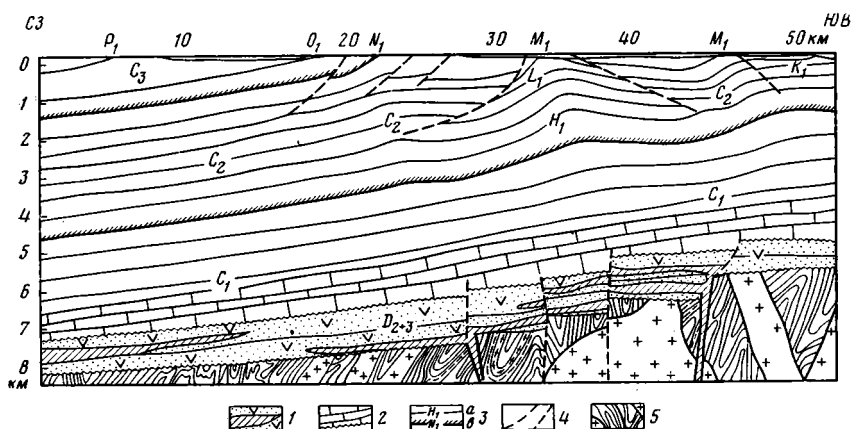


Рис. 2. Геологический разрез вкрест простирания флексур Донецко-Макеевского геологпромышленного района

1 — девонская осадочно-вулканогенная толща; 2 — нижнекаменноугольная известняковая толща; 3 — маркирующие горизонты: а — границы свит, б — границы отделов; 4 — разрывные дислокации; 5 — кристаллический фундамент

считают его западной структурной границей складчатого Донбасса. Развитие Донецко-Кадиевского глубинного разлома обусловило формирование сложной западной ступени поднятия, начало развития которого по времени совпадает с завершающей стадией каменноугольного осадконакопления. (Это поднятие является, однако, унаследованной структурой, так как оно достаточно четко проявляло себя в девоне (Смишко, 1967).) Оно выступало как более пассивный блок по отношению к продолжавшему опускаться блоку Волчанской синклинали на юге и восточными частями Бахмутской котловины на севере. При этом западные части

поперечного поднятия втягивались в погружение, что привело к некоторому наклону краевого блока поднятия в направлении донной части Кальмиус-Торецкой котловины и образованию ступенчатой блокировки фундамента в зоне разлома. Под действием гравитационных сил и подвижек кристаллического фундамента началось направленное скольжение в осадочной толще, чему в значительной степени способствовали особенности разреза каменноугольных отложений.

Флексуры формировались в пределах надразломного склона, в геологическом строении которого принимают участие различные по возрасту и физическим свойствам породы, перекрывающие фундамент. В основании разреза осадочных отложений залегает девонская вулканогенно-терригенная толща, сложенная обломочными (главным образом песчаники и конгломераты) и вулканогенными породами (туфы, туффиты, туфобрекчии, дайковый комплекс щелочных и щелочно-базальтоидных пород). Разрез девона в центральных частях Донбасса не вскрыт до настоящего времени, однако есть основания предполагать, что его строение близко к известному разрезу южных окраин региона. Возможно, несколько возрастает роль изверженных пород. Относительно мощностей мнения самые противоречивые: от 15 км (данные интерпретации профиля ГСЗ — X «Ногайск — Константиновка — Сватово» (Левенштейн, Павленкова, Баранова, 1971)) до незначительных мощностей, соизмеримых с мощностями разновозрастных комплексов, развитых на юге Донбасса. Исходя из особенностей геологической истории региона, автор придерживается последнего мнения, полагая, что девон развит не повсеместно под отложениями каменноугольного возраста, а в пределах отдельных блоков вследствие предкаменноугольного размыва мог быть частично либо даже полностью уничтожен. По физическим свойствам девонские породы можно представить как слабо подверженные пластическим деформациям с разностями крайних максимальных давлений около 8000 кг/см^2 . Следовательно, во время максимального погружения (12—15 км) и активизации глубинного разлома в связи с началом инверсии толща в общем вела себя как жесткое твердое тело. В этих условиях развивались главным образом разрывные нарушения и происходило дробление толщи (см. рис. 2).

Стратиграфически выше, на отложениях девона и местами на кристаллическом фундаменте несогласно залегает нижнекаменноугольная известняковая формация. И хотя в общем разрезе карбона она играет весьма незначительную роль, составляя менее 5% всего разреза, однако в развитии тектонических процессов она имела чрезвычайно важное значение. Известно, что известняки, особенно их чистые разности, являются относительно легко деформируемыми породами, что является следствием легкого двойникования кристаллов кальцита. Особенно хорошо эти процессы проявляются на поверхностях наслоения, т. е. в данном случае на границе известняк — угленосная толща. Это обстоятельство создало хорошие предпосылки для гравитационного скольжения угленосных отложений по известнякам. Развитие здесь малозагрязненных глинистым материалом известняков, т. е. пород, обладающих достаточно низкой сопротивляемостью деформациям, было обусловлено спокойным режимом карбонатного осадконакопления и значительной удаленностью береговой линии. В пределах развития полосы Донецко-Кадиевского поперечного разлома известняковая толща служила своеобразным буфером, принимавшим на себя блоковые движения фундамента и жестких пород девона. Благодаря высоким пластическим свойствам известняков на поверхности толщи разрывы уже не проявлялись, что благоприятствовало возникновению надразломного склона, по которому происходило перемещение («соскальзывание») в северо-западном направлении угленосной формации карбона (рис. 3). При этом в многокилометровой толще каменноугольного возраста процесс складкообразования развивался

самостоятельно вследствие высокой пластичности всего комплекса, выведенного из равновесного состояния.

Имеющиеся в настоящее время материалы по тектонике, фаціальным изменениям по площади, мощностям осадков и метаморфизму углей позволяют по-новому интерпретировать механизм формирования складчатости Донбасса. Образование всех линейных антиклинальных складок рассматриваемой территории в общих чертах представляется сходным. Разнообразие их морфологических форм обусловлено главным образом мощностями и составом деформируемых комплексов и, как следствие, различием их механических свойств, а также характером подвижек фундамента в пределах отдельных зон. Такие особенности тектоники предполагают общее развитие дисгармоничной складчатости в угленосной формации. Их макропроявлениями являются несоответствия

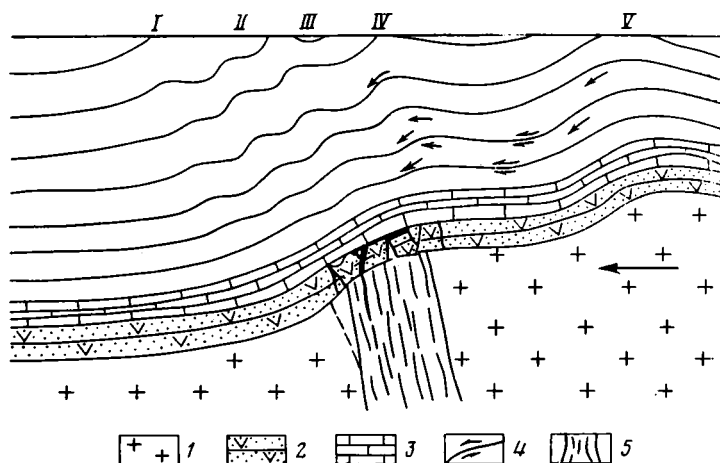


Рис. 3. Схема формирования поперечных флексур Донцеко-Макеевского геологопромышленного района

1 — кристаллический фундамент; 2 — девонская осадочно-вулканогенная толща; 3 — нижнекаменноугольная известняковая толща; 4 — направления движения материала при складкообразовании (указано стрелкой); 5 — зона Донцеко-Кадиевского глубинного разлома (по фундаменту). Флексур: I — Ветковская, II — Чайкинская, III — Калиновская, IV — Ясиновско-Ждановская, V — Зуевский купол. В пределах фундамента стрелкой указано направление подвижек блока центрального Донбасса

структурных планов на различных стратиграфических уровнях (Смишко, 1978), а доказательством микропроявлений выступает характер складчатости внутри отдельных слоев и пачек слоев (рис. 4). Одним из важных факторов образования дисгармоничной складчатости является общая пластичность толщи и развитие в ней пластических деформаций. Теория пластических деформаций предполагает, что всегда существует предел пластичности и деформации начинаются только тогда, когда напряжение достигнет этого предела. Они являются результатом напряжения, испытываемого породой, и зависят от величины этого напряжения.

Развитие флексурных складок Донцеко-Макеевского района на ранних этапах накопления угленосной формации происходило весьма медленно. По мере возрастания мощности осадочной толщи увеличивались нагрузки и возрастало давление на нижние части разреза. Уже на глубинах порядка 8—10 км давление было не менее 2—2,5 тыс. кг/см². В этих условиях даже незначительные подвижки блоков фундамента вели к резкому возрастанию разности крайних главных давлений, что выводило породу из равновесного состояния. Деформация породы начинается с

момента достижения величиной напряжения определенного предела — предела деформации данной породы. Пластические деформации в различных породах протекают с различной скоростью, с одной стороны, а с другой — слои разнородных пород достигают предела пластичности не одновременно. И хотя выше было отмечено, что вся совокупность пород карбона, подобно другим флишевым и флишоидным комплексам, в целом характеризуется весьма высокой пластичностью, в некоторых случаях в соседних слоях наблюдаются наравне с пластическими деформациями разрывные (см. рис. 4). Такой факт, вероятно, следует объяснять резким локальным возрастанием скорости протекания процесса, при котором монолитные песчаники оказались разорванными многочисленными трещинами растяжения.

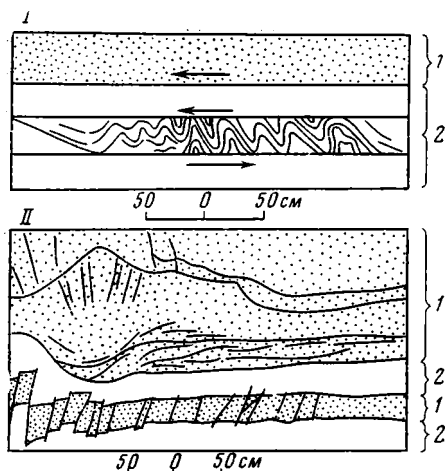


Рис. 4. Микропроявления дисгармоничной складчатости в слоях угленосных отложений Донбасса

I — проявления пластических деформаций внутри угольного слоя при взаимном проскальзывании (последном скольжении) слоев (1 — песчаник, 2 — уголь); II — характер деформаций в пачке песчаник (1) — уголь (2). В прослое песчаника, расположенного внутри угольного пласта, наблюдаются многочисленные трещины отрыва

Возрастание интенсивности тектонических деформаций в юго-восточном направлении указывает на значительное давление со стороны Зуевского купола (см. рис. 3). Этот процесс, по всей вероятности, был обусловлен горизонтальными движениями блоков кристаллического фундамента, в частности надвиганием южного блока центрального поднятия Донбасса на северо-запад. Анализ структурных особенностей некоторых участков Донецкого бассейна показал, что горизонтальные перемещения не являются исключительным явлением. Так, они были отмечены для зоны Центральнодонецкого (Эз, 1962; Смишко, 1978), Северного и Дзержинского поперечных глубинных разломов (Смишко, 1978). По Центральнодонецкому продольному глубинному разлому отмечается правый сдвиг, усилия при котором непосредственно передавались на блоки, связанные с формированием флексур. При этом произошло частичное надвигание блока фундамента, заключенного между Мушкетовским, Центральнодонецким и Донецко-Кадиевским глубинными разломами на блок Волчанской синклинали. Естественно, что эти движения сказались и на деформациях в перекрывающих фундамент осадочных толщах и в настоящее время мы имеем возможность хотя бы качественно оценить произошедшие события. Таким образом, зона Донецко-Кадиевского глубинного разлома выступала как зона сжатия, что обусловило отсутствие таких проявлений, свойственных глубинным разломам, как магматизм и другие. Примечательно, что ни одна из поперечных флексур не прослеживается южнее зоны Мушкетовского глубинного разлома и, как правило, при подходе к ней они резко затухают, что подтверждает определенную генетическую связь флексур с тектоникой кристаллического фундамента.

Отсутствие более полного фактического материала в значительной мере затрудняет детальную разработку механизма формирования попе-

речных флексур Донбасса. Так, имеется очень мало данных, касающихся тектоники нижнекаменноугольных отложений и еще меньше прямых данных, проливающих свет на строение девонского комплекса пород центральной части Донбасса, а также его кристаллического фундамента. Некоторые исследователи склонны считать, что образования раннекаменноугольного возраста не связаны параллельной складчатостью с флексурами в слоях верхнего и среднего карбона. Материалы для подтверждения либо опровержения этого предположения в настоящее время отсутствуют. Однако рассмотренный механизм формирования складок учитывает развитие различных структурных планов на поверхностях карбонатной толщи нижнего карбона и в подошве верхнего карбона либо на других стратиграфических уровнях в пределах района (см. рис. 2). Это обстоятельство указывает на значительное развитие дисгармоничной складчатости в центральной части Донецкого бассейна и именно такой механизм сыграл определенную роль в их становлении.

Рассмотрение механизма формирования флексур естественно ставит вопрос и о времени их формирования. Активизация древних поперечных глубинных разломов фундамента была связана с общей инверсией территории Донбасса, начало которой датируется концом позднего карбона (Смишко, 1978). Следовательно, усиление блоковых движений фундамента совпало со временем максимального накопления осадков. Происходит послонное скольжение, приводящее к частичному перераспределению вещества внутри деформируемой толщи, проявляясь в форме пластических деформаций. Предполагается, что наиболее активное развитие флексур также приурочено к этому времени, т. е. оно совпадает со временем становления основной складчатости, однако завершается несколько раньше, вероятно, вследствие ослабления движений по зоне Донецко-Кадиевского глубинного разлома, а также значительного денудационного среза осадочной толщи и, следовательно, уменьшения нагрузки, с которыми связывается пластическое состояние деформируемых пород. Послепермское время в пределах развития литифицированных комплексов палеозоя центральной части Донбасса характеризуется разгрузкой тектонических напряжений главным образом в форме дизъюнктивных дислокаций. Складкообразование играет сугубо подчиненную роль и в приповерхностных зонах рассматриваемой территории в последующие эпохи в отложениях каменноугольного возраста уже практически не проявлялось.

Литература

- Левенштейн М. Л., Павленкова Н. И., Баранова Е. П. Особенности строения фундамента наиболее погруженной части Днепровско-Донецкой впадины.— Геол. ж., 1971, т. 31, вып. 2.
- Майданович И. А., Смишко Р. М. Особенности проявления глубинных разломов в осадочной толще Донецкого карбона.— Геология и геохимия горючих ископаемых, 1968, вып. 16.
- Попов В. С. Тектоника.— В кн.: Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР, т. I. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Смишко Р. М. Про границу поширення відкладів соленосного девону в межах північно-західних країн Донбасу.— Геол. ж., 1967, т. 27, вып. 6.
- Смишко Р. М. Особенности строения дорифейского фундамента Донбасса.— Геология и геохимия горючих ископаемых, 1967, вып. 47.
- Смишко Р. М. О механизме формирования системы Главной антиклинали Донецкого кряжа.— Геология и геохимия горючих ископаемых, 1978, вып. 51.
- Эз В. В. К вопросу о связи трещиноватости в каменных углях Донбасса со складчатой структурой.— В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Изд-во АН СССР, М., 1962.

УДК 551.243(234.852+234.853)

Г. А. КЕЙЛЬМАН, В. Т. ГОРОЖАНКИН, М. С. РАПОПОРТ,
Г. И. СТРАШНЕНКО, В. Н. ОГОРОДНИКОВ

О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ И РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО УРАЛА

Особенности кинематики субширотных складчатых и разрывных структур различных порядков свидетельствуют о широком развитии на восточном склоне Урала наряду с левосторонними и правосторонними сдвигами, о неоднократном перемещении горных пород по взбросам и надвигам в южном направлении. Совокупность всех имеющихся данных позволяет высказать предположение о том, что складчатые и разрывные структуры Урала формировались в условиях сближения и южного неравномерного смещения Сибирской и Восточно-Европейской платформ.

Характер асимметрии в строении Урала, соотношение складчатых и разрывных структур субмеридионального простирания однозначно свидетельствуют о преобладании в его верхних структурных этажах субширотного перемещения горных масс в западном направлении (Пейве и др., 1977). Значительно менее отчетливо выявляются субмеридиональные движения, реставрация которых в то же время имеет весьма существенное значение для определения геодинамических условий формирования подвижного пояса и особенно для восстановления условий перемещения сопредельных платформ.

В ряде работ отмечается и подчеркивается ведущее значение в субмеридиональных движениях, проявившихся на поздних стадиях развития Уральской геосинклинали, левосторонних сдвигов, в результате которых восточные линеаменты испытывали перемещение на север (Плюснин, 1962, 1966, 1971, 1977; Кейльман, 1974). Накопившийся к настоящему времени фактический материал проливает новый свет на этот вопрос, позволяя судить о достаточно широком развитии в различных структурных зонах Урала правых сдвигов, надвигов с направленным перемещением аллохтонов на юг и т. д.

На восточном склоне Урала на всем протяжении его обнаженной части в ряде пунктов удается наблюдать субширотно ориентированные структуры, благоприятные для анализа интересующих нас движений. Ниже приводится краткая характеристика некоторых наиболее характерных структур такого типа (с севера на юг).

1. В пределах Сосьвинско-Коневского антиклинория и Медведевско-Свердловского синклинория¹ субширотные структуры выявлены при исследованиях различного масштаба. Н. И. и М. Б. Бородаевскими (1947) по совокупности наблюдений в эксплуатационных горных выработках в палеозойских образованиях были выявлены складки северо-восточного простирания с наклоном осевых поверхностей к северо-западу и северу и надвиги с падением плоскости сместителя на северо-запад под углами 55—60°. Эти данные хорошо увязываются с более мелкомасштабными

¹ Названия региональных структур приняты по книге «Геология СССР», ч. 1, т. XII, 1969.

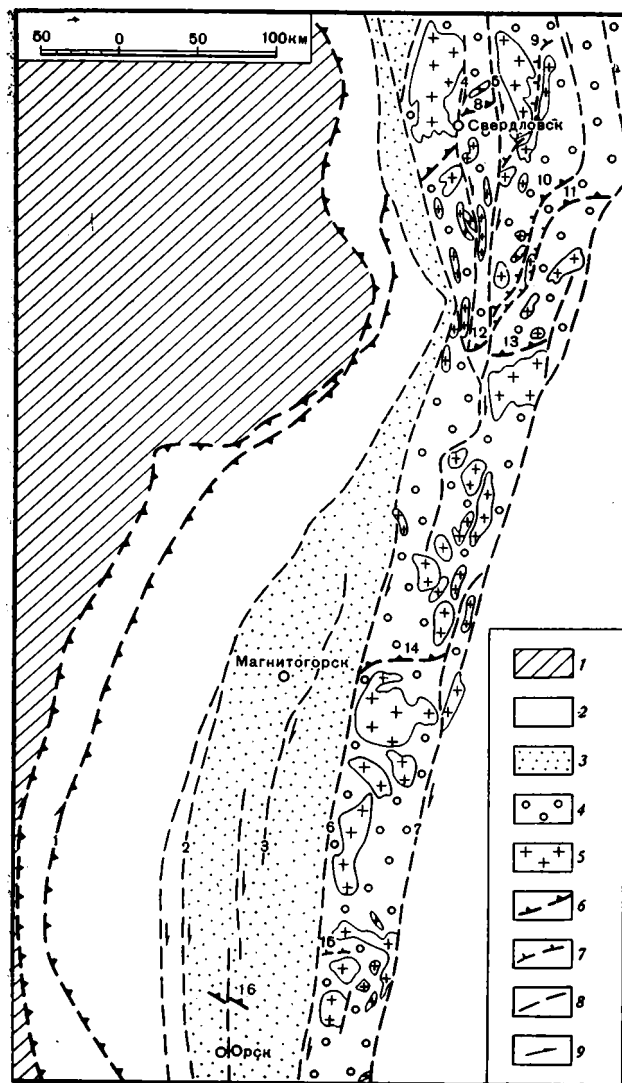


Рис. 1. Кинематическая схема основных разломов Среднего и Южного Урала
 1 — восточная окраина Восточно-Европейской платформы и Предуральский краевой прогиб; 2 — Западно-Уральская зона складчатости и Центрально-Уральское поднятие; 3 — Тагильско-Магнитогорский прогиб; 4 — Восточно-Уральское поднятие; 5 — гранитоиды Восточно-Уральского поднятия; 6 — надвиги; 7 — взбросы; 8 — сбросо- и взбросо-сдвиги; 9 — направление смещения блоков. Цифрами на схеме обозначены основные разломы: 1 — Западно-Уральский; 2 — Главный Уральский; 3 — Магнитогорский; 4 — Верхисетский; 5 — Мурзинский; 6 — Сугомакско-Кацбахский; 7 — Восточно-Уральский; 8 — Пышминско-Ключевской; 9 — Асбестовский; 10 — Шиловско-Караболевский; 11 — Боевско-Игишский; 12 — Аргояшский; 13 — Есаульский; 14 — Куликовский; 15 — Нурбайский; 16 — Гайский

комплексными геолого-геофизическими исследованиями, анализируя результаты которых Л. М. Минкин и др. (1974) показали, что так называемая Пышминско-Ключевская пластина на широте г. Березовского полого надвинута в южном направлении на более молодые отложения.

В. В. Хоментовский (1958) при изучении Восточно-Уральского антиклинория обратил внимание на то, что между Свердловском и Невьянском оси складок и разрывные нарушения субширотного простирания с приближением к Верхисетскому разлому на западе плавно изгибаются

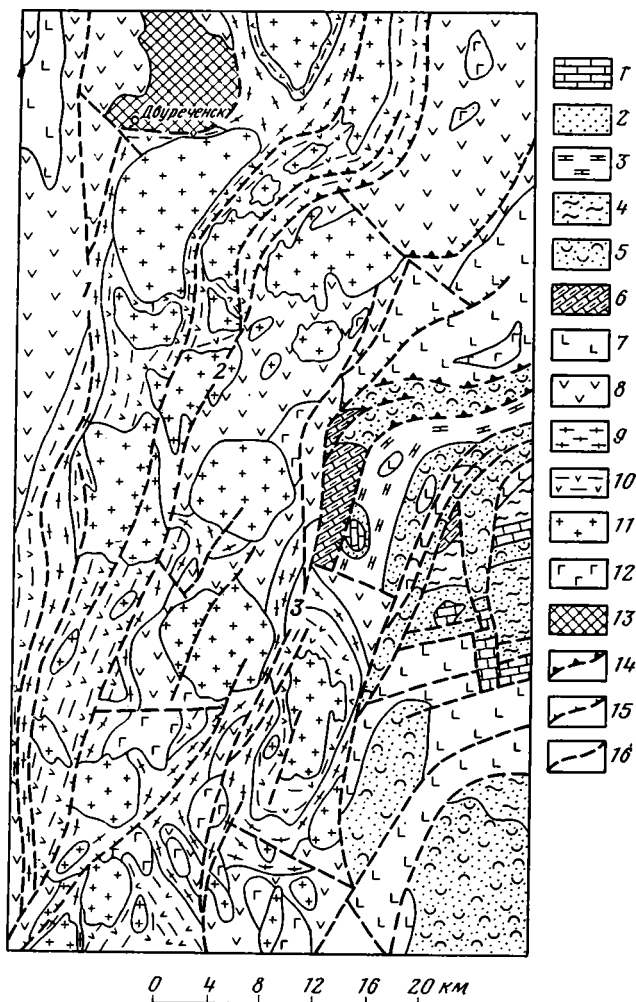


Рис. 2. Геологическая карта района Шиловско-Конеvской группы гранитоидных массивов
 1 — известняки, C_1v-n ; 2 — углистые сланцы, песчаники, конгломераты, $C_1v_1-v_2'$; 3 — углисто-карбонатно-глинистые сланцы с прослоями известняков, $C_1t_2-v_1$ (?); 4 — туфо-конгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, $D_3-C_1t_1$; 5 — туфопесчаники, туфосланцы, филлиты, углисто-глинистые сланцы, редко порфириды и их туфы андезитового и андезито-дацитового состава, D_3fr_2-fm ; 6 — известняки и углисто-карбонатные породы, D_2 ; 7 — порфириды базальтового состава и их туфы с прослоями известняков $S_2t_2-D_1$; 8 — порфидиты базальтовых порфиритов и их туфы с прослоями углисто-кремнистых сланцев и мраморизованных известняков, $S_1w-S_2t_2$; 9 — углисто-кремнистые и биотит-полевошпат-кварцевые сланцы, кварциты, S_1t_n ; 10 — сланцеватые амфиболиты и амфиболитизированные диабазы, S_1t_n ; 11 — гранитоиды; 12 — габброиды; 13 — серпентиниты; 14 — надвиги; 15 — взбросы; 16 — прочие разломы. Цифрами на карте обозначены крупные разломы: 1 — Мурзинский; 2 — Шиловско-Карабо́льский; 3 — Боевско-Иги́шский

к югу, а на востоке — вблизи Мурзинского разлома — к северу, и пришел к выводу о правосторонних перемещениях по Мурзинскому и Верхисетскому разломам (рис. 1).

Южнее, в восточном крыле Мурзинского разлома, при крупномасштабной геологической съемке выявлены и изучены оперяющие разрывные нарушения (Рапопорт, 1969). Наиболее крупные из них — Шиловско-Карабо́льское и Боевско-Иги́шское.

Шиловско-Карабо́льский разлом (рис. 2) прослеживается по простиранию на 80 км при ширине 8—12 км, проявляясь как зона повышенной

проницаемости и длительной тектонической активности, выполняющая роль магмо- и рудоконтролирующей структуры. На всем протяжении рассматриваемая зона сопровождается отчетливо выраженными приразломными дислокациями, характеризующими ее как взбросо-сдвиг, переходящий участками в пологие надвиги. Эти субширотно ориентированные надвиги, состоящие из серии чешуй, с падением сместителей на север и перемещением масс горных пород в южном направлении, документируются, в частности, налеганием вулканогенных пород верхнего силура — нижнего девона на каменноугольных осадочных отложениях. Возраст дислокаций послебашкирский, скорее всего он ограничен интервалом от московского века среднего карбона до раннего триаса.

Боевско-Игишская зона (см. рис. 2) разрывных нарушений, ответвляясь от Мурзинского разлома, прослеживается на северо-восток до сочленения с региональной Восточно-Уральской дизъюнктивной зоной. Амплитуда взбросо-сдвига главного разлома возрастает в юго-западном направлении от нескольких десятков до нескольких сотен метров за счет суммирования боковых разрывных нарушений. Количество боковых ответвлений возрастает с юга на север, где в районе оз. Б. Игиш наблюдается целая серия чешуйчатых взбросо-сдвигов, переходящих по простиранию в широтно ориентированные надвиги. Приразломные дислокации сопровождают Боевско-Игишскую зону разломов по всему простиранию. К этой зоне приурочены разновозрастные дайки габбро-диабазов, плагиогранитов, позднепалеозойских гранитов и гранит-порфиров и наиболее молодое в районе оруденение, что в совокупности свидетельствует о длительности формирования рассматриваемой тектонической зоны, главные взбросо-сдвиговые и надвиговые движения вдоль которой реализовались в позднем палеозое — раннем мезозое.

2. В зоне сочленения Сосьвинско-Коневского и Челябинско-Суундукского антиклинорий фиксируются две крупные надвиговые структуры субширотного простирания: Аргаяшский и Есаульский надвиги.

Аргаяшский надвиг (см. рис. 1) располагается между южными продолжениями Верхисетского и Мурзинского разломов, на широте оз. Аргаяш, и в морфологическом отношении весьма сходен с Пышминско-Ключевским надвигом. Здесь по профилю глубоких скважин установлено пологое тектоническое перекрытие среднекаменноугольных карбонатных осадков нижнекаменноугольными терригенными породами угленосной толщи, на последних же в свою очередь надвинуты силурийские вулканогенные образования. Надвиги сопровождаются зоной милонитизации, брекчирования, рассланцевания шириной до 2 км. Падение плоскостей сместителей северное и северо-западное под углами от 20 до 32°. Амплитуда надвига, по интерпретации К. П. Плюснина (1971), составляет около 3 км.

Есаульский надвиг (см. рис. 1), расположенный несколько восточнее Аргаяшского, представляет собой зону сближенных разрывов шириной 1,5—2,5 км и протяженностью более 20 км. Аллохтон сложен в основном силуро-девонскими вулканогенно-осадочными образованиями, надвинутыми в южном направлении на полихронный Челябинский гранитоидный массив. В тектонические движения вовлечены на западе раннепалеозойские серпентиниты, а на востоке — отложения нижнего и среднего карбона. Таким образом, для Есаульского надвига, как и для Аргаяшского, устанавливается продолжительная история формирования, завершившаяся в послесреднекаменноугольное время.

3. Весьма показательные результаты получены в южной части Челябинско-Суундукского антиклинория при изучении Куликовской поперечной структуры (рис. 1, 3). В южном ее борту оси линейных складок и разрывные нарушения подобно субширотным структурам описанных выше разломов образуют горизонтальный флексурообразный изгиб, отвечающий правостороннему сдвигу в системе меридиональных разломов,

ограничивающих Восточно-Уральское поднятие с востока и запада. В смыкающем крыле флексуры прямыми наблюдениями в естественных и искусственных обнажениях установлено широкое развитие разновозрастных наклонных и опрокинутых складок и надвигов, свидетельствующих о неоднократном перемещении горных масс с севера на юг. Так, в восточном борту одного из центральных карьеров вскрыты глубокометаморфизованные осадочно-вулканогенные отложения ордовик-силурийского возраста, рассеченные тремя взбросами, проходящими на расстоянии 25 и 45 м друг от друга. Плоскости разрывов имеют волнисто-изогнутую поверхность, падающую к северу под углами 50—65°. Они отделяют интенсивно гранитизированные и мигматизированные породы висячего крыла от менее гранитизированных и мигматизированных пород лежащего крыла. В ряде случаев по штрихам скольжения определяется, что надвижение пород происходило под углом 45° к линии восстания сместителя, т. е. перемещение горных масс шло с северо-востока на юго-запад. В западном борту этого же карьера на глубине 30—40 м послойные мигматиты смяты в наклонные субширотные складки с падением осевых поверхностей к северу и северо-востоку.

Глубокометаморфизованные ордовикско-силурийские образования контактируют с более молодыми и менее измененными нижнекаменноугольными отложениями по крутым сбросам. Севернее описываемого пункта в нижнекаменноугольных отложениях развиты опрокинутые к югу складки и пологие надвиги. Одним из наиболее крупных является надвиг, устанавливаемый в южной части рассматриваемой зоны. Плоскость сместителя его имеет волнистое строение, падая к северо-востоку под углами, изменяющимися в пределах 35—45°.

Далее к северо-востоку развит другой не менее крупный надвиг, по которому породы зеленосланцевой толщи надвинуты преимущественно на нижние горизонты углисто-филлитовой толщи, занимающей в стратиграфическом разрезе более высокое положение относительно надвинутых пород. По картировочным скважинам устанавливается падение плоскости сместителя к северо-востоку под углами 15—20°, увеличивающееся с глубиной до 45°.

Довольно значительный надвиг намечается и по контакту нижнекаменноугольных отложений с углисто-филлитовой толщей. Здесь, судя по результатам колонкового бурения, плоскость сместителя, волнообразно изгибаясь, падает на северо-восток под углами 25—30°. Слои пород в автохтоне имеют более крутое падение.

Сбросы и широко проявленные надвиги в Куликовской поперечной структуре не являются взаимоисключающими структурными формами. В посленижнекаменноугольное время при меридиональном сжатии в северной краевой части Джабык-Карагайского сводового поднятия образовалась зона растяжения. В ее пределах по сбросам произошло неравномерное опускание раздробленных приповерхностных блоков. Образование грабенов в краевых частях свода вообще широко распространено в обрамлении Восточно-Уральского поднятия².

В формировании Куликовских надвигов отчетливо устанавливаются два разновозрастных этапа: дораннекаменноугольный, проявившийся в глубокометаморфизованных ордовикско-силурийских образованиях, и послераннекаменноугольный этап, в связи с которым были деформированы нижнекаменноугольные отложения — самые молодые образования района.

4. Южнонаправленные тектонические движения фиксируются и в Адамовско-Мугоджарском мегантиклинории. Здесь на границе с Магни-

² Механизм сопряженного образования надвигов и сбросов изучен в ряде пунктов в Западном Прибайкалье и в основании северо-восточного склона Восточного Саяна (Очиров и др., 1976).

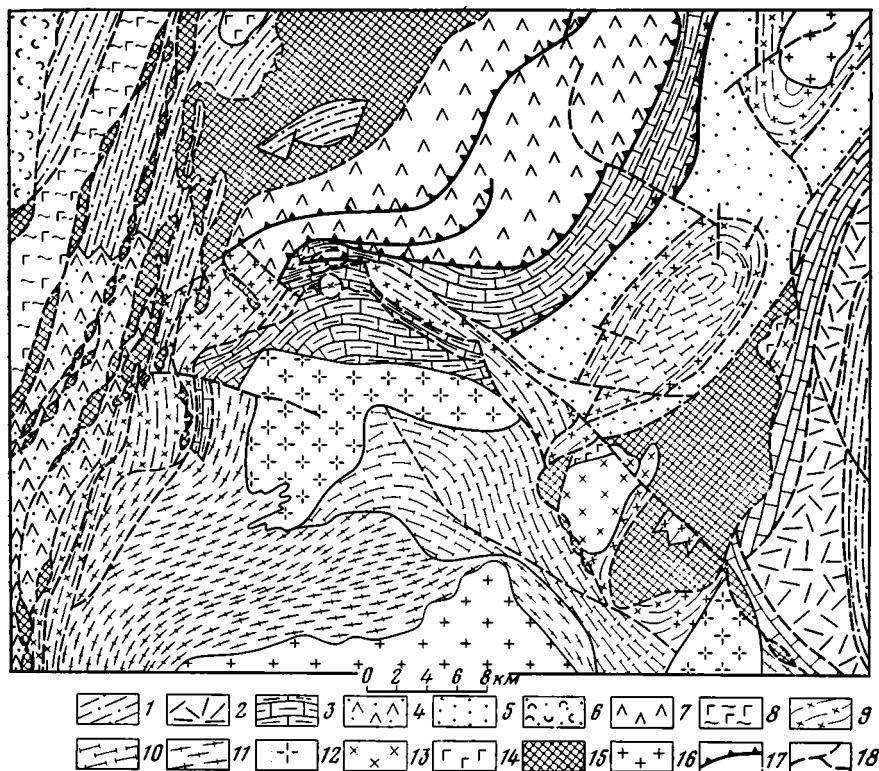


Рис. 3. Геологическая карта Куликовской структуры

Формации: 1 — песчаниково-сланцевая угленосная (C_1v_2); 2 — вулканогенная контрастная калиевая (C_1v_1); 3 — терригенно-карбонатная (C_1v_1); 4 — осадочно-вулканогенная (C_1v_1); 5 — терригенная аркозовая ($C_1f_2-v_2$); 6 — туфогенно-обломочная (D_{2-3}); 7 — вулканогенная (D_2); 8 — спилит-диабаз-кремнистая (S_2-D_1); 9 — осадочно-вулканогенная метаморфизованная (PE); гнейсо-сланцевая ($D-S$); 10 — кристаллические сланцы, 11 — гнейсы; магматическая тоналит-гранодиоритовая (PZ); 12 — плагиограниты, 13 — диориты, 14 — габбро; 15 — гипербазиты и габброиды зон серпентинитового меланжа; 16 — граниты гранитной формации (PZ_3); 17 — надвиги; 18 — прочие разрывные нарушения

тогорским мегасинклинирием в структурах Нурбайского рудного поля (Страшенно и др., 1975) и Домбаровского рудного района (Прокин, 1977) среди диагональных разломов существенно преобладают северо-восточные, свидетельствующие о правосторонних сдвиговых перемещениях вдоль меридионального шва, отделяющего прогиб от поднятия. А по характеру Нурбайского взброса (см. рис. 1) можно заключить, что субгоризонтальные перемещения горных масс осуществлялись здесь в направлении с севера на юг.

Не менее четко движения такого типа проявляются и в западном крыле Магнитогорского мегасинклиниория, где в структурах ряда рудных полей (Магнитогорского, Гайского, Сибайского и др.) в системе меридиональных разломов правосторонние сдвиги сопровождаются южно-направленными надвигами (Ферштатер, 1966; Игошин, 1966; Прокин, 1977).

5. Правосторонние сдвиговые перемещения происходили и по Главному Уральскому разлому, ограничивающему с запада Тагильский мегасинклиниорий. Признаки их выявлены детальными геологическими исследованиями и при изучении структур рудных районов (Баймакского, Бирбайского и др.), расположенных в зоне влияния разлома. По

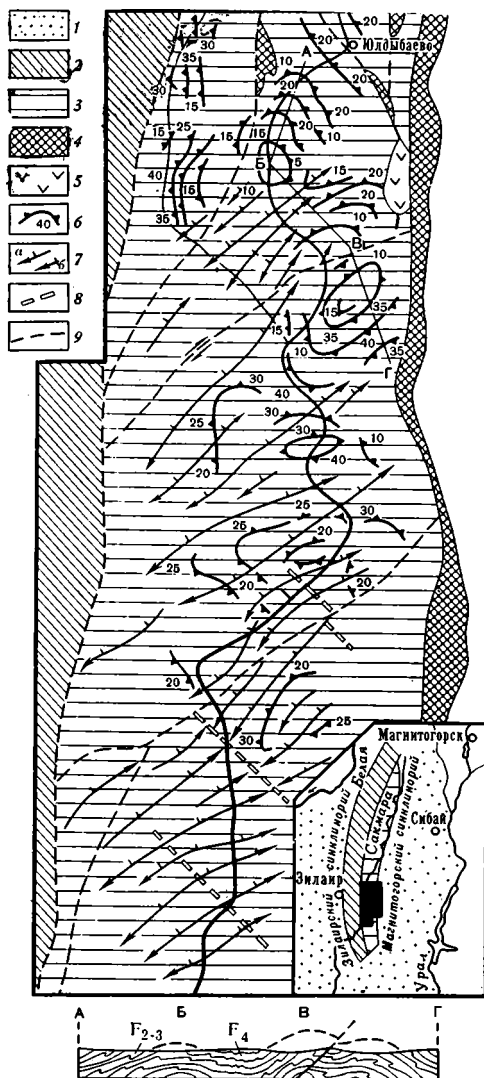


Рис. 4. Структурная схема района среднего течения р. Сакмары (по Ю. В. Миллеру, 1977)

1 — терригенные и терригенно-вулканические образования (PZ_{1-2}); 2 — филлиты, кварцито-песчаники, серицит-хлорит-кварцевые сланцы, метавулканиды сувоякского комплекса (Vd); 3 — кварциты, кварцито-сланцы, зеленые сланцы, эклогиты максютковского комплекса (Rf_3); 4 — гипербазиты; 5 — габбро и габбро-диабазы. Структурные формы, развитые в максютковском комплексе: 6 — крылья брахиформных складок ранних генераций F_{1-3} ; 7 — простирание поверхностей (a — наклонное, b — вертикальное) и преобладающее направление погружения шарниров складок поздней генерации F_4 ; 8 — границы зон с преобладающим однонаправленным погружением шарниров складок поздней генерации F_4 ; 9 — разломы. Во врезке — положение района в структуре Южного Урала

данным Ю. В. Миллера (1977), рифейские отложения, слагающие ядро Уралтауского антиклинория в западном крыле Главного Уральского разлома (рис. 4), претерпели шесть этапов деформации. В конечном итоге здесь были сформированы складчатые и разрывные структуры, рисунок которых отражает перемещение горных масс с севера на юг и, в частности, правостороннее смещение, направленное вдоль Главного Уральского разлома.

Рассмотрение кинематики субширотных разрывных и складчатых структур различных порядков на примерах Среднего и Южного Урала показывает, что наряду с левосторонними сдвигами здесь широко развиты правосторонние сдвиговые движения. Устанавливается безусловное преобладание на Восточном склоне этой части Урала южнонаправленного перемещения горных масс по взбросам и надвигам. Все движения имеют полихронный характер. Имея в виду, что тектоническая эволюция на поздних стадиях развития интеркратонного подвижного пояса, каковым является Урал, прямо связана с движением прилегающих к нему континентальных плит (Пейве и др., 1977; Горожанкин, 1974; Кейльман и др., 1976), можно полагать, что формирование тектонических структур

этого региона происходило под влиянием сближения и неравномерного, асинхронно-импульсивного перемещения Восточно-Европейской и Сибирской платформ в южном направлении.

Литература

- Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б. Березовское рудное поле. М., Металлургиздат, 1947.
- Геология СССР, ч. 1, т. XII. М., «Недра», 1969.
- Горожанкин В. Т. Кинематика разрывных нарушений обрамления Сибирской платформы.— В кн.: Тезисы к совещанию по современным проблемам геологии. Воронеж, 1974.
- Игошин Б. А. К вопросу о природе образования Гайского купоросного озера на Южном Урале.— Сов. геология, 1966, № 10.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., «Недра», 1974.
- Кейльман Г. А., Горожанкин В. Т., Ерхов В. Ф., Соколов В. Б., Слободчиков Е. А. Тектонические условия формирования структур обрамления Сибирской платформы и связь с ними гидротермальных месторождений.— В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые (тез. докл.). М., 1976.
- Миллер Ю. В. Максютковский комплекс Южного Урала.— В кн.: Структурная эволюция метаморфических комплексов. Л., «Наука», 1977.
- Минкин Л. М., Рапопорт М. С., Соколов В. Б. Геология южной части Мурзинско-Адуйского гнейсогранитного комплекса и его обрамления. Тр. Свердловского горн. ин-та, 1974, вып. 108.
- Очиров Ц. О., Шерман С. И., Ерхов В. Ф. Разломная тектоника Саяно-Байкальской горной области и некоторые проблемы ее изучения.— В кн.: Тектоника Сибири. М., «Наука», 1976.
- Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечеухин В. М., Перфильев А. С., Пучков В. Н. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала). М., «Наука», 1977.
- Плюснин К. П. О роли разрывных нарушений в структуре Магнитогорского синклинария.— Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 5.
- Плюснин К. П. Сдвиговые структуры восточного склона Южного Урала.— Геотектоника, 1966, № 4.
- Плюснин К. П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь, 1971.
- Плюснин К. П. Области палеозойской складчатости, Урал.— В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М., «Наука», 1977.
- Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М., «Недра», 1977.
- Рапопорт М. С. Некоторые особенности строения разрывных структур восточного склона Среднего Урала.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала (Материалы ко II Уральской конференции молодых геологов и геофизиков), ч. 1. Свердловск, 1969.
- Страшненко Г. И., Мельников Е. П. Основные черты геологии и метаморфизма западного обрамления Адамовского гнейсово-мigmatитового комплекса в связи с перспективами его хрусталености.— Тр. Свердловского горн. ин-та, 1975, вып. 116.
- Ферштатер Г. Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966.
- Хоментовский В. В. Геологическое строение и история развития Восточно-Уральского антиклинария на Среднем Урале. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Свердловский горный институт
им. В. В. Вахрушева

Статья поступила
15 августа 1978 г.

УДК 551.243.4+551.8+552.51 (574.41)

И. А. РОТАРАШ, Н. А. КЛЕПИКОВ, Е. А. ГРЕДЮШКО

**НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОЛИСТОСТРОМЫ
ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ**

В пределах Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория впервые установлено широкое распространение олистостромов среди флишевых (средний ордовик) и молассовых (поздний ордовик — силур) толщ. Показана связь олистостромов с покровными структурами района. Изучение олистостромовых комплексов позволяет установить наиболее активные этапы тектонических движений, приводящих к образованию покровов.

В последние годы олистостромы, как формации-индикаторы интенсивного тектонического скупивания и покровообразования, привлекают внимание многих исследователей; количество районов их распространения продолжает возрастать. Новым районом исключительно широкого развития олистостромов является Чингиз-Тарбагатайская складчатая система, представляющая собой сложно построенную мегантиклинорную структуру, состоящую из ряда антиклинориев (Акштатауский, Чингизский, Аркалыкский) и синклинориев (Южно-Акштатауский, Абралинский, Шунайский и Тундык-Ащисуйский). Согласно устоявшейся традиции (Никитин, 1972; Ившин и др., 1974), в ядре Акштатауского антиклинория (и его Жауыртагинской ветви) отложения нижнего кембрия принято расчленять (снизу вверх) на балкыбекскую (основные вулканы), ушкызыльскую (тонкослойные вишнево-красные яшмы) и шокпактасскую (яшмо-кварциты, алевролиты, порфириты) свиты. Отложения низов амгинского яруса (коксенгирская свита) и верхнего кембрия (карагутуйская свита) распространены ограниченно. В Чингизском и Аркалыкском антиклинориях нижнекембрийские отложения, представленные базальтовыми порфиритами и вишнево-красными яшмами, имеют локальное развитие и слагают отдельные тектонические блоки. Здесь исключительно широко развиты вулканогенно-осадочные толщи среднего кембрия, которые, на основании содержащихся в них органических остатков, расчленяются на ряд свит: зербкызыльскую (кислые вулканы, песчаники), майданскую (песчаники, алевролиты), чингизтаускую (песчаники, алевролиты) и ордатасскую (порфириты, песчаники). Осадочные породы верхнего кембрия (карагутуйская свита) имеют локальное развитие. Синклинории обычно сложены вулканогенно-осадочными толщами ордовика и силура, которые также расчленены на ряд свит. Несмотря на обилие палеонтологической информации, стратиграфическое расчленение нижнепалеозойских отложений — один из наиболее сложных и дискуссионных вопросов геологии региона. Большие разногласия о возрасте и стратиграфическом положении древних, особенно кембрийских, толщ возникли в последние годы, когда началось крупномасштабное геологическое картирование территории. В результате проведения этих работ на отдельных участках было установлено, что кембрийская фауна обнаружена в известняковых гальках конгломератовых пачек более молодых пород (Кадач и др., 1974). Однако на большей части территории положение фауны в разрезе нижнепалеозойских отложений осталось не выясненным.

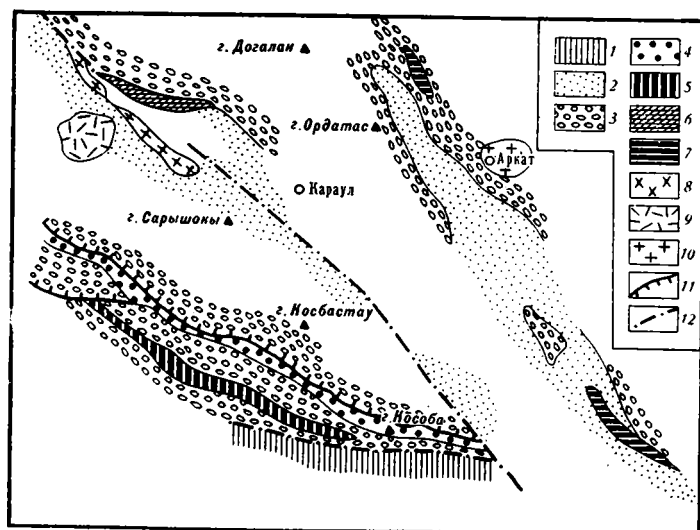


Рис. 1. Схема размещения олистостромов в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории

1 — герциниды Северного Прибалхашья. Площади распространения олистостромов: 2 — среднего ордовика, 3 — позднего ордовика — силура, 4 — зона брекчированного олистострома. Тектонические покровы: 5 — Жауыртагинский; 6 — Атейский; 7 — гор Аркалык и Айгыржал; 8 — гранодиоритовые интрузии раннего ордовика (?); 9 — вулканиты нижнего девона; 10 — пермские граниты; 11 — Акшатауский надвиг; 12 — разломы

В нижнепалеозойском разрезе Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория нами выделяются два типа олистостромов (рис. 1). Они занимают разные стратиграфические уровни, имеют различный состав, главным образом матрицы, и формировались в различных условиях. Это олистостромы в среднеордовикской флишевой и позднеордовикско-силурийской молассовой толщах.

СРЕДНЕОРДОВИКСКИЙ ОЛИСТОСТРОМ

Среднеордовикский олистостром довольно широко развит в толще флишевых отложений Чингизского и Аркалыкского антиклинорийев. Наиболее представительные его выходы известны в бассейнах рек Саргалдак и Кольденен, на юго-западных склонах гор Караадыр, к югу и юго-востоку от оз. Рысай, в горах Окпекты и других участках.

В качестве примеров рассмотрим строение олистостромов некоторых участков.

Наиболее отчетливо во флишевой толще олистостромы проявлены в бассейне р. Саргалдак. Здесь среднеордовикские отложения трансгрессивно налегают на гранитоидную интрузию раннего ордовика. В основании толщи развиты грубозернистые песчаники и гравелиты, представляющие собой сцементированную дресву гранитоидов. Конгломераты распространены ограниченно и состоят из хорошо окатанных галек разнообразных порфиров, гранодиоритов, кремнистых пород, яшм, яшмокварцитов и известняков. Выше по разрезу терригенные осадки представлены мощной (около 2500 м) толщей ритмично переслаивающихся зеленоцветных мелко- и среднезернистых полимиктовых и граувакковых песчаников, алевропесчаников, алевролитов и аргиллитов. Ритмы мощностью не более 20—30 см, обычно трехэлементные: внизу песчани-

ки, часто грубозернистые, реже гравелитистые, которые постепенно сменяются алевролитами; заканчивается ритм аргиллитами. Границы ритмов очень четкие, резкие, нередко наблюдаются следы размыва.

По всему разрезу флишевой толщи совершенно беспорядочно разбросано огромное количество обломков, глыб и крупных отторженцев осадочных и магматических пород, придающих вмещающей толще облик «дикого» флиша. По характеру распределения чужеродного обломочного материала олистостромовая толща расчленена на две части, которые в общем соответствуют выделенным ранее бестамакской и саргалдакской свитам среднего ордовика. Нижняя часть разреза олистострома включает крупные пластообразные горизонты и изолированные утесы карбонатных пород различных размеров. Сложены они в основном серыми и светло-серыми известняками, содержащими органические остатки лландейльского возраста. Часто они лишены фауны. Проведенные исследования показали, что указанные тела известняков представляют собой крупные плитообразные отторженцы и экзотические глыбы, образовавшиеся в результате гигантских обвалов и оползней в самом начале формирования флишевой толщи. В этом нас убеждают взаимоотношения тел известняков с вмещающими породами, с которыми они обычно имеют согласное северо-западное простирание и средние ($40-50^\circ$) углы падения на юго-запад. Линзообразные горизонты известняков кулисно заходят друг за друга и прослеживаются до 1,5—2 км при ширине выхода около 50—70 м. При выклинивании горизонта очень резко уменьшается его мощность, а затем он распадается на многочисленные изолированные глыбы и более мелкие обломки. Подошва и кровля горизонтов известняков неровная, извилистая, с карманами и углублениями, заполненными разномасштабными песчаниками и аргиллитами. Подстилающие песчано-алевролитовые породы имеют комковатую текстуру, давлены, местами собраны в мелкие псевдоскладки. Часто они содержат мелкие угловатые обломки, плоские линзы, фрагменты слоёв и бесформенные образования алевролитов и песчаников той же флишевой толщи. В перекрывающей толще встречаются обломки, глыбы и крупные утесы известняков различных размеров. Большое скопление обломков и глыб размером от первых сантиметров до 10—15 м отмечается в приконтактной части крупных известняковых пластин.

Кроме известняков, в большом количестве встречаются разных размеров и формы обломки (2—3 м) и крупные глыбы (до 30 м и более) разнообразных по текстурным особенностям андезитовых, андезито-дацитовых, диабазовых порфиритов темно-серого и зеленого цвета. Реже встречаются глыбы гранодиоритов, плагиогранитов, тонкополосчатых яшм темно-серого цвета. Крупные обломки и глыбы вмяты или вдавлены в более мягкие флишевые осадки, которые довольно отчетливо обтекают все неровности обломков, часто заполняя трещины и ниши в них. На участках нагромождения обломочного материала песчано-алевролитовые осадки испытывают значительные деформации.

В промежутках между глыбами в осадочных породах отмечаются фрагменты мелкой псевдоскладчатости, раздробленность и местами скручивание слоёв песчаников и алевролитов. Крупные глыбы известняков и порфиритов нередко сопровождаются шлейфом мелких обломков размером от 1—2 см до 2—3 м в поперечнике. Эти включения не несут никаких следов окатанности: они имеют резко угловатую, неправильную форму.

В нижней части разреза рассматриваемой олистостромовой толщи относительно широко развиты горизонты подводно-оползневых брекчий мощностью от 3—5 до 30 м. Представлены они интенсивно переметой неслоистой песчано-алевролитовой основной массой, в которой хаотично рассеяны обломки, глыбы и гальки осадочных и магматических пород (рис. 2).

Обломочный материал совершенно не сортирован, имеет разную степень окатанности, чаще резко угловатой формы, и представлен обособленными кусками и фрагментами слоев разнозернистых полимиктовых и граувакковых песчаников, конгломератов, аргиллитов, алевролитов, тонкими пластинами и отторженцами пакетов тонкоритмичного флиша. Кроме того, среди обломков относительно часто отмечаются чуждые для флиша породы: плагиограниты, разнообразные порфиры андезитового и реже дацитового состава, их туфы и органогенные светло-серые известняки. В подчиненном количестве встречаются обломки яшмо-кварцитов светло-серого цвета и тонкослоистых яшм вишнево-красного и зеленоватого цветов. Размер обломков от 1—2 см до 1,5—2 м, реже распространены бескорневые утесы белых известняков объемом 150—200 м³, темно-зеленых порфиритов и гранитоидов. Любопытно отметить, что в составе обломочного материала часто обнаруживаются глыбы хорошо сцементированных оползневых брекчий такого же облика и состава, как и вмещающие, представляющие, по-видимому, продукты разрушения предшествующих оползней.

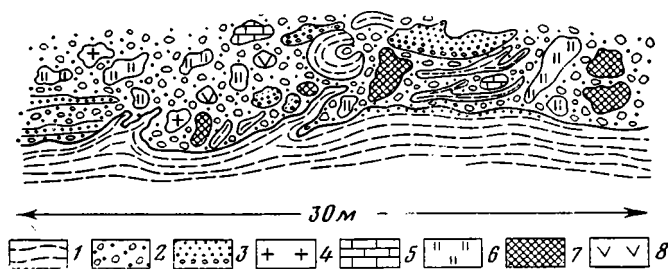


Рис. 2. Строение подводно-оползневого горизонта в обрывах правого борта р. Шаган

1 — флишевая пачка; 2 — продукты перемешивания разнозернистых песчаников, гравелитов и аргиллитов. Обломки и фрагменты слоев: 3 — слоистых песчаников; 4 — гранитоидов; 5 — массивных известняков; 6 — полосчатых яшм и кремнистых пород; 7 — светло-серых яшмо-кварцитов; 8 — порфиритов

Распределение подводно-оползневых горизонтов в разрезах олистостромовой толщи неравномерное по простиранию они прослеживаются на 300—500 м и чередуются с пачками «дикого» флиша и олистостромов. Интересно, что подстилающие и перекрывающие эти горизонты пачки пород никаких следов деформации осадков не несут. Контакты между ними всегда четкие и резкие, и только местами в подошве горизонтов оползневых брекчий по трещинам отмечается вдавливание глинистого материала подстилающей пачки пород.

Верхняя половина разреза олистостромовой толщи представлена чередованием пачек тонкоритмичного флиша и тиллоподобных слабослоистых аргиллитов и песчаников, в которых хаотично рассеяны обломки и гальки яшм, песчаников, кремнистых аргиллитов и эффузивных пород. Размер обломков 1—5, реже 10—15 см. Насыщенность пород мелкообломочным материалом весьма неравномерная как вкрест простирания, так и в пределах одного пласта. Рассматриваемая толща включает большое количество глыб и отторженцев магматических пород, кремнистых алевролитов, тонкослоистых яшм черного и вишнево-красного цвета. Нередко можно встретить отдельные блоки флиша. Глыбы имеют неправильно округлую и плитообразную форму. Местами они близко расположены одна к другой, образуя протяженные цепочки, узкие гряды и гребни. Среди магматических пород обычно преобладают обломки андезитовых и диабазовых порфиритов и разнообломочных

туфов. Подчиненное значение имеют базальтовые порфиры, габбро-диориты и плагиограниты. Практически отсутствуют известняки, столь характерные для низов разреза. Размер глыб и блоков чужеродных пород от 1—2 до 4—50 м в поперечнике. Линзообразные тела нередко протягиваются на 150—200 м при мощности 10—15 м.

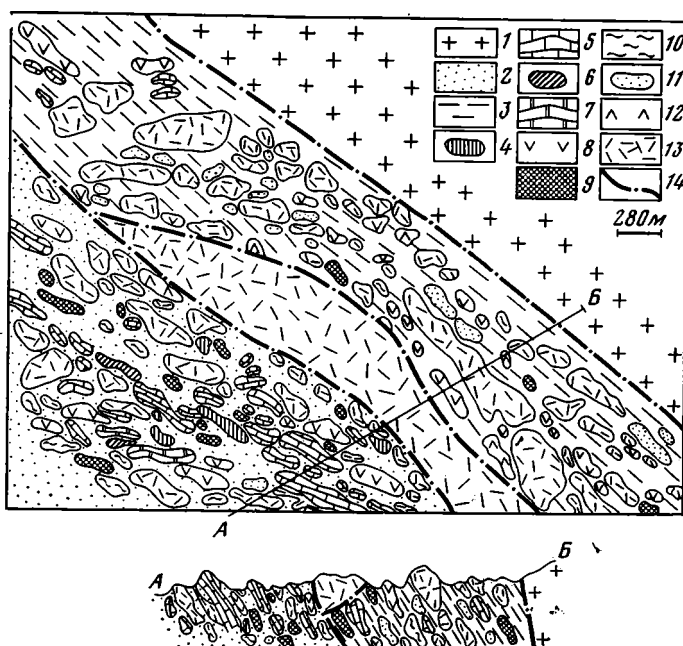


Рис. 3. Схема строения олистостромовой толщи участка правобережья р. Кольденен и геологический разрез по линии АБ
1 — пермские граниты. Отложения среднего ордовика: 2 — грубообризмичный флиш; 3 — рассланцованные глинистые алевролиты и песчаники. Олистоциты и олистоплаки: 4—7 — известняки (4 — амгинского яруса; 5 — майского яруса; 6 — верхнего кембрия; 7 — неясного возраста); 8 — андезитовые порфиры; 9 — черные яшмы и яшмо-кварциты; 10 — глинистые алевролиты; 11 — песчаники; 12 — диоритовые порфиры; 13 — дацитовые и андезито-дацитовые порфиры; 14 — разрывные нарушения

По существу описываемая олистостромовая толща представляет гигантскую подводно-оползневую брекцию, возникшую в результате проявления конседиментационных тектонических движений. Экзотические скалы, бескорневые утесы, крупные отторженцы и глыбы чужеродных пород повсеместно очень резко выделяются по формам рельефа, образуя весьма своеобразный мелкобугорчатый ландшафт.

Другой выход среднеордовикского олистострома установлен в хр. Чингиз-Тау (бассейн р. Кольденен и др.). На этом участке олистостром имеет много общих черт строения с описанным выше. Вместе с тем имеются и отличия, заключающиеся в более широком возрастном диапазоне глыб известняков и более пестром составе эффузивов (рис. 3). Известняки охарактеризованы фауной среднего (майский ярус) и верхнего кембрия, нижнего и среднего ордовика. При этом обломки разновозрастных известняков нередко приурочены к одному стратиграфическому уровню. Тела известняков местами сопровождаются известняковыми конгломератами с глинисто-известковым цементом. В конгломератах отсутствует какая-либо сортированность материала. Размер

галеk колеблется от 1—2 до 7—10 см, нередко валуны в 30—40 см, а отдельные глыбы брекчированных известняков достигают 2 м в поперечнике. Окатанность галеk слабая. Обращает на себя внимание линзовидная, чечевицеобразная или неправильно вытянутая форма галеk. По простиранию известняковые конгломераты выдержанных пластов не образуют и прослеживаются только на расстоянии 20—30 м. Другие обломки, экзотические глыбы и отторженцы неправильной изометричной или пластообразной формы сложены лавами, лавобрекчиями и разнообломочными туфами андезитовых и андезито-базальтовых порфири-тов, гранитоидами, дацитовыми и кварцевыми порфирами, разнозернистыми песчаниками, кремнистыми алевролитами и тонкослоистыми черными яшмами. Последние нередко переслаиваются с прослоями черных известняков, граувакковыми песчаниками или эффузивными породами. Глыбы заключены в гравийно-песчано-алевролитовой связующей массе, местами значительно деформированной.

Большие площади среднеордовикский олистостром занимает в Аркалыкском антиклинории, где прослеживается от оз. Рысай на северо-западе до гор Айгыржал на юго-востоке. От ранее рассмотренного он отличается преобладанием среди обломков карбонатных пород известняков среднего (амгинский, майский ярусы) и верхнего кембрия (что послужило основанием для выделения майданской, чингизтауской, ордатаской и карагутуйской свит), более широким распространением базальтовых порфири-тов, красно-бурых грубослоистых яшм и гранитоидов, гигантскими размерами глыб и обломков и крайне неравномерным распределением обломочного материала. Участки скопления глыб и обломков чужеродных пород разобщены большими площадями флишевой толщи, в которой «плавают» редкие глыбы, хотя и значительных размеров. Максимальная концентрация обломков отмечается к югу и юго-западу от оз. Рысай. В флишевой песчано-алевролитовой массе, обладающей многими признаками структур подводного оползания, заключены мелкие (2—3 м) линзы и крупные (до 200—300 м) пластообразные тела и бескорневые утесы известняков, красно-бурых яшм, андезитовых и базальтовых порфири-тов. Реже встречаются глыбы светло-серых яшмо-кварцитов, габбро, диоритов и гранодиоритов. Известняки и андезито-базальтовые порфири-ты иногда образуют довольно мощные (20—30 м) плиты площадью до 0,5—1 км², которые согласно и полого залегают в разрезе песчано-алевролитовой толщи. Такие отторженцы, вероятно, представляют собой останцы конседиментационных тектонических покровов.

Из приведенного краткого описания среднеордовикского олистострома видно, что это очень своеобразная формация, состоящая из тесного сочетания хорошо отсортированных песчано-глинистых пород с четко выраженным флишевым строением и совершенно несортированных обломков, экзотических глыб и бескорневых утесов более древних пород. Последние представляют собой типичные олистолиты или олистоплаки. Предыдущими исследователями (Жаутиков и др., 1977; Ившин и др., 1974; Региональная геология..., 1962) рассматриваемый комплекс осадков, принадлежащий к единой олистостромовой формации, на разных участках относился к различным стратиграфическим уровням в соответствии с составом органических остатков в олистолитах известняков.

Возраст олистостромового комплекса устанавливается как верхи среднего ордовика (нижнекарадокский ярус), он определяется фауной граптолитов из аргиллитов флишевых пород в бассейне р. Саргалдак (Региональная геология..., 1962; Никитин, 1972) и брахиопод в горах Айгыржал (Кадач и др., 1974).

Рассматриваемый комплекс олистостромов исключительно широко развит в хр. Акшатау, горах Шокпактас, Кунгей, Карашоки, Кызыл-кайын, Зербкызыл, Караадыр, Аркат, Аркалык и других участках. От среднеордовикского олистострома он отличается как составом обломочно-глыбового материала, так и связующей основной массой (матрицей). Последняя повсеместно представлена мощной (около 2500 м) толщей слоистых, нередко ритмично-слоистых грубозернистых и алевритистых пород, окрашенных в красно-бурые, серо-зеленые и темно-серые цвета. По литологическому составу и строению эти породы представляют собой типичную молассу.

Строение олистостромов очень сложное, и образованы они различными по составу и возрасту породами. Нижняя (видимая) часть разреза, обнажающаяся на южных склонах хр. Акшатау и верховьях рек Калгуты и Корумбай, представлена толщей равномерного, часто ритмичного переслаивания пестроокрашенных песчаников, гравелитов, конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Мощность слоев составляет 10—15 м и более. Наиболее характерны гравийно-галечные отложения, содержащие большое количество галек, обломков и крупных линз вишнево-красных яшм, светло-серых яшмо-кварцитов, известняков и разнообразных порфиритов. В конгломератах хорошо окатаны только гальки магматических пород. Сортировка довольно хорошая, четко различаются менее и более грубые пласты. Породы обычно полимиктовые, хотя состав обломков различный в разных местах. В одних пластах обычно преобладают угловатые или слабоокатанные обломки вишнево-красных яшм, в других — резко доминируют измененные андезитовые и базальтовые порфириты, реже — дацитовые порфиры, известняки, гранитоиды. Алевролиты и аргиллиты обогащены окислами железа и окрашены в бурый и зеленый цвет. В мелкой, песчаной фракции, кроме перечисленных обломков, в большом количестве встречаются зерна кварца и полевых шпатов.

Обломочные породы включают одиночные глыбы, цепочки линз и крупные пластообразные тела размером в многие сотни тысяч кубических метров красно-бурых слоистых яшм, светло-серых яшмо-кварцитов, известняков и темно-зеленых порфиритов, как бы «плавающих» в цементирующей массе (рис. 4). Нередко в составе обломочно-глыбового материала встречаются обломки, глыбы и обрывки пластов подстилающих, практически одновозрастных пород. Последние наиболее широко развиты в нижнем течении рек Акшатау и Арсалан и в горах Карашоки и представлены мелкогалечными конгломератами, бурыми и серовато-зелеными разнородными песчаниками и алевролитами. Вверх по разрезу количество обломков и глыб увеличивается. Чаше они группируются в пачки и горизонты мощностью до 100—150 м. Здесь состав обломочного материала более пестрый. Наряду с глыбами и пластообразными телами яшм и порфиритов встречаются тела брекчированных среднезернистых габбро, среднезернистых гранитов, плагиогранит-порфиров, гранит-порфиров, диабазовых и диоритовых порфиритов, кремнистых пород и известняков. Последние обычно массивные, реже слоистые, чистые, белые, часто брекчированные, в основном по краям глыб. В некоторых обломках слоистых известняков встречена фауна нижнего, среднего и верхнего кембрия, среднего и верхнего ордовика, но чаще органические остатки отсутствуют. Несмотря на большое количество глыб в олистостроме, пространственно они все же разобщены цементирующей массой. На отдельных участках глыбы различных пород образуют хаотичные нагромождения или плотно прилегают одна к другой, цемент лишен глинистой фракции и состоит из мелкообломочного несортированного псаммитового материала. Нередко крупные обломки и линзы

яшм, известняков и яшмо-кварцитов сопровождаются шлейфом гравелитов, состоящим из мелких (1—3 см) угловатых обломков тех же пород. Пачки олистостромов обычно чередуются со слоистыми пачками пестроцветных песчаников, гравелитов и алевролитов. Внутри олистостромовых пачек обособляются горизонты, отличающиеся по составу цементирующей массы, что придает им грубослоистый облик. В контакте с крупными обломками цементирующая масса нередко деформирована и брекчирована, местами отмечаются маломощные горизонты обвално-оползневых брекчий.

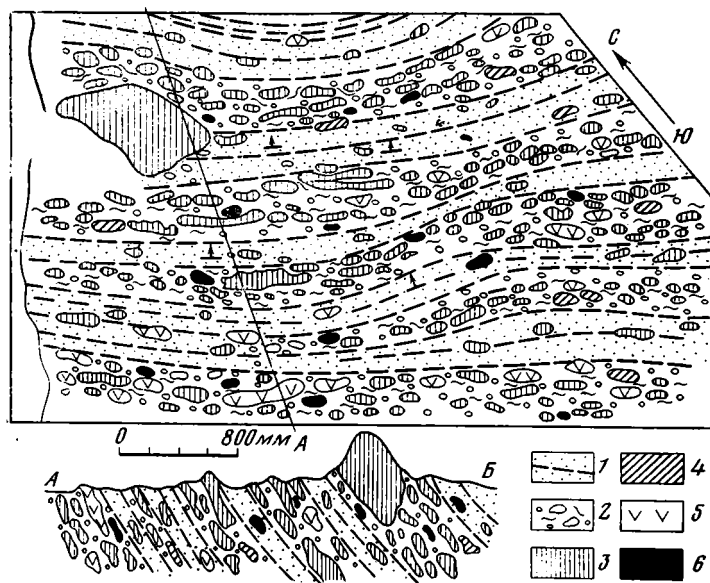


Рис. 4. Схема строения олистостромов в молассовой толще в среднем течении руч. Акшатау и геологический разрез по линии АБ

1 — разнозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты; 2 — горизонты олистостромов. Олистоциты и олистоплаки; 3 — светло-серых яшмо-кварцитов, бордовых яшм, кремнистых пород; 4 — массивных известняков; 5 — андезитовых, андезито-дацитовых, андезито-базальтовых порфиров; 6 — диоритовых порфиров, габбро-диоритов, амфиболизированных габбро, реже гранодиоритов и гранит-порфиров

Для рассматриваемого олистостромового комплекса характерна значительная неоднородность, проявляющаяся в различии состава цементирующей массы и обломочно-глыбового материала. Эти особенности строения, по-видимому, связаны с изменением фаций по простиранию толщ и составом источника обломочного материала. Наиболее четко эта связь устанавливается в бассейне р. Балга и горах Кызылкайын. Здесь олистостром развит к юго-западу от Жауыртагинского тектонического покрова, сложенного двумя толщами: сургучно-красных яшм (ушкызыльская свита) и массивных базальтовых порфиров (балкыбекская свита). В составе обломочно-глыбового материала преобладают именно эти разности пород. Подчиненное распространение имеют обломки известняков верхнего ордовика, диоритов, гранодиоритов, андезитовых порфиров. Цементирующая масса представлена грубозернистыми песчаниками, чередующимися с прослоями алевролитов и линзами конгломератов и гравелитов. На этом участке установлено четкое надвигание Жауыртагинского покрова на олистостромовую толщу.

К северо-востоку от Жауыртагинского покрова по правобережью р. Балкыбек олистостром отличается от предыдущего главным образом

составом цементирующей массы. Здесь она представлена толщей слабослоистых алевролитов и аргиллитов серовато-зеленого и темно-серого цвета с характерной копьевидной отдельностью и редкими прослоями песчаников. Контакт тектонического покрова с олистостромом нечеткий, «размазан», и создается впечатление постепенного его перехода в олистостром.

Особо следует остановиться на характеристике верхней части разреза олистостромовой толщи, обнажающейся в осевой части хр. Акшатау, горах Кунгей и Шокпактас. На этом участке она представлена крупными глыбами, бескорневыми утесами и протяженными линзовидными пластинами светло-серых яшмо-кварцитов¹, андезитовых и диабазовых порфириров, амфиболизированных и брекчированных габбро, известняков и бурых яшм. Все эти блоки разнородных пород сцементированы давленными брекчированными разнотермными, часто грубозернистыми песчаниками и алевролитами серовато-зеленого, реже красно-бурого цвета. Размер обломков колеблется от первых десятков сантиметров до многих сотен метров в поперечнике. В этой толще крупные блоки и пластообразные тела яшмо-кварцитов, известняков и порфириров довольно сильно тектонизированы, часто закатаны в перетертую глинистую массу. Сортировка обломочного материала отсутствует. Контакты блоков и пластин тектонические. На поверхности глыб нередко отмечаются зеркала скольжения. Наиболее четко тектонические контакты устанавливаются в подошве громадных пластин светло-серых яшмо-кварцитов и известняков, достигающих в длину 1,5—2 км при ширине до 200—300 м. Эти тела, по-видимому, представляют собой останцы сингенетического тектонического покрова, шарьированного на олистостромовую толщу, в результате чего подстилающий олистостром претерпел значительную деформацию. В горах Кудьяр, Аксоран, Кособа, Жолтумсык, Шокпактас и других участках останцы покровов и крупные олистоплаки слагают большие площади, часто врезаны в осадочную толщу. В рельефе они образуют сравнительно узкие крутосклонные гряды, разделенные понижениями, сложенными легко размываемыми брекчированными осадочными породами. Гряды яшмо-кварцитов, порфириров и известняков обычно располагаются цепочками или кулисообразно, часто с тупым выклиниванием, и сопровождаются более мелкими (десятки сантиметров — первые метры) обломками тех же пород.

В горах Зербкызыл, Караадыр и Аркалыкском антиклинории рассматриваемый олистостромовый комплекс имеет сходное строение, хотя намечаются и некоторые отличия. Последние заключаются в более широком возрастном диапазоне глыб известняков (средний, верхний кембрий и нижний ордовик), андезитовом и андезито-дацитовом составе порфириров и их туфов, что в целом соответствует составу сохранившихся здесь останцов тектонических покровов, служивших источником обломочного материала. Кроме того, в пестроцветном терригенном разрезе межоллистостромовых горизонтов встречаются редкие и маломощные (5—10 м) прослой миндалекаменных андезитовых порфириров, туфов и туфобрекчий буровато-лилового цвета, указывающие на определенную роль вулканической деятельности в образовании олистострома.

Возраст олистостромовой толщи как верхний ордовик — силур палеонтологически доказан многочисленными находками органических остатков в горах Акдомбак и других участках (Бандалетов, 1969; Жаутиков и др., 1977). В Аркалыкском антиклинории в олистостроме фауна позднего ордовика и низов силура отсутствует. При более детальном

¹ Яшмо-кварциты связаны постепенными переходами со слоистыми яшмами (радиоляритами) бурого цвета.

изучении рассматриваемого олистострома возможно удастся расчленилть его на разновозрастные толщи, что в общем не лишено оснований (Региональная геология..., 1962).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Проведенные исследования позволяют достаточно уверенно утверждать, что установленная в последние годы (Леонов, 1976) связь олистостромов с эпохами проявления крупных горизонтальных движений и формирования тектонических покровов подтверждается изложенными материалами. В истории развития Чингиз-Тарбагатайского региона могут быть выделены два периода интенсивных горизонтальных перемещений, сопровождавшихся образованием олистостромов,— среднеордовикский и позднеордовикско-силурийский. Эти два комплекса олистостромов отличаются составом и текстурой цементирующей массы, обломочно-глыбового материала и стратиграфическим диапазоном слагающих их пород. Для олистостромов во флишевой толще характерно постепенное увеличение возрастного диапазона обломков известняков и пестроты состава других, в основном магматических, пород с юго-запада (р. Саргалдак) на северо-восток (горы Аркалык). Олистостромы в молассовой толще отличаются от описанных выше исключительно широким развитием олистолитов и олистоплак красно-бурых яшм, светло-серых яшмо-кварцитов и более кислым (андезито-дацитовым) составом эффузивных пород.

2. Развитие олистостромов во флишевой толще («дикий» флиш) подтверждает предположение (Леонов, 1976) об их связи с периодом покровообразования. Отсутствие дофлишевых олистостромов и широкое развитие их в молассовых толщах, по-видимому, указывает на временную связь образования «дикого» флиша с начальными стадиями эпохи сжатия.

3. Тот факт, что тела известняков с фауной различных ярусов кембрия, а также радиоларитов и различных магматических пород находятся в аллохтонном залегании и являются отторженцами более древних толщ, следует рассматривать как веский довод в пользу мнения, что на современном срезе структур рассматриваемой территории, очевидно, отсутствуют разрезы кембрийских толщ в коренном залегании, и ошибочности выделения здесь многочисленных стратиграфических подразделений этой системы (Жаутиков и др., 1977; Региональная геология..., 1962). Кроме того, породы, представляемые в олистолитах, не имеют фациальных аналогов среди автохтонных толщ Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Это убеждает нас в том, что они происходят из другой структурно-формационной (фациальной) зоны, которая, вероятно, тектонически перекрыта покровами других (или другой) зон, поэтому пространственное ее положение пока не ясно.

4. Сам факт установления олистостромовых комплексов среди нижнепалеозойских толщ имеет принципиальное значение для познания закономерностей развития не только изученного района. Олистостромы, очевидно, развиты и в других районах Восточного Казахстана, в частности в Северо-Балхашском антиклинории, о чем свидетельствуют непрекращающиеся острые дискуссии по вопросу стратиграфии древних толщ Северного Прибалхашья и других районов (Стратиграфия докембрия..., 1971; Паталаха, Белый, 1977). Нам представляется, что дальнейшее целеустремленное исследование тектонического положения и строения выявленных олистостромовых комплексов Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория позволит избежать серьезных ошибок при решении ряда вопросов стратиграфии и тектоники региона.

Литература

- Бандалетов С. М. Силур Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1969.
- Жаутиков Т. М., Полянский Н. В., Титов В. И., Клемина Л. Н., Нахтигаль Г. П. Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Алма-Ата, «Наука», 1977.
- Ивишин Н. К., Жаутиков Т. М., Оренбургский И. А., Титов В. И., Мычник М. Б., Полянский Н. В. Новые материалы о составе и расчленении кембрийских отложений Чингиза (юго-восток Ц. Казахстана).— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. 1. Алма-Ата, «Наука», 1974.
- Кадач В. П., Клемина Л. Н., Козлов М. С., Палесский В. П. Новые данные по стратиграфии ордовикских отложений в структурах северо-западного продолжения хр. Тарбагатай (бассейн р. Ашису).— В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана, т. 1. Алма-Ата, «Наука», 1974.
- Леонов М. Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов.— Геотектоника, 1967, № 3.
- Никитин И. Ф. Ордовик Казахстана, ч. 1. Алма-Ата, «Наука», 1972.
- Паталаха Е. И., Белый В. А. Офиолиты Северного Прибалхашья: аллохтон или автохтон?— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1977, № 2.
- Региональная геология. Геология Чингизской геоантиклинарной зоны (Ц. Казахстан), под ред. Р. А. Борукаева. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1962.
- Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. Под ред. Ю. А. Зайцева, Б. М. Келлера, М. А. Семихатова. Изд-во МГУ, 1971.

Восточно-Казахстанское
территориальное геологическое
управление,
г. Усть-Каменогорск

Статья поступила
7 мая 1979 г.

УДК 551.242.3(235.24)

В. Д. БРЕЖНЕВ, В. Н. ШВАНОВ

**РАННИЕ ПРОГИБЫ И ФОРМАЦИИ
В ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ**

В противоположность господствующим представлениям о существовании в раннем палеозое на территории Южного Тянь-Шаня условий, близких к платформенным, в статье приводятся данные о заложении палеозойской геосинклинали в кембрии, что отмечается контрастными тектоническими движениями и распространением наряду с дифференцированными осадками магматических и граувакковых серий. Анализ палеоструктур и формаций показывает, что в алданском веке произошло заложение первичного линейного прогиба в осевой части будущей палеозойской геосинклинали, а в ордовике и силуре осуществлялось их центробежное разрастание с образованием мощных вулканогенно-осадочных комплексов. В конце венлока — лудлове формируется центральное складчатое Нуратау-Туркестанское поднятие, с юга и севера ограниченное прогибами, заложившими основы того структурного плана, по которому проходило развитие Южно-Тяньшаньской геосинклинальной области в среднем палеозое.

В данной статье рассмотрены раннегеосинклинальные прогибы и формации в западной части Южного Тянь-Шаня приблизительно от меридиана оз. Искандер-Куль — рек Фандарья — Хушикат — Алтыкол до западного окончания хребтов Туркестанского, Зеравшанского и Гиссарского. На юге рассмотренная площадь ограничена Гиссарским батолитом, на севере — кайнозойскими отложениями Сырдарьинской депрессии (рисунок).

До недавнего времени считалось, что заложение геосинклинали Южного Тянь-Шаня произошло в начале силура, а в раннем палеозое здесь существовали условия, близкие к подвижной платформе (Синицын, 1960; Довжиков и др., 1968; Поршняков, 1973). Работами последних лет все более вырисовывается сложная додевонская история Южного Тянь-Шаня, предшествовавшая той, которую можно назвать собственно ортогеосинклинальной, но тем не менее проявленная контрастными тектоническими движениями, магматизмом и граувакковыми сериями, характерными для подвижных складчатых областей. Для понимания додевонской истории рассматриваемой Туркестано-Зеравшанской части Южного Тянь-Шаня наиболее важными геологическими результатами последних лет явились:

1. Установление З. М. Абдуазимовой и др. (1969), Т. И. Хайруллиной и др. (1971), М. М. Посоховой и А. Н. Голиковым (1975), В. Д. Брежневым и др. (1978), а также К. К. Пятковым, И. А. Пяновской, М. П. Пулатовым и другими кембрийского и ордовикского возраста значительной части песчано-сланцевых толщ, залегающих в основании палеозойского разреза и относимых ранее к силуру в Туркестанском хребте, горах Мальгузар, хребтах Северный и Южный Нуратау. При этом выяснено, что они надежно коррелируются с известными ранее спорадическими выходами нижнепалеозойских отложений в бассейнах рек Арг, Алтыкол и Чандырсай в Туркестанском хребте. На возможную связь последних с зарождением геосинклинали в этой части Южного Тянь-Шаня указывал в свое время П. Д. Виноградов (1964).

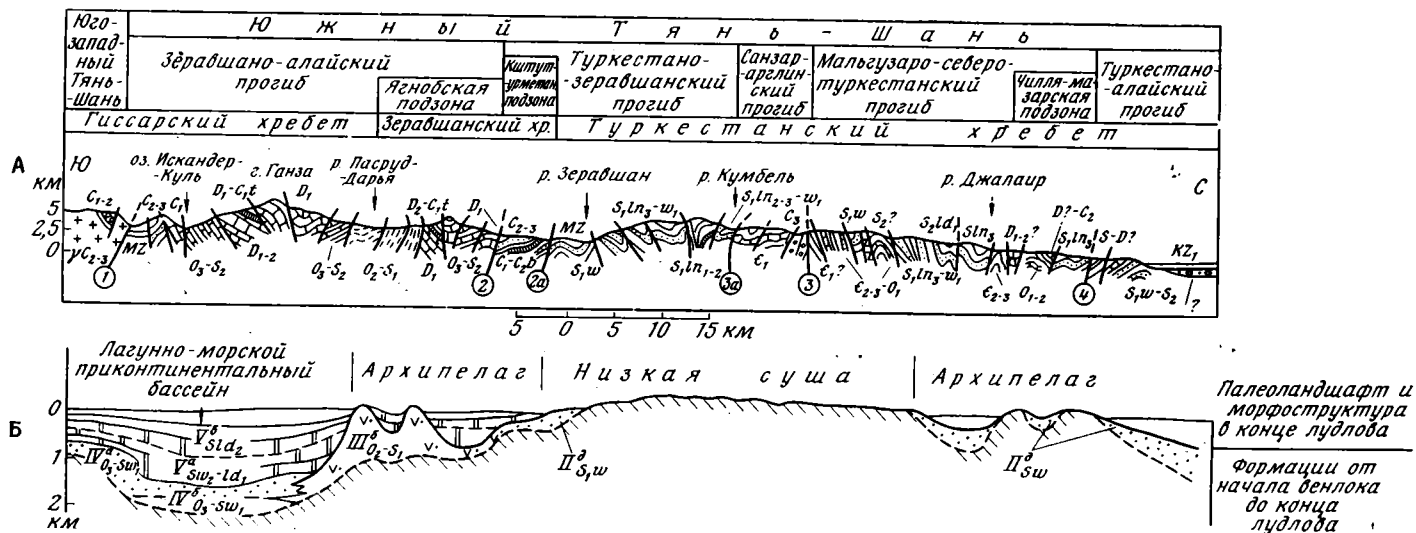


Рис. (А, Б)

Ранние прогибы и формации в западной части Южного Тянь-Шаня. Геологический профиль (А) и ландшафтно-формационные реконструкции ранних прогибов (Б, В, Г) в пересечении через Гиссарский, Зеравшанский и Туркестанский хребты.

К геологическому профилю (1—20): 1 — сланцы, прослой известняков нижнего кембрия, 2 — известняки, сланцы, алевролиты среднего кембрия — нижнего ордовика, 3 — битуминозно-глинистые сланцы, реже алевролиты и песчаники нижнего — среднего лlandoвери, 4 — песчаники, алевролиты, сланцы верхнего лlandoвери — нижнего венлока, 5 — глинистые и песчаные отложения среднего ордовика — нижнего силура, 6 — сланцы, песчаники, известняки венлока — верхнего силура, 7 — известняки, доломиты, в низах сланцы и песчаники верхнего ордовика — верхнего силура, 8 — массивные известняки нижнего девона, 9 — алевролиты, песчаники, прослой кремней, спилитов силура — девона (?), 10 — сланцы, песчаники с горизонтом кремней в основании среднего девона — турнейского яруса, 11 — известняки нижнего карбона, 12 — сланцы, песчаники, известняки нижнего карбона — башкирского яруса, 13 — извест-

няки девона (?) — среднего карбона, 14 — сланцы, эффузивы нижнего — среднего карбона, 15 — песчаники, сланцы, конгломераты среднего — верхнего карбона, 16 — конгломераты верхнего карбона, 17 — терригенные отложения мезозоя и кайнозоя, 18 — габбро-диабазы верхнего силура (?), 19 — гранитоиды верхнего карбона, 20 — важнейшие разрывные нарушения (цифры на профиле): 1 — Северо-Гиссарский краевой разлом, 2 и 2а — Зеравшанский шов и его северная ветвь, 3 и 3а — Туркестанский межзональный разлом и его южная ветвь, 4 — Джалайский межзональный разлом

К ландшафтно-формационным профилям (21—25), формации: 21 — доломито-известняково-олигомикто-глинистая, 22 — кварцево-граувакковая аспидно-флишиодная, 23 — андезито-терригенно-аркозавая, 24 — известняково-песчано-кварцевая, 25 — известняково-доломитовая, 26 — буквенные обозначения подформаций (гилеаций), фигурирующие в тексте, 27 — формации подстилающие, изображенные на нижерасположенном профиле, 28 — фундамент. Сплошной линией показаны границы формаций, прерывистой — границы гилеаций

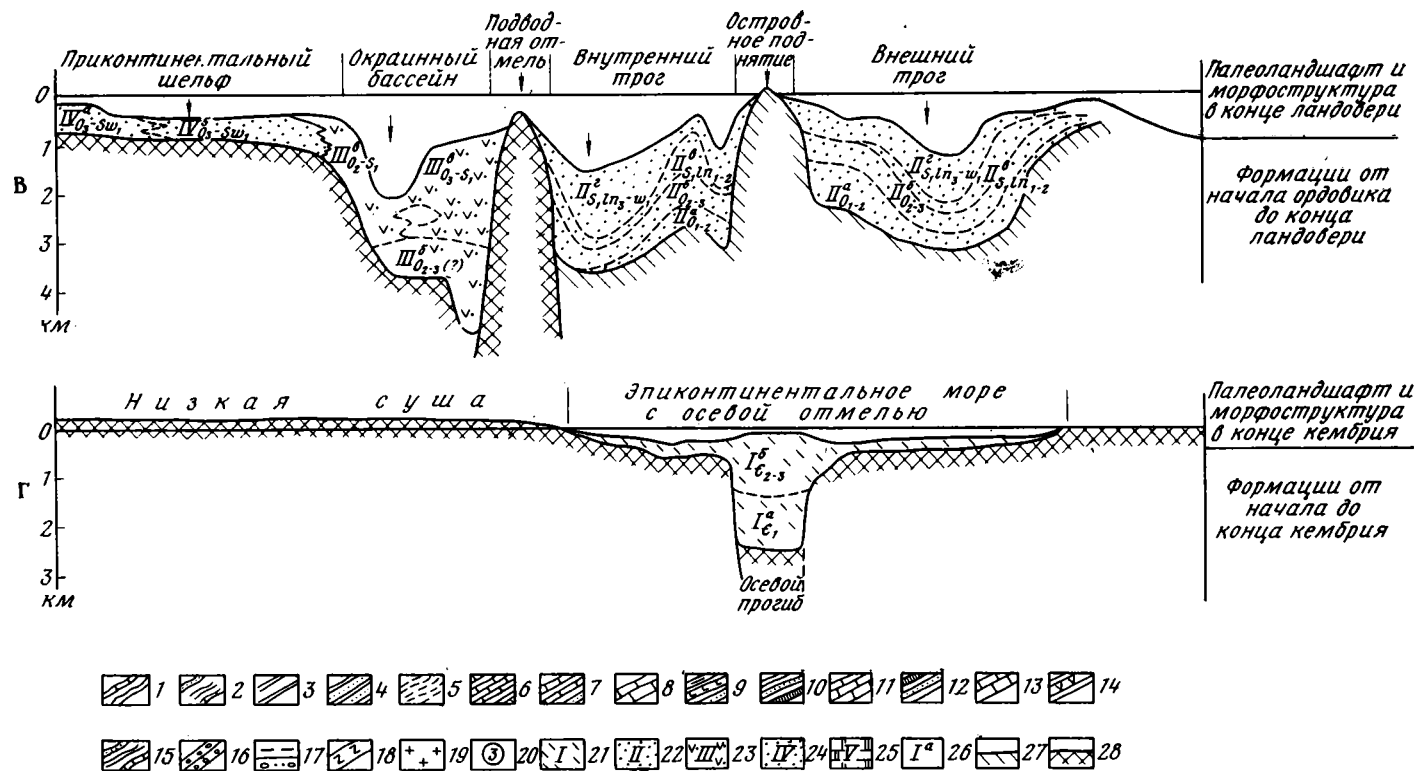


Рис. (B, Г)

2. Расшифровка сложного полиформационного состава метаморфических толщ северного склона Гиссарского и Зеравшанского хребтов и выявление среди них отложений разного возраста — от нижнепалеозойских до нижнекаменноугольных. В свете данного сообщения наибольший интерес представляет установление в составе метаморфических «ягнобских» сланцев мощного комплекса ордовикско-силурийских отложений в результате работ П. Д. Виноградова, Н. С. Торшина, А. И. Менакова, З. З. Муфтиева, Б. А. Трифонова, Д. А. Старшина, Э. А. Портнягина, А. И. Лаврусевича и В. И. Лаврусевича (1973), В. Н. Шванова и др. (1976).

Применявшаяся методика формационного анализа отложений ранних прогибов западной части Южного Тянь-Шаня в силу существующих разногласий методического характера требует некоторых пояснений — как в отношении принципов выделения формационных единиц и их объемов, так и в отношении понимания их первичных пространственных соотношений.

При выделении формаций уже на первом, эмпирическом этапе нами использовались наиболее важные и геологически наиболее информативные признаки осадочных пород и толщ, включающие: 1 — состав пород, 2 — степень дифференциации слагающего их вещества, 3 — характер стратификации — степень упорядоченности в распределении пород по вертикали, 4 — количество и состав вулканогенных продуктов, 5 — количество мало распространенных, но важных «акцессорных» минеральных индикаторов — углерода, окислов железа, глауконита, 6 — мощность отложений, обладающих сходным проявлением перечисленных признаков. Как отмечалось ранее (Шванов, 1978), на пересечении указанных признаков обособляются литологические формации, литоформации или гилеации (от древнегреческого гиле — вещество, материя). Гилеации объединяются в литоформационные комплексы по вещественному сходству, но вместе с тем с учетом общей геологической истории региона, так, чтобы каждый комплекс отвечал отдельной стадии развития каждого отдельного прогиба, входящего в состав подвижной области. Подобные формации образуют крупные единицы, соответствующие геогенерациям в понимании Н. Б. Вассоевича. Таким образом, гилеации и геогенерации являются формационными единицами разного ранга, ограниченными определенными вещественными и генетическими признаками; термин «формация» является термином свободного пользования.

При оценке латеральных соотношений между осадочными комплексами и роли горизонтальных движений, способных исказить их первоначальное взаиморасположение, следует подходить дифференцированно к различным районам Южного Тянь-Шаня. Существующее тектоническое районирование центральной части этого региона на широтно вытянутые зоны (с севера на юг) — Туркестано-Алайскую, Туркестано-Зеравшанскую и Зеравшано-Алайскую отражает не только разные пути развития соответствующих районов в среднем палеозое, но, по-видимому, и разные масштабы горизонтальных перемещений в каждой из зон в процессе ранне- и среднекаменноугольной складчатости. Если для наиболее северной — Туркестано-Алайской зоны можно считать доказанным существование тектонических покровов, то для остальных двух устанавливается складчато-чешуйчатое строение, без значительных горизонтальных перемещений масс. Попытки интерпретации структуры в Гиссарском и Зеравшанском хребтах как серии тектонических покровов из разноформационных среднепалеозойских разрезов (Шульц, 1972; Поршняков, 1973; Буртман, 1976) для этого района слабо аргументированы, представления эти не разделяются большинством исследователей, здесь работавших, так же как авторами настоящего сообщения. Для Зеравшанского, Гиссарского и приосевой части Туркестанского хребтов следует предполагать совпадение современного плана в расположении

осадочных комплексов с планом соответствующих им первоначальных прогибов. Указанные тектонические концепции, сочетающиеся с исследованием вещества, и послужили основой изложенных ниже настроений. При таком подходе в исследованном районе можно видеть направленное центростремительное разрастание системы прогибов от осевого Санзар-Арглинского — в обе стороны на север и на юг путем образования прогибов 2-й и 3-й генерации. Характеристику формаций удобно привести в такой же последовательности — снизу вверх стратиграфически и от центра к южной периферии складчатой системы. К северу также развивалась система прогибов Туркестано-Алая, которые мы не рассматриваем.

Формация (геогенерация) I_с — доломитисто-известняково-олигомиктово-глинистая. Выступает в качестве базальной для палеозойских отложений Южного Тянь-Шаня. Распространена в северной половине рассматриваемой территории в Туркестанском хребте, а также горах Мальгузар, Северном и Южном Нуратау. Обычно в строении формации можно наметить ряд пачек по 50—100 м с преобладанием то карбонатных, то глинистых пород, которые неотчетливо распадаются на подпачки (15—60 м), а те в свою очередь — на еще более мелкие по мощности элементы разреза — группировки (3—10 м) тонко и часто переслаивающихся пород. Кроме того, пачки и подпачки, как правило, не выдерживаются по простиранию, линзовидно выклиниваясь и замещая одна другую. Тем не менее в составе формации может быть выделено две гилеации.

I_с^а. Нижняя гилеация представляет собой темносланцевую толщу, наблюдаемую только в Санзар-Арглинской полосе выходов кембрия в Туркестанском хребте. Это алевроито-глинистые и углисто-глинистые сланцы с горизонтами и линзами серых и желтовато-серых доломитов, реже известняков и редкими прослоями олигомиктово-кварцевых песчаников, иногда с примесью туфового материала андезито-дацитового ряда. Характерная особенность толщи — насыщенность пород углеродистым веществом и присутствие черных углеродистых сланцев. В целом отложения образуют известняково-доломито-черносланцевую, по степени дифференциации — олигомиктовую, по стратификации — неупорядоченную ассоциацию мощностью, по-видимому, до 900—1100 м.

I_с^{б-в}. Второй элемент разреза формации — известняково-олигомиктово-глинистая гилеация — распространена очень широко. В нижней ее трети преобладают карбонатные породы с соотношением известняков к доломитам 3:1. Выше по разрезу в равной мере с известняками представлены уже и алевроито-глинисто-сланцевые пачки (по 5—25 м), в которых наряду с переслаивающимися сланцами и известковистыми алевролитами (от 2 до 15 см), присутствуют монопородные глинисто-аргиллитовые прослои. Появляются единичные пласты песчаников светло-коричневого и бурого с поверхности цветов, известковистых, полимиктовых, линзовидные прослои углисто-кремнистых пород. В верхней части разреза сланцы и алевролиты преобладают, образуя пласты в 25—50 см, чередующиеся с известняковыми прослоями в 3—12 см. Мощность гилеации на большей части Нуратау-Туркестанского сектора Южного Тянь-Шаня — 200—400 м, в пределах Санзар-Арглинского прогиба достигает 800—1000 м.

Возрастное положение доломито-известняково-олигомиктово-глинистой формации в первую очередь определяют находки Т. И. Хайруллиной и др. остатков трилобитов кембрия на северном склоне Туркестанского хребта, в горах Гобдунтау и Нуратау. В нижней гилеации установлено также присутствие археоцеат алданского яруса. Следует отметить, что нижняя часть формации нигде не вскрыта, а верхняя с видимым согласием покрывается алевролитами и глинистыми сланцами тремадока.

В палеогеографическом отношении кембрийское море представляло мелководный бассейн, на что указывает отсутствие градационной слоистости, резкая изменчивость пластов и пачек по простиранию и, что особенно характерно, чрезвычайное разнообразие мелкой слойчатости в терригенных породах и обломочных известняках — клиновидной, облекающей, перекрестно- и горизонтально-волнистой. Распространение осадков не только в Туркестанском хребте, но и в горах Мальгузар, Северном и Южном Нуратау указывает на обширный прогиб, границы которого не совпадают с более узкой и линейной зональностью среднепалеозойских прогибов поздних генераций. Общая мощность формации в Санзар-Арглинском прогибе составляет 2000—2500 м, на остальной территории — не более 300—600 м. В южном направлении по мере приближения к Зеравшанскому разлому (см. рисунок, разлом 2) наблюдается уменьшение мощности до 150—200 м, что, видимо, говорит о ее естественном выклинивании.

Геогенерация II_{o-s₁} — кварцево-граувакковая аспидно-флишoidная. Представляет мощный терригенный комплекс, формировавшийся в ордовике — раннем силуре в двух смежных прогибах — Туркестано-Зеравшанском и Мальгузаро-Северотуркестанском, разделенном Санзар-Арглинским поднятием, в пределах которого лишь спорадически присутствуют маломощные отложения ордовика и нижнего силура, широко и полно представленные в смежных прогибах.

В сложном комплексе отложений данной формации может быть выделено главным образом по характеру стратификации и петрографическому типу зернистых пород не менее четырех элементов-гилеаций, последовательно сменяющих друг друга по вертикали, а отчасти и в латеральном направлении.

II_{o₁₋₂}. Песчано-алевритоглинистая толща, лежащая в основании, представлена тонким, от 2—5 до 10 см переслаиванием пород серого, иногда табачного цвета. Преобладающие в разрезе алевритоглинистые сланцы иногда группируются в пачки по 5—50 м. Зернистые породы представлены олигомиктово-кварцевыми и олигомиктово-субаркозовыми разностями. Мощность этой толщи аспидного типа достигает 500—700 м.

II_{o₂₋₃}. Вышележащая гилеация отличается от предыдущей присутствием более мощных песчаных отложений, хотя обилие глинисто-сланцевых темноцветных пород также позволяет относить ее к аспидному типу. Возрастание лититовых обломочных компонентов в зернистых породах указывает на принадлежность их к граувакко-кварцевым разностям. Мощность 400—500 м.

Для отложений ордовика, таким образом, в отличие от вышележащих силурийских характерно обилие темносланцевых отложений, неупорядоченная стратификация, наличие местных размывов и сравнительно высокая степень дифференциации обломочного материала, свидетельствующая о значительном выветривании пород на прилежащих низких водосборах.

II_{s₁} in₁₋₂. Следующим элементом разреза является четко обособляющая черносланцевая толща глинистых и кремнисто-глинистых пород нижнего и низов среднего лландовери мощностью обычно 150—200 м. Более всего она развита в приосевой части Туркестано-Зеравшанского прогиба, где по-видимому, накапливалась в условиях некомпенсированного прогибания. Выходы ее имеют прерывистый характер и наиболее надежно устанавливаются в центральной и восточной части Туркестано-Зеравшанского прогиба. Западнее в этом прогибе, как и на северном склоне Туркестанского хребта, данная гилеация из-за появления пластов песчаников и алевролитов теряет свой характерный облик.

$\Pi_{S, l_n-w_1}^r$. С конца среднего — начала верхнего лландовери в разрезе резко увеличивается и мощность песчаных пластов и пачек, стратификация становится все более грубой, формируется комплекс, по существу составляющий основу всей формации. Несмотря на то что общую картину затушевывает сложная складчато-чешуйчатая структура толщи, в ней намечаются два или три крупных цикла сложного трансгрессивно-регрессивного характера. Нижние части их представлены равномерным переслаиванием алевролитов и аргиллитов с пластами и группами пластов мелкозернистых песчаников. Верхние сложены равномерным чередованием пачек по 25—50, редко 70—80 м с преобладанием то одних, то других пород. Часто наблюдается ритмичность, образованная пластами песчаников (0,5—2,0 м), с гиероглифами в подошве, алевролитов (0,2—0,5 м), аргиллитов (0,02—0,15 м). Различные варианты сочетаний таких пород образуют прогрессивные, регрессивные и даже маятниковые ритмы. В песчаниках наблюдается косая слойчатость, следы оплывания и вдавливания осадка, язычковые слепки борозд размыва. Песчаные породы относятся к типу примитивных кварцевых граувакк, сложенных кварцем (30—40%), полевыми шпатами (5—10%) и бесструктурными стекловатыми обломками (50—60%). По типу породных сочетаний толщу можно назвать аспидно-флишеидной с отдельными элементами флишевой ритмичности. Мощность достигает 1000—1600 м.

$\Pi_{S,w}^A$. В самой верхней части формации наблюдается песчаная пачка (300—400 м) вулканогенных граувакк неупорядоченного переслаивания. Отдельные песчаные пласты достигают 7—8 м мощности, часто они грубозернисты, содержат прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Возможно, в этой части разреза следует выделить несколько гилеаций, сменяющих друг друга по простиранию. Так, обычно сероцветные породы западнее пос. Урмитан на южном склоне Туркестанского хребта частично замещаются красновато-серыми и лилово-фиолетовыми песчаниками с трещинами усыхания и следами капель дождя. Локально красноцветы встречаются и на северном склоне Туркестанского хребта, но наиболее характерны, по данным Д. М. Сургутановой, для Южного Нуратау — западного продолжения Туркестано-Зеравшанского прогиба.

В пределах Туркестанского и северного склона Зеравшанского хребта нет настоящих молассовых образований. Однако вдоль южной границы Туркестано-Зеравшанского прогиба в Кштут-Урметанской полосе сокращенных разрезов локально обнажается толща пестроцветных, иногда грубообломочных конгломератов до 100 м мощности с крупными гальками и валунами песчаников и сланцев падаасской (S, l_n-w_1) свиты, характерной для Туркестано-Алайской зоны. Такие отложения могут рассматриваться как зачаточная, редуцированная моласса.

По-видимому, к самой верхней части формации Π_{o-s} относится спорадически обнажающаяся вдоль южной окраины Туркестано-Зеравшанского прогиба небольшая по мощности (200—300, до 500 м) и очень своеобразная толща темных углисто-глинистых сланцев и песчаников с прослоями каменных углей, иногда достигающих 1 м мощности (рончская свита Д. А. Старшина, S, w). С формационных позиций ее можно трактовать как слабо развитую угленосную формацию орогенного типа, завершающей цикл осадконакопления в Туркестано-Зеравшанской зоне.

В заключение отметим, что описанная формация и отдельные ее части хорошо документированы остатками граптолитов от тремадока до верхнего венлока — нижнего лудлова. Менее всего обосновано присутствие среднего — верхнего ордовика, лучше всего охарактеризованы отложения лландовери — низов венлока. Суммарная мощность формации

до 2500 м на северном и до 3000 м на южном склоне Туркестанского хребта. Накопление осадков происходило в двух широтных узких прогибах, разделенных Санзар-Арглинским островным поднятием. Глубина бассейнов последовательно увеличивалась, достигнув максимума в верхнем лландовери при накоплении осадков флишеидного и даже флишевого типа. В конце лландовери — начале венлока происходит быстрая компенсация прогибов, а начиная с венлока, вследствие инверсии наблюдается разрастание Центрально-Туркестанской суши, когда осадконакопление локализовалось только вдоль северной и южной периферии Туркестанского хребта в виде спорадических мелководно-континентальных угленосных и молассоидных образований. С середины лудлова большая часть Туркестанского хребта представляла собой в герцинской геосинклинали западной части Южного Тянь-Шаня срединное геоантиклинальное поднятие. Таким образом, рассмотренная формация, одна из крупнейших в Тянь-Шане, — это мощная полифацальная ассоциация пород, отдельные последовательно сменяющие друг друга элементы которой (гилеации) несут черты сходства с аспидной, флишевой, красноцветной, а местами молассоидной и угленосной формациями. Все это не позволяет рассматривать ее как типичную геогенерацию ранней стадии геосинклинального цикла. По существу становление кварцево-граувакковой геогенерации шло как бы по «ускоренной программе», в результате чего мы наблюдаем в ней полный набор «геновариаций» формационных признаков, присущих геосинклинальному ряду в целом.

Геогенерация III_{O₂-s₁} — андезито-базальто-терригенно-аркозовая. Вместе с описанной ниже кварцевой формацией и более молодыми осадочными комплексами входит в состав так называемых ягнобских сланцев зеленосланцевой ступени метаморфизма, проявление которого не дает возможности наблюдать в породах первично-осадочные структурные и текстурные признаки. Формационная принадлежность устанавливается по минеральному и химическому составу, позволяющему также выделить в ее составе две подформации — гилеации — андезито-базальто-терригенно-аркозовую и глинисто-песчано-аркозовую.

III_{O₂-s₁(?)}¹. Андезито-терригенно-аркозовая гилеация включает разнообразный комплекс метаосадочных пород и метавулканитов, первично представляющих собой кварцевые песчаники, аркозо-кварцевые и аркозо-граувакковые породы, умеренно дифференцированные глины, туфы и лавы от базальтов до андезитов щелочного ряда и трахиандезитов. Определяющими для формационной характеристики являются пласты и пачки вулканитов, иногда с реликтивными порфировыми и обломочными пепловыми структурами в сочетании с пластами сливных полевошпатсодержащих кварцитов. Мощность ее около 1200 м. Возраст условно устанавливается как средний — верхний ордовик, поскольку она составляет среднюю часть ягнобской стратиграфической серии, и именно к средней части приурочены имеющиеся находки средне- и верхнеордовикской фауны. Вместе с тем нельзя исключить, что данная гилеация имеет скользящие возрастные границы, проявляясь в разных районах ягнобской стратиграфической серии — на северном склоне Гиссарского и в Зеравшанском хребте — на разных стратиграфических уровнях.

III_{O₂-s₁}^п. Глинисто-песчано-аркозовая гилеация представлена первично-глинистыми и первично-песчаными породами кварцево-аркозового и граувакко-аркозового состава, на что указывает обилие полевых шпатов в метаморфических разностях песчаников и данные химического анализа. Иногда присутствуют пласты метаморфизованных эффузивов

¹ Данная подформация индексируется как III⁶, поскольку восточнее, за пределами рассматриваемой территории, по-видимому, в основании разреза наблюдается подформация толентов базальтов и андезито-базальтов, выделяемая как III^а.

преимущественно кислого состава — дацитов и андезито-дацитов. Мощность составляет около 1000 м. Данная подформация отвечает разской толще, верхнеордовикско-раннесилурийский возраст которой не вызывает сомнений благодаря многочисленным находкам в ней органических остатков и литологическим сопоставлениям с неметаморфизованными отложениями соответствующего возраста.

Общая мощность андезито-базальто-терригенно-аркозовой формации, по-видимому, составляет около 2000 м. Невозможность наблюдать в ней структурно-текстурные признаки ограничивает ее палеогеографическое понимание. Можно, однако, утверждать, что положение формации отвечает широтно вытянутой андезитовой линии, ограниченной с юга шельфовым уступом, а с севера системой подводных поднятий-отмелей, отвечающих сокращенным разрезам Кштут-Урметанской полосы. Если учесть, что в нижней части формации на востоке, в северо-восточном Гиссаре и Каратегине присутствует мощная толща толеитовых базальтов, видимо, океанического типа, можно предполагать существование здесь в среднем ордовике — раннем силуре окраинного моря, в котором вслед за излиянием толеитовых базальтов, возможно, на коре океанического типа происходили процессы интенсивного андезитового и андезито-базальтового вулканизма, размыв вулканических построек и накопление терригенных осадков граувакко-аркозового типа. В позднем силуре в месте накопления данной формации, по-видимому, возникло архипелаговое море, где в условиях аридного климата происходило накопление маломощных известняков и доломитов. Это были краевые части бассейна, в целом располагавшегося южнее рассматриваемой полосы.

Геогенерация IV_{O₃-S₁W₁} — известняково-песчано-кварцевая. Постепенно замещает описанную выше андезито-базальто-терригенно-аркозовую формацию в южном и юго-западном направлении, располагаясь в основании мощного среднепалеозойского разреза на северном склоне Гиссарского хребта, переходя на западе также на южный склон Зеравшанского. Изученная детальными исследованиями В. Р. Мартышева, З. З. Муфтиева, А. С. Шадчина, В. Л. Лелешуса, А. И. Лаврусевича и др. (Вопросы геологии..., 1970), формация по латерали распадается на ряд гилеаций, из которых крайними являются песчано-кварцево-известняковая, развитая на юго-западе, и сланцево-песчано-кварцевая, распространенная на восточной и северо-восточной периферии развития комплекса карбонатно-терригенных высокодифференцированных осадков.

IV_{O₃-S₁W₁}^a. Известняковая гилеация сложена очень характерными карбонатными породами, указывающими на мелководный характер осадкообразующего бассейна. Наиболее типичны серые слоистые или тонкослоистые известняки, часто узловатые, шламово-детритовые или органогенные со страмотопорами, брахиоподами и кораллами. Присутствуют глинистые известняки, доломитистые и доломитовые. Известняковые пачки сплошные или содержат прослои, пласты и пачки переслаивания филлитовидных глинистых сланцев и алевролитов и белых кварцитов мощностью от десятков сантиметров до первых десятков метров, количество которых, начиная с нижней части разреза, постепенно растет в северо-восточном направлении. Мощность от 400 до 600 м.

IV_{O₃-S₁W₁}^b. В типичном своем выражении в Ганза-Чимтаргинском горном узле сланцево-песчаная подформация сложена мощными, по 40—60 м пачками кварцевых песчаников, превращенных в сливные кварциты белого, желтовато-серого и зеленовато-серого цвета. Песчаные пачки, где отдельные пласты разделяются только пластовыми поверхностями, чередуются с пачками переслаивания филлитовидных глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Мощность песчаных пластов обычно 1—2, иногда 3—4 м. Сортировка и окатанность материала

очень хорошая, в составе обломочных компонентов присутствуют кварц (85—90%), альбит (5—10%) и редкие серицитизированные и хлоритизированные обломочные зерна. В других разрезах на разных стратиграфических уровнях, но преимущественно в верхней части встречаются пласты и пачки глинистых комковато-листоватых и темных кристаллических расслоенных доломитов. В восточном направлении совершенно отчетливо устанавливается увеличение глинисто-сланцевых пластов и пачек, увеличение полимиктовости пород и латеральный переход к вулканогенно-терригенно-аркозовой формации $\text{III}_{\text{O}_2-\text{S}_1}$. Мощность обычно составляет 500—600 м, максимальная — 1000 м.

Мелководный характер морского бассейна, где происходило накопление осадков известняково-песчано-кварцевой формации совершенно определенно устанавливается по структурно-текстурным признакам и породообразующим организмам карбонатных отложений. На это же указывает неупорядоченная, аритмичная стратификация и отсутствие градиционной слоистости в зернистых породах. Высокодифференцированный состав последних свидетельствует, что условия мелководья осуществлялись в обстановке вялого тектонического режима как на прилегающей суше, где господствовало химическое выветривание, так и в бассейне седиментации, располагавшемся, по-видимому, на северном шельфе Афгано-Таджикского континентального массива.

Геогенерация $V_{\text{sw}_2-\text{Id}}$ — известняково-доломитовая. Постепенно сменяет вверх по разрезу предыдущую известняково-песчано-кварцевую $\text{IV}_{\text{O}_2-\text{sw}_1}$, а также, по мнению авторов, вулканогенно-терригенно-аркозую формацию $\text{III}_{\text{O}_2-\text{S}_1}$. В последнем случае согласный переход не столь очевиден, поскольку затушеван метаморфизмом и частым проявлением тектонических срывов, поэтому не всеми трактуется однозначно. Формация по вертикали подразделяется на две гилеации — известняково-доломитовую и известняковую.

$V_{\text{sw}_2-\text{Id}_1}^{\text{a}}$. Нижняя гилеация сложена в основании слоистыми темными доломитистыми известняками и доломитами, выше — очень характерными черными и темно-серыми массивными кристаллически-зернистыми доломитами и доломитовыми известняками, содержащими значительную примесь органического вещества. Мощность от 400 м на севере до 900 м на юге Зеравшано-Алайского прогиба.

$V_{\text{Id}_1}^{\text{b}}$. Верхняя гилеация представлена темными известняками, кристаллическими, обычно толстослоистыми, иногда плитчатыми. Мощность их до 700 м.

Известняково-доломитовая формация хорошо документируется палеонтологически — амфипорами, страмотопорами, кораллами и брахиоподами, которые часто выступают как породообразующие, хотя кристаллически-зернистая часть в породах преобладает. Образование осадков происходило первоначально в бассейне с повышенной минерализацией, в позднем лудлове — в морском, мелководном. Суммарная мощность формации 1300—1500 м. Вместе с подстилающими и согласно покрывающими отложениями нижнего — среднего девона данная формация образует мощные карбонатные разрезы, столь характерные для северного склона Гиссарского и приосевой части Зеравшанского хребтов на всем их протяжении.

Таким образом, в развитии западной части Южного Тянь-Шаня отчетливо вырисовывается сложная и длительная история формирования геосинклинали в раннем палеозое и силуре. Квазиплатформенные условия, предшествующие ее зарождению, как свидетельствует анализ состава, строения и распространения базальной доломитово-известняково-олигомиктово-глинистой формации кембрия, видимо, существовали в пределах Нуратау-Туркестанского сектора в более ранние времена, в конце докембрия — самом начале фанерозоя, когда данный регион при-

надлежал западной окраине Пантаримской платформы, представлявшей собой низкую, слабо мобильную сушу. В начале алданского века произошло заложение линейного первичного Санзар-Арглинского прогиба авлакогенного типа, располагавшегося в осевой части будущей палеозойской геосинклинали Южного Тянь-Шаня. В конце среднего — верхнем кембрии в умеренное прогибание и морское осадконакопление вовлекается большая часть территории Туркестанского хребта. С юга вдоль линии Зеравшанского шва она ограничивается низкой сушей северной окраины Таджикского континента.

В результате инверсии осевого первичного прогиба в начале ордовика формируется первое в пределах будущей геосинклинали Санзар-Арглинское поднятие (Брежнев и др., 1978). Одновременно с этим процессом к северу и к югу от поднятия начинают активно развиваться прогибы следующего поколения — Мальгузаро-Северотуркестанский и Туркестано-Зеравшанский, с однотипным осадконакоплением. В них происходит становление мощной и своеобразной кварцево-граувакковой формации аспидно-флишоидного типа. В середине ордовика волна прогибания смещается далее к югу, формируется Зеравшано-Алайский прогиб асимметричного строения с излияниями базальтоидов океанического типа в тектонической впадине ягнобской подзоны и широким развитием осадков известняково-песчано-кварцевой формации на северном шельфе Таджикского континентального массива.

К концу ордовика — началу силура на рассматриваемой территории Южного Тянь-Шаня произошла максимальная тектоническая и палеогеографическая дифференциация с образованием закономерно сменяющих друг друга по латерали морфоструктур и связанных с ними ландшафтных элементов (см. рисунок, профиль В).

Южная часть района представляла собой шельф Таджикского континентального массива, откуда происходил снос резко дифференцированного осадочного материала. Севернее шельфа располагался окраинный котловинный бассейн, в котором шло преимущественное накопление мощных андезито-базальтов и андезитов щелочного ряда и терригенных осадков граувакко-аркозового типа, связанных с их разрушением. Далее к северу следовала узкая и, возможно, прерывистая подводная Кштут-Урметанская отмель, а затем территория с двумя сравнительно глубоководными бассейнами, где осуществлялось сначала некомпенсированное, а затем компенсированное осадконакопление флишоидного типа за счет вулканогенно-осадочного материала, приносимого с юга и севера.

В начале венлока завершают развитие Туркестано-Зеравшанский и Мальгузаро-Северотуркестанский прогибы 2-й генерации. Испытав инверсию и складчатость, они вместе с Санзар-Арглинским поднятием образуют обширное Нуратау-Туркестанское геоантиклинальное поднятие, от которого происходит дальнейшее центробежное разрастание геосинклинали в поперечном и продольном направлениях (см. рисунок, профиль Б). Теперь, уже в конце венлока — лудлове в энергичное прогибание оказываются вовлеченными шельфовый уступ и южный окраинный бассейн, на месте которого активно развивается Зеравшано-Алайский прогиб следующей генерации, непрерывно существовавший в течение среднего палеозоя, и где накапливались карбонатные и терригенные формации миогеосинклинали типа.

Литература

- Абдуазимова З. М., Ахбер Д. А., Старцев О. А., Чукарев Е. В. Первые находки ордовикских граптолитов в Северном Нуратау (Южный Тянь-Шань). Докл. АН СССР. Сер. геол., 1969, т. 187, № 5.
Брежнев В. Д., Удалова А. А., Шукин С. М. О первых фазах проявления кислого вулканизма в Западно-Туркестанском секторе Южного Тянь-Шаня. — Докл. АН ТаджССР, 1978, т. XXI, № 9.

- Буртман В. С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М., «Наука», 1976.
- Виноградов П. Д.* Основные этапы формирования структуры западной части палеозойской геосинклинали Тянь-Шаня (Центральный Таджикистан). В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М., «Наука», 1964.
- Вопросы геологии Средней Азии.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 168, 1970.
- Довжиков А. Е., Зубцов Е. И., Аргутина Т. А.* Тянь-Шаньская складчатая система.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. II. Тектоника. М., «Недра», 1968.
- Лаврусевич А. И., Лаврусевич В. И.* К вопросу о возрасте «ягнобских» сланцев. В сб. «Новые данные по геологии Таджикистана», вып. 2. Изд-во Таджикского ун-та, 1973.
- Поршняков Г. С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Изд-во Ленингр. ун-та, 1973.
- Посохова М. М., Голиков А. Н. и др.* Южно-Тяньшанская складчатая область.— В кн.: Стратиграфия и фауна нижнего палеозоя северных предгорий Туркестанского и Алайского хребтов. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Синицын Н. М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во Ленингр. ун-та, 1960.
- Стратиграфический кодекс СССР. Л., Изд-во ВСЕГЕИ, 1977.
- Хайруллина Т. И., Мансуров Р. И., Пяновская И. А., Пятков К. К.* О фаунистически охарактеризованных отложениях кембрия в горах Гобдунтау.— Узб. геол. ж., 1971, № 6.
- Шванов В. Н.* Терригенные формации и формационно-стратиграфические комплексы геосинклинальной области.— Тез. докл. «Осадочные формации и их нефтегазоносность». Изд-во Моск. ун-та, 1978.
- Шванов В. Н., Неуен Бьеу, Кнауф В. В.* Литология и метаморфизм терригенных толщ северного склона Гиссарского хребта.— Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 224, 1976.
- Шульц С. С.* Геологическое строение зоны сочленения Урала и Тянь-Шаня. М., «Недра», 1972.

ВСЕГЕИ, Ленинград
Ленинградский государственный
университет им. А. А. Жданова

Статья поступила
19 июля 1978 г.

УДК 551.241(262)

Я. П. МАЛОВИЦКИЙ, Л. А. ЕСИНА

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Комплексная интерпретация сейсмических и гравиметрических данных позволила установить основные закономерности строения земной коры для всей площади Средиземного моря. В структуре земной коры выделяются три основных типа, связанных с альпийскими складчатыми системами, платформенными областями и глубоководными впадинами. Построены схематические карты рельефа подошвы земной коры, мощности земной коры и ее кристаллической части. Сделанные выводы и построения могут представлять интерес для познания причин и закономерностей формирования главных структур.

В данной статье на основе корреляции сейсмических и гравиметрических данных с учетом материалов других геолого-геофизических исследований намечены основные закономерности строения земной коры для всей площади Средиземного моря и прилегающих областей. Эти выводы могут представить интерес для познания причин и закономерностей формирования главных структур и связанных с ними комплексов полезных ископаемых.

Наибольшее значение для изучения распределения скоростей в земной коре и определения глубин залегания ее подошвы (поверхности Мохо) и промежуточных границ имеют данные глубинного сейсмического зондирования, метода общей глубинной точки, единичных зондирований методом преломленных и отраженных волн, выполненные на разных участках рассматриваемой территории (Москаленко, 1966; Dragasevic, Andric, 1968; Москаленко и др., 1969; Wiegel, Hinz, 1971; Hinz, 1972; Colombi et al., 1973; Finetti, Morelli, 1973; Carrozzo et al., 1974; Morelli, 1975; Malovitsky et al., 1975; Москаленко и др., 1976). Достаточно полные сведения о гравитационном поле приведены в серии работ, выполненных под руководством К. Морели (Morelli, 1970, 1975; Morelli et al., 1969, 1975_{1, 2}).

Комплексная интерпретация сейсмических и гравиметрических данных для акватории Средиземного моря позволила установить достаточно четкую линейную корреляционную зависимость между глубиной залегания раздела кора — мантия и величиной аномалий Буге с коэффициентом корреляции более 0,8. Наличие такой зависимости показывает, что региональные аномалии Буге прежде всего определяются изменениями рельефа Мохо и соответственно изменениями мощности земной коры.

РЕЛЬЕФ ПОДОШВЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Используя установленную корреляционную зависимость, авторы составили схему рельефа подошвы земной коры (рис. 1), которая должна рассматриваться как обобщенное приближение к истинной картине, отражающее наиболее общие закономерности.

Глубина залегания раздела кора — мантия колеблется в пределах рассматриваемой территории от 12—16 км в пределах Алжира-Прован-

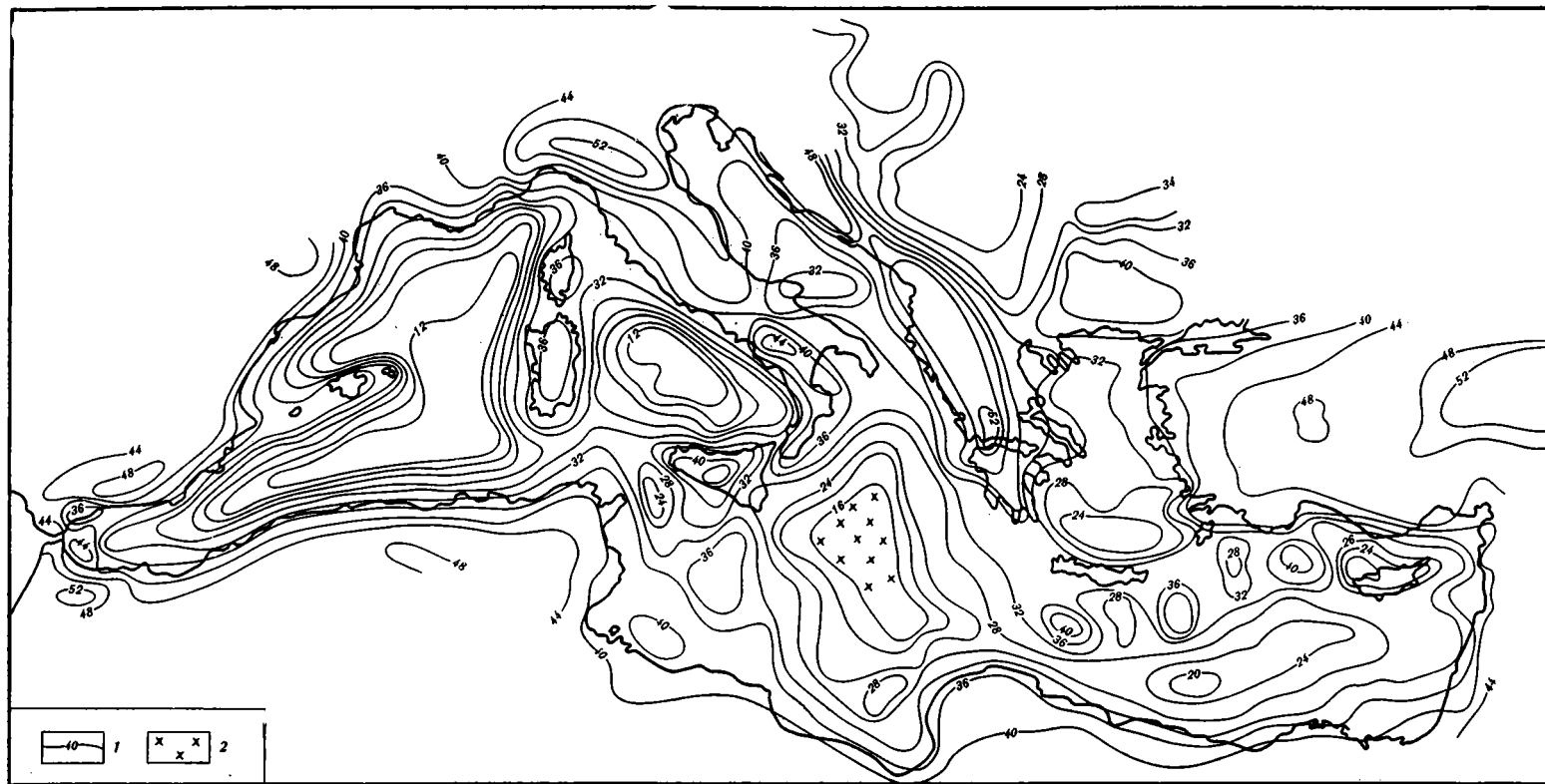


Рис. 1. Схематическая карта рельефа подошвы земной коры
 1 — изогипсы подошвы земной коры, км; 2 — аномальная зона перехода земной коры к верхней мантии

жского, Тирренского и Ионического морей до 50 км и более под Марокканским Рифом, в северной части Апеннин, в южной части Пинда (Греция), под массивом Кыршехир в Турции. Таким образом, общая амплитуда изменений глубины подошвы коры достигает 30—40 км, что свидетельствует о существенно различном строении коры и верхов мантии на разных участках. В структуре земной коры выделяются три основных типа, соответственно связанных с альпийскими складчатыми системами, платформенными областями и глубоководными впадинами. Основные области разделены сравнительно узкими зонами сложных взаимопереходов или флексурных изгибов, которые можно рассматривать как глубинные разломы на границе основных блоков земной коры.

Первый из названных типов коры приурочен к горно-складчатым сооружениям Рифа, Бетских гор, Пиренеев, Апеннин, Северной Сицилии; Атласа, Динарид и горных районов Турции, где глубина залегания раздела кора — мантия превышает 45 км. Характерно, что осевые зоны прогибов Мохо повсеместно сдвинуты от основных горных хребтов в сторону прилегающих краевых прогибов. Зоны максимального опускания подошвы коры представляют крупные ячеи, которые разделены поперечными выступами с глубинами менее 36—40 км. Отметим, что альпийская складчатая зона Апеннин, фиксируемая в виде глубокого прогиба, при переходе в пределы Ионического моря испытывает резкий коленообразный изгиб простираясь и, огибая Калабрию, идет на соединение с Северной Сицилией. Достаточно индивидуальное строение имеет входящая в альпийскую складчатую систему Критская островная дуга с прилегающей к ней с юга Эллинской системой желобов и блоков. Общий прогиб Мохо здесь не превышает 36—40 км, однако он осложнен крупными поднятиями и впадинами. К этой же зоне в общем принадлежит и о. Кипр, отличающийся специфическим типом земной коры. Он характеризуется резко аномальным положительным гравитационным полем во всех редукциях, в том числе и изостатической. Наличие поднятых пляжей и морских осадков верхнего плиоцена на высотах до 750 м (Schmidt, 1961) свидетельствует об активном воздымании Кипра в настоящее время. Граница Мохо залегает на глубинах 20—24 км. Глубокий же прогиб, характерный для Пиренеев (свыше 40—45 км), при переходе в Средиземное море редуцируется и, таким образом, эта система далее не прослежена.

Платформенные области Африки, Сицилии (Рагуза), Италии (Апулия — Гаргано), Франции и Испании с допалеозойским и варисийским возрастом фундамента характеризуются более спокойным рельефом подошвы земной коры, мощность которой меняется от 30—34 до 38—40 км. Аналогичную характеристику имеют острова Корсика и Сардиния, Калабрийско-Пелоританский выступ, что в совокупности с другими геолого-геофизическими данными позволяет рассматривать эти районы как особые участки платформ. На морских площадях по характеру изменения общей мощности и структуры земной коры к платформенным областям относятся центральная часть моря Альборан, площадь вблизи островов Корсика и Сардиния, большая часть Африкано-Сицилийского порога, основная часть Адриатического моря, Финикийская впадина и районы Средиземного моря, прилегающие к Франции и Испании. В Адриатике в рельефе подошвы земной коры выделяется крупное поднятие с глубинами менее 32 км, связанное с п-овом Гаргано. Апулийская плита и ее склоны отмечаются спокойным залеганием раздела Мохо на глубинах 36—40 км. В области Африкано-Сицилийского порога с мощностью земной коры 30—36 км переход к Африканскому континенту повсеместно отмечается углублением поверхности Мохо до 40 км. В резко аномальной Пантеллерийской зоне глубинных разломов граница Мохо воздымается до 20—22 км (Colombi et al., 1973).

Глубоководные впадины Балеарского бассейна, Тирренского, Ионического, Левантийского, Критского морей выделяются как крупные обла-

сти с аномально-высоким залеганием внешнего фронта мантийных масс. Характерно, что в центральных частях западных бассейнов (Балеарский, Тирренский) поверхность Мохо расположена на глубинах менее 12 км, в центральном (Ионическом) бассейне — на глубине 12—16 км, а на востоке (Южно-Левантийская, Критская впадины) — не выше 20 км. Эти различия отражают существенно разную тектоническую принадлежность и историю развития западных и восточных бассейнов. В глубоководной части Ионического моря, по данным ГСЗ, раздел Мохо не фиксируется в виде резкой сейсмической границы, ниже подошвы осадочного комплекса здесь расположена толща пород (5—7 км), скорость в которых быстро возрастает с глубиной от 7,0—7,2 до 8,0—8,1 км/сек в интервале глубин 12—18 км (Wiegel, Hinz, 1971). Этот участок совпадает с резко аномальной зоной гравитационных аномалий Буге свыше 300 мгл. Здесь можно предполагать наличие на глубине «мантийного диапира» (?), который внедрился в кристаллическую часть коры и полностью ее переработал. Это привело к существенному уплотнению вещества в коре и верхней мантии, чем и объясняются резко избыточная аномалия силы тяжести, нарушение обычной для окружающих районов скоростной характеристики глубинной среды, отсутствие на разрезах четкой границы Мохо. Не исключено, что именно процесс уплотнения вещества на глубине явился первопричиной образования крупнейшей впадины Средиземного моря, какой является Ионический бассейн. Отметим, что такая крупнейшая морфоструктура, как Восточно-Средиземноморский вал, не имеет четкого самостоятельного выражения в рельефе подошвы земной коры. Он приурочен к зоне резких градиентов в изменении глубин подошвы коры при переходе к альпийской складчатой области. Глубины подошвы земной коры изменяются здесь от 24—28 км на юге до 36—40 км на севере, осложняясь флексурными зонами, приуроченными к глубинным разломам.

ОБЩАЯ МОЩНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ, МОЩНОСТЬ И СТРУКТУРА КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЧАСТИ КОРЫ

Схема мощностей земной коры (рис. 2) отличается от рельефа Мохо поправками за водный слой, который вычитается в области морских впадин, и за высоты горных систем, которые, напротив, прибавляются. Мощности консолидированной (кристаллической) части коры (рис. 3) получены как разность уровней залегания поверхности этого основания (фундамента) и подошвы коры.

Для альпийских складчатых систем характерны сильные утолщения коры (корни гор), превышающие 45—50 км, что наблюдается под Атласом, Рифом, Апенниннами, Динаридами и т. д. По мнению многих исследователей, корни гор могли образоваться в процессе дифференциации корового вещества из мантии или миграции вещества вниз при увеличении температуры на границе Мохоровичича (Ботт, 1974 и др.). Мощность коры в платформенных областях колеблется от 30 до 40 км (платформенные области Африки, Сицилии, Италии, Франции). В глубоководных впадинах Средиземного моря общая мощность земной коры составляет 8—16 км в их центральных частях и до 25—30 км по периферии.

Своеобразие земной коры в этих впадинах заключается в том, что кристаллическая (консолидированная) часть здесь сильно сокращена, а осадочный комплекс имеет большую мощность (до 10—15 км) и по характеру структуры сходен с чехлом платформ или срединных массивов. Общим для всех впадин является наличие плиоцен-четвертичного и мессинского (эвапоритового) комплекса, практически весь разрез осадочной толщи сложен морскими отложениями, среди которых ведущую роль играют глубоководные фации. Для центральной и восточной части Средиземного моря характерно развитие мощных мезозойских и палеозой-

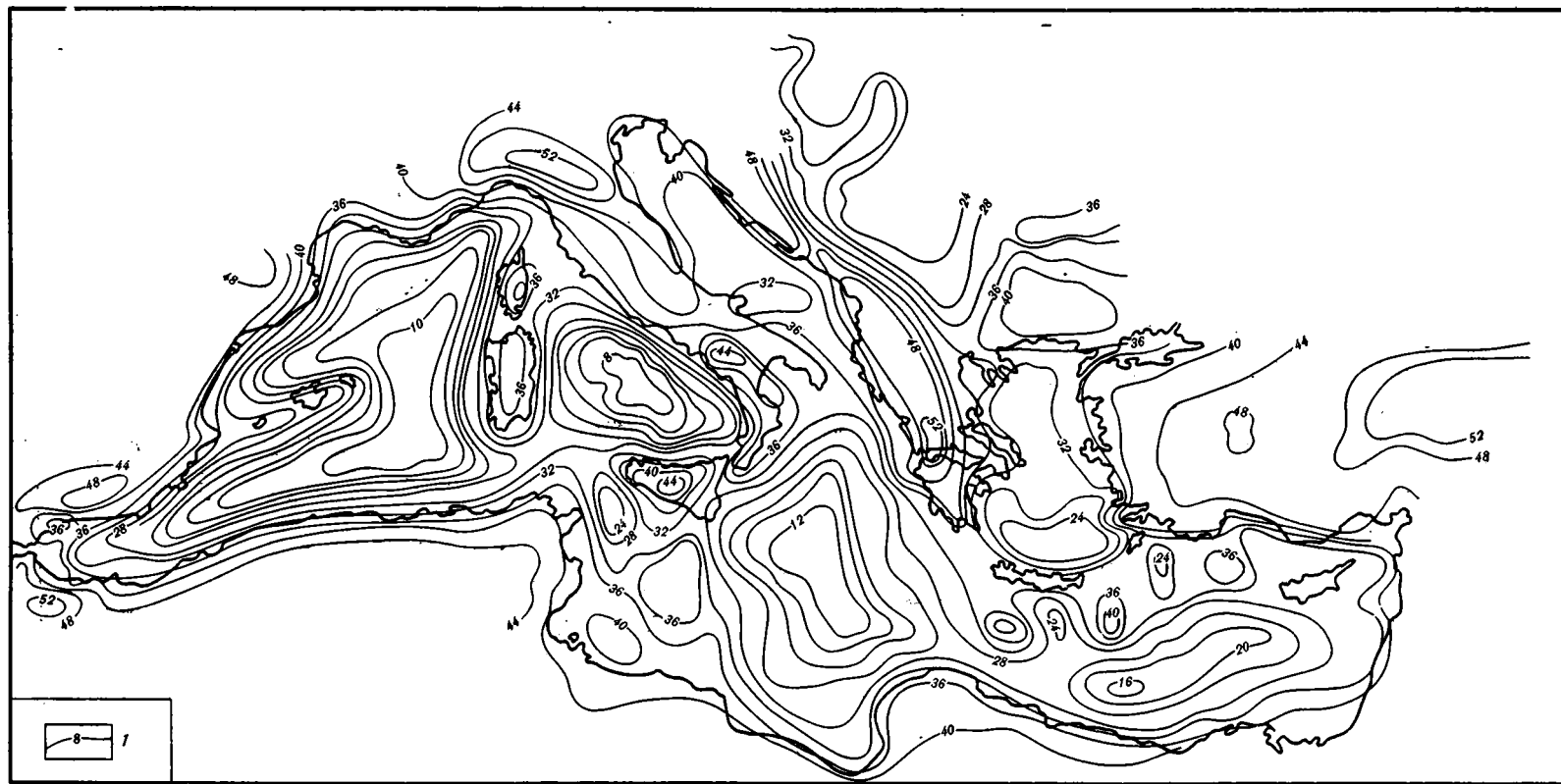


Рис. 2. Схематическая карта мощности земной коры
 I — изопахиты земной коры, км

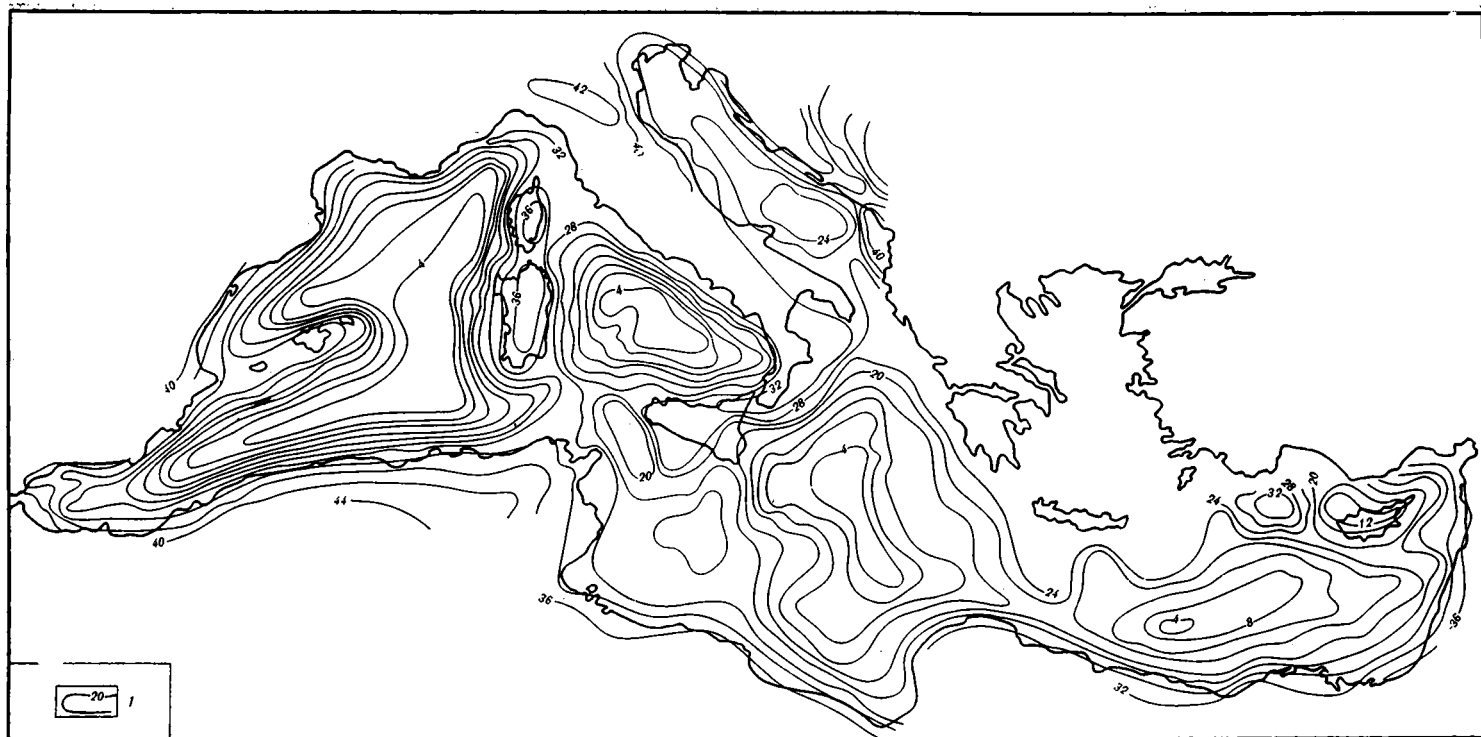


Рис. 3. Схематическая карта мощности кристаллической части земной коры, км
 I — изопакеты кристаллической части земной коры

ских (?) отложений, тогда как в западных бассейнах осадочный разрез сложен в основном третичными (главным образом неогеновыми) образованиями. Минимальные мощности консолидированной части коры (4—8 км) присущи центральным частям глубоководных впадин, максимальные их значения (35—40 км и более) отмечаются в альпийских складчатых системах и выступах кристаллического фундамента на платформах. Указанные отличия отражают наиболее яркую принципиальную разницу в составе коры глубоководных впадин и прилегающих структур.

На прилегающих к акватории участках суши разновозрастные метаморфические и магматические образования, которые относятся к верхней части фундамента, достаточно широко изучены по обнажениям и в скважинах. На севере Ливии скважинами вскрываются (а в массиве Ахаггар обнажаются) кристаллические породы архейского и протерозойского возраста, представленные гнейсами, магматитами, чарнокитами, гранитами, кварцитами и другими метаморфическими и магматическими породами. Внутренняя структура этого древнего основания, так же как и приуроченные к нему древние разломы, имеет субмеридиональную ориентировку (Тектоника Африки, 1973; Геология и полезные ископаемые Африки, 1973; Bishop, 1975). Кристаллическое основание Египта сложено несколькими формациями метаморфических и изверженных пород — гнейсы, гранито-гнейсы, кристаллические сланцы, граниты, ультраосновные интрузии, эффузивы (Рушди Саид, 1965). Возраст наиболее древних гнейсов и изверженных пород основания определен в 600 млн. лет и соответствует верхнему протерозою (рифей). Для серии Хаммамат определен возраст порядка 480 млн. лет, однако ее залегание ниже пород среднего кембрия (Рушди Саид, 1965) позволяет считать этот комплекс не моложе нижнего кембрия. Приведенные данные свидетельствуют о более молодом (в основном рифейском) возрасте фундамента Египта. На о. Кипр в ряде мест (побережье бухты Полис, район Пафоса) обнажаются серии метаморфических пород (роговообманковые сланцы, эпидотовые сланцы и гнейсы, слюдяные кварциты и др.), которые могут иметь древний (допалеозойский?) возраст (Schmidt, 1961). Интересно, что эти древнейшие на Кипре кристаллические образования имеют субмеридиональное простирание, практически перпендикулярное направлению альпийских структур. В платформенной области Западной Европы (Испания, Франция) развит герцинский комплекс фундамента (Руттен, 1974). На островах Сардиния и Корсика широко развиты метаморфизованные, преимущественно терригенные породы среднего и верхнего палеозоя, которые несогласно залегают на нижнепалеозойских образованиях. Здесь отчетливо проявились каледонская и герцинская складчатости, причем в последнюю эпоху произошли внедрения гранитов и излияния порфиров. Метаморфизованные породы палеозоя известны на о. Менорка. Кристаллическими и кислыми магматическими породами герцинского возраста сложены массивы Калабрии и Пелоританской гряды. В северной части Адриатического моря на Истрийском поднятии скважина вскрыла на глубине 4,5 км отложения верхнего палеозоя (пермь — карбон) (Vercellino, 1970).

В пределах альпийской складчатой области метаморфический комплекс основания обнажается в ядрах крупных поднятий или резко поднятых массивах, однако повсеместно эти образования являются аллохтонными. Отдельные выходы в Динаридах представлены плотными, но не метаморфическими терригенными и карбонатными породами. В горах Аманос и других районах южной Турции наряду с древними метаморфическими сериями присутствует мощная толща менее метаморфизованных, однако интенсивно дислоцированных филлитов, кварцевых песчаников, серицитовых и слюдяных сланцев. Этот комплекс с угловым несогласием и разрывом перекрыт фаунистически охарактеризованными песчано-сланцевыми породами кембрия и силура, которые считаются

платформенными образованиями (Поникаров и др., 1964). Характерно, что внутренние структуры метаморфических серий имеют субмеридиональную ориентировку (Schmidt, 1961). На о. Крит в основании разреза выделяется комплекс метаморфизованных пород палеозойского возраста (пермь?) — доломитов, известняков, кварцитов, сланцев, амфиболитов, которые прорваны диоритами и образуют цоколь острова (Auboin, Deg-soult, 1965). В складчатой системе Атласа домезозойские образования обнажаются в прибрежных массивах Кабилии, Трарас, Эдуг. Здесь выделяется комплекс гнейсов и кристаллических сланцев древнего (допалеозойского) возраста, который несогласно перекрыт толщей слабеметаморфизованных сланцев, песчаников, известняков среднего и верхнего палеозоя (силур — карбон) и грубообломочных красноцветных отложений пермо-триаса. Крупные выходы палеозойских и более древних метаморфических пород известны также в Рифской и Бетской складчатых системах. Судя по геофизическим данным, отмеченные выше комплексы фундамента распространяются и в пределы прилегающих частей Средиземного моря.

В настоящее время трудно уверенно судить о возрасте и составе консолидированной части коры в центральных частях впадин. По данным драгирования в Балеарском, Лигурийском и Тирренском морях, в районе севернее о. Корсики, в скв. 133 западнее о. Сардиния верхняя часть консолидированного комплекса представлена метаморфическими палеозойскими (?) породами. В скв. 121 на глубине 867 м под дном моря Альборан в брекчии установлены остроугольные обломки гнейсов, гранитов, перидотитов, сходные с палеозойскими образованиями Рифа и Бетского мегантиклинория (Nesteroff, Ryan, 1973). В Лигурийском море южнее Генуи и севернее о. Корсика, к юго-юго-востоку от о. Менорка при драгировании были подняты угленосные песчаники, серицитовые и слюдитые сланцы, аналогичные палеозойским метаморфическим породам прилегающей суши (Bellaiche et al., 1974). В скв. 133 западнее Сардинии на глубине 200 м ниже дна моря вскрыты граувакки, сланцы и филлиты, сходные с палеозойским фундаментом острова (Ryan et al., 1973). В Тирренском море при драгировании подводной горы Марки были обнаружены сланцы, филлиты и мраморы, являющиеся метаморфизованными палеозойскими и раннемезозойскими породами (Heezen et al., 1971). Вероятно, аналогичное строение имеет гора Маняги (Маловицкий и др., 1976_{1,2}). В каньоне Стромболи в юго-восточной части Тирренского моря при драгировании в низах разреза были установлены конгломераты, среди которых встречен крупный обломок гранито-гнейса (Маловицкий и др., 1974). Последние данные сейсмических исследований (Finetti, Morelli, 1973; Morelli et al., 1975_{1,2}; Carrozzo et al., 1974; Москаленко и др., 1976; Malovitsky et al., 1975) свидетельствуют о наличии в верхней части консолидированной коры средиземноморских впадин, несмотря на общую сокращенную ее мощность и неглубокое залегание границы Мохоровичича, слоев со скоростями сейсмических волн 5,8—6,4 км/сек, что соответствует «гранитному» слою земной коры.

Учитывая возраст осадочной толщи впадин, имеющуюся геолого-геофизическую информацию и специальный анализ геомагнитных данных (Malovitsky et al., 1975; Маловицкий и др., 1975_{1,2}), можно считать, что под впадинами восточной и центральной части Средиземного моря местами развит допалеозойский (байкальский и более древний) комплекс кристаллической земной коры. В Тирренском море и западной части Средиземного моря основным является герцинский комплекс основания, хотя в море Альборан и южной части Балеарского моря могут быть развиты срединные массивы с более древним допалеозойским фундаментом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный анализ показывает, что в пределах Средиземного моря выделяются различные типы земной коры. По общей нагрузке коровых блоков на основание можно выделить «легкий», «средний», и «тяжелый» типы. Блоковое строение коры, резкая дифференциация поверхности Мохо, существенно разные термодинамические параметры на поверхности мантии создают условия для активных тектонических движений и формирования различных структурных форм, хотя причины этих движений обусловлены процессами в мантии.

Весьма специфична кора глубоководных впадин, несколько отличающаяся для западных и восточных бассейнов. Учитывая явно наложенный характер этих впадин, общий подъем границы Мохо и сокращение мощности консолидированной части коры в их пределах объясняется изменением нижней части коры в результате зонной плавки (Виноградов, 1962), уплотнением вещества мантии на глубине или процессом метаморфического преобразования (изменения фаций метаморфизма) низов коры (Муратов, 1972). Однако все указанные изменения в свою очередь являются следствием процесса конвективного внедрения разогретой мантии из более глубинных геосфер в ее верхнюю часть. Этот процесс во времени примерно совпадает с активными складчато-орогенными движениями в прилегающих альпийских складчатых областях.

Литература

- Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., «Мир», 1974.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.— Сов. геология, 1962, № 11.
- Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973.
- Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Прокопцев Н. Г., Пилипчук М. Ф., Соколов В. С. 19-й Средиземноморский рейс НИС «Акад. С. Вавилов».— Океанология, 1974, т. XIV, вып. 4.
- Маловицкий Я. П., Осипов Г. В. Аномальное магнитное поле Средиземного моря и его возможная геологическая природа.— В сб.: Геофиз. сборник АН УССР. Киев, «Наукова думка», вып. 65, 1975.
- Маловицкий Я. П., Москаленко В. П., Прокопцев Н. Г., Пилипчук М. Ф., Соколов В. С. 20-й рейс НИС «Акад. С. Вавилов» в Средиземное море.— Океанология, 1975, т. XV, № 2.
- Маловицкий Я. П., Евсюков Ю. Д., Прокопцев Н. Г., Карпенко Н. К., Пилипчук М. Ф., Соколов В. С. 21-й Средиземноморский рейс НИС «Ак. С. Вавилов».— Океанология, 1976, № 6.
- Маловицкий Я. П., Есина Л. Л., Москаленко В. Н., Осипов Г. В., Шимкус К. М. Глубинная структура и история геологического развития впадин Средиземного моря.— Палеонтология, морская геология, международный геологический конгресс. М., «Недра», 1976.
- Москаленко В. Н. Новые данные о строении осадочной толщи и фундамента в море Леванта.— Океанология, 1966, № 6.
- Москаленко В. Н., Мирлин Е. Г., Милашин А. П., Милашина К. Г. Геофизические исследования 9-й Средиземноморской экспедиции на судне «Акад. С. Вавилов».— Океанология, 1969, т. 6.
- Москаленко В. Н., Шимкус К. М., Маловицкий Я. П., Евсюков Ю. Д. «Осадочные реки» Центрального бассейна Средиземного моря.— Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1976, № 3.
- Муратов М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного.— Геотектоника, 1972, № 5.
- Поникаров Е. Д., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В., Казьмин В. Г. Тектоника северной части Аравийской платформы.— Сов. геология, 1964, № 1.
- Руттен М. Г. Геология Западной Европы. М., «Мир», 1972.
- Самид Рушди. Геология Египта. М., «Мир», 1965.
- Тектоника Африки. М., «Мир», 1973.
- Auboin J., Dercourt J. Sur la geologie de l'Egee regard sur la Crete (Grece).— Bull. Soc. geol. France, 1965, No. 7.
- Bellaiche C., Genesseeux M., Mauffret A., Pehaulty P. Prelevements systematiques et caracterisation des reflecteurs acoustiques: nouvelle etape dans la comprehension de la geologie de la Mediterranee occidentale.— Marine Geol., 1974, v. 16, No. 3.
- Bishop W. F. Geology of Tunisia and adjacent parts of Algeria and Libya.— AAPG Bull., v. 59, N 3, 1975.

- Cassinis R.* Deep seismic refraction research in Sicily.— *Bol. Geofisica Teorica ed Applicata*, 1969, v. 11, No. 43—44.
- Carrozzo M. T., Giorgetti F., Nocovich R.* An example of comparative analysis of geophysical data.— *Bol. Geofisica Teorica ed Applicata*, 1974, v. XVI, No. 62—63.
- Colombi B., Giese P., Luongo G., Morelli C., Riuscetti M., Saarascia S., Schütte K. G., Strowald J., Visintini G.* Preliminary report of the seismic refraction profile Gargano—Solerno—Palermo—Pantelleria (1971).— *Bol. Geofisica Teorica ed Applicata*, 1973, XV, No. 59.
- Dragasevic T., Andric B.* Deep seismic sounding of the Earth's crust in the area of the Dinarides and the Adriatic sea.— *Geophys. Prospect*, 1968, v. 16, No. 1.
- Finetti L., Morelli C.* Geophysical exploration of the Mediterranean sea.— *Bol. Geofis. Teor. Appl.*, 1973, v. 15, No. 16.
- Heezen B. C., Gray C., Segre A., Zarudski E. I.* Evidence of foundered continental crust beneath the central Tyrrhenian sea.— *Nature*, 1971, v. 229.
- Hinz K.* Results of seismic refraction investigations (project Anna) in the Western Mediterranean sea, south and north of the Island of Mallorca.— *Bull. Centre. Rech. PAU—SNPA*, 1972, v. 6, No. 2.
- Malovitsky Ya. P., Emelyanov E. M., Kazakov O. V., Moskalenko V. N., Osipov G. V., Shimkus K. M., Chumakov I. S.* Geological structure of the Mediterranean Sea Floor (based on geological-geophysical data).— *Marine Geol.*, 1975, No. 18.
- Morelli C.* Physiography, gravity and magnetism of the Tyrrhenian sea.— *Bol. Geofisica Teorica ed Applicata*, 1970, v. XII, No. 48.
- Morelli C., Carrozzo M. T., Ceccherini P., Finetti L., Gantar C., Pisani M., Schmidt W., Friedberg P.* Regional Geophysical study of the Adriatic sea.— *Bol. Geofisica Teorica ed Applicata*, 1969, v. XI, No. 41.
- Morelli C.* Geophysics of the Mediterranean.— In: *News letter of the cooperative investigations in the Mediterranean*, Monaco, 1975, No. 7.
- Morelli C., Gantar G., Pisani M.* Bathymetry, gravity and magnetism in the strait of Sicily and the Ionian Sea.— *Bol. Geofisica Teorica ed Applicata*, 1975, v. XVII, No. 65.
- Morelli C., Pisani M., Gantar C.* Geophysical studies in the Aegean sea and in the Eastern Mediterranean.— *Bol. Geofisica Teorica ed Applicata*, 1975, v. XVIII, No. 66.
- Nesteroff W. D., Ryan W. B. F.* Series stratigraphiques et implications tectoniques du forage Joides 121 en mer d'Alboran.— *Bull. Soc. geol. France*, 1973, v. 12, No. 2.
- Ryan W. B. F., Hsü K. J., Cita M. B. et al.* Initial reports of the Deep-Sea Drilling Project. Leg. 13. Washington, 1973.
- Schmidt W. T.* Zur structur und Tektonik der Insel Cypren.— *Geol. Rundschau*, 1961, t. 50.
- Vercellino T.* Here's what's known about the geology of the Italian Adriatic.— *Oil and Gas J.*, 1970, v. 10, No. 11.
- Wiegel W., Hinz K.* Preliminary results of seismic measurements in the Ionian sea and on the Malta shelf.— *Communs. observ. Roy. Belg. ser. geophys.*, 1971, No. 101.

УДК 551.241(571.6)

С. А. САЛУН, С. В. ПОТАПЬЕВ

**СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГА СОВЕТСКОГО
ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА ПО ДАННЫМ ГСЗ**

В результате структурного анализа схем рельефа основных сейсмических разделов в земной коре, построенных по новейшим данным ГСЗ, показано, что в целом территория юга Дальнего Востока СССР по линии Даубихинского разлома различается прямыми (восточная область) и обратными (западная область) соотношениями структурных планов с глубиной. Соотношение структурных планов дифференцировано по глубине и зависит от активности тектонических движений в геологическом прошлом. Подтвержден подвиг Амура-Уссурийского синклиория под Сихотэ-Алинский антиклинорий.

Анализ глубинного строения земной коры юга Дальнего Востока, основывающийся на результатах изучения гравитационного и магнитного аномальных полей, осуществлялся в последние годы неоднократно (Фотиади, Каратаев, 1963; Лишневский, 1969; Беляевский, 1974; Салун, 1978). В настоящее время, после выполнения авиасейсмических зондирований земной коры этого региона (Аргентов и др., 1976; Потапьев, 1977), представляется возможным рассмотреть ее глубинное строение с большей детальностью.

Как уже отмечалось (Потапьев, 1977), в пределах рассматриваемой территории раздел Мохоровичича располагается на глубинах от 30 до 42 км, разграничивая верхнюю мантию, характеризующуюся пластовыми скоростями 7,2—8,4 км/сек, и земную кору, средняя скорость в пределах которой меняется от 6,1 до 6,3 км/сек (рис. 1). Сейсмическая модель земной коры юга советского Дальнего Востока, по нашим данным, выглядит следующим образом.

В составе земной коры выделены три основных слоя: «базальтовый» с пластовой скоростью 6,7—7,5 км/сек и мощностью 8—18 км, гранитно-метаморфический с пластовой скоростью 6,0—6,2 км/сек и мощностью 10—22 км, и «осадочно-вулканогенный» с средней скоростью 3,0—5,5 км/сек и мощностью 1—9 км. Слои, из которых состоит консолидированная кора в свою очередь подразделяются промежуточными границами раздела каждый на две толщи — верхнюю и нижнюю. отождествление сейсмических разделов в целом по региону производится обычно по значению скорости распространения упругих колебаний и положению границ в разрезе земной коры. Если эти признаки в какой-то степени удовлетворяют идентификации глубинных границ, то для более высоких поверхностей раздела их явно недостаточно, и для отождествления последних привлекаются геологические данные.

Совместный анализ сейсмических разрезов ГСЗ, гравитационного и магнитного аномалийных полей с учетом современных представлений о геологическом строении территории позволил построить серию схем строения поверхностей главных сейсмических разделов земной коры (рис. 2, 3, 4). При этом разрезы ГСЗ являлись опорными, а все прочие данные использовались как вспомогательные для построения изолиний и трассирования разломов. Распространение на глубине образований,

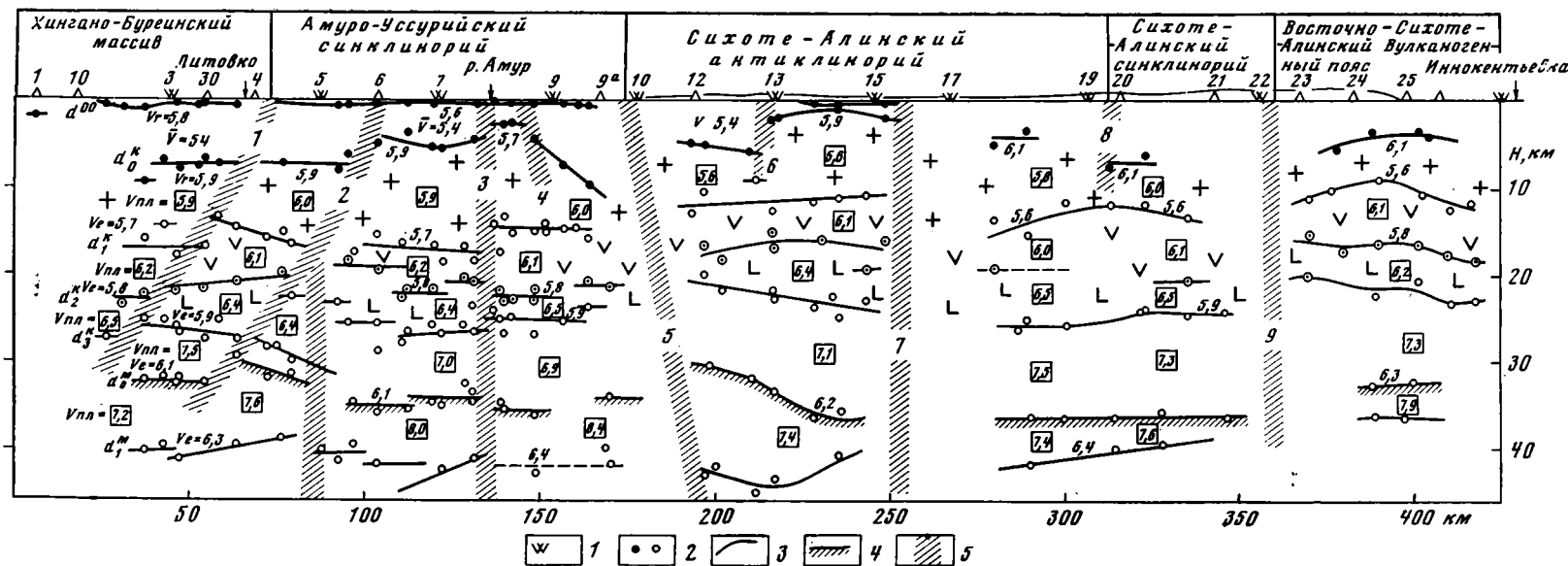


Рис. 1. Сейсмический разрез вдоль профиля Литовко — Иннокентьевский
 1 — пункты приема (треугольники) и взрыва (галочки), 2 — пункты определения глубины по данным преломленных волн (зачерненные кружки) и отраженных волн (кружки), 3 — сейсмические границы, 4 — поверхность Мохоровичича, 5 — разломы (цифры на разрезе): 1, 2 — Куро-Бичинская зона разломов, 3 — Болоньский, 4 — Амурский, 5 — Даубихинский, 6 — Хорский, 7 — Анюйский, 8 — Центральный Сихотэ-Алинский, 9 — Тумнинно-Бикинский

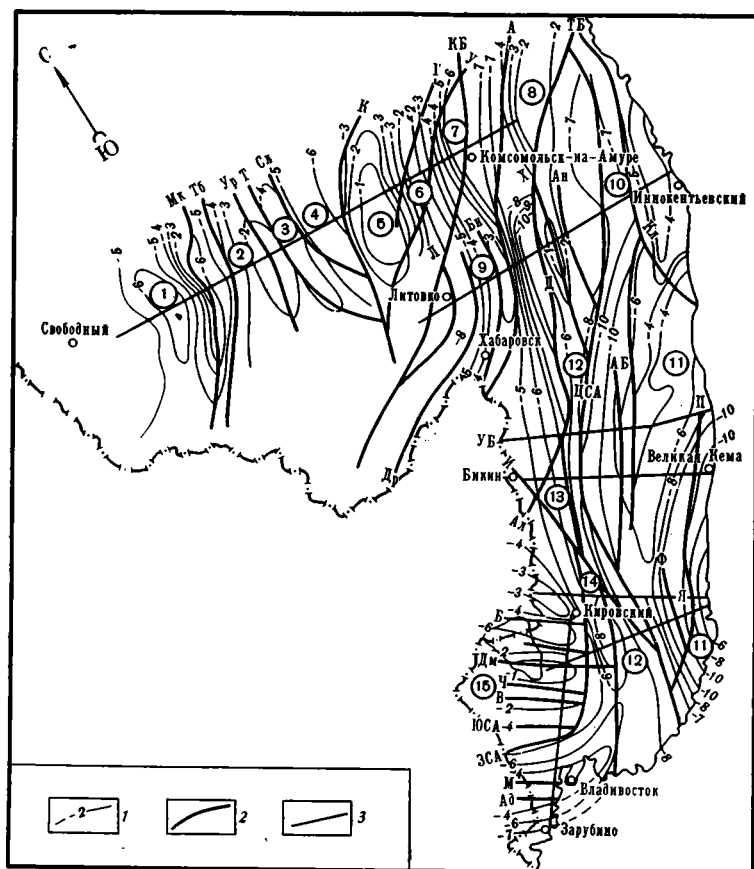


Рис. 2. Схема рельефа поверхности консолидированной коры юга советского Дальнего Востока

1 — изогипсы в км, 2 — разломы, 3 — профили ГСЗ. Структуры (цифры на схеме): 1 — Зейско-Бурейнская впадина, 2 — Туранский выступ, 3 — Бурейнский прогиб, 4 — Чегдомыское поднятие, 5 — Урмийский прогиб, 6 — Ванданский выступ, 7 — Горинский прогиб, 8 — Амуро-Уссурийский синклиниорий, 9 — Средне-Амурская впадина, 10 — Сихотэ-Алинский антиклинорий, 11 — Прибрежное антиклинальное поднятие, 12 — Сихотэ-Алинский антиклинорий, 13 — Алчанская впадина, 14 — Даубихинская впадина, 15 — Ханкайский массив. Разломы: А — Амурский, Ам — Амгуньский, Ан — Анюйский, АБ — Арму-Бикинский, Ад — Админинский, Б — Белый, Бн — Болоньский, В — Вознесенский, Г — Горюнский, Д — Даубихинский, Дм — Дмитриевский, Др — Даргинский, ЗСА — Западно-Сихотэ-Алинский, И — Иманский, К — Куканский, Кл — Колумбинский, КБ — Куро-Бичинский, Л — Литовский, М — Муравьевский, Мк — Майкурский, П — Прибрежный, Ск — Сулукский, Т — Тастахский, ТБ — Тумино-Бикинский, Тб — Талабджанский, Ур — Ургальский, Ф — Фурмановский, ЦСА — Центральный Сихотэ-Алинский, Ч — Черниговский, ЮСА — Южный Сихотэ-Алинский, УБ — Улунга-Бикинский, У — Уликинский, Х — Хорский, Я — Якутинский

соответствующих тому или иному сейсмическому слою, определялось путем интерполяции между участками их выхода на поверхность с учетом конфигурации аномалийных полей.

Складчатое основание Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы (Салун, 1978) выходит на поверхность или располагается на глубине 1—2 км в пределах краевых массивов (внешняя зона Урмийского прогиба (Хингано-Бурейнский массив), Нахимовский и Вознесенский куполы Ханкайского массива и Сихотэ-Алинского антиклинория (Анюйский выступ). В основном совпадающая с кровлей складчатого основания поверхность раздела, представляющая собой кровлю гранитно-метаморфического слоя, в перечисленных выше районах также расположена на глубине 1—2 км. Максимальная глубина залегания этого

раздела наблюдается в осевых зонах Амуро-Уссурийского и Сихотэ-Алинского синклиналиев, в средней части последних. В остальных районах он расположен на глубине от 4 до 8 км (рис. 2).

Ниже кровли гранитно-метаморфического слоя выделяется еще одна поверхность раздела, в основном соответствующая поверхности несогласия (стратиграфического, в меньшей степени тектонического), разделяющей гранитно-метаморфический слой на две части. Современный рельеф этой поверхности, расположенной на глубине 10—20 км (чаще на глубине 14—16 км), изображен на рис. 3.

Как показали исследования в Саяно-Алтайской складчатой области (Моисеенко, 1971) и в Сихотэ-Алине (Аргентов и др., 1976; Потапьев, 1977), нижняя часть гранитно-метаморфического слоя, чаще всего сложенная наиболее древними (архейско-нижнепротерозойскими) метаморфическими образованиями, в большинстве случаев может рассматриваться в качестве самостоятельного «диоритового» подслоя (Моисеенко, 1971). В северной части Сихотэ-Алинского антиклинария «диоритовому» подслою соответствуют также, по-видимому, батолитоподобные интрузивные тела нижнемеловых гранитоидов и метаморфизованные в процессе их становления осадочные и вулканогенно-осадочные образования палеозойского, триасового и юрского возраста.

Верхняя часть гранитно-метаморфического слоя в основном соответствует верхнерифейскому — нижнекембрийскому структурно-формационному комплексу складчатого основания, структуры которого обладают в пределах Хингано-Буреинского массива меридиональным, в пределах Ханкайского массива широтным и в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы северо-восточным простиранием (см. рис. 2).

Выше уже отмечалось, что областям неглубокого залегания гранитно-метаморфического слоя отвечают выходы наиболее древних образований, частично или полностью переработанных в ходе палеозойской активизации тектонических движений и мезозойского тектогенеза. На этих участках подошва верхнего подслоя приподнята, вследствие чего мощность его здесь минимальная. Еще один участок неглубокого залегания рассматриваемого раздела расположен западнее устья р. Коппи и пос. Иннокентьевка, между Восточно-Сихотэ-Алинским и Тумнино-Бикинским разломами (см. рис. 2) и выражен на поверхности горстовым поднятием северо-восточного простирания, сложенным позднемеловыми вулканитами среднего и кислого состава и комагматичными им интрузивными образованиями и разделяющим две депрессии, выполненные кайнозойскими андезито-базальтами и базальтами. По-видимому, и в этом случае объем гранитно-метаморфического слоя расширен за счет более молодых образований.

В синклинальных структурах, характеризующихся повышенной мощностью (до 12—15 км) палеозойских и мезозойских осадочных и вулканогенно-осадочных образований, сейсмические данные указывают на вдвое меньшую (6—8 км) мощность соответствующего им осадочно-вулканогенного слоя. Это противоречие может быть устранено, если, учитывая существенный метаморфизм нижней части геосинклинального комплекса, мы отнесем ее к верхнему подслою гранитно-метаморфического слоя, подошва которого в Сихотэ-Алинском синклинарии в среднем располагается на глубине 12 км. Если это предположение справедливо, то и в данном случае мы наблюдаем существенное расширение объема гранитно-метаморфического слоя. В то же время нельзя считать бесспорной оценку мощности образований геосинклинального комплекса в пределах синклиналиев.

Прогибы подошвы верхнего подслоя гранитно-метаморфического слоя соответствуют также Зейско-Буреинской и Суйфунской впадинам, расположенным соответственно в пределах Амурской плиты и Ханкайского массива и выполненным верхнетриасовыми, юрскими и нижнемеловыми

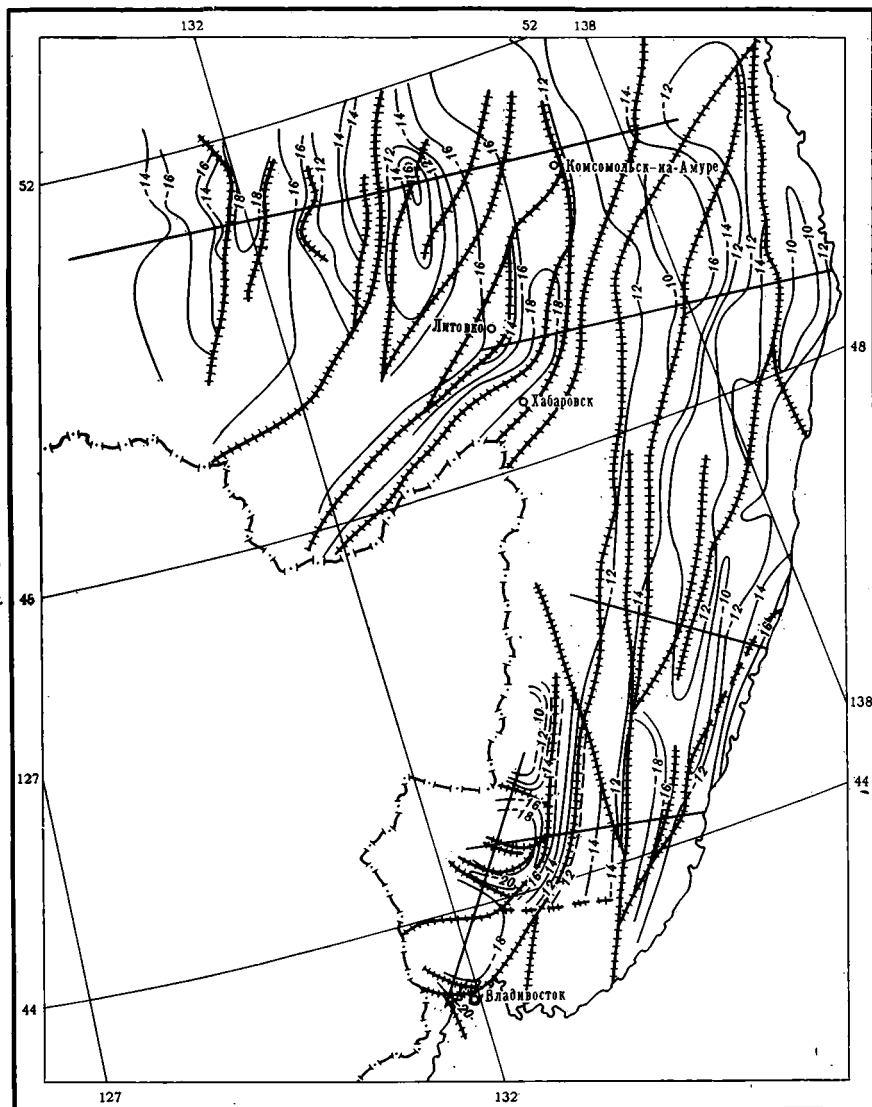


Рис. 3. Структурная схема поверхности нижней толщи гранитно-метаморфического слоя юга советского Дальнего Востока

отложениями, которые местами перекрыты более или менее мощной толщей сенон-датских и кайнозойских континентальных или вулканогенных образований.

Глядя на рис. 3, можно представить себе, что для Сихотэ-Алинской складчатой системы в целом характерна тенденция подъема кровли и подошвы, а также сокращения мощности вулканогенно-осадочного слоя в северо-восточном направлении, вдоль оси главной складчатости. Эта тенденция особенно отчетливо прослеживается в Сихотэ-Алинском антиклинории и одноименном синклинории. Возникает, казалось бы, аномальная ситуация: воздымание складчатого основания сопровождается омоложением отложений в том же направлении. В действительности причиной подобной аномалии скорее всего опять-таки является расширение объема гранитно-метаморфического слоя за счет образований геосинклинального комплекса в зоне, граничащей с Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогенным поясом.

Сопоставление контуров Амуро-Уссурийского синклинория по поверхности геосинклинального комплекса и складчатого фундамента показывает, что основание структуры сдвинуто в восточном направлении на 15—20 км. Смещение основания Амуро-Уссурийского синклинория видно также по перемещению в восточном направлении Куро-Бичинской, и в западном направлении — Даубихинской систем разломов. Направление простираций структур по кровле и подошве верхней толщи совпадает только в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы. На Хинганно-Буреинском массиве контуры структур в подошве толщи повернуты относительно ее кровли примерно на 30° к западу (Урмийский прогиб), а в пределах Туранского выступа и Зейско-Буреинской впадины — к востоку. Претерпел перестройку структурный план нижней толщи гранитно-метаморфического слоя и в Южном Приморье. Здесь наблюдается изменение направлений осей складчатости почти под прямым углом. Эти факты свидетельствуют о длительном чередовании нисходящих и восходящих движений, в ходе которых Хинганно-Буреинский и Ханкайский массивы и расположенные юго-восточнее (за пределами описываемой территории) жесткие структуры внутренних дуг Японии и дна Японского моря неоднократно оказывали прямое воздействие на формирование складчатой структуры.

Структурный план поверхности «базальтового» слоя существенно отличается от структурного плана рассмотренных выше поверхностей. В первую очередь это касается Хинганно-Буреинского массива (рис. 4). По поверхности «базальтового» слоя в данном районе локализуются две узкие приподнятые структуры, которым по верхним горизонтам соответствуют выравненные или слабо наклоненные в восточном направлении границы раздела.

В Амуро-Уссурийском синклинории и на Ханкайском массиве три верхние границы характеризуются инверсией, более глубокие границы залегают согласно. В южной части Сихотэ-Алинского антиклинория впадине по кровле консолидированной коры в «базальтовом» слое отвечает валообразное поднятие. В средней и северной частях антиклинория, а также в Прибрежном антиклинальном поднятии все три границы раздела залегают согласно.

В целом по региону поверхность «базальтового» слоя погружена на глубину от 10 до 26 км. Наиболее приподнята кровля слоя на юге Ханкайского массива, наиболее погружена в Зее-Буреинской впадине. В Сихотэ-Алинском антиклинории наиболее опущен южный блок, ограниченный Улунга-Бикинским и Якутинским поперечными разломами (до 24 км). В среднем блоке поверхность «базальтового» слоя расположена всего на глубине 16 км. Эта особенность глубинного строения четко выражена в неотектонических структурах и, в частности, в наиболее интенсивном поднятии в период неотектонической активизации именно среднего блока антиклинория.

Морфология подошвы земной коры в общих чертах соответствует структурному плану поверхности складчатого фундамента (рис. 5). Изометричным, ограниченным по площади массивам и обрамляющим их прогибам отвечают ограниченные по размерам блоки земной коры, а линейно-вытянутым в северо-западном направлении структурам складчатого основания Сихотэ-Алинской системы соответствуют узкие протяженные структуры в подошве коры.

Максимальная мощность земной коры (40—42 км) наблюдается в Урмийском прогибе и в Сихотэ-Алинском синклинории, что хорошо согласуется с геологическими данными. Хинганно-Буреинский и Ханкайский массивы характеризуются минимальной мощностью коры (30—34 км). Такую же мощность земная кора имеет в прибрежных структурах и в западной части Амуро-Уссурийского синклинория. Остальная террито-

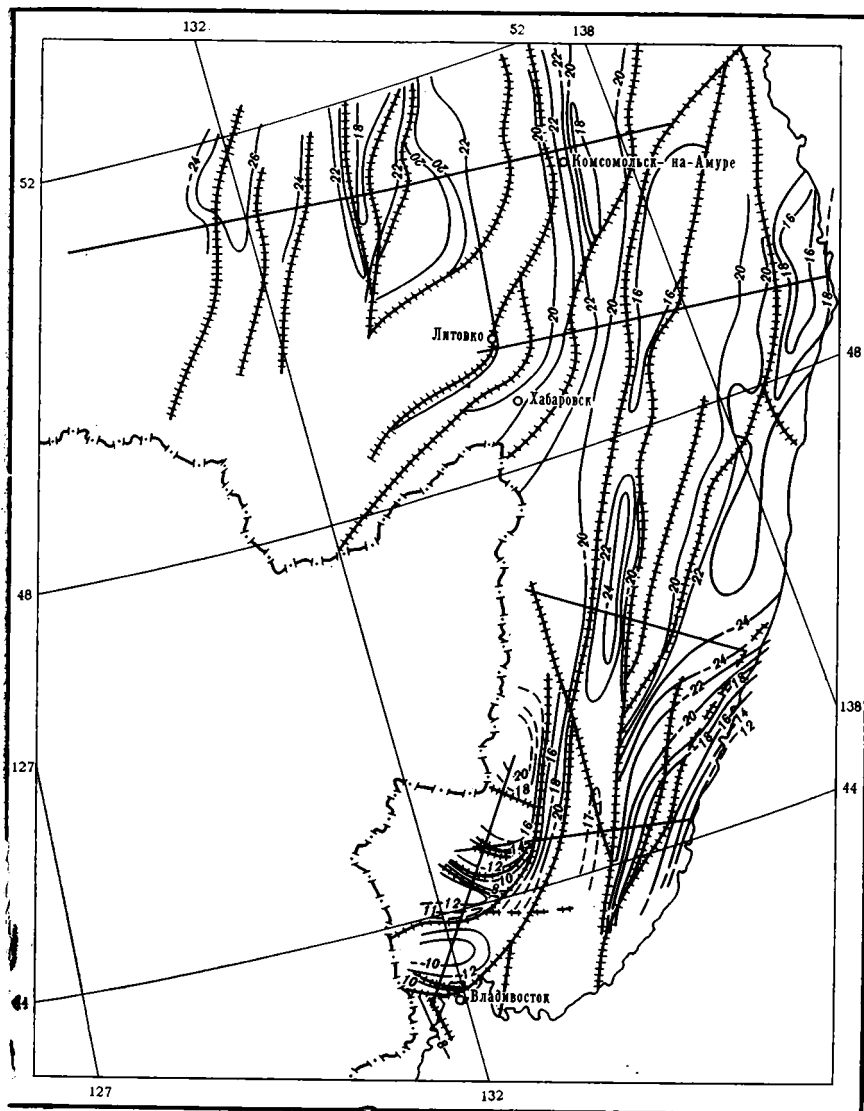


Рис. 4. Структурная схема поверхности «базальтового» слоя юга советского Дальнего Востока

рия юга Дальнего Востока характеризуется средней мощностью земной коры 36—38 км.

Сопоставление структурных схем разных глубинных срезов земной коры показывает, что отдельные структуры складчатого фундамента прослеживаются на глубине со значительным горизонтальным смещением, сопровождаемым изменением простираций осей складчатости. Например, основание Урмийского прогиба по подошве земной коры смещено в восточном направлении, а простираение структуры изменилось с северо-восточного на меридиональное. Также смещены основания Сихотэ-Алинского антиклинория и Прибрежного антиклинального поднятия. Еще дальше сдвинуты проекции на подошву земной коры Куро-Бичинского и Даубихинского разломов в границах Амуро-Уссурийского синклинория.

На схеме рельефа подошвы земной коры выделены следующие главные структурные элементы (см. рис. 5). В северной части региона вы-

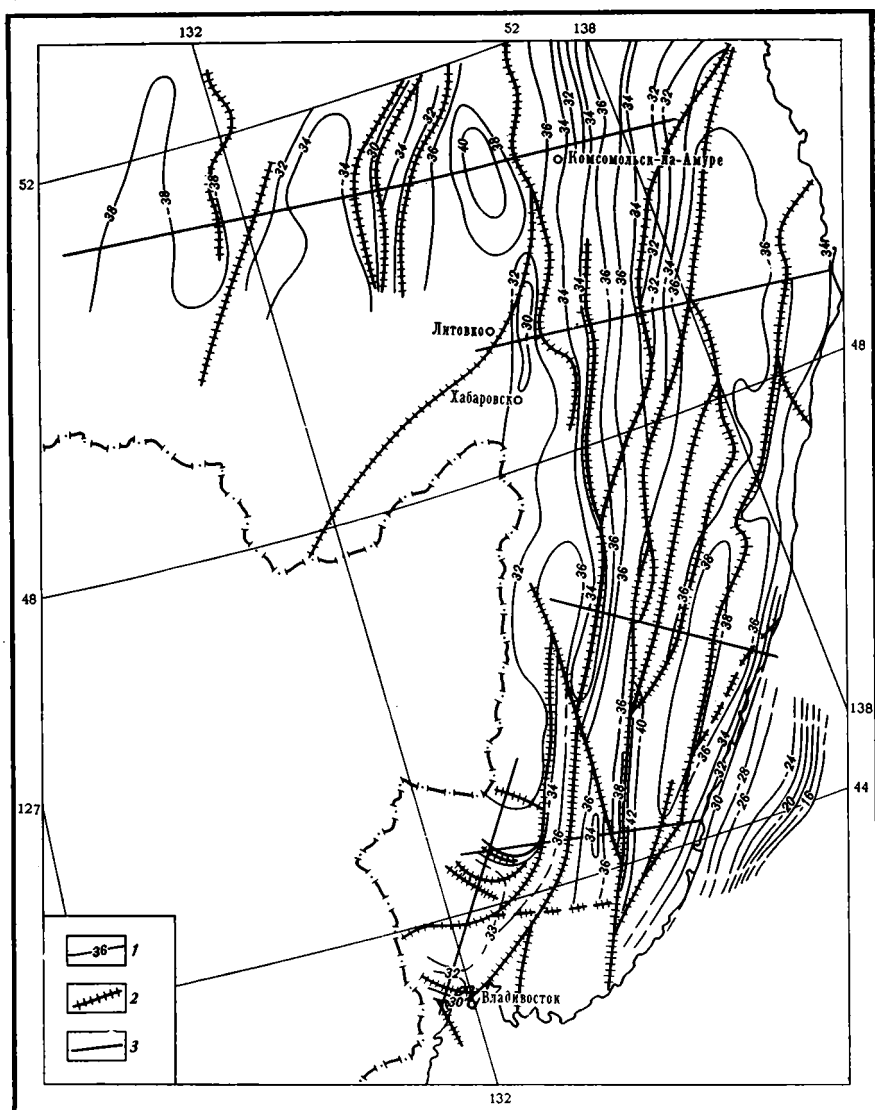


Рис. 5. Схема мощности земной коры юга советского Дальнего Востока.
1 — изогипсы в км, 2 — разломы, 3 — профили ГСЗ

рисовывается приподнятая область Хингано-Буреинского массива с минимальной глубиной поверхности Мохоровичича 30 км. С запада и востока эта область ограничена погружениями подошвы коры, соответствующими Зейско-Буреинской впадине и Урмийскому прогибу с отметками до -40 км. Изолинии глубин подошвы земной коры характеризуются изометричной формой, контуры структур вытянуты в направлении ограничивающих их разломов. Такую же изометричную форму принимают изолинии глубин в районе Ханкайского массива, где отметки поверхности Мохоровичича не превышают -33 км. Простирание структур на Хингано-Буреинском массиве тяготеет к меридиональному, на Ханкайском массиве — к широтному.

По линии Южного Сихотэ-Алинского и Куро-Бичинского глубинных разломов простирание структур заметно меняется на северо-восточное, а изолинии принимают вытянутую форму. В южной и средней частях ре-

гиона изменение простираций структурных элементов сопровождается резким погружением, а в северной части — подъемом поверхности Мохоровичича. Таким образом, в структурном плане поверхности Мохоровичича обособляются две зоны, восточная из которых характеризует Сихотэ-Алинскую складчатую систему, а западная — окраинные массивы.

В структурном плане поверхности Мохоровичича в пределах Сихотэ-Алинской складчатой системы вырисовывается обширная моноклираль, осложненная в средней части прогибом, протянувшимся параллельно береговой черте с юга на север через весь регион. Погруженное западное крыло моноклинали залегает на глубине 36 км, восточное приподнято до 20 км. В срединном прогибе мощность земной коры достигает 42 км.

Сеть глубинных разломов, проникающих в мантию, в общих чертах соответствует сети разломов по поверхности складчатого фундамента, если не считать меньшего количества разломов, достигших основания коры, и некоторого изменения их планового положения с глубиной. Проекция разломов фундамента на поверхности Мохоровичича смещены, как правило, либо в восточном, либо в западном направлениях на 30—50 км. Из общего числа выявленных по сейсмическим данным 40 разломов 23 разлома имеют восточное падение.

Совместное рассмотрение структурных схем показало, что наиболее сложные деформации форм рельефа глубинных поверхностей раздела в земной коре проявляются на Хингано-Буреинском и Ханкайском массивах и в прилегающих к ним зонах. По мере удаления от массивов контуры структур с глубиной начинают совпадать все в большей степени, а глубинные разломы характеризуются вертикальным или западным падением, при этом их количество на разрезах существенно сокращается. Такое изменение структурных планов с глубиной и характер нарушений в земной коре свидетельствуют о том, что в период формирования складчатой структуры Хингано-Буреинский и Ханкайский массивы нередко представляли собой жесткие упоры в отличие от гипотетического Япономорского массива (Салун, 1978).

ВЫВОДЫ

1. В результате структурного анализа показано, что поверхность нижней толщи гранитно-метаморфического слоя западнее Даубихинского разлома характеризуется в основном обратным соответствием по отношению к кровле фундамента, восточнее — прямым. Простирание структур в обеих толщах совпадает на всей территории, за исключением Хингано-Буреинского и Ханкайского массивов, где оси структур смещены по глубокому горизонту примерно на 30° в западном и восточном направлениях относительно структур фундамента.

2. Кровля нижней толщи гранитно-метаморфического слоя залегает на глубинах от 10 до 20 км. Наиболее приподнята она в северной части Сихотэ-Алинского антиклинория и в Прибрежном антиклинальном поднятии и погружена в Зейско-Буреинской и Среднеамурской впадинах и на Ханкайском массиве. На остальной территории нижняя толща гранитно-метаморфического слоя расположена на глубине 14—16 км.

3. Структурный план поверхности Конрада близко совпадает со структурным планом вышележащих границ раздела в средней и северной частях Сихотэ-Алинского антиклинория. В Амуро-Уссурийском синклинории, а также в краевых массивах все три границы раздела характеризуются инверсией форм по отношению друг к другу. В синклинории это объясняется расширением объема гранитно-метаморфического слоя за счет включения в его состав образований геосинклинального комплекса, прорванного и метаморфизованного позднемезозойскими гранитоидами, а на массивах это может быть связано с неоднократным разрушением их

чехла и верхней части складчатого фундамента в периоды общего поднятия массивов.

Поверхность «базальтового» слоя залегает на глубинах от 10 до 26 км, причем наиболее приподнята она в южной части Ханкайского массива и опущена в Зее-Буреинской впадине и средней части Сихотэ-Алинского антиклинория. На остальной территории региона поверхность Конрада залегает на глубине 18—20 км.

4. Морфология подошвы земной коры в общих чертах соответствует структурному плану фундамента. Положительные структурные формы рельефа земной коры отвечают приподнятым участкам фундамента, отрицательные — опущенным. Максимальная мощность земной коры (40—42 км) наблюдается в приразломных структурах Урмийского прогиба и Сихотэ-Алинского синклинория и отвечает максимальным отметкам современного рельефа. Хингано-Буреинский и Ханкайский массивы наряду с прибрежными структурами характеризуются минимальной мощностью земной коры (30—34 км). На остальной территории юга советского Дальнего Востока мощность земной коры равна 30—34 км.

5. Структуры складчатого фундамента, как правило, ограничиваются разломами вертикального и наклонного заложения, причем их восточное падение несколько преобладает над западным. С глубиной наблюдаются горизонтальные смещения блоков земной коры преимущественно в восточном направлении.

6. Подтвержден подвиг Амуро-Уссурийского синклинория под Сихотэ-Алинский антиклинорий. Показано значение Хингано-Буреинского и Ханкайского массивов как жестких упоров в период формирования складчатой структуры Сихотэ-Алинской системы.

Литература

- Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С., Попов А. А., Потапов С. В. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ. М., «Наука», 1976.
- Беляевский Н. А. Земная кора в пределах территории СССР. М., «Недра», 1974.
- Лишневский Э. Н. Основные черты тектоники и глубинного строения континентальной части Дальнего Востока СССР по гравиметрическим данным.— В кн.: Строение и развитие земной коры на советском Дальнем Востоке. М., «Наука», 1969.
- Моисеев Ф. С. Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Потапов С. В. Авиасейсмические исследования земной коры. М., «Наука», 1977.
- Салун С. А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы. М., «Недра», 1978.
- Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— Геол. и геофизика, 1963, № 10.

УДК 551.243.4(571.63)

Н. Г. МЕЛЬНИКОВ, В. В. ГОЛОЗУБОВ**ОЛИСТОСТРОМОВЫЕ ТОЛЩИ
И КОНСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОКРОВЫ
В СИХОТЭ-АЛИНЕ**

Самаркинская и ряд других свит Сихотэ-Алиня содержат в своем составе олистостромы. Возраст свит верхнемезозойский, скорее всего верхнеюрский — нижнемеловой. Встречающиеся в олистостромах тела палеозойских известняков, габброидов и других пород являются олистолитами. Обнажающиеся в междуречье Журавлевки — Павловки допозднепермские габброиды, гранитоиды и отложения верхней перми, триаса и нижней — средней юры слагают крупные аллохтонные пластины.

В Сихотэ-Алине среди выделяемых в настоящее время палеозойских и мезозойских отложений широко распространены своеобразные брекчиевидные алевролиты, которые обычно именуются тектонитами или будинированными алевролитами, а области их распространения интерпретируются как зоны будинажа и брекчий, трассирующие скрытые разломы. Аналогичные породы нами изучены в 1975—1978 гг. при детальном геологическом картировании бассейнов нижних течений рек Журавлевки и Павловки — крупных правых притоков р. Уссури. В результате исследований мы пришли к выводу, что развитые там брекчиевидные алевролиты сформировались не за счет будинажа и брекчирования диагенезированных пород верхнего палеозоя, как считалось ранее, а представляют собой конседиментационные образования, возникшие в сейсмически активных районах в позднем мезозое.

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ ОЛИСТОСТРОМОВ

В междуречье Журавлевки — Павловки брекчиевидные алевролиты развиты в составе самаркинской свиты алевролитов, кремней, песчаников, спилитов, туфов и известняков. Эта свита была выделена В. Н. Силантьевым (1960) в бассейне р. Журавлевки и на основании находок фауны фораминифер в известняках отнесена к среднему — верхнему карбону. В дальнейшем свиту изучали многие исследователи, однако стратотип ее не описан, неизвестна и полная мощность свиты, так как ее контакты с подстилающими или перекрывающими породами осложнены разрывными нарушениями.

Для пород свиты характерны резкая фациальная изменчивость, сложная дислоцированность и бедность палеонтологическими остатками. Выходы на поверхность коренных пород обычно редки, а фрагментарно обнажающиеся части разреза свиты невозможно скоррелировать между собой из-за отсутствия надежных маркирующих горизонтов. Представление о составе свиты дают колонки (рис. 1), составленные по различным участкам рассматриваемой территории.

Опорный разрез самаркинской свиты изучен Г. С. Белянским и А. П. Никитиной в естественных обнажениях и по горным выработкам, пройденным на водоразделе рек Журавлевки и Откосной. Здесь видимая мощность свиты достигает 2150 м, пласты пород моноклинально падают на северо-запад под углами от 30 до 70°. Среди пород свиты резко

преобладают алевролиты, составляющие свыше 50% мощности ее разреза. По составу они кварцево-полевошпатовые, реже полимиктовые с примесью туфогенного материала. Слоистые, хорошо отсортированные разности алевролитов встречаются редко. Чаще материал их взмучен, песчанист. В сильно взмученных разностях содержатся многочисленные обломки — включения песчаников, кремней и туфов изометричной или

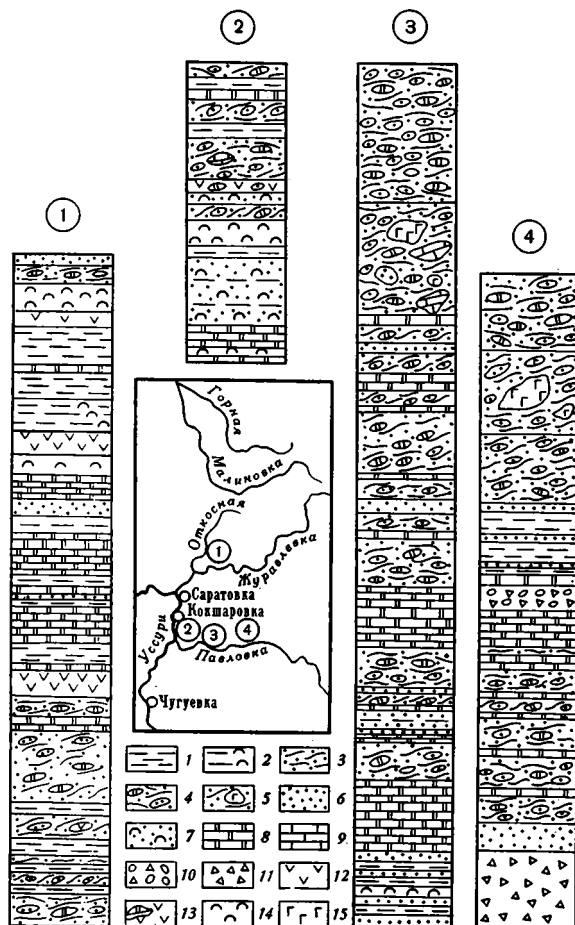


Рис. 1. Схема основных типов разрезов самаркинской свиты

Цифры в кружках: 1 — водораздел рек Журавлевки и Откосной; 2 — правобережье р. Усури, в выемке новой шоссейной дороги между селами Уборка и Кокшаровка; 3 — водораздел рек Синей и Падь Широкая, 4 — бассейны руч. Пограничного
1 — алевролиты, аргиллиты; 2 — алевролиты туфогенные; 3 — алевролиты взмученные, песчанистые; 4 — алевролиты взмученные, песчанистые с мелкими обломками и линзовидными включениями пород; 5 — алевролиты взмученные, песчанистые с крупными обломками и глыбами пород; 6 — песчаники; 7 — песчаники туфогенные; 8 — кремни; 9 — известняки; 10 — конгломерато-брекчий; 11 — брекчий; 12 — спилиты; 13 — спилиты с глыбами пород; 14 — туфы основного состава; 15 — габброиды

линзовидной формы. Размер обломков от нескольких миллиметров до первых метров. Количество обломков-включений варьирует в широких пределах и достигает 40—50% объема породы. Цементирующая масса алевролитов обычно имеет сланцеватую текстуру и облекает обломки пород.

Кремнистые породы составляют около 20% мощности разреза свиты. Они образуют слои, линзы и прослои среди алевролитов, слагают облом-

ки в брекчиях и состоят из криптокристаллического кварца, иногда с примесью глинистого материала. Текстура их массивная или брекчиевидная.

Вулканические породы также составляют около 20% мощности разреза. Среди них различаются спилиты и туфы основного состава. Спилиты представляют собой зеленовато-серые плотные породы интерсертальной или спилитовой структуры, сложенные лейстами плагиоклаза, хлоритом, магнетитом и стеклом. Туфы основного состава псаммитовые, лито-, витрокластические, кристалло-литокластические. Кластический материал в них представлен полевыми шпатами, спилитами и алевролитами.

Песчаники составляют около 10% мощности разреза. Они слагают линзы и линзовидные прослои среди алевролитов и наблюдаются в виде обломков в брекчиях. Песчаники преимущественно мелкозернистые кварцево-полевошпатовые, реже полимиктовые с примесью туфогенного материала.

Хорошо обнажена часть разреза самаркинской свиты мощностью 800 м на правом берегу р. Уссури, в выемке новой шоссеной дороги, между селами Уборка и Кокшаровка. Разрез ее составлен Г. С. Белянским. В составе свиты преобладают породы, аналогичные описанным в предыдущем разрезе. Отличие заключается в том, что взмученные брекчиевидные алевролиты распространены не по всему разрезу, а слагают лишь его верхнюю половину. Кроме обломков песчаников, кремней и туфов в брекчиевидных алевролитах присутствуют глыбы известняков размером до 3 м в поперечнике.

В бассейне р. Павловки породы самаркинской свиты обнажены хуже, чем по р. Журавлевке. Здесь разрезы изучены в основном по искусственным обнажениям вдоль линии горных выработок, пройденных по водоразделу рек Синей и Пади Широкой и в верховье руч. Пограничного. На водоразделе рек Синей и Пади Широкой видимая мощность самаркинской свиты 2700 м. Для разреза также характерен существенно алевролитовый, но крайне плохо отсортированный состав отложений, содержащий в переменных количествах изометричные и будиноподобные обломки песчаников, кремней и крупные глыбы известняков, полосчатых, катаклазированных габброидов и гранитоидов размером до 500 м в поперечнике. Крупные обломки и глыбы локализуются в верхней части разреза, приблизительно на одном стратиграфическом уровне, образуя своеобразный маркирующий горизонт мощностью около 360 м.

В верховье руч. Пограничного брекчиевидные алевролиты самаркинской свиты отличаются еще более сложными текстурными особенностями и большим разнообразием содержащегося в них обломочного материала.

Кроме вышеописанных включений здесь дополнительно отмечаются обломки весьма характерных слюдистых песчаников с остатками криноидей и туфов щелочных базальтоидов. По своему составу обломки пород совершенно аналогичны слюдистым песчаникам верхней перми, средне- и верхнеюрским туфам щелочных базальтоидов, широко развитым вблизи описываемого разреза.

Здесь в разрезе самаркинской свиты также наблюдается дифференциация обломочного материала по величине обломков и их количеству. Наиболее насыщена мелкими обломками пород своеобразная пачка брекчий мощностью до 200 м, залегающая в основании разреза. Брекчии, близкие по своей природе к тектоническим, состоят из плотно упакованных, преимущественно остроугольных обломков осадочных, магматических и метаморфических пород размером до 10 см в поперечнике. Они представлены алевролитами, песчаниками, известняками, кремнями, реже встречаются фельзиты, спилиты, андезиты и еще реже (до 2%) кристаллические сланцы, габбро и граниты. Цементирующий материал представляет собой продукт истирания включений.

Верхняя часть данного разреза самаркинской свиты характерна тем, что в ней присутствуют значительного размера глыбы полосчатых катаклазированных габброидов и весьма характерных слюдистых песчаников.

Изложенный материал показывает, что в наиболее полных разрезах самаркинская свита представлена в основном взмученными алевролитами с пластами песчаников и кремней. Характерно то, что все эти пласты не выдержаны по простиранию и падению. Наиболее тонкие из них редко прослеживаются более чем на 10—15 см. Обычно они резко обрываются, и на продолжении нарушенного слоя видны отторженцы линзовидной, либо округлой формы, заключенные в глинистый или алевритовый материал. В других случаях на продолжении нарушенного слоя виден лишь равномерно рассеянный материал его во вмещающей породе. Обломки имеют как резкие, так и плавные переходы к окружающей их массе породы.

Цемент брекчиевидных пород и брекчий алевритовый, песчанистый, либо кремнисто-глинистый. В алевритовом цементе обычно можно видеть многочисленные отторженцы песчаников и кремней, но в песчаниках и кремнях, как правило, видны лишь отторженцы кремней. Кроме того, в песчаниках встречаются и линзовидные включения алевритового материала размером до 1 см, ориентированные согласно с напластованиями пород. Видимо, в слабодиагенезированных отложениях, когда осадки алевритовой группы представляют собой плавун, песчаники уплотнены, но достаточно пластичны, а кремни уже являются твердыми породами. При движении вниз по склону алевролиты способны размокать, образуя плавун и мутевой суспензионный поток, а пласты более жестких песчаников и кремней в это время дробятся и увлекаются потоком. В этом процессе возможен частичный переход во взвесь и песчанистого материала, но кремни, вероятно, будут только дробиться, так как в гель они уже преобразоваться не могут. Поэтому в песчаниках, как правило, видны лишь обломки кремней и небольшие линзовидные скопления алевритового материала.

Размер и форма обломочного материала, а также взаимопереход между вмещающими породами и обломками в брекчиях различны. Размер обломков (отторженцев) зависит, вероятно, от мощности исходных слоев, подвергшихся дроблению. Чаше видны обломки размером до 2—3, реже до 10—15 см в поперечнике. Разнообразная их форма (остроугольная и сплюснутая), резкие и постепенные границы с цементирующим материалом — все это может свидетельствовать о том, что отторженцы сформировались из пластичного, слабодиагенезированного осадка. Аналогичные брекчиевидные породы и брекчии были описаны Ю. Н. Размахниным (1961, 1963), а затем Н. Г. Мельниковым (1971) под названием «гидротектонитов». В изложении упомянутых авторов гидротектониты — это породы, испытавшие будинаж и дробление еще в стадию обводненного, недиагенезированного осадка или в стадию его раннего диагенеза.

Кроме вышеописанных обломков, явно сингенетичных, разновозрастных с вмещающими породами, во взмученных брекчиевидных алевролитах и брекчиях присутствует и инородный обломочный материал: остроугольные обломки кристаллических сланцев, глыбы и обломки песчаников, кремней, разновозрастных известняков, габброидов и гранитоидов. Форма глыб угловатая или линзовидная, размер до 500 м в поперечнике. Обычно вблизи таких крупных глыб во вмещающих породах встречаются и более мелкие обломки того же состава. Если глыбовая природа тел габброидов, гранитоидов и кристаллических сланцев не вызывает сомнений, то природа известняков до сих пор остается темой самых острых дискуссий. Дело в том, что в этих известняках обнаружены многочисленные окаменелости карбона и ранней перми, на чем и базируется возраст самаркинской свиты. Тела известняков практически всегда бывают «одеты в рубашку» из милонитов различной мощности. По-

этому, наблюдая лишь контакты этих тел с вмещающими породами, что в основном и делалось до сих пор, о характере их взаимоотношений с субстратом невозможно было говорить определенно. Вмещающие породы крайне бедны органическими остатками. Однако в последнее десятилетие появились данные об их мезозойском возрасте. В частности, в кремнисто-глинистых сланцах, залегающих под самаркинской свитой в бассейнах рек Горной и Малиновки, обнаружены раннемезозойские радиолярии (Елисеева и др., 1976), а по ручью Дорохину Левому — триасовые конодонты (Мельников и др., 1978). Мезозойская фауна найдена в ряде мест в конгломерато-брекчиях самаркинской свиты, но она имеет плохую сохранность, сильно деформирована и не исключено, что перетолжена. Так, в бассейнах рек Горной и Малиновки Б. А. Ивановым, Ю. И. Максименко и О. Г. Старовым в конгломерато-брекчиях самаркинской свиты обнаружены остатки юрских моллюсков и переотложенные триасовые кораллы (Елисеева и др., 1976). В аналогичных породах, обнажающихся в районе с. Уборка, В. Н. Силантьевым найден обломок ростра юрского белемнита (Геология СССР, т. XXXII, 1969). В 1976 г. было установлено (Мельников и др., 1977), что в бассейне руч. Коровинского взмученные брекчиевидные алевролиты и брекчии, относимые к самаркинской свите, согласно залегают на фаунистически охарактеризованных песчаниках валанжина. Последние, вероятно, образуют прослой среди пород самаркинской свиты. На левобережье р. Синей взмученные брекчиевидные алевролиты и брекчии самаркинской свиты залегают на средне- и верхнеюрских щелочных базальтоидах и перекрыты толщей поздне меловых вулканитов. Эти факты свидетельствуют о верхнемезозойском, вероятно, верхнеюрском — нижнемеловом возрасте пород самаркинской свиты, а содержащиеся в них тела палеозойских известняков и других пород являются экзотическими глыбами.

Следует отметить, что предположение о глыбовой природе крупных тел разновозрастных палеозойских известняков, встречающихся среди пород самаркинской свиты, впервые было сделано А. П. Никитиной еще в 1968 г.

В настоящее время имеется геологический материал, позволяющий усомниться и в одновозрастности по крайней мере части кремней и вмещающих их пород самаркинской свиты. Так, в кремнях, обнажающихся в районе с. Уборка, Л. М. Олейник обнаружены конодонты и радиолярии триасового возраста. Эти кремни перекрывают пачку конгломерато-брекчий, в которых был найден обломок ростра юрского белемнита. Несомненно, что дальнейшие поиски остатков конодонтов и радиолярий в кремнях самаркинской свиты умножат факты подобного рода.

Нашими исследованиями установлено, что пластообразные тела кремней самаркинской свиты обычно подстилаются тектоническими глинами, простирающимися почти согласно с вмещающими породами. Кремни отличаются интенсивной дислоцированностью. Они смяты в причудливые дисгармоничные складки шириной 10—15 см и разбиты многочисленными разломами, преимущественно надвигового характера.

Таким образом, кремни, так же как и известняки, вполне могут присутствовать среди пород самаркинской свиты в виде глыб, а также слагать крупные аллохтонные пластины.

Известно, что аналогичные подводно-оползневые образования широко распространены в Аппенинах, Кавказе, Урале, Корякском нагорье и других районах и описаны под названием олистостромов и олистолитов. Эти термины уже прочно вошли в литературу, поэтому следует именовать ими и вышеописанные гидротектониты с глыбами и обломками инородных пород.

Олистостромы с олистолитами известняков и кремней характерны и для других свит Сихотэ-Алиня, которые в настоящее время условно относятся к силуру — нижнему девону (вангоуская серия), перми (удеков-

ская, себучарская свиты) и юре (сидаевская, эрдагууская свиты), а также для палеонтологически охарактеризованных отложений берриаса и валанжина. С. Ю. Беляевым (1978) олистостромы описаны в хабаровской свите, возраст которой он считает послепермским. Скорее всего все эти свиты, условно относимые к палеозою и среднему мезозою, так же, как и самаркинская свита, сформировались в верхнем мезозое, занимают единый стратиграфический уровень и могут быть надежным маркирующим горизонтом при стратиграфических построениях.

Разделяя точки зрения И. И. Белостоцкого (1970), М. Г. Леонова (1976, 1978), С. Д. Соколова (1977) и ряда других исследователей на условия формирования олистостромов, следует считать, что олистостромы Сихотэ-Алиня возникли в тектонически активных условиях позднего мезозоя при захоронении обломков, глыб и блоков коренных пород, попавших в осадок в результате разрушения фронтальных частей тектонических покровов и гравитационного оползания со склонов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОЛИСТОСТРОМОВЫХ ТОЛШ

Тектонические покровы с зонами меланжа в основании закартированы нами на правобережье р. Павловки, по р. Синей (рис. 2). В бассейне р. Синей выходят на поверхность допозднепермские габброиды и ассоциирующиеся с ними гранитоиды, терригенные отложения верхней перми, верхнего триаса и нижней — средней юры, вулканиты средней — верхней юры и предположительно верхнеюрские — нижнемеловые олистостромовые образования. Все эти породы интенсивно дислоцированы, прорваны интрузией нефелиновых сиенитов и несогласно перекрыты вулканитами позднего мела.

Ниже приведем краткое описание интересующих нас доверхнемеловых образований.

Габброиды и гранитоиды образуют два небольших тела на водоразделе рек Синей и Шумной, фиксируют зоны крупных разрывных нарушений, прослеживающихся по обоим бортам долины р. Синей, вдоль контакта песчаников верхней перми и предположительно верхнеюрских — нижнемеловых олистостромовых образований, а также встречаются в виде глыб в последних.

Под собирательным названием «габброиды» объединены изверженные и метаморфические породы, среди которых на рассматриваемой площади различаются катаклазированные амфиболизированные габбро, милонитизированные габбро, мелкокристаллические амфиболиты, амфибол-кварцево-альбитовые породы, милониты по амфиболитам и катаклазиты по милонитизированным, амфиболизированным габбро. Гранитоиды представлены крупнозернистыми биотитовыми гранитами, плагиогранитами, диоритами и их сильно катаклазированными разновидностями.

Одно из тел, сложенное габброидами, выходит на поверхность на водоразделе р. Шумной и руч. Васильевского среди олистостромовых образований. Протяженность его 2,6 км, ширина 0,6 км. Контакты габброидов и олистострома не обнажены, поэтому изучались лишь в горных выработках и всюду оказались тектоническими. Близ контакта в олистостроме встречаются многочисленные олистолиты песчаников, кремней и габброидов размером до 1 м, а также небольшие линзовидные тела и тонкие (до 20 см) прослои, сложенные дресвой габброидов. Непосредственно на контакте наблюдается трещина, выполненная милонитами и раздробленными до дресвы габброидами, которые имеют мощность до 4 м и круто (60—80°) падают под габброиды. Полосчатость в габброидах ориентирована под прямым углом к простиранию ограничивающей их трещины.

Второе тело, сложенное габброидами и гранитоидами, обнажено на водоразделе рек Синей и Шумной, в 0,8 км северо-восточнее вышеопи-

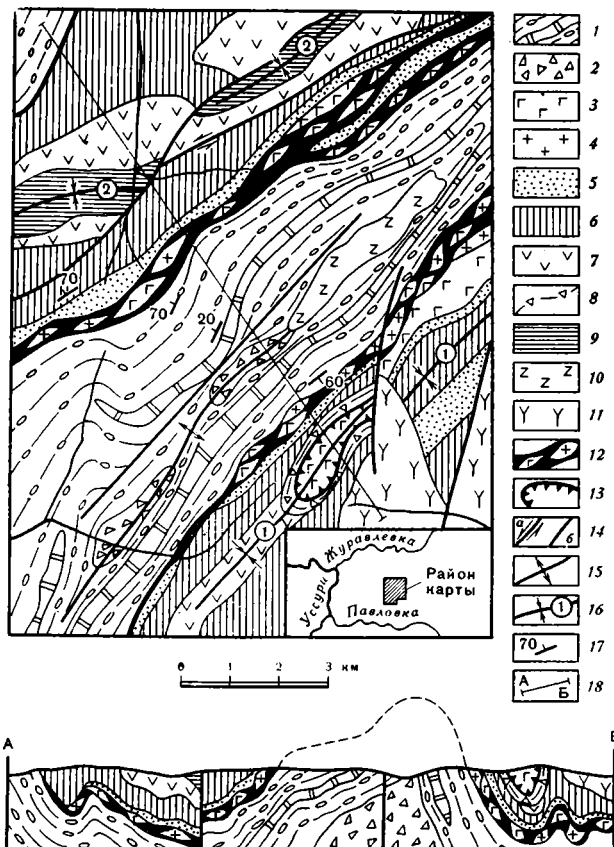


Рис. 2. Геолого-структурная карта бассейна р. Синей

Автохтонный комплекс. Верхнеюрские — нижнемеловые (?) олистостромовые образования (1—2): 1 — Алевролиты с прослоями кремней, содержащие олистолисты песчаников, кремней, габброидов, гранитоидов, кристаллических сланцев; 2 — олистостромовые брекчии. Аллохтонный комплекс (3—7). Доверхнепермские (3—4): 3 — габброиды, 4 — гранитоиды, 5 — верхнепермские слюдястые песчаники; 6 — триасовые, ниже- и среднеюрские алевролиты; 7 — средне- и верхнеюрские щелочные базальтоиды. Неоавтохтонный комплекс (8—9): 8 — нижнемеловая (?) олистостромовая толща; 9 — валанжинские песчаники; 10 — поздне меловая интрузия нефелиновых сиенитов; 11 — поздне меловые эффузивы; 12 — зоны меланжа; 13 — надвиги; 14 — сдвиги (а), сбросы (б); 15 — ось Васильевской антиформы; 16 — ось Шумнинской (1), Пограничной (2) синформы; 17 — элементы залегания пород; 18 — линия разреза

санного. Длина его в плане 3,2 км, ширина до 1 км. На северо-западе вдоль зоны крутопадающего разлома оно граничит с нижней олистостромовой толщей, на юго-востоке трансгрессивно перекрыто породами верхней перми. Габброиды слагают внутреннюю часть тела и имеют различно ориентированную полосчатую текстуру. Гранитоиды тяготеют к периферийной части, где образуют узкие полосы, шириной от первых метров до 200 м. Последние с габброидами обычно имеют тектонические контакты, но отмечены случаи, когда гранитоиды ассимилируют габброиды.

Габброиды, аналогичные вышеописанным, широко распространены и в других районах Сихотэ-Алиня. Они изучались многими исследователями, однако до сих пор нет единого мнения относительно их возраста, генезиса и структурного положения. Их считали и метаморфическими породами архея (Беляевский и др., 1955), и интрузиями мезозойского (Пискунов, 1960), либо среднепалеозойского (Геология СССР, т. XXXII, 1969) возраста. В настоящее время допозднепермский возраст габброи-

дов доказан. В ряде случаев установлено, что они с размывом перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями верхней перми (Геология СССР, т. XXXII, 1969).

Один из наиболее крупных выходов габброидов известен у с. Чугуевки, в 30 км юго-западнее рассматриваемой площади. На данном участке с габброидами тесно ассоциируют кристаллические сланцы, среди которых нами встречены амфиболовые, гранат-амфиболовые, кварцево-альбит-мусковитовые разности и кварциты. В единичных прослоях мощностью до 50 см отмечены железистые породы — магнетитовые гондиты. По составу и степени метаморфизма все эти породы сопоставляются с верхнепротерозойскими кристаллическими сланцами спасской и митрофановской свит Ханкайского массива, т. е. вполне вероятен докембрийский, возможно, даже, как считали Н. А. Беляевский и др. (1955), архейский возраст габброидов. Мы полагаем, что габброиды представляют собой верхнюю часть разреза древнейшего офиолитового комплекса Сихотэ-Алиня, выведенного на поверхность вдоль зон пологих надвигов.

Верхняя пермь. Отложения верхнепермского возраста прослеживаются в виде двух узких (до 300 м) извилистых полос вдоль обоих бортов долины р. Синей. Кроме того, небольшой выход их известен на левобережье р. Шумной. Они с размывом залегают на полосчатых габброидах и представлены слюдястыми аркозовыми песчаниками с остатками криноидей, переслаивающимися с черными слоистыми алевролитами. Слюдястые аркозы — весьма характерные, легко диагностирующиеся породы, сложенные слабо перемытой дресвой гранитов и, в небольшой степени, обломками других пород: габброидов, порфиритов и фельзитов. Они содержат до 20% слюд (биотит и мусковит). В редких линзах среди них отмечены известняки, гравелиты и конгломераты. Известняки органогенные, с остатками позднепермских фораминифер: *Colaniella media* К. М. — MacIay, *C. cylindrica* К. М. — MacIay и др. (определения А. П. Никитиной), а также мшанок, брахиопод и криноидей. Мощность верхнепермских отложений колеблется в пределах 160—280 м. Без существенных фациальных изменений они прослеживаются далеко на юго-запад до района г. Партизанска.

Верхний триас, нижняя и средняя юра. Отложения этого возраста постепенно, без видимого несогласия, сменяют верхнепермские образования и представлены монотонной толщей алевролитов общей мощностью около 600 м. Алевролиты темно-серые слоистые, содержат редкие маломощные прослои песчаников и линзы песчаных органогенных известняков. В 70—100 м стратиграфически выше подошвы толщи в алевролитах найдены остатки норийских *Monotis scutiformis* var. *tipica* Kipar., *M. jakutica* Tell., *M. ochotica* (Keys.), *M. zabaikalica* (Kipar.) и др. (определения Н. К. Жарниковой). Возможно, что к нижнему и среднему триасу относится 70—100-метровая пачка алевролитов, лежащая в основании толщи. В верхней части этой толщи, обнажающейся за пределами рассматриваемой территории, найдены остатки ранне- и среднеюрских пелеципод и аммонитов. В результате она выделена в самостоятельную окраинскую свиту, хотя литологически не отличается от отложений верхнего триаса.

Описанные отложения верхней перми, верхнего триаса и нижней — средней юры сформировались в относительно спокойных прибрежно-морских условиях, хорошо отсортированы и имеют сравнительно небольшую мощность.

Средняя и верхняя юра. Образования средней и верхней юры обнажены на водоразделе рек Синей, Шумной и в бассейне р. Синей Северной. Они представлены толщей туфов щелочных базальтоидов с маломощными потоками лав и имеют мощность до 250 м.

Туфы щелочных базальтоидов обычно бледно-зеленые или зелено-вато-серые витро- и кристаллокластические, мелкообломочные или пеп-

ловые, массивные и слоистые. Они сложены пирокластическим материалом, представленным мелкопузырчатым базальтоидным стеклом и обломками кристаллов авгита. Потоки лав состоят из авгититов с вкрапленниками коричневатого бурого авгита, заключенного в стекловатую или микролитовую массу. Микролиты сложены авгитом и рудным минералом.

К средней — верхней юре толща щелочных базальтоидов отнесена на том основании, что она залегает на алевролитах нижней — средней юры и с размывом перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями валанжина.

Появление щелочных вулканитов в разрезе может свидетельствовать в пользу начала активизации тектонических движений, приведших к образованию олистострома.

Верхнемезозойские олистостромовые образования бассейна р. Синей по возрасту расчленены на две толщи: нижнюю (верхнеюрскую — нижнемеловую?) и верхнюю (нижнемеловую?). Первая имеет широкое распространение, слагает ядра крупных антиформных структур и прослеживается в северо-восточном направлении согласно с простираем пород палеозоя и нижнего — среднего мезозоя, вдоль долины реки Синей и левобережья р. Синей Северной. Она отличается значительной (до 2700 м) мощностью, содержит крупные олистолиты габброидов, гранитоидов, слюдяных песчаников, туфов щелочных базальтоидов и выделяется в составе самаркинской свиты. Краткое описание толщи приведено выше, где обосновывается и ее возраст.

Верхняя олистостромовая толща обнажена на крыльях и в ядрах синформных структур и занимает более высокое положение в разрезе стратифицируемых образований. Она выходит на поверхность на водоразделе рек Синей и Шумной, известна в 5 км за южной границей площади по руч. Коровинскому. На водоразделе рек Синей и Шумной верхняя олистостромовая толща образует узкую (50—200 м) оторочку вокруг тела габброидов и имеет мощность до 150 м. Она представлена взмученными брекчиевидными алевролитами, содержащими до 40% своего объема обломков кремней, песчаников, габброидов и туфов базальтоидов размером до 3 м в поперечнике, т. е. по составу не отличается от нижней олистостромовой толщи.

Описываемые отложения с размывом залегают на средне- и верхнеюрских щелочных базальтоидах. Контакт между ними резкий, ровный. Непосредственно у контакта, в перекрывающих брекчиевидных алевролитах, содержатся единичные угловатые и округлые обломки туфов щелочных базальтоидов, которые по составу аналогичны подстилающим. Этот факт свидетельствует о размыве и переотложении туфов в момент формирования данной толщи.

Верхняя олистостромовая толща, обнажающаяся по руч. Коровинскому, также сложена взмученными брекчиевидными алевролитами с обломками кремней и песчаников, имеет мощность около 100 м. Она согласно залегает на песчаниках валанжина с отпечатками раковин бухий и несогласно перекрыта позднемеловыми вулканитами. Контакт между брекчиевидными алевролитами и валанжинскими песчаниками нормальный седиментационный. Близ контакта песчаники становятся алевритистыми, в них появляются вначале округлые, а выше по разрезу и угловатые обломки песчаников размером до 1 см. Мощность переходного слоя составляет 10 см.

Изложенные факты позволяют считать возраст верхней олистостромовой толщи условно нижнемеловым, а песчаники валанжина выделять среди них в качестве прослоя.

Как отмечалось, все вышеописанные породы палеозоя и мезозоя интенсивно дислоцированы. Они смяты в одном структурном плане в прямые и наклонные линейные складки северо-восточного простираения и

разбиты многочисленными разрывными нарушениями. Наиболее крупными складчатыми структурами на площади являются Васильевская антиформа и сопряженные с ней Шумнинская и Пограничная синформы.

Васильевская антиформа вытянута в северо-восточном ($35-40^\circ$) направлении вдоль долин рек Синей и Синей Северной. На северо-востоке и юго-западе она ограничена разрывными нарушениями. Общая протяженность складки 26, ширина 10 км. Антиформа имеет сложное строение и представляет собой асимметричную складку с крутым ($60-80^\circ$) юго-восточным и более пологим ($20-50^\circ$) северо-западным крыльями.

Ядро складки сложено верхнеюрскими — нижнемеловыми (?) олистостромовыми образованиями, на крыльях последовательно обнажены верхнепермские, верхнетриасовые, средне- и верхнеюрские породы. К ядру складки приурочена трещинная интрузия нефелиновых сиенитов, имеющая падение к северо-западу под углом 60° . Северо-западное крыло складки в пределах выходов верхнеюрских — нижнемеловых (?) олистостромовых образований осложнено несколькими дополнительными складками и имеет значительно большую (2—4 км) ширину, нежели юго-восточное крыло (1,0—1,5 км). В пределах юго-восточного крыла слои пород залегают круто ($60-80^\circ$), а на отдельных участках отмечены и опрокинутые залегания. Так, полоса выходов верхнепермских пород, обнажающихся в верховье руч. Васильева, имеет падение к северо-западу ($335-340^\circ$) под углами $65-70^\circ$, но наращивание разреза здесь происходит в обратном направлении.

Шумнинская синформа прослеживается в северо-восточном (35°) направлении вдоль водораздела рек Синей и Шумной. На юго-западе и северо-востоке она перекрыта вулканитами позднего мела. Прослеженная длина складки составляет 10 км, ширина колеблется в пределах 1,5—2,0 км. Ядро ее сложено доверхнепермскими габброидами, на крыльях последовательно обнажены нижнемеловые (?) олистостромовые образования верхней толщи, средне- и верхнеюрские щелочные базальтоиды, алевролиты нижней — средней юры и верхнего триаса и слюдистые песчаники верхней перми. На северо-западном крыле складки слои пород чаще залегают довольно полого ($35-40^\circ$). Юго-восточное крыло осложнено складками более высоких порядков с крутыми (до 85°) падениями слоев.

Пограничная синформа. Эта структура располагается на левобережье руч. Синего Северного к северо-западу от Васильевской антиформы. Ось складки имеет близширотное простираение. Ядро ее сложено песчаниками валанжина, причем выход их ограничен со всех сторон разрывными нарушениями. По элементам залегания пород можно сделать вывод о том, что песчаники валанжина имеют крутые (60°) углы падения. Юго-восточное крыло сложено верхнетриасовыми алевролитами, имеющими падение к северо-западу под углами $40-75^\circ$. Северо-восточное крыло складки опрокинута и осложнено надвигом, вдоль которого средне- и верхнеюрские щелочные вулканиты надвинуты на песчаники валанжина.

Наиболее крупные разрывные нарушения установлены на контакте пород нижней олистостромовой толщи и слюдистых песчаников верхней перми. Они ограничивают Васильевскую антиформу от Шумнинской и Пограничной синформ, прослеживаются в северо-восточном ($35-40^\circ$) направлении на одном стратиграфическом уровне в качестве своеобразных маркирующих горизонтов и имеют сходное строение. Оба разлома представлены зонами интенсивно раздробленных и перетертых пород мощностью от 100 до 500 м. Их центральные части мощностью от 50 до 150 м сложены перемежающимися милонитами и в различной степени катаклазированными полосчатыми габбро и гранитоидами. Милониты представляют собой серые, зеленовато-серые или бутыльно-зеленые очень плотные породы стекловидного облика. Структура их милонито-

вая, текстура массивная или полосчатая. В полосчатых разностях мило-нитов видны мелкие линзовидные реликты — включения, сложенные милонитизированными габбро или гранитами.

С удалением от центра в сторону лежащих боков зон разломов мило-ниты распадаются на отдельные глыбы округлой, либо овальной формы, которые густо покрыты бороздами и зеркалами скольжения. Среди них появляются мелкие обломки кристаллических сланцев, кварцитов, слю-дистых песчаников и глинистый связующий материал. Крупные обломки и глыбы постепенно удаляются друг от друга, уступая место связующему глинистому материалу. Тем самым происходит постепенная смена зон разломов олистостромом.

Висячие бока зон разломов сложены раздробленными, катаклазиро-ванными слюдистыми песчаниками верхней перми.

Изложенный материал показывает, что в геологической структуре рассматриваемого района существует определенный диссонанс: наиболее древние породы обнажаются на крыльях и в ядрах синклинальных складок, а более молодые слагают ядро антиклиналей. Такие складки, именуемые синформными и антиформными, могли возникнуть в слу-чае, когда складчатым деформациям подверглась толща, в которой в силу каких-либо причин молодые породы оказались перекрытыми более древними. В данном случае это происходило в результате надвига пла-стины пород палеозоя и нижнего — среднего мезозоя на верхнеюрские — нижнемеловые (?) олистостромовые образования. Об этом свидетель-ствуют вышеописанные мощные зоны разрывных нарушений, распола-гающихся на одном стратиграфическом уровне на контакте нижней оли-стостромовой толщи со слюдистыми песчаниками верхней перми. Они отличаются большой мощностью и сложены хаотически перемешанными обломками пород, претерпевшими тектоническую транспортировку и об-работку. Их следует рассматривать в качестве зоны осадочного мелан-жа, возникшей в основании перемещенной пластины.

Отметим, что на крыльях и в ядрах наиболее глубоких синформных складок вновь появляются олистостромовые образования верхней оли-стостромовой толщи, которые свидетельствуют о том, что аллохтонная пластина была захоронена в процессе продолжавшейся седиментации. Мощность верхней олистостромовой толщи невелика и она в свою оче-редь перекрыта аллохтонной пластиной, сложенной полосчатыми габ-броидами.

Таким образом, на рассматриваемой площади выделяются по край-ней мере две аллохтонные пластины, автохтонный и неоавтохтонный комплексы. Нижняя аллохтонная пластина сложена габброидами, гра-нитоидами и перекрывающими их с разрывом слюдистыми песчаниками верхней перми, алевролитами верхнего триаса и нижней — средней юры и туфами щелочных базальтоидов средней — верхней юры. Верхняя аллохтонная пластина полностью сложена габброидами, обнажающи-мися в ядре Шумнинской синформы. Автохтон представлен нижней, неоавтохтон — верхней олистостромовыми толщами.

Нижняя аллохтонная пластина имеет огромные размеры. Можно предполагать, что она перекрывала нижнюю олистостромовую толщу в пределах ныне выделяющейся Сандагоу-Окраинской подзоны Главного антиклинория Сихотэ-Алиня на площади 1800 км². Мы считаем, что дви-жение этих аллохтонных пластин происходило в поздней юре — раннем мелу одновременно с накоплением олистостромов, причем скорость дви-жения покровов превышала скорость эрозионного разрушения их фронт-альных частей и покровы перекрывали олистостромы. В дальнейшем при складчатости, все породы были смяты в одном структурном плане. При этом наиболее молодые породы оказались в ядрах антиклиналей, а бо-лее древние — в ядрах синклиналей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный материал указывает на то, что широко развитые в междуречье Журавлевки — Павловки брекчиевидные алевролиты с глыбами инородных разновозрастных пород являются олистостромом. Среди олистостромовых образований существуют по крайней мере две аллохтонные пластины.

Надвиги и перемещенные вдоль них пластины пород характерны и для других районов Сихотэ-Алиня. Они установлены А. И. Бурого в Кавалеровском рудном районе (Геология СССР, т. XXXII, 1969). В аллохтонном залегании, видимо, находятся породы среднего и верхнего триаса, обнажающиеся среди олистостромовых образований на юге Сихотэ-Алиня, в верховье р. Киевки, а развитая там пачка брекчий с разновозрастной палеозойской и позднемезозойской фауной, является ничем иным, как зоной меланжа в основании аллохтона. В аллохтонном залегании скорее всего находятся кулисообразно расположенные пластинкообразные тела габбронидов, обнажающиеся вдоль северо-западного крыла традиционно выделяемого Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. Они выходят на поверхность среди олистостромовых образований и слагают ядра крупных синформных структур.

Зоны серпентинитового меланжа и олистостромы нами установлены и в бассейне нижнего течения р. Бикин.

Наличие олистостромов, конседиментационных шарьяжей и зон меланжа понуждает нас отказаться от многих привычных, но устаревших представлений о структуре Сихотэ-Алиня. Они свидетельствуют о чешуйчато-надвиговой природе его структуры и объясняют способ становления в ней офиолитов.

Выявление шарьяжных пластин и зон меланжа в других районах Сихотэ-Алиня — перспективная задача будущих исследований, которая в конечном счете важна для металлогенических построений.

Литература

- Белостоцкий И. И. Зоны меланжа и хаотических структур. — В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970.
- Беляев С. Ю. Олистостромы в хабаровской свите Сихотэ-Алиня. — Геология и геофизика, 1978, № 3.
- Беляевский Н. А., Громов Ю. Я., Елисеева В. К., Путинцев В. К. Геология Приморского края. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Геология СССР, т. XXXII. Приморский край, ч. 1. М., «Недра», 1969.
- Елисеева В. К., Липман Р. Х., Святогорова Н. Н. Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня. — Геология и геофизика, 1976, № 11.
- Леонов М. Г. Тектонический режим эпох образования олистостромов. — Геотектоника, 1976, № 3.
- Леонов М. Г. Олистостромы и их генезис. — Геотектоника, 1978, № 5.
- Мельников Н. Г. Конседиментационные тектониты Южного Сихотэ-Алиня. — Инф. сб. ПГУ, № 7. г. Владивосток, 1971.
- Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Конседиментационный тектонический покров междуречья Журавлевки — Павловки. — В сб.: Тез. докл. XXIV научно-техн. конф. ДВПИ. г. Владивосток, 1977.
- Мельников Н. Г., Голозубов В. В., Олейник Л. М. О возрасте маляновской и самаркинской свит Приморья. — В сб.: Стратиграфия Дальнего Востока. Тез. докл. III Дальневосточ. стратиграф. совещания. г. Владивосток, 1978.
- Никитина А. П. О выделении верхнего палеозоя в Южном Сихотэ-Алине. — Сов. геология, 1968, № 2.
- Пискунов Ф. А. Новые данные о возрасте пород бассейна р. Сучана, относившихся ранее к докембрию. — Инф. сб. ПГУ, № 1, г. Владивосток, 1960.
- Размахнин Ю. Н. О следах подводных деформаций в юрских и меловых отложениях Центрального Сихотэ-Алиня. Инф. сб. ПГУ, № 2. г. Владивосток, 1961.
- Размахнин Ю. Н. Конседиментационные тектониты в палеозойских формациях Сихотэ-Алиня. — Сов. геология, 1963, № 11.
- Силантьев В. Н. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений бассейнов рек Ното. Тудо-Ваку и Эльдо-Ваку. — Инф. сб. ПГУ, № 1, г. Владивосток, 1960.
- Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М., «Наука», 1977.
- Приморское территориальное геологическое управление, Владивосток

Статья поступила
13 июня 1978 г.

УДК 551.242.21 (265.3/265.4)

М. П. АНТИПОВ, Л. С. МАРГУЛИС, В. П. ФИЛАТЬЕВ

**СТРОЕНИЕ ЮЖНО-ТАТАРСКОЙ ЗОНЫ ПОДНЯТИЙ
В ЯПОНСКОМ МОРЕ**

В работе дается описание структур осадочного чехла в пределах Южно-Татарской зоны поднятий, которая располагается к западу от о. Хоккайдо и является продолжением островных вулканических структур. Эта зона отделяет на севере Западно-Сахалинский прогиб от Татарского и последний от глубоководной Япономорской котловины. Дан анализ условий залегания слоев осадочного чехла на континентальных склонах акваторий. Сделан вывод о существовании двух типов вертикальных тектонических движений. Первый характеризовался большой длительностью, и нисходящие движения этого типа привели к конседиментационному формированию толщ чехла. Второй тип тектонических движений отличался более высокой интенсивностью и кратковременностью. Они привели к образованию в миоцене северной части Япономорской впадины, а в позднечетвертичное время — современной глубоководной котловины Японского моря и Татарского пролива.

На севере Японского моря и юге Татарского пролива расположена крупная зона поднятий. Она отделяет Западно-Сахалинский прогиб от Татарского, а последний на юге ограничивается ею же от Япономорской глубоководной депрессии (Антипов и др., 1979). На востоке зона поднятий продолжается в юго-западную часть о. Хоккайдо, являющуюся звеном крупного неоген-четвертичного вулканического пояса Японии (Геологическое развитие..., 1968).

Рассматриваемая зона поднятий была намечена на основании анализа батиметрии и сейсмических материалов в начале 70-х годов японскими и советскими учеными (Хотта, 1972; Гнибиденко, Быкова, 1975; Журавлев, 1975; Шельф Сахалина, 1975; Sato et al., 1973). Ранее здесь Б. А. Петрушевский (1964) выделялось крупное внутригеосинклинальное поднятие, охватывающее и акваторию современного Японского моря, которое в кайнозой испытало быстрые и глубокие опускания. Эта зона поднятий была названа Южно-Татарской (Левин и др. 1978).

В последнее время ее изучением занимаются сотрудники научных институтов Дальневосточного научного Центра АН СССР, которые провели здесь драгирование и комплексные геофизические работы (Безверхний и др., 1977; Леликов, 1977; Геология и геофизика..., 1977). В северной части рассматриваемой зоны проводятся сейсмические исследования Тихоокеанской экспедицией ВНПО «Союзморгео». Эти материалы позволяют значительно детальнее осветить строение Южно-Татарской зоны поднятий и увязать ее формирование с образованием современного глубоководного бассейна.

Сейсмическими исследованиями в строении Южно-Татарской зоны поднятий и смежных с ней отрицательных структур выделяются акустический фундамент и чехол. Фундамент, по данным драгирования, сложен относительно плотными магматическими и метаморфическими осадочными породами верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. На юго-западе Хоккайдо акустический фундамент сопоставляется с комплексами метаморфических пород палеозоя, вулканогенно-осадочных и магматических образований основного и среднего состава мезозоя и нижнего кай-

нозоя, а также с четвертичными лавами и субвулканическими образованиями андезитового и дацитового состава. На возвышенности Витязя фундамент слагают метаморфизованные песчаники и сланцы палеозоя и базальтовые лавы миоцена (Леликов, 1977). Восточнее на подводном хребте Окусири, банке Мусаси, а также в пределах островов Монерон, Ребун, Хоккайдо и других к акустическому фундаменту относятся эффузивы андезитового и базальтового состава мезозоя, нижнемиоценовые эффузивы среднего и кислого состава, а также базальты четвертичного возраста (Геологическое развитие..., 1968; Журавлев, 1975; Пискунов, Хведчук, 1976; Sutekazu Nagao et al., 1963).

В смежных районах Приморья к акустическому фундаменту можно отнести породы геосинклинального комплекса Сихотэ-Алиня (верхний палеозой — мезозой) и Сихотэ-Алиньского вулканического пояса (мел — палеоген) (Безверхний и др., 1977; Антипов и др., 1979).

Чехол в пределах Южно-Татарской зоны поднятий начинается отложениями не древнее среднего миоцена (Sato et al., 1973). По материалам драгирования и геологии надводной части островов Сахалин, Хоккайдо, Монерон, Ребун и Рисири к нему относятся туфодиациты верхов среднего миоцена, песчаники, аргиллиты, глины, вулканический пепел, слоистые турбидиты верхнего миоцена, плиоцена и квартера. Они слагают верхний слоистый комплекс и характеризуются слабой литифицированностью (Журавлев, 1975; Антипов и др., 1979; Hamilton et al., 1974, и др.).

Мощность комплекса колеблется от первых десятков метров до 1000 м. По периферии Южно-Татарской зоны поднятий в сопряженных Западно-Сахалинском и Татарском прогибах стратиграфический диапазон осадочного чехла, вероятно, расширяется и в нем появляются более древние горизонты миоцена (Маргулис, Семенов, 1976; Маргулис и др., 1977). Здесь начинает прослеживаться нижний «прозрачный» комплекс. Последний, судя по материалам бурения на Присахалинском шельфе, драгирования у о. Монерон и у берега Приморья, представлен преимущественно глинисто-алевритовыми и кремнисто-глинистыми образованиями. Общая мощность осадочного чехла в прогибах возрастает до 5—6 км.

От Татарского и Западно-Сахалинского прогибов в сторону Южно-Татарской зоны поднятий по сейсмическим разрезам наблюдается ухудшение сейсмической записи. Вероятно, это связано с замещением осадочных слоев вулканитами. При преобладании последних толща по своим физическим свойствам относится к акустическому фундаменту. Причем в строении разреза местами участвуют вулканиты плиоцен-четвертичного возраста. Таким образом, верхняя часть разреза, входящего в акустический фундамент Южно-Татарской зоны поднятий, синхронна осадочному чехлу ее периферии и смежных прогибов. Однако мощности их существенно отличаются. Так, на о. Ребун и в юго-западном Хоккайдо неоген-четвертичные вулканиты и вулканогенно-осадочные образования, относимые к акустическому фундаменту, имеют мощность от 500 до 2000 м (Геологическое развитие..., 1968; Surekazu Nagao et al., 1963), в то время как в пределах прогибов слои осадочного чехла того же возраста достигают мощности 5 км (Антипов и др. 1979).

Внутренняя структура комплексов пород, отвечающих акустическому фундаменту Южно-Татарской зоны поднятий, расшифрована только на юго-западе о. Хоккайдо (Geological Map..., 1965). Метаморфические породы палеозоя и вулканогенно-осадочные образования мезозоя смяты в крутые, линейные, субмеридиональные складки с углами наклона на крыльях до 40—70°, осложненные надвигами и прорванные телами серпентинитов. Выходы этих пород ограничены разломами, которые создают горстообразные выступы среди поля распространения более молодых отложений. Миоценовые вулканиты с резким структурным несогласием

перекрывают подстилающие породы. Они слагают вытянутые в субмеридиональном направлении пояса поднятий, разделенные мульдами. Последние выполнены одновозрастными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями чехла. Миоценовые вулканиты смяты в пологие брахиформные складки с углами наклона на крыльях до 20—30°. Плиоценовые и четвертичные эффузивные и пирокластические образования

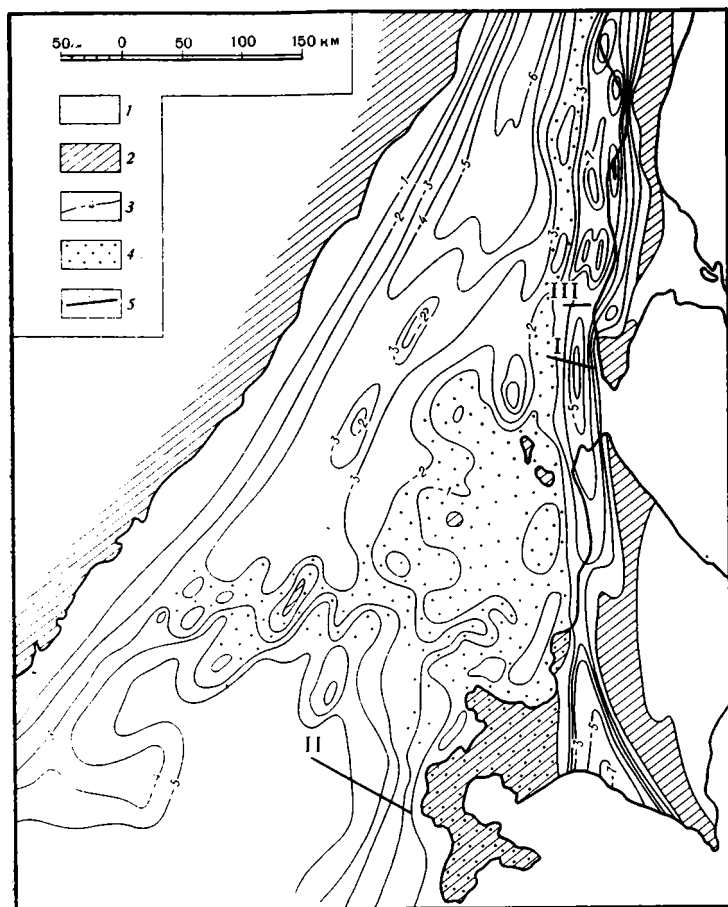


Рис. 1. Структурная карта положения поверхности акустического фундамента акваторий северной части Японского моря и Татарского пролива

1 — площадь распространения пород осадочного чехла; 2 — площадь распространения пород акустического фундамента на дневной поверхности; 3 — изогипсы поверхности акустического фундамента (в км); 4 — Южно-Татарская зона поднятий; 5 — положение сейсмических разрезов, показанных на рис. 2, 3, 4

выражены в рельефе в виде горных цепей и отдельных вулканов и залегают практически горизонтально. Часто в них наблюдаются многочисленные трещины, близ которых слои приобретают в некоторых случаях небольшие наклоны, достигающие 10° (Геологическое развитие..., 1968).

По поверхности акустического фундамента центральная часть Южно-Татарской зоны поднятий вырисовывается как обширная структура неправильных очертаний (рис. 1). С востока она ограничена глубокой синклинальной зоной Вакканая, являющейся крайним южным элементом Западно-Сахалинского прогиба. Глубины залегания акустического фундамента в пределах центральной части зоны поднятий колеблются

от 0—0,5 до отметок —1,5—2 км на ее периферии. На запад поверхность акустического фундамента испытывает пологое, под углами до 5—7°, погружение и образует обширную плоскую структурную террасу (см. рис. 1), которая осложнена продольными меридиональными поднятиями шириной до 10 км и протяженностью 20—40 км. Их амплитуда в среднем составляет 1—1,5 км. Встречаются отдельные изометричные поднятия размером в поперечнике до 5—7 км и вертикальной амплитудой до 0,3—0,5 км. Они разделены округлыми в плане мульдами.

На запад от центральной приподнятой части Южно-Татарской зоны поднятий отходит протяженная ветвь. Ее длина 200 км при ширине в 50—60 км. Она отделена от центральной части неширокой и неглубокой синклиналию. Широтная ветвь Южно-Татарской зоны поднятий разделяет Татарский прогиб и глубоководную депрессию Японского моря. Поверхность акустического фундамента в ее пределах располагается на отметках —1,5—2 км, погружаясь на северном склоне до —3—3,5 км, а на южном — до —4—4,5 км. Эту ветвь составляют отдельные поднятия овальной формы размером от 10 до 30 км, которые чередуются с неширокими мульдами. Наклон поверхности акустического фундамента на южном склоне ветви более крутой, чем на северном, и соответственно измеряется 4—5 и 2—3°. Амплитуда широтной ветви по отношению к смежным Татарскому прогибу и Япономорской глубоководной депрессии достигает 2—3 км, а относительно внутренних мульд — 1—1,5 км. Широтная ветвь Южно-Татарских поднятий непосредственно сопряжена со структурами Сихотэ-Алиньского вулканического пояса Приморья. Их разделяет ориентированная в северо-восточном направлении синклиналь, где поверхность акустического фундамента погружена до отметок —2—2,5 км.

От центральной части Южно-Татарской зоны поднятий на север отходят еще две ветви, отделенные друг от друга относительно глубокой брахиформной мульдой, в которой акустический фундамент залегает на глубине 4 км (широта пролива Лаперуза). Более западная ветвь имеет протяжение около 100 км при ширине до 30 км и в виде структурного носа погружается в северном направлении до —1,5—2 км на юге до —4—5 км на крайнем севере. Меридиональная западная ветвь представляет пологую симметричную структуру с углами наклона на склонах 3—4°. Меридиональная восточная (Монеронская) ветвь с одноименным островом на ее оси протягивается на расстояние свыше 400 км при общем наклоне шарнира на север. С юга на север она сужается с 60 до 20 км, вызывая тем самым сближение на севере Татарского и Западно-Сахалинского прогибов. Глубина залегания поверхности акустического фундамента на своде Монеронской ветви с юга на север в среднем изменяется от 1—2 км и выхода ее на поверхность на островах до 2—3,5 км на ее погружении к северу от о. Монерон. На склонах наклон этой поверхности составляет 8°, а на крайнем юге увеличивается до 10—20°. Севернее широты г. Чехова Монеронская ветвь Южно-Татарской зоны поднятий затухает и на сейсмических разрезах не прослеживается.

Почти повсеместно Южно-Татарская зона поднятий в пределах акваторий перекрыта осадочным чехлом. Лишь в наиболее приподнятых ее частях поверхность дна слагают породы акустического фундамента. От свода к периферии мощность осадочного чехла увеличивается от первых сотен метров до 2 км. На сводах поднятий и в центральных частях разделяющих их мульд слои осадочного чехла залегают горизонтально, но иногда появляются их волнистые изгибы, совпадающие с выступами поверхности акустического фундамента. На склонах поднятий слои приобретают наклоны, причем их величины возрастают вниз по разрезу от 2—3° в верхних горизонтах до 5—7, редко 10—12° в основании осадочного чехла.

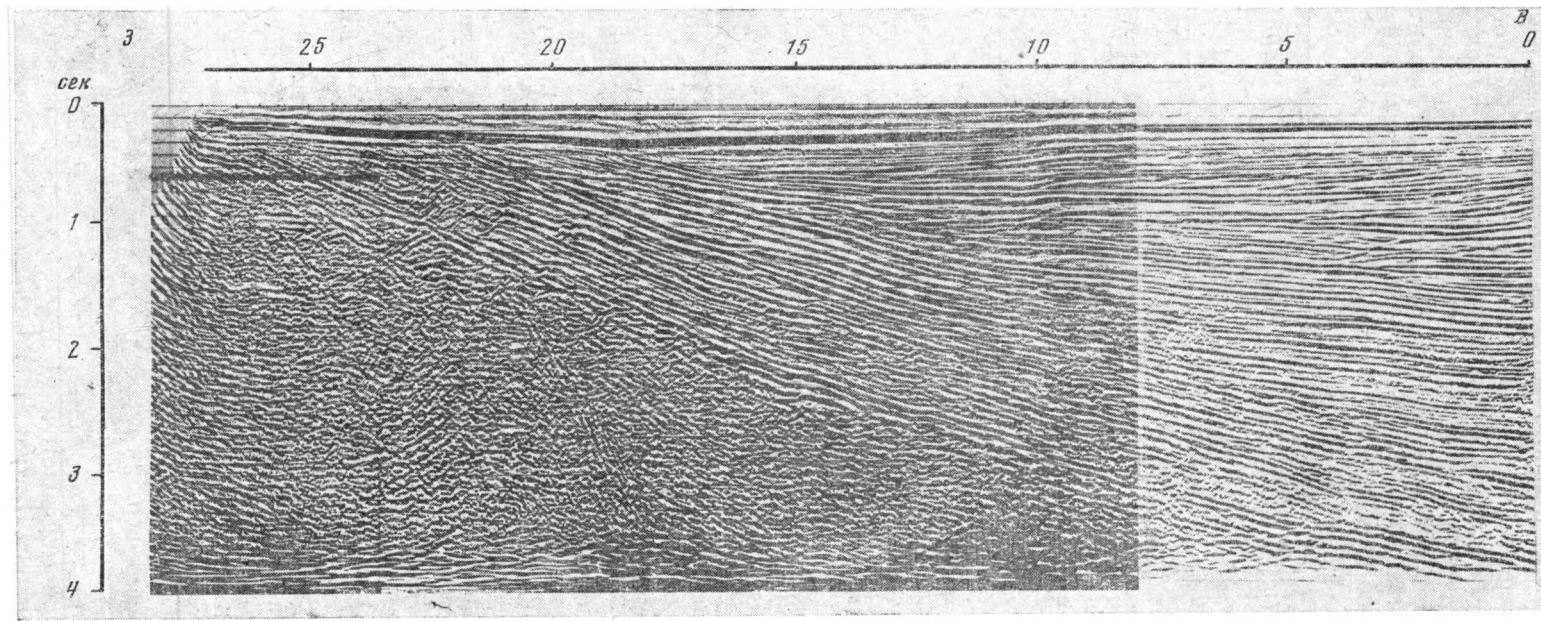


Рис. 2. Временной сейсмический разрез I (по Балабко Г. Ф., 1977), показывающий характер перехода слоев осадочного чехла от Западно-Сахалинского прогиба к Монеронской ветви Южно-Татарской зоны поднятий

Осадочный чехол смежных прогибов в сторону склонов Южно-Татарской зоны поднятий существенно сокращается в мощности. Так, со стороны Западно-Сахалинского прогиба осадочный чехол испытывает постепенное последовательное конседиментационное утонение на запад и на юге Монеронской ветви Южно-Татарской зоны поднятий измеряется первыми сотнями метров. Только базальные слои в этом направлении не изменяются в мощности (до 500 м), а в пределах свода срезаются самыми верхними молодыми горизонтами осадочного чехла (рис. 2). Аналогичная картина изменения мощностей осадочного чехла наблюдается при движении от Татарского прогиба к меридиональной

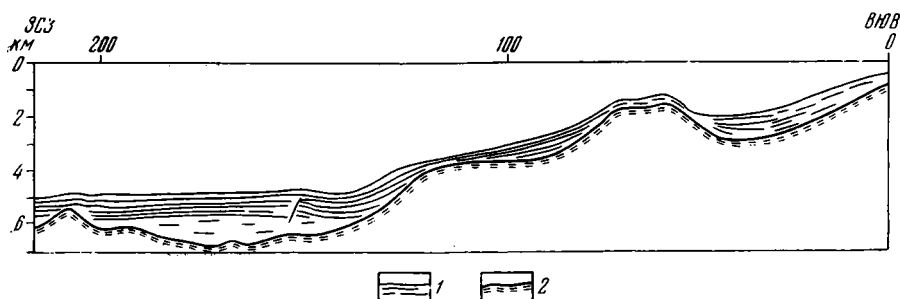


Рис. 3. Временной сейсмический разрез II (по Ludwig, Murauchi 1975), показывающий притыкание нижних горизонтов осадочного чехла глубоководной депрессии Японского моря к поверхности акустического фундамента южного склона Южно-Татарской зоны поднятий и воздымание верхних его слоев вверх по склону поднятий

1 — отражающие площадки в прозрачном слое, 2 — акустический фундамент

западной ветви Южно-Татарской зоны поднятий. К югу, в сторону широтной ветви зоны поднятий, все слои осадочного чехла, по-видимому, испытывают только конседиментационное утонение.

На южной периферии Южно-Татарской зоны поднятий наблюдается притыкание горизонтально лежащих слоев нижней толщи осадочного чехла к поверхности акустического фундамента. Мощность притыкающихся слоев достигает 1—1,5 км. Верхние горизонты испытывают слабый, пологий наклон, поднимаемая вверх по склону, и постепенно снизу вверх выклиниваются (рис. 3).

Южно-Татарская зона поднятий хорошо выражена подъемом поверхности дна акваторий юга Татарского пролива и северной части Японского моря. Наиболее приподнятая ее часть приурочена к юго-западу о. Хоккайдо, где породы акустического фундамента выходят на дневную поверхность. Здесь максимальные абсолютные отметки рельефа достигают 1000 м и более (вулкан Йотней 1893 м).

Центральная часть Южно-Татарской зоны поднятий представляет собой опущенный шельф. К нему приурочены острова (Рисири и Ребун), подводные хребты (Окусири), банки (Мусаси) и западины, которые осложняют рельеф дна. Здесь наблюдаются разнообразные формы шельфовых террас (Honza and Sasa, 1969), среди которых встречаются и аккумулятивные. В западном направлении намечается увеличение глубины погружения вершин банок и хребтов. Широтная ветвь Южно-Татарской зоны поднятий выражена в виде приподнятой полосы поверхности дна моря, на которой выделяются отдельные горы или их группы. Наиболее крупной морфологической формой среди них является подводная возвышенность Витязя, поднимающаяся до отметок —1083 м. Превышения подводных гор составляют 700—1000 м.

Меридиональные ветви отражены в рельефе дна подводными валовыми возвышенностями, погружающимися на север. Западная из

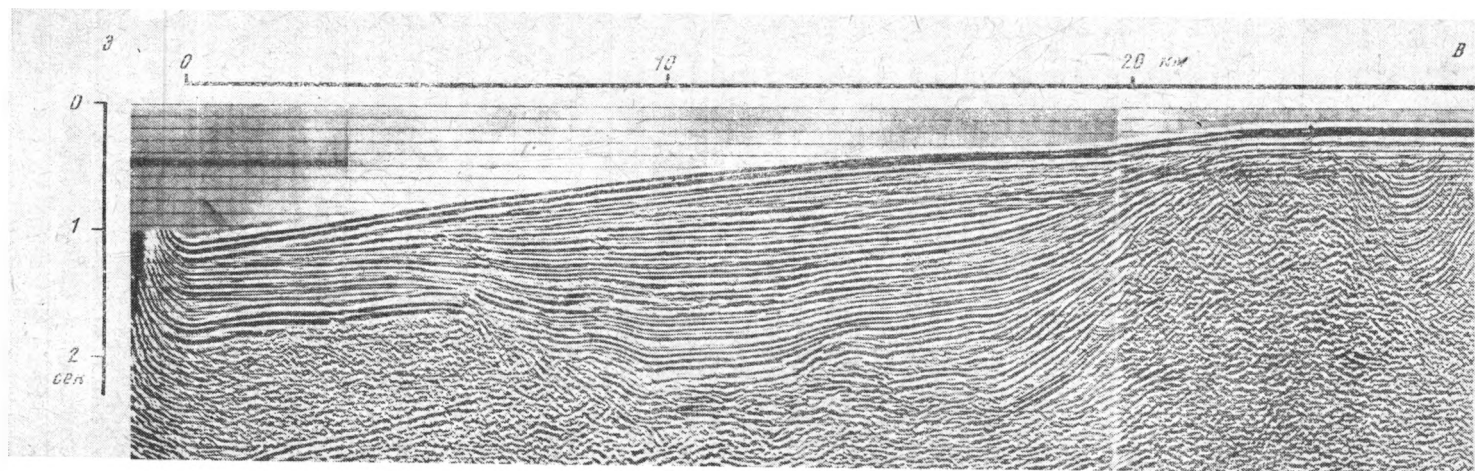


Рис. 4. Временной сейсмический разрез III (по Пудикову, 1977), показывающий характер залегания слоев осадочного чехла в пределах континентального склона: в верхней части склона увеличение углов наклона слоев вниз по разрезу; в нижней части склона выполаживание наклона слоев и обратное их падение на восточном крыле Монеропской ветви Южно-Татарской зоны поднятий

них прослеживается в виде одного из отрогов банки Мусаси, и к северу она постепенно исчезает, и ветвь поднятия уходит под ровное дно глубоководной котловины. Возвышенность, связанная с Монеронской ветвью прослеживается на большое расстояние к северу. Ее поверхность слегка всхолмлена. К северу она постепенно затухает и также уходит под дно котловины. Далее на север она выходит на шельф, но в рельефе дна моря не отражается.

Островной склон глубоководной котловины Татарского пролива со стороны Сахалина и Хоккайдо окаймляет западную периферию Южно-Татарской зоны поднятий, пересекая Монеронскую ветвь в зоне ее погружения. Широтная ветвь отделена крутым склоном современной котловины от центральной, наиболее приподнятой части Южно-Татарской зоны поднятий. Ширина склона колеблется от первых километров до 50—60 км. Перепад глубин на нем увеличивается в южном направлении от 500—700 до 1500—2000 м.

Наклон поверхности дна моря на островном склоне в районе Южно-Татарской зоны поднятий совпадает с погружением верхних слоев осадочного чехла на ее крыльях. Вниз по разрезу наклон последних постепенно увеличивается и начинает превышать погружение дна моря. Так, поверхность дна на склоне вдоль западного края западной меридиональной ветви и центральной части Южно-Татарской зоны поднятий наклонена под углами, не превышающими 3° . Верхние горизонты осадочного чехла погружаются здесь под теми же углами и в том же направлении. Вниз по разрезу чехла наклон слоев постепенно увеличивается и достигает $5\text{--}7^\circ$ (рис. 4). Лишь в северной части Монеронской ветви, где островной склон проходит по участку противоположного погружения крыла поднятия, вниз по разрезу происходит, напротив, постепенное выполаживание углов падения слоев осадочного чехла вплоть до обратного погружения по сравнению с наклоном дна моря (см. рис. 4). Таким образом, современный склон северной части Японского моря и Татарского пролива в районе Южно-Татарской зоны поднятий представляет собой гигантскую флексурную область, вдоль которой слои осадочного чехла испытывают погружение от шельфа в сторону глубоководных котловин.

По немногочисленным данным ГСЗ и гравиметрии (Суворов, 1975; Туезов, 1975; Строев, 1977), в северной части Японского моря и Татарском проливе поверхность Мохо залегает согласно с современным рельефом дна моря. Ее изолинии повторяют конфигурацию изобат (Антипов и др., 1979). Южно-Татарская зона поднятий по поверхности Мохо выражена очень слабо. В ее пределах мощность земной коры изменяется от 15—18 км на широтной ветви до 24—27 км в центральных частях и на Монеронской ветви. В глубоководной котловине Японского моря мощность коры уменьшается до 8—12 км.

В Южно-Татарской зоне поднятий наблюдается некоторое понижение значения величины теплового потока до 2 ЕТП относительно среднего значения для акватории Японского моря, которое равно 2,51 ЕТП (Ясуи и др., 1972).

В магнитном и гравитационном полях Южно-Татарская зона поднятий выделяется конфигурацией и величинами аномалий по сравнению с окружающими участками акватории Японского моря. Так, в центральной ее части и в меридиональных ветвях преобладают субмеридиональные аномалии магнитного поля переменного знака. Широтная ветвь характеризуется изометричными в плане аномалиями положительного и нулевого значения. В то же время на остальной части акватории Японского моря распространены отрицательные аномалии магнитного поля (Красный, Кочергин, 1977). Изучение изостатических аномалий гравитационного поля зоны поднятий указывает на значительную плотност-

ную неоднородность и дифференцированность земной коры в ее пределах (Строев, 1977).

Проведенный анализ строения и глубинных параметров Южно-Татарской зоны поднятий позволяет наметить основные черты ее развития и увязать с временем возникновения глубокоководных котловин акваторий Японского моря и Татарского пролива. В конце мезозоя на территории Приморья завершился геосинклинальный процесс, после чего здесь возник Сихотэ-Алиньский вулканический пояс. В это же время в пределах островов Сахалин и Хоккайдо продолжали свое развитие Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и прогиб Исикари-Румон (Меланхолина, 1973). В результате сахалинской тектонической фазы (плиоцен) и прогибах сформировалась современная складчатая структура.

Синхронно геосинклинальному развитию прогибов на западной периферии Японии происходили мощные магматические процессы, которые создали в позднем мелу и раннем кайнозое крупный вулканический пояс (Геологическое развитие..., 1968). Этот пояс простирался и в пределы Южно-Татарской зоны поднятий. Имеющийся материал о характере аномалий магнитного и гравитационного полей не позволяет предполагать широкое распространение и большую мощность вулканических образований верхнего мела и нижнего кайнозоя на акватории глубокоководной котловины Татарского пролива и северной части Японского моря, за пределами Южно-Татарской зоны поднятий. Хотя эта часть акватории и характеризовалась относительно высоким стоянием в течение данного отрезка времени, тем не менее магматические процессы здесь, по-видимому, не происходили или были резко ослабленными.

Средний и поздний миоцен характеризуются резкой сменой палеотектонической и палеогеографической обстановки в Япономорском регионе. К этому времени относится расширение фронта осадконакопления Западно-Сахалинского прогиба далеко на запад, заложение геосинклинального прогиба Западной Японии (геосинклиналь Уэцу) и начало становления Япономорской впадины. Большая часть этих областей прогибания наложилась на стабильные и в значительной мере эродированные к этому времени структурные элементы мезозойского и поздне-мезозойско-раннекайнозойских вулканических поясов. На этом фоне прогибания и сравнительно интенсивного осадконакопления Южно-Татарская зона выделялась в виде крупной области поднятий, которая, протягиваясь от Северо-Восточного Хонсю (Внешний Китаками) через Западный Хоккайдо на север, разделяла позднемезозойско-кайнозойский Западно-Сахалинский прогиб от новообразованной наложенной Япономорской впадины. Позднемиоценовое прогибание захватило отдельные участки Южно-Татарской зоны поднятий. Тектонические движения носили здесь резко дифференцированный характер, что привело к созданию относительно приподнятых и опущенных блоков. На приподнятых блоках продолжали формироваться вулканические постройки.

Приклонение верхнекайнозойских слоев осадочного чехла к поверхности акустического фундамента по южной периферии Южно-Татарской зоны поднятий свидетельствует о резком кратковременном опускании, создавшем глубокоководный Япономорский бассейн. Ранее к этому выводу на основании анализа строения Приморского континентального склона пришли Р. Б. Крапивнер и Г. С. Данилина (1976). Погружение, по-видимому, произошло в среднем или позднем миоцене и наметило южный склон Южно-Татарской зоны поднятий. Исходя из мощности приклоненных осадков, амплитуда опускания оценивается в 2 км.

В позднем неогене — начале четвертичного периода прогрессивное погружение Япономорского региона привело к наступлению фронта осадконакопления на большую часть Южно-Татарской зоны поднятий. Здесь формируется маломощный осадочный чехол, который отсутствует

только на наиболее приподнятых блоках. К северу от зоны поднятий с начала или середины миоцена заложился крупный Татарский прогиб.

В нем, по-видимому, в условиях эпиконтинентального бассейна происходило накопление осадочных толщ. Прогибание также захватило меридиональные ветви зоны Южно-Татарских поднятий. Однако темп погружения там был значительно ниже.

Флексурный изгиб верхнеплиоцен-четвертичных слоев осадочного чехла при переходе от шельфа к островному склону и согласное их за-

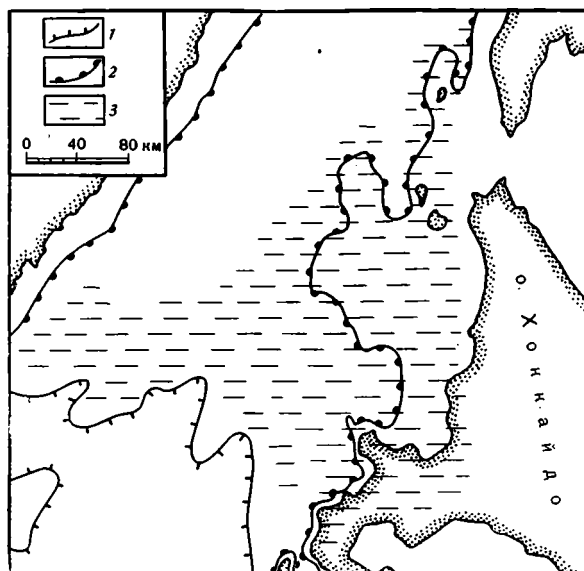


Рис. 5. Схема площадного распространения опусканий, приводящих к образованию глубоководных бассейнов акватории северной части Японского моря и Татарского пролива

1 — контур средне-позднемиоценового опускания; 2 — контур четвертичного (позднечетвертичного) опускания; 3 — область ослабленного четвертичного опускания, связанного с Южно-Татарской зоной поднятий

легание с поверхностью дна моря свидетельствует о четвертичном, а скорее всего позднечетвертичном, практически современном, опускании. В него была вовлечена более обширная область по сравнению с миоценовым погружением (рис. 5). Глубоководный бассейн проник далеко к северу, захватив значительную часть акватории Татарского пролива. Оно окончательно сформировало современный рельеф дна Японского моря и Татарского пролива. Южно-Татарская зона поднятий опустилась в четвертичное время на значительно меньшую величину по сравнению с другими частями акватории. Ее центральная часть превратилась в погруженный шельф, где современные глубины колеблются от 200 до 700 м. Отдельные поднятия испытали также меньшее опускание относительно смежных мульд и стали подводными банками и хребтами. Таким образом, в пределах Южно-Татарской зоны поднятий четвертичное погружение носило явно дифференцированный характер. Лишь ее крайние периферийные части не затормозили процесс новейшего опускания, поэтому они совершенно не выражены в современном рельефе дна моря. Амплитуды четвертичных опусканий на основе величин современных глубин моря измеряются в 1,5—2 км. На созданных континентальных склонах началось формирование подводно-оползневых структур.

Приведенный материал показывает, что в истории развития северной части Японского моря и Татарского пролива существовали два типа вертикальных тектонических движений. Первый характеризовался большой длительностью, и нисходящие движения этого типа привели к конседиментационным структурным формам чехла. Длительные тектонические движения создали Западно-Сахалинский и Татарский прогибы в Южно-Татарскую зону поднятий. Второй тип тектонических движений отличался более высокой интенсивностью и кратковременностью. Они привели в миоцене к образованию северной части глубоководной котловины Японского моря и создали современный рельеф акватории анализируемой части Японского моря и Татарского пролива в позднечетвертичное время. Последние движения имели резко наложенный характер. Южно-Татарская зона поднятий ослабила четвертичное погружение и обусловила подъем поверхности дна моря.

Литература

- Антипов М. П., Ковылин В. М., Филатьев В. П. Осадочный чехол Татарского пролива и северной части Японского моря.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, вып. 5.
- Безверхний В. Л., Леликов Е. П., Терехов Е. Н., Филатьев В. П. Геологическое строение докайнозойского фундамента япономорского шельфа у берегов Приморья.— В сб.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток. Изд. ДВНЦ АН СССР, 1977.
- Геология и геофизика дна морей северо-западной части Тихого океана.— Тр. СахКНИИ, вып. 41. Владивосток, 1977.
- Геологическое развитие Японских островов. М., «Мир», 1968.
- Гнибиденко Г. С., Быкова Т. Г. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Японского моря. Деп. Всесоюзный научно-технический информационный центр, 1975.
- Журавлев А. В. Особенности тектоники и распространения мощностей осадочных образований Япономорской глубоководной котловины.— Тр. СахКНИИ, вып. 37. Геофизический сборник, № 5. Южно-Сахалинск, 1975.
- Крапивнер Р. Б., Данилина Г. С. Новые данные о строении и истории развития шельфа и материкового склона Японского моря и районе Южного Приморья.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, вып. 3.
- Красный М. Л., Кочергин Е. В. Природа региональных магнитных аномалий северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса.— В сб.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1977.
- Левин Л. Э., Вирта А. Н., Зорина Ю. Г. О некоторых взаимосвязях тектоники и нефтегазоносности в пределах дальневосточных морей — Японского, Охотского, Берингова.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, вып. 6.
- Леликов Е. П. Породы докайнозойского фундамента подводной возвышенности Витязя (Японское море).— В сб.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток, Изд. ДВНЦ АН СССР, 1977.
- Маргулис Л. С., Семенов Д. Ф. Кайнозойская история развития Сахалина на основе формационного анализа.— В сб.: Складчатые системы Дальнего Востока. Владивосток, Изд. ДВНЦ АН СССР, 1976.
- Маргулис Л. С., Федоров В. В., Тютрин И. И., Новиков Г. П. Тектоническая природа Татарского пролива.— В сб.: Геология и геофизика дна морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток. Изд. ДВНЦ АН СССР, 1977.
- Меланхолина Е. Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе.— Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 244.
- Петрушевский Б. А. Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии. М., «Наука», 1964.
- Пискунов Б. Н., Хведчук И. И. Новые данные о составе и возрасте отложений о. Монерон (сев. часть Японского моря).— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 3.
- Строев П. А. Аномалии Буге и мощность земной коры в Япономорской переходной зоне.— В сб.: Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., «Наука», 1977.
- Суворов А. А. Глубинное строение земной коры Южно-Охотского сектора по сейсмическим данным. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Тузев И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Хотта Х. Структура осадочных отложений на континентальной окраине Японских островов.— В сб.: Глубинная структура Дальневосточных морей и островных дуг. Тр. СахКНИИ, вып. 33, 1972. Южно-Сахалинск. Изд. ДВНЦ АН СССР.
- Шельф Сахалина. «Недра», М., 1975.

- Ясуи М., Уэда С., Ватанабэ Т. Результаты изучения теплового потока под дном омывающих Японию морей.— Тр. СахКНИИ, вып. 33. Южно-Сахалинск, 1972.
- Geological map of Hokkaido, sc. 1 : 200 000, Geol. Surv. Japan, 1965.
- Hamilton E., Moore D., Buffington E., Sherrer P. and Avvray J. Sediment velocities from sonobuoys: Bay of Bengal, Bering Sea, Japan Sea and North Pacific.— J. Geophys. Res., 1974, vol. 73, No. 17.
- Honza E. and Sasa Y. Geological structure of the continental terrace of Ishikari Bay, Hokkaido.— From book 'Ocean Research Institute, University of Tokyo. Collected reprints. v. 8, 1969.
- Ludwig W. J., Murauchi S. Sediments and structure of the Japan Sea.— Bull. Geol. Soc. America, 1975, v. 86, No. 5.
- Sutekazo Nagao, Chikara Akiba, Tamatsu Omori. Explanatory text of the Geological Map of Japan. sc. 1 : 50 000 (Asahigawa — 2,6) Hokkaido Development Agency, 1963.
- Sato T., Sakurai M., Taguchi H., Nagano M., Uchida M., Omori T. Суйробу кэнкю хо-коку.— Rept. Hydrogr. Res. 1973, No. 8.

Геологический институт
АН СССР
ВНПО Союзморгео
Тихоокеанский океанологи-
ческий институт ДВНЦ АН СССР

Статья поступила
9 апреля 1979 г.

РЕЦЕНЗИИ

В. П. КОЛЧАНОВ

К ЗАВЕРШЕНИЮ «НЕМЕЦКОГО СПРАВОЧНИКА
ПО ТЕКТЕНИКЕ»

В апреле 1979 г. Немецкая тектоническая комиссия отметила свой 15-летний юбилей и завершение рабочих заседаний по «Немецкому справочнику по тектонике» (НСТ; Deutsches Handwörterbuch der Tektonik, 1968—1977). Начальным толчком для появления этой работы и ряда аналогичных трудов (Долицкий, Колчанов, 1968; Материалы по тектонической терминологии, 1961—1969; Справочник по тектонической терминологии, 1970; Dennis, 1967; Деннис, 1971) послужила деятельность подкомиссии по тектонической карте мира (с момента основания в 1956 г., возглавляемой советскими учеными), в ходе которой выяснилась необходимость унификации тектонической терминологии при проведении международных работ. С инициативой по созданию словаря на немецком языке выступил в те годы Х. Муравски.

Такова обстановка, в которой составлялся НСТ. Специально для его разработки в 1964 г. при Немецком геологическом обществе (ФРГ) была создана Немецкая тектоническая комиссия (НТК) под председательством Х. Муравски. В нее вошли многие видные геологи ФРГ — Ф. Лотце, П. Шмидт-Томе, Х. И. Мартини, Э. Фойгт, К. Шмидт, У. Розенфельд и др. НТК включает в себя группу составителей из 25 человек, редакторов (6 человек) и участников обсуждения (16 человек); ряд лиц одновременно сотрудничает в двух группах. Начиная работу, НТК поставила своей целью составление справочника, который охватил бы примерно 2000 понятий, используемых в работах по тектонике на немецком языке. По мнению составителей, НСТ преследовал следующие задачи. 1. Раскрытие смыслового содержания термина, начиная от его первого (первого установленного) определения до современного понимания. 2. Выявление специфики термина, его синонимов, родственных терминов и антонимов. 3. Изложение сведений о неточностях или ошибках в использовании данного термина и по мере необходимости рекомендации об его изъятии. Правда, этот момент пока отступил на второй план, поскольку более важной задачей представляется все же выявление современного положения в области немецкой тектонической терминологии. Предполагается, что к вопросу об унификации терминологии можно будет вернуться после завершения составления НСТ. 4. Перечисление всех родственных терминов, связанных с определяемым, что важно — для более глубокого проникновения в суть дела — прежде всего для иностранцев. Для этого наряду с конкретными, частными терминами объясняются, выделяясь особой пометой, и «кустовые» термины более широкого порядка. Тако-

вым, например, является термин «складка» по отношению к терминам «ось складки», «зигзагообразная складка» и т. п. 5. Приложение к каждому определению списка литературы, из которой желающие могли бы подробнее ознакомиться с соответствующим термином. 6. Объяснение устаревших терминов, ныне не употребляемых, но встречающихся в более ранней геологической литературе.

Работа над НСТ все годы велась следующим образом. Поделив между собой различные разделы тектоники (например, общая тектоника, тектоника плит, сланцеватость, соляная тектоника и т. д.), составители подготавливали по принятому порядку описания определения отдельных терминов, не задаваясь целью охватить сразу и полностью какой-либо раздел тектоники. Разработанные определения 3—4 раза в год всесторонне обсуждались на рабочих заседаниях НТК, проходивших в разных городах ФРГ. По мере готовности очередная группа определений компоновалась в алфавитном порядке и передавалась для печати в виде отдельного выпуска. Каждый выпуск издан в разъемной обложке, на металлические дужки которой нанизываются страницы-карточки с определениями. Благодаря этому по завершении издания НСТ все страницы могут быть расставлены в общем алфавитном или любом тематическом порядке. К началу 1979 г. вышло 7 выпусков НСТ, имеющих объем от 154 до 398 стр. Они выпущены в следующие годы и содержат следующее число терминов, получивших в данном выпуске свои определения, и упоминаемых родственных терминов (цифры в скобках): I — 1968 (202, 125); II — 1969 (151, 379); III — 1971 (115, 152); IV — 1972 (91, 295); V — 1973 (92, 280); VI — 1976 (72, 231); VII — 1977 (69, 320). VIII выпуск вышел в 1979 г. и два последних — IX и X — в ближайшие годы. На текущий момент 7 выпусков НСТ охватили определения 792 терминов (понятий) и ссылки на 1782 термина, часть которых уже получила свои определения, часть является синонимами и часть войдет в последние выпуски.

В соответствии с поставленными задачами описание каждого термина дается по единой форме. В верхней части страницы-карточки рядом с термином и его синонимами находится указание, какой частью речи он является (существительное, прилагательное, глагол), род имени существительного и форма множественного числа, имеющиеся производные от данного существительного, глагол или прилагательное, и здесь же помета, к какой категории относится данный термин. Таких категорий выделяется 5: кустовой термин широкого, надпорядкового значения; основной термин; устаревший основной термин, имеющий лишь историческое значение; второстепенный термин-синоним; смежный (родственный) термин. Независимо от принадлежности к той или иной категории описание каждого термина ведется по следующим рубрикам. 1. Этимология (корни термина, их происхождение и значение, дословное значение термина по толковому словарю немецкого языка). 2. Первоначальное (или одно из первых) определений термина, как правило, с указанием автора, ссылкой на его работу и краткой цитатой. 3. Современное применение термина, если оно отличается от первоначального или приобрело несколько разных значений, либо упоминание, что термин сохранил свой первоначальный смысл, либо, наконец, что он уже не употребляется, имея лишь исторический интерес. 4. Примечания — комментарии различного рода. 5. Ссылка на ключевые термины, имеющие отношение к рассматриваемому. 6. Краткий список литературы. Кроме того, многие определения сопровождаются иллюстрациями, обычно заимствованными из цитируемой литературы, или таблицами. В конце каждого определения указан его составитель и год составления.

Приведем в качестве примера одно из определений.

Рифт

Осн. терм.

м. род; мн. ч.: рифты

1. Этимология

От английского *rift* — трещина, расселина, щель.

2. Первоначальное определение

В английском словоупотреблении со времени первого определения Дж. У. Грегори (1894) используются термины «*rift valley*» или «*rift*» для обозначения тектонических грабенов значительного протяжения с большой амплитудой опускания. Грегори (Gregory, 1894, стр. 295): «Те опущенные долины с протяженными крутыми параллельными бортами, которые профессор Зюсс назвал «грабенами»... можно условно назвать «рифтовыми долинами». Э. Кренкель (Krenkel, 1957) позаимствовал выражение «рифт» из английской литературы и применил его для описания восточноафриканской системы грабенов в том же смысле, что и «грабен» (например, стр. 181; «рифт Шир» вместо «грабен Шир»).

3. Современное значение

Значение не изменилось.

Выражение «рифт» и «рифтовая система» применяются также к грабенам срединно-океанических хребтов, например, В. Н. Illies (1970, стр. 542, рисунок).

4. Примечания (отсутствуют).

5. Ссылка на ключевые термины

Грабен; трансформный разлом.

6. Литература

Gregory J. W. *Geogr. J.*, 4, 290—315, 408—424, 505—514. London, 1894
Illies H. *Geol. Rdsch.*, 59, 528—552. Stuttgart, 1970
Krenkel E. *Geologie und Bodenschätze Afrikas*. 2. Aufl. Leipzig, 1957
W. Meyer, 1972.

Приведенное определение достаточно ясно отражает особенности НСТ. Ценно прежде всего, что он является первой сводкой подобного рода и, видимо, достаточно полно охватывает тектонический лексикон современного немецкого языка. В нем нашли свое место и многие термины англоязычного происхождения, получившие распространение в немецком языке. Справочник отличают четкость и лаконичность определений, что особенно важно при первоначальном знакомстве с термином, наличие грамматических сведений (что весьма ценно для зарубежного читателя) и сведений исторических. НСТ включает в себя не только термины-существительные, как это принято в советских изданиях, но и иные части речи, несущие терминологическую нагрузку. Наконец, для ряда терминов (например, «плита») проведен анализ черт сходства и различия с аналогичными терминами на некоторых других языках. Однако главное внимание НСТ уделяет **термину**, тогда как скрывающееся за ним **понятие** явно отступает на второй план. В итоге, несмотря на цитируемое первоначальное определение (далеко не всегда, кстати, сформулированное достаточно полно и однозначно) и сведения о дальнейших трансформациях его понимания, многие специфические характеристики объекта или процесса, послужившего исходным пунктом для появления термина, остаются в стороне, т. е. понятие не получает развернутой характеристики. Видимо, в этом прежде всего повинно стремление к краткости, поскольку наличие рубрик «современное значение» и «примечания» позволяет дать развернутое определение любого термина. Более детальные сведения, например, о рифте читатель найдет в других аналогичных трудах (Деннис, 1971; Геологический словарь, 1978), в частности, о рифтах срединно-океанических хребтов, упоминаемых в НСТ лишь вскользь. Той же причиной, по-видимому, объясняются и некоторые различия в трактовке первоначальных определений. Достаточно сравнить приведенное выше определение рифта и утверждение, что рифтом Дж. Грегори называл генетическую разнородность разрывных смещений, вызванных силой тяжести и ограничивающих разломную впадину (Справочник по тектонической терминологии, 1970).

В рецензиях, поступивших на первые выпуски Справочника из ФРГ, Австрии и ГДР при общей положительной оценке в качестве критических замечаний справедливо отмечается, что составителям не всегда удалось доискаться самого первого определения термина, хотя сложность такой задачи понятна всем. Отмечается также различный стиль описания разных терминов и разные объемы описания, причем второстепенные термины, как правило, получают более подробную характеристику.

Тем не менее из всего сказанного явствует, что НТК проделала большую, важную и весьма полезную работу, заслуживающую самой высокой оценки. НСТ не только подытоживает положение дел в немецкой тектонической терминологии, но и может служить базой для ее дальнейшей унификации. На этом пути, однако, представлялось бы важным сотрудничество представителей других германоязычных стран — Австрии, Швейцарии и прежде всего ГДР. Подобно тому, как издаваемая в ФРГ геологическая литература насыщена терминами, пришедшими из английского языка, так и труды, публикуемые в ГДР, содержат многие термины, принятые в советской геологической литературе. Учет влияния на немецкую терминологию как с той, так и с другой стороны наметил бы пути лучшего терминологического взаимопонимания англо-, германо- и русскоязычных геологических школ, а сведения НСТ могли бы непосредственно использоваться при разработке Международного тектонического словаря. Методика составления НСТ (обширный авторский коллектив из представителей различных геологических организаций страны, коллективное обсуждение составленных определений на регулярных рабочих заседаниях) может быть использована как положительный пример и при создании аналогичного труда в СССР. По завершении издания НСТ несомненно заслуживает перевода на русский язык. Этот труд может принести советским геологам существенную пользу при изучении многих классических работ на немецком языке, а также современных сводок по разным территориям и разнообразным теоретическим проблемам.

Литература

- Геологический словарь, т. I, II. М., «Недра», 1978.
Деннис Дж. Международный словарь английских тектонических терминов. М., «Мир», 1971.
Долицкий А. В., Колчанов В. П. Материалы к тектоническому словарю под редакцией А. А. Богданова, В. Е. Хаина, С. С. Шульца. РСФСР, Совнархоз Сев.-Вост. эконом. района, отдел техн. информации. Магадан, 1968.
Материалы по тектонической терминологии. Под ред. Ю. А. Косыгина, ч. 1—6. Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1961—1969.
Справочник по тектонической терминологии. Под ред. Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова. М., «Недра», 1970.
Dennis J. G. International Tectonic Dictionary. Memoir 7. Commission for the geological map of the world. Tulsa, Oklahoma, USA, 1967.
Deutsches Handwörterbuch der Tektonik. Lfrg. 1—7. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart, 1968—1977.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
1 августа 1979 г.

ХРОНИКА

УДК 551.24

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТониКИ
НА XIV ТИХООКЕАНСКОМ НАУЧНОМ КОНГРЕССЕ

С 20 августа по 1 сентября 1979 г. в Хабаровске проходил XIV Тихоокеанский научный конгресс (ТНК) под девизом «Природные ресурсы Тихого океана — на благо человечества». В работе конгресса приняли участие 1685 делегатов и около 400 гостей, в том числе 517 иностранных делегатов из 46 стран. Наиболее представительны были делегации США, Японии, Канады и Вьетнама. Впервые в работе конгресса приняли участие международные организации ЮНЕСКО и ЮНЕП.

Во время проведения ТНК функционировали 14 научных комитетов, внутри которых были организованы 17 секций и 68 симпозиумов.

Большое внимание на конгрессе было уделено проблемам тектоники. В составе комитета В «Твердая оболочка Земли» была выделена секция ВП «Континентальные окраины, островные дуги и структурные элементы дна Тихого океана» (руководители Ю. А. Косыгин, Ю. М. Пушаровский, С. М. Тильман, ученый секретарь Л. Л. Красный). Внутри секции работало три крупных симпозиума: симпозиум ВП.1 — Тектоника и эволюция складчатых областей Тихоокеанского пояса. Формирование и разрушение континентальной коры; симпозиум ВП.2 — Строение, происхождение и эволюция тектонических систем: островная дуга — глубоководный желоб — краевое море; симпозиум ВП.3 — Региональная тектоника дна Тихого океана. Тектонические движения в пределах ложа Тихого океана. Кроме того, работали симпозиумы «Докембрийская тектоника Тихоокеанского пояса» и «Офиолиты Тихоокеанского пояса».

Работу секции ВП открыл Ю. А. Косыгин. Во вступительном слове он обратил внимание на международный характер проблем Тихого океана, и поэтому только тесное сотрудничество многих стран может способствовать их разрешению. Он подчеркнул методическую ценность приема изучения от известного (континента) — к неизвестному (океану), и призвал исследователей следовать ему. Ю. А. Косыгин отметил в качестве двух больших достижений науки введение системного подхода, который плодотворно развивается сейчас, и открытие глубинных сейсмофокальных зон; служащих своеобразным «мостом» для связи поверхностных явлений с глубинными.

Выступивший далее член-кор. АН СССР Ю. М. Пушаровский отметил три направления в современной тектонике: жесткий фиксизм, плейттектоника и направление, развивающее классический мобилизм, и выразил надежду, что дискуссии представителей всех трех направлений, присутствующих на конгрессе, помогут достичь определенных сдвигов в решении многих проблем тектоники Тихоокеанского региона.

Далее последовательно работали три вышеназванных симпозиума.

Симпозиум ВП.1 начался коллективным докладом Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова, Л. П. Карсакова, Б. А. Натальина, Л. И. Полеко, посвященным тектоническому строению Востока СССР. В нем было дано районирование территории на базе выделения однородных по составу и близких по объему осадочных, магматических и метаморфических формаций, их комплексов и ассоциаций, охарактеризованных также степенью их дислоцированности и возрастом, с выделением различного типа эв- и мيوгеосинклинальных систем, срединных массивов, вулканических поясов. Установлено четыре древних сиалических мегаблока, разделенных мезозойскими эвгеосинклинальными системами и характеризующихся значительной обособленностью в ходе тектонической эволюции. Замечания к докладу касались вопросов номенклатуры (В. Е. Хаин).

Тектоническое районирование Востока СССР, предложенное в докладе М. С. Маркова, Ю. М. Пушаровского, С. М. Тильмана, В. С. Федоровского, Н. А. Шило, проводилось по возрасту формирования континентальной коры. Рассмотрены геодинамические обстановки, способствовавшие зарождению эвгеосинклинальных областей, и коррелятивно связанные с ними вещественные и структурные признаки. Выделены стадии развития эвгеосинклинальных областей, типы континентальных окраин, установлено направление эволюции рудного вещества в процессе преобразования океанической

коры в континентальную. Оба названных доклада сопровождались демонстрацией тектонических карт.

В ряде докладов четко были проявлены фиксистские тенденции. Наиболее полное развитие классическая геосинклинальная теория получила в докладе Г. М. Владова. В нем дана классификация геосинклинальных систем по признаку отношения их к континентальным массивам, что определяет тип земной коры основания, и рассмотрены особенности одного из классов — океанических ортогеосинклиналей (восточноазиатский тип). Установлен порядок смены геодинамических обстановок в геосинклиналях и последовательность развития геосинклинальных элементов и их природа. Определены комплексы формаций, соответствующие различным этапам развития геосинклинальных систем. В. А. Соловьев выступил с альтернативной «новой глобальной тектонике» теорией однотипности структуры континентов и океанов. В качестве элементов литосферы приняты платформенные системы, состоящие из трех геокмплексов (геосинклинальных, орогенных и плитных). Предполагается, что и в океане может быть выделена «океаническая» платформенная система, состоящая из той же триады комплексов. Многие из выступавших по докладу (В. Е. Ханн, М. С. Марков, С. М. Тильман и др.) сочли неоправданным игнорирование вещественного и исторического аспектов. Е. А. Радкевич в своем докладе показала, что наличие циркумпаифических мегазон, развивавшихся длительно — с протерозоя до настоящего времени, не несущих признаков значительного смещения и характеризующихся устойчивой рудной минерализацией, противоречит постулатам плитной тектоники. В. А. Амантовым суммированы материалы, свидетельствующие об обусловленности общего структурного рисунка Забайкалья и Дальнего Востока долгоживущими глубинными разломами. Дальнейшая эволюция структур была предопределена наложением полей напряжения Тихоокеанского подвижного пояса на синхронно развивавшиеся палеозойды Центрально-Азиатского пояса, мезозойской эволюцией Восточно-Азиатской кольцевой мегаструктуры и кайнозойским рифтогенезом. Показаны специфические особенности структур данного региона, связанные с влиянием субстрата континентальной коры, выраженные в недостаточном развитии признаков «типичных геосинклиналей» и появлении уникальных по масштабам и многообразию структур режима активизации. Ю. А. Колесников и Л. Л. Красный продемонстрировали специфику разновозрастных вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья, выявили связь их особенностей с геодинамическими обстановками в период образования и пришли к выводу, что особенности тектонической позиции рассмотренных комплексов укладываются в современную концепцию геосинклинального процесса. В вопросах и дискуссии было отмечено противоречие между утверждением авторов об океаническом происхождении яшмовых толщ Корякии и большими мощностями последних (И. О. Мурдмаа, Ю. М. Пущаровский, С. М. Тильман). Было предложено использовать термин «параокеаническая формация». А. М. Смирнов и А. Г. Аблаев, проанализировав распространение четырех структурных комплексов на Сахалине, приходят к выводу, что структура острова представляет собой антиклинорий северо-северо-западного простирания, к которому с запада примыкает краевой прогиб. Главная позднемеловая фаза складчатости, завершившая геосинклинальный режим, определила принадлежность Сахалина к мезозойской складчатой области.

Группа мобилистов была менее многочисленной. М. Чуркиным и К. Картером (США) реконструированы раннепалеозойские континентальные окраины на Аляске и Чукотке. Особенности палеозойского континентального края с его ороклиновыми поясами объяснены столкновением Северной Америки и Азии. Аналогичные реконструкции были произведены М. Чуркиным, Дж. Ноклбергом, К. Хьюи, Д. Виккери (США) для палеозоя — раннего мезозоя этих же территорий и дана интерпретация современного распределения шельфовых и океанических осадков с позиций тектоники плит. В ходе дискуссии подчеркнуто, что границы плит практически совпадают с границами геоблоков (Л. И. Красный), хотя в ряде случаев они проведены условно, например северная граница Чукотско-Аляскинской плиты (В. Е. Ханн). Выявились некоторые расхождения между палеобиогеографическими и палеомагнитными данными, в частности, касающимися Колымского блока. Ю. Г. Гатинским по данным фашиального анализа осадочных и магматических пород, палеонтологическим, палеоботаническим, палеоклиматическим и палеомагнитным материалам реконструированы для палеозоя Юго-Восточной Азии три самостоятельных континентальных блока и показана их дальнейшая эволюция, исходя из моделей тектоники плит. С. В. Руженцев, С. Г. Бялоселский, В. Н. Григорьев, А. Д. Казимиров, детально проанализировав структурные взаимоотношения разновозрастных вещественных комплексов Корякского хребта, пришли к выводу, что своим происхождением они обязаны последовательному пододвиганию океанической плиты под континент в пределах Корякского сектора Тихоокеанского кольца. В докладе А. А. Врублевского и В. П. Уткина получила освещение большая роль сдвигов в структуре Сихотэ-Алиня. Ф. Айсенбайс и Дж. Джолли (США) продемонстрировали перспективы применения для геодезических съемок и определения континентального дрейфа спутниковой программы определения координат в трех измерениях с использованием методики транслокации, достигающей повышения точности в 5 раз по сравнению с имеющимися методами.

Большой интерес вызвали доклады вьетнамских геологов. Нгуен Суан Бао дал развернутое представление о тектонике и истории развития Северного Вьетнама. В до-

кладе Ван Дак Тьонга было обосновано новое тектоническое районирование Вьетнама. Нгуен Кэн охарактеризовал основные черты неотектоники Северного Вьетнама. Все доклады проникнуты идеей высокой мобильности территории Вьетнама с докембрия доныне.

В рамках симпозиума «Докембрийская тектоника Тихоокеанского пояса» (конвирер А. М. Смирнов — СССР) были прослушаны и обсуждены два доклада. Б. Я. Хоррева на основе установления фаций синстратификационного первичного регионального метаморфизма, отражающего, по ее мнению, поступательное термическое развитие Земли, дала обоснование выделению в составе дорифейских комплексов Востока СССР трех мегациклов: архейского (4,5—3 млрд. лет), эозойского (3—3,6 млрд. лет) и раннепротерозойского (2,6—1,7 млрд. лет). В докладе В. И. Шульдинера охарактеризованы строение, состав, обстановка формирования и полезные ископаемые основных структурных элементов метаморфического яруса континентальной земной коры — литоплинтов и диаплитов с подразделением последних на протогеосинклинальные и протогеоантиклинальные области. Вопросы показали большой интерес аудитории к проблеме условий образования древнейших пород.

Симпозиум ВП.2 открылся докладом Л. М. Парфенова, И. П. Войновой, Л. П. Карсакова, Б. А. Натальина, Л. И. Попеко, Д. Ф. Семенова «Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе тихоокеанского обрамления». Палеотектонические реконструкции производились путем установления и прослеживания в складчатых зонах структурных элементов, характерных для современных островных дуг. В результате доказываются значительные горизонтальные перемещения сиалических мегаблоков, раздавливание расположенных между ними океанических бассейнов. Нарастание северо-восточной части Азиатского континента происходило не только за счет смещения островных дуг в сторону океана, но и за счет слияния сиалических мегаблоков. Доклад вызвал много вопросов, касающихся методики палеотектонических реконструкций (Л. И. Красный), положения палеозон Бенюфа (В. Ф. Белый), обоснования выделения Охотоморского массива (Л. П. Зоненшайн).

Три доклада были посвящены окраинным и внутренним морям. В докладе Л. Э. Левина была дана геолого-геофизическая характеристика тектонических групп окраинных и внутренних морей Тихоокеанского сегмента Земли. В итоге им намечен комплекс признаков для выделения четырех тектонотипов — современных геосинклиналей, орогенных впадин, перикратонных и периокеанических прогибов. В процессе новообразования коры котловин ведущая роль принадлежит мантийному диапаризму и рифтогенезу. И. И. Берсенев в своем докладе о происхождении и развитии Японского моря в противовес мнению многих исследователей, относящих этот структурный элемент к современному геосинклиналям, считает его своеобразным образованием, характеризующимся: а) однообразным составом чехла; б) небольшой мощностью; в) слабым вулканизмом в последние миллионы лет. Все это отличает этот бассейн от геосинклиналей прошлого. На вопрос В. А. Соловьева: «Можно ли говорить применительно к Японскому морю о чехле и фундаменте?» — докладчик ответил положительно. По мнению С. М. Тильмана, перечисленные докладчиком признаки характеризуют современный этап осадконакопления, а если осадки снять, получится иная картина. И. И. Берсенев ответил, что в этом случае изменится характер дислокаций, но вещественный состав останется прежним.

И. К. Туезов в докладе «Тектоника дна Охотского моря», опираясь на геолого-геофизические материалы, доказывал, что Охотское море — затопленная часть материка, за исключением глубоководной котловины, которая является наложенной структурой с субокеаническим типом коры.

Три доклада касались глубоководных желобов. В процессе обсуждения доклада Г. С. Гнибиденко «Тектоника Курило-Камчатского глубоководного желоба», в котором были изложены новейшие геолого-геофизические данные и дана их интерпретация, дискутировался вопрос о тектоническом режиме в пределах желоба. По мнению Л. М. Парфенова, высказанное докладчиком мнение о режиме растяжения в желобе не согласуется с данными о распространении на приостровном склоне желоба дислоцированных пород. Докладчик пояснил, что дислоцированные породы — древние (300 млн. лет), на современном этапе в желобе идет сбросообразование. В докладе Д. Шики и И. Мисавы (Япония) речь шла о геологической структуре и тектонике внутренних склонов трога Нанкай и Японского желоба. Докладчиками предложена модель генезиса структуры под склонами, согласно которой тектоническое влияние относительного движения континентальной и океанической литосфер, т. е. влияние активности зоны Вадати — Бенюфа, проявляется в виде надвиговых движений, которые распространяются в аккреционных призмах и иногда достигают поверхности морского дна. По некоторым из этих надвигов внедряются кислые и основные магматические интрузии, содержащие континентальные и океанические коровые ксенолиты. В своем докладе «Структура глубоководного желоба дуги Банда» Хартоно (Индонезия) обратил внимание на отсутствие сейсмичности, а следовательно, и поддвига. С. А. Ушаков предположил в ходе дискуссии, что поддвиг все-таки есть и он должен отражаться в гравитационных аномалиях, а отсутствие сейсмичности можно объяснить малой вязкостью субстрата.

Серию интересных докладов сделали японские геологи. В докладе Т. Нозавы и К. Шибаты рассматривались основные проблемы геологии Японских островов. Особое внимание в докладе было уделено проблеме фундамента геосинклинали Хонсю — самой древней и наиболее протяженной в Японии. По мнению докладчиков, геолого-

геофизические данные свидетельствуют о большой вероятности существования под геосинклинально досилурийского фундамента, однако мощность его невелика и распространён он не повсеместно. В вопросах по докладу выяснились связи структуры Японских островов с континентом (М. Чуркин, США), местонахождение древнейших кристаллических пород (Ю. М. Пушаровский). Т. Нозава подтвердил данные о связи с континентом, обоснованные материалами магнитометрии; небольшие тела докембрийских метаморфических пород есть в поясе Хида. В других докладах японских геологов рассматривались частные структуры: трог Окинава и его рифтовая система (М. Кимура); милонитовые скалы внутри зоны Медианы Японии (М. Йошида); тектонический меланж пояса Симанто в Японии (Т. Сузуки, С. Хада, С. Йошикура); противоположно наклоненные блоки региона Нингата вдоль Японского моря (Уемура). Наибольший интерес вызвал доклад Т. Сузуки, С. Хада и С. Йошикура. Изложенные материалы получили различную интерпретацию слушателей. Л. П. Зоненшайн считает, что зона меланжа отвечает вулканическим островам внутри океана, которые попали в зону субдукции в верхнем мелу и блокировали ее. По мнению В. Е. Ханна, можно предположить, что первоначально существовали олистостромы, которые потом были переработаны тектоническими движениями в меланж. Докладчик с последним не согласился, ему более импонирует интерпретация Л. П. Зоненшайна.

Симпозиум ВП.З открыл В. Е. Ханн, выступивший с докладом «Тихий океан и Тихоокеанский подвижный пояс». Тихий океан, по мнению докладчика, существовал с середины докембрия, но конфигурация его в ходе эволюции менялась. Между тем данные глубоководного бурения показали, что кора Тихого океана столь же молода, как и кора других океанов. Это противоречие снимается лишь с позиций тектоники плит, допускающей поглощение более древней коры в процессе ее субдукции по периферии океана. «Апофизы» Тихого океана разрывали континентальное обрамление и подразделяли Тихоокеанский пояс на сегменты с разной структурой и историей развития. Среди ведущих процессов, предопределяющих формирование структуры Тихого океана и его окраин, названы аккреция, деструкция, субдукция, обдукция, интенсивный магматизм.

На планетарную неоднородность Тихоокеанского сегмента Земли обратили внимание в своем докладе Л. И. Красный и Д. Е. Гершанович. По геофизическим, геоморфологическим, геологическим данным, Тихий океан делится на две части, граница между которыми проходит по зоне Великого Тихоокеанского геораздела. Специфическими структурами западной части Тихого океана являются «океанические земли», где наблюдаются наиболее полные разрезы осадков. По мнению докладчиков, образование современного Тихого океана можно трактовать как соединение двух океанов — более древнего и сложного по строению собственно Тихого океана на западе и значительно более молодого Восточного Тихого океана, образовавшегося в ходе спрединга. Системы разломов Тихоокеанского сегмента литосферы проанализированы в коллективном докладе Ю. М. Пушаровского, В. В. Козлова, О. А. Мазаровича, Е. Д. Сулиди-Кондратьева. Анализ, проведенный на большом геолого-геофизическом материале с использованием космических снимков, позволил уточнить представление о структурном рисунке разломов и выделить их основные системы, отражающие общую геодинамическую обстановку.

Вопросам районирования дна Тихого океана было посвящено два доклада. В докладе О. В. Михайлова, В. Н. Соловьева была предложена модель районирования дна Тихого океана по интенсивности вертикальных движений, зафиксированной в современном рельефе дна, в коллективном докладе А. Г. Гайнанова, Л. И. Красного, П. А. Строева, В. В. Федынского районирование проведено на основании комплексной интерпретации гравиметрических данных. В какой-то мере районированию посвящен доклад Ю. А. Богданова и И. О. Мурдмаа «Осадочные формации Тихого океана», в котором проанализированы вертикальные и латеральные ряды формаций, характеризующие различные структурные элементы океанского дна.

Группа докладов была посвящена проблемам новой глобальной тектоники: истории движения литосферных плит в Тихом океане в мезозое и кайнозое (Л. П. Зоненшайн, Л. А. Савостин), взаимодействию литосферных плит в зоне перехода от континента к океану (Л. А. Савостин, Л. П. Зоненшайн), частным моделям взаимодействия плит (Л. И. Лобковский, Л. П. Зоненшайн). Л. П. Зоненшайн и Л. А. Савостин выделили 4 этапа в развитии впадины Тихого океана за последние 150—160 млн. лет и произвели палеотектонические реконструкции для этих этапов, позволяющие сделать вывод, что на протяжении последних 150 млн. лет происходило постепенное закрытие Тихого океана с сокращением его площади не менее чем на одну треть. В дискуссии по докладу О. В. Михайлов подверг сомнению правомерность выделения единой Тихоокеанской плиты. Кроме того, по его мнению, с точки зрения гипотезы тектоники плит не объясняется происхождение Императорского и Гавайского хребтов.

Много вопросов вызвал доклад Л. А. Савостина и Л. П. Зоненшайна о взаимодействии литосферных плит в зоне перехода от континента к океану. Вопросы касались признаков выделения плит (Ю. А. Косыгин), методики определения направления движений плит (Л. М. Балакина), количества данных для определения скорости движения плит (В. Н. Никитина).

С большим интересом был заслушан доклад В. Н. Пономарева о первом опыте измерения магнитного поля в океанской скважине, пробуренной на Галапагосских островах с судна «Гломар Челленджер». Глубина скважины до забоя 3800 м, до дна

3470 м. Предметом исследования была намагниченность базальтов, скрытых на глубине 3732 м. Базальты представлены двумя слоями: нижний имеет отрицательную намагниченность, верхний — положительную. Если использовать традиционные методы измерения по образцам, то можно говорить об инверсии. На самом же деле разгадка в том, что вектор общего магнитного поля близок к горизонтальному. По мнению докладчика, глубоких выводов пока делать нельзя, однако эти данные надо принимать во внимание сторонникам гипотезы тектоники плит при интерпретации материалов магнитометрии.

Шесть докладов были посвящены проблеме офиолитов Тихоокеанского пояса. В докладе Н. А. Богданова были охарактеризованы зоны скучивания океанической коры в западной части Тихого океана (поднятия Шатского, Хесса), характеризующиеся двоянными разрезами, увеличенной мощностью третьего слоя (до 25 км). Предполагается, что эти зоны обладают таким же покровным строением, как и складчатые пояса континентов, океаническая кора на континентах и в океанах одностипна и преобразование океанической коры в континентальную не происходит. С последним утверждением С. М. Тильман не согласился. По мнению Л. П. Зоненшайна, поднятия Шатского и Хесса были сформированы первоначально в оси срединного, трактовать их как зоны скучивания нельзя. Другие доклады подобной проблематики касались глубинности формирования офиолитовых зон Тихоокеанского пояса (Д. Ф. Каминский, Л. Д. Лаврова), положения офиолитов на юге Центрально-Корякской складчатой зоны (Н. П. Митрофанов), типов офиолитов и латеральных неоднородностей мантии и коры Пенжинско-Анадырского региона (Г. Е. Некрасов), тектонического значения офиолитов западной Аляски (У. Паттон, США).

Открывая общую дискуссию, Ю. А. Косыгин обратил внимание на то, что научные исследования обычно основываются на фактическом материале, заслуживающем наибольшего внимания; научном мышлении, опирающемся на законы логики, и на гипотезах, которые мы выдвигаем. Наиболее важен фактический материал, и его нельзя подбирать тенденциозно, как это часто делается. Что же касается гипотез, то это лишь инструмент научного знания, и чем больше набор инструментов, тем лучше. Ю. А. Косыгин призвал в дискуссии обращать внимание на чистоту, ценность, правильность отбора фактов, на безупречность мышления с использованием научных категорий. К гипотезам же надо подходить с уважением.

Дискуссию развернулась в основном вокруг достоинств и противоречий гипотезы тектоники плит. Многие из выступавших обращали внимание на факты и положения, противоречащие гипотезе тектоники плит: так, структура магнитных аномалий в Курило-Камчатском желобе пятнистая, а не полосчатая (Г. С. Гнибиденко), в Тихом океане много структур сжатия с мощной корой, в желобах же наблюдается растяжение (И. И. Берсенева); магматические провинции далеко не линейные (Э. П. Изох), не принимаются во внимание ротационное движение Земли и планетарные явления (О. В. Михайлов), при интерпретации магнитных аномалий не учитываются вторичные изменения магнитного поля (Л. А. Мастюлин), нельзя считать плиты абсолютно жесткими (М. С. Марков). С. А. Ушаков, Л. П. Зоненшайн в своих выступлениях перечислили ряд эффектов, которые были сначала предсказаны теоретически, а потом доказаны экспериментально (эффект затягивания, выжимания осадков), пояснили явления субдукции и обдукции, критерии выделения плит и призвали своих оппонентов изложить основы гипотезы и спорить со знанием дела. В. Е. Хаин подчеркнул, что новая глобальная тектоника — гипотеза глобального уровня, и от нее нельзя требовать объяснения мелких фактов. По мнению М. Чуркина (США), фактов, противоречащих тектонике плит, мало. Она применима и на континентах, и в океанах. Ю. М. Пушаровский призвал изучать не только геодинамику, но и вещественные неоднородности (петрохимические, геофизические, тектонические) и корректировать их. В дискуссии в общей сложности выступили 22 участника конгресса.

В заключительном слове Ю. А. Косыгин поблагодарил всех участников конгресса и посоветовал ученым, отстаивающим или выдвигающим ту или иную гипотезу, указывать реалистические пути ее проверки, что могло бы служить основой планирования дальнейших исследований.

Г. Л. Кириллова, Л. И. Попеко

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 06.05.80	Подписано к печати 12.06.80	Т-08561	Формат бумаги 70×108 ^{1/16}
Высокая печать	Усл. печ. л. 11,2	Уч.-изд. л. 11,8	Бум. л. 4,0
		Тираж 1957 экз.	Зак. 4993

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

В-113
ПЕСОЧНЫЙ ПЕР 3-42
МАКАРЫЧЕВУ Г И
70228

Цена 1 р. 20 к.
3
Индекс 70228

КНИГИ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»:

Лебедев Л. И. СТРОЕНИЕ И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ СОВРЕМЕННЫХ ГЕТЕРОГЕННЫХ ДЕПРЕССИЙ. 1978. 111 с. 1 р. 30 к.

Работа посвящена геологическому строению и нефтегазоносности особого класса осадочных депрессий, которые характерны для современных внутренних и окраинных морей. В качестве тектонотипа этих структур рассмотрено Каспийское море. Для сравнительного анализа привлечены также данные по другим морским бассейнам и, в частности, Северному морю и Персидскому заливу. Выявлены черты сходства и различия упомянутых депрессий, обосновано отнесение их к одной категории депрессионных структур.

Рассчитана на геологов-нефтяников и тектонистов.

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ. 1977. 112 с. 1 р. 02 к.

В сборнике рассматриваются разнообразные тектонические структуры Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Затрагиваются вопросы, касающиеся механизма развития тектонических структур, особенностей строения природы энергетического источника тектонических деформаций.

Книга рассчитана на исследователей, работающих в области региональной и теоретической геотектоники, тектонофизики, а также интересующихся вопросами методики тектонических исследований.

Эти книги Вы можете приобрести во всех магазинах «Академкнига».



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»